МЕТОДЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

МЕТОДЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

(ПРИ ПОИСКАХ ЗАЛЕЖЕЙ НЕФТИ И ГАЗА)

4480

Ленинград
«Недра»
Ленинградское
отделение
1984

УДК 551.8 : 550.8 : 553.98

Методы палеогеографических реконструкций (при поисках залежей нефти и газа)/Гроссгейм В. А., Бескровная О. В., Геращенко И. Л. и др.— Л.: Недра, 1984.— 271 с.

Изложены методы палеогеографических реконструкций, применяемые при поисках залежей нефти и газа, в первую очередь литологического типа. Методы эти основаны на широком применении гранулометрического, терригенно-минералогического и текстурного анализа, а также количественной оценки содержания песчаных пород-коллекторов в терригенных толщах. Разработанные методы палеогеографических построений позволяют определять генезис и прогнозировать местоположение песчаных тел-коллекторов нефти и газа. Рассматривается роль палеогеографии при изучении коллекторов, что помогает устанавливать тренды развития их улучшенных свойств. Предлагаемый комплекс методов может быть использован при поисках россыпных и других месторождений полезных ископаемых в осадочных породах.

Для широкого круга геологов-нефтяников и литологов, занимающихся поисками и разведкой полезных ископаемых в осадочном чехле.

Табл. 22, ил. 79, список лит. 95 назв.

Авторы: *В. А. Гроссгейм, О. В. Бескровная, И. Л. Геращенко, Н. С. Окнова, Г. Ф. Рожков*

Рецензент — д-р геол.-минерал. наук, проф. *С. Г. Неручев*

М $\frac{1904050000-317}{043(01)-84}$ 156—84

© Издательство «Недра», 1984

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы бурно развивается палеогеография, которая активно вторгается в процесс поисков ряда полезных ископаемых, в том числе нефти и газа. При этом можно различить общие, универсальные палеогеографические построения, на которых показываются все аспекты условий осадконакопления, вплоть до зоо- и фитогеографического районирования, и специальные реконструкции, упор в которых делается на выявление поисковых признаков для нужного полезного ископаемого. Такой вариант можно назвать практической палеогеографией. Так, для поисков нефти и газа очень важно знать ареалы распространения и условия образования гранулярных коллекторов (да и не только гранулярных). Их первичные свойства оказывают влияние на течение вторичных процессов, формирующих современные емкостные и фильтрационные свойства пород-коллекторов. По достоверным реконструкциям можно, таким образом, прогнозировать не только распространение, но и качество коллекторов, что без палеогеографических реконструкций было бы весьма затруднительным. Другой задачей, которая успешно решается при помощи палеогеографических реконструкций, является выявление песчаных тел, установление их генезиса, границ и позиций для определения перспективности поисков литологических ловушек и в конечном итоге залежей.

В каждой нефтегазоносной провинции наступает момент, когда фонд антиклинальных структур, как бы велик он ни был, исчерпывается и дальнейшее развитие нефтегазодобывающей промышленности упирается в необходимость поисков ловушек иного типа, чем пластовые сводовые, в первую очередь литологических и стратиграфических. К этому времени нефтегазоносный бассейн бывает достаточно плотно разбурен, в какой-то мере и скважинами, в которых поднимался керн (опорные, параметрические, разведочные). Этот материал, обработанный соответствующим образом, является основой для обобщений, имеющих целью планирование поисков литологических залежей. Планирование и сами поиски происходят в несколько этапов, которые укладываются в пять звеньев поисковой цепочки. Начинаются работы с обобщения геологических и геофизических материалов с целью выяснения условий формирования песчаных тел и выбора наиболее перспективных объектов (участков) для более детальных исследований. В этих обобщениях определяющую роль играют литолого-палеогеографические реконструкции, основанные как на общем фациальном анализе, так и на гранулометрическом, минералогическом

и текстурном анализе и изучении песчанистости разрезов. Это позволяет с большой долей вероятности наметить источники сноса и пути разноса терригенного материала и, опираясь на выявленные закономерности, определить положение зон выклинивания коллекторов или, во всяком случае, участков, наиболее благоприятных для выявления зон выклинивания.

Во время работ второго звена поисковой цепочки исследуются именно эти перспективные участки. Для этого используется анализ промысловых материалов в наиболее полном объеме (каротаж по всем пробуренным скважинам, все результаты всех проведенных ранее полевых геофизических работ). Обобщение этих данных путем построения карт песчанистости, структурных и изопахических схем, палеогеоморфологических построений позволяет уточнить строение зон выклинивания. Кроме того, необходимо детализировать тектоническое строение этих участков, геологическую историю, гидрогеологические условия, распределение скоплений нефти и газа в изучаемом стратоне, а также выявить вторичные изменения коллекторских свойств. Все это позволяет уточнить трассировку линии выклинивания коллекторов.

На этих значительно суженных участках в третьем звене поисковой цепочки следует провести специальные геофизические исследования по методикам, обладающим наибольшей разрешающей способностью и позволяющим прогнозировать геологический разрез. Эти методы, разработанные для частных случаев, должны приобрести большое значение для точной трассировки линии выклинивания коллекторов, позволяющей выявлять литологические ловушки.

Следующее, четвертое, звено поисковой цепочки является оценочным. Наибольшее значение следует признать за прямыми (геофизическими и геохимическими) методами выявления залежей углеводородов. Хотя они еще не получили достаточно широкого распространения, однако уже имеются примеры их успешного применения. Оценку выявленных ловушек возможно производить на основе установления условий формирования залежей углеводородов в изучаемом бассейне.

Пятое, поисково-разведочное, звено завершает цепочку. Наиболее перспективные ловушки в первую очередь подвергаются поисковому бурению, а при удаче — и разведочному.

На всех этапах поисков литологических залежей в полной мере используются палеогеографические реконструкции. В чем же преимущество палеогеографических реконструкций? Во-первых, как бы велика ни была плотность бурения на подлежащей рассмотрению территории, она всегда будет неравномерна, так как при поисках сводов они всегда разбуриваются густыми сетками, в то время как синклинальные участки, иногда довольно обширные, остаются не освещенными бурением и геофизическими методами изучаются также недостаточно. Палеогеография позволяет путем интерполяции (в ряде случаев и экстраполяции) обоснованно судить о том, что делается на неразбуренных участках,

так как фации сочетаются закономерно и можно безошибочно утверждать, например, что между зонами малых и больших глубин ископаемого бассейна располагалась зона средних глубин, со своим набором осадков. Это большое преимущество палеогеографии как метода обобщения материала.

Вторым ее преимуществом является дешевизна исследований. Даже принимая во внимание, что для специфических целей практической палеогеографии нужно большое число анализов разного рода, можно утверждать, что палеогеографические реконструкции обходятся значительно дешевле, чем, скажем, геофизические съемочные работы или структурное бурение, не говоря о параметрическом.

Наконец, достаточная разработанность методики палеогеографических реконструкций позволяет осуществлять их со значительной долей уверенности. Следует также обратить внимание на то, что к настоящему времени в большинстве нефтегазоносных провинций СССР сознательные и целенаправленные поиски литологических ловушек (залежей) только начинаются, а роль палеогеографии, как мы говорили выше, особенно велика на начальной стадии поисков. Надо отметить для справедливости, что все приемы исследований и построения, применяемые при поисках сводовых ловушек, необходимо использовать и при поисках литологических ловушек. Палеогеография не заменяет, а дополняет их. Вместе с тем нужно сказать, что и при поисках сводовых залежей палеогеографические реконструкции должны использоваться в первую очередь для прогноза распространения и качества коллекторов.

Настоящая работа посвящена изложению методики палеогеографических реконструкций, применяемых при ведении поисковых работ на нефть и газ, в первую очередь на литологические залежи углеводородов.

Особое внимание авторы уделили обычно не описываемым или слишком кратко излагаемым методам гранулометрического, минералогического и текстурного анализа в их современной модификации, разработанной авторами. Кроме того, выделены в специальные разделы общий фациальный анализ и методы выявления первичных и вторичных свойств гранулярных коллекторов. Каждый из упомянутых выше видов анализа имеет в какой-то мере самостоятельное значение, однако надежнее и достовернее употреблять все эти виды анализа в комплексе. Лишь взаимный контроль решений конкретных задач позволяет утвердиться в правильности этих результатов, на основе которых делаются практические выводы. Для иллюстрации этого положения работа снабжена необходимыми примерами результатов комплексных исследований.

Книгу написали: введение и заключение — В. А. Гроссгейм, ч. I — Г. Ф. Рожков, ч. II — Н. С. Окнова, ч. III — В. А. Гроссгейм, в ней § 36 — И. Л. Геращенко, ч. IV — И. Л. Геращенко, ч. V — О. В. Бескровная.

Часть I

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СИТОВЫЙ АНАЛИЗ

Гранулометрией в геологии принято называть размеры частиц и их содержание в горной породе. Гранулометрический состав обломочных пород является одной из важнейших характеристик, которая изучается с различными целями. К ним относятся: а) классификация обломочных пород, б) оценка песчано-алевритовых пород как коллекторов нефти, газа, воды и россыпных минералов; в) выявление генезиса осадков при палеодинамических реконструкциях; г) выделение определенных размерных фракций для минералогического анализа; д) оценка структуры песков в качестве полезного ископаемого.

Для выполнения любой из перечисленных задач необходим достоверный гранулометрический анализ исследуемой породы, который определяется как доброкачественностью аппаратуры, так и современной технологией его производства.

Существует много способов определения гранулометрического состава пород, но наиболее распространенным пока остается ситовый анализ [Петтиджон Ф. и др., 1976, с. 71]. Этот анализ прост, экономичен и не требует дорогостоящей аппаратуры, а его информативность основана на жесткой корреляционной связи размеров трех осей зерен кварца и полевых шпатов.

Для выполнения палеодинамических реконструкций необходим предложенный В. П. Батуриным [1947] дробный ситовый анализ.

Все малофракционные ситовые анализы малоинформативны и для выполнения научно-производственных работ оказались малопригодными. Так, например, Р. Фолк [Folk R. L., 1968] указывает, что в США такие анализы используются только студентами на практических занятиях.

В г. Кольчугино Владимирской области завод «Электрокабель» изготовляет ситоткани 36 размеров в диапазоне от 2,5 до 0,04 мм, которые жестко связаны единым показателем геометрической прогрессии — 1,11—1,14 (ГОСТ 3584—73 и 6613—73). Из этого набора латунных сеток, если пропустить каждый второй размер, получается комплект ситотканей 19 размеров, связанных единым показателем геометрической прогрессии 1,25—1,27. Завод алмазного инструмента в г. Тереке Кабардино-Балкарской АССР из этих ситотканей производит наборы контрольных сит диаметром 20 см.

Аналогичные наборы сит изготовляют западногерманские фирмы, которые, кроме того, выпускают сита с размерами квадратных ячеек 0,036, 0,032, 0,028, 0,025 и 0,020 мм. Наличие таких сит позволяет значительно расширить диапазон механического анализа. Эти же фирмы выпускают и электромагнитные вибрационные ротапы, которые повышают качество рассева и очень удобны в эксплуатации.

Многие зарубежные фирмы производят сетки электролитическим способом, их минимальный размер достигает 0,008 мм. Эти цельнометаллические сетки обладают исключительной выдержанностью размеров квадратных ячеек, легко очищаются и дают высокую точность рассева.

Таким образом, мировая промышленность предоставляет полную возможность литологам проводить дробный ситовый анализ песчано-алевритовых пород, который в значительной мере повышает эффективность литологических исследований и разработок.

Глава 1

ПРОИЗВОДСТВО АНАЛИЗА

1. ПОДГОТОВКА ПРОБ

Основная цель подготовительного периода заключается в получении обломочных частиц в том виде, в каком они первоначально осаждались в бассейне седиментации. Обычно рыхлые осадки уплотняются и превращаются в породу под тяжестью перекрывающих отложений, при температурных воздействиях, а также в результате цементации зерен различными химическими веществами на различных стадиях диагенеза и катагенеза.

Если порода не рассыпается при легком ударе молотком в руках геолога, то она непосредственно непригодна для ситового анализа без соответствующей процедуры дезинтеграции, цель которой состоит в том, чтобы разъединить зерна, разрушив цемент, но сохранив полностью их первоначальные размеры.

Дезинтеграция. Это очень ответственная процедура, и от того, каким образом будет выполнена дезинтеграция пробы, зависит и результат гранулометрического анализа.

В случае слабосцементированной породы пробу надо положить на лист плотной бумаги и попробовать размельчить ее пальцами рук. Под бинокуляром проверить результат дезинтеграции. Если остались агрегаты зерен, то попытаться дезинтегрировать их легким прокатыванием резинового валика. Если и это окажется неэффективным, то агрегаты следует слегка потолочь в ступке резиновым пестиком. Если снова останутся агрегаты, то просеиванием их надо удалить от общей массы зерен и повторно только для них снова произвести дезинтеграцию.

При крайней необходимости, если надо сделать ситовый анализ более плотных разностей пород, то пробу следует поместить в ступку, поставленную на большой лист плотной бумаги. Сначала попытаться размельчить пробу резиновым пестиком, но если это не даст желаемых результатов, применить фарфоровый или железный пестик. Делать пестиком только надавливающие усилия. Ни в коем случае не делать вращательных движений! Постоянно контролировать ход дезинтеграции под бинокуляром.

При наличии карбонатного цемента пробу следует поместить в ступку и размельчить до кусочков величиной с горох и залить их в специальном стакане 5 %-ным раствором соляной кислоты. Если цемент доломитовый, то необходимо слегка подогреть раствор соляной кислоты. Дезинтегрированную пробу промыть и высушить. Попутно производится определение коэффициента растворимости. Для этого взять навеску 5 г из данной пробы породы, поместить ее в мерный стакан и залить 5 %-ным раствором соляной кислоты. После полного удаления $CaCO_3$ остаток промыть *и взвесить и по уменьшению массы вычислить процент растворимости*, или так называемый процент карбонатности.

Глинистый цемент породы обычно удаляют продолжительным размачиванием пробы с довольно частым подогревом. Затем глинистые частички отмучивают.

Если цемент железистый, то пробу надо измельчить до величины горошин, затем залить 50 %-ным раствором соляной кислоты и подогревать на плитке до тех пор, пока кусочки породы не станут белого цвета. Раствор сливать через фильтр, чтобы не потерять тонкозернистые фракции, затем промыть водой и высушить пробу. Далее производится дезинтеграция оставшихся агрегатов зерен ручным способом. Дезинтеграцию пород с силикатными цементами проводить не рекомендуется, эта категория пород не подлежит ситовому анализу. Способы дезинтеграции пород с другими, более редкими видами цемента описаны в работах В. Н. Шванова [1969], В. А. Новикова [1978].

Качество дезинтеграции следует проверять также и во фракциях после рассева, пользуясь обычными трафаретами. Если во фракции оказывается более 25 % оставшихся агрегатов зерен, то ее следует снова подвергнуть дезинтеграции и повторному рассеву.

Ультразвуковая дезинтеграция плотных пород пока остается малоизученной, и ее нельзя рекомендовать для широкого использования в лабораториях механического анализа.

Отмывка. Операция очистки песчаных зерен от глинистых *частиц является очень важной, так как от нее зависит оценка* содержания в пробе глинистых и алевритовых частиц. Как показал опыт, чистые зерна лучше фильтруются через ситоткани, не засоряя их; это особенно касается зерен малого размера. Для оптических методов диагностики минералов загрязненность их поверхности крайне нежелательна. Отмывка зерен может производиться ручным и ультразвуковым способами.

При ручном способе отмывка осуществляется в фарфоровой чашке резиновым пестиком, которым производят слабые вращательные движения. Чистоту зерен проверяют непосредственно под бинокуляром. Грязную воду после отмывки зерен сохраняют для последующего процесса отмучивания. Довольно часто нефтяникам требуется производить отмывку зерен песков (песчаников), сильно пропитанных нефтью. Обычно эта процедура выполняется бензолом или хлороформом в сокслетах или в обычных мерных стаканах под тягой. Иногда для удаления с поверхности зерен небольшого количества остаточных пленок нефти или битума очень удобно производить кипячение пробы в растворе пирофосфорнокислого натрия.

При ультразвуковой отмывке зерен наилучшие результаты получаются на частоте 20—22 кГц [Колобзаров О. В., 1978]. Интенсивность излучения может быть разная в зависимости от минералогического состава обломочного материала. Время ультразвуковой обработки проб может также варьировать в зависимости от процентного содержания глинистых частиц, но, как показали наши исследования, оно не превышает 15—20 мин (это крайне редкие случаи), а в среднем ультразвуковая отмывка занимает 5—10 мин. Имеется большой выбор различных типов ультразвуковых установок, пригодных для отмывки проб при ситовом анализе. Наиболее рациональным представляется использование установок УЗУ-01 и УЗМ-3-04. Эффективность отмывки при этом зависит не только от технических характеристик ультразвуковой установки, но и от кавитационных свойств среды (жидкости), в которую помещается отмываемый образец. Установлено, что ультразвуковая отмывка проб по сравнению с ручной дает приблизительно трехкратное увеличение производительности труда для древних и двукратное — для современных осадков. Сходные результаты сравнения отмывки ультразвуком и вручную были получены на установке УЗМ-195.

Диспергация. Эта процедура предназначается для разделения песчаных и алевритово-глинистых частиц. Она необходима для проведения седиментометрического анализа.

Обычно глинистые частицы несут на себе в суспензии электрические заряды, которые в большинстве отрицательны. Отрицательно заряженные частицы стремятся соединиться с положительными ионами водорода, натрия, кальция и т. д. Не насыщающие раствор отрицательные ионы гидроксила (OH) создают вокруг каждой глинистой частицы отрицательно заряженное облако, которое предохраняет ее от слипания с другой частицей, т. е. коагуляции. Естественно, что именно при таком состоянии глинистых частиц следует проводить седиментометрию, но, к сожалению, это только идеальные условия. Так, например, даже в простой водопроводной воде обычно имеются незначительные концентрации таких электролитов, как соляная кислота, хлористый натрий, под действием которых происходит ликвидация защитного роя отри-

цательных зарядов вокруг глинистых частиц. Лишенные их, они начинают быстро коагулировать. В этих случаях седиментометрия дает неверные результаты измерения частиц. Во избежание этого крайне нежелательного процесса следует пользоваться только дистиллированной водой и в раствор добавлять строго определенные количества специальных химических реагентов — диспергентов или пептизаторов. К ним относятся аммиак, его требуется всего несколько капель на литр; 0,02-нормальный раствор соды; 0,01-нормальный раствор соли щавелевой кислоты, соль гексаметафосфатной кислоты и т. д.

Ультразвук является хорошим средством для диспергации глинистых частиц в пробах песчано-алевритовых пород [Лапина Н. Н., 1964 г.; Шутов В. П., Кац М. Я., Баранов В. В., 1961 г.]. В связи с этим ультразвук может с успехом применяться при мокром просеивании с целью быстрого и надежного отделения глинистых фракций от зерен песчаного размера [Kravitz J. H., 1966 г.].

Отмучивание. Это процесс удаления из пробы частиц размером меньше 0,01 мм способом седиментометрии по закону Стокса. Дробный ситовый рассев, выполняемый на отечественных наборах сит, завершается фракцией 0,05—0,04 мм. При отмучивании частиц размером меньше 0,01 мм на донышке сит остается суммарная фракция 0,04—0,01 мм. Считаем, что целесообразнее производить отмучивание частиц размером меньше 0,032 мм, чтобы на донышке сит оставалась еще одна дополнительная фракция — 0,04—0,032 мм, связанная единым показателем геометрической прогрессии.

Кроме повышения размаха ситового анализа при отмучивании частиц размером меньше 0,032 мм происходит значительная экономия времени. Так, например, время осаждения частиц размером меньше 0,01 мм составляет около 20 мин при температуре воды 20 °С, а время осаждения частиц размером меньше 0,032 мм при аналогичных условиях требует менее 2 мин рабочего времени. Экономия при этом получается в 10 раз. При использовании наборов сит западногерманского производства с минимальными размерами ячеек 0,02 мм требуется соответственно отмучивать частицы размером меньше 0,016 мм, чтобы получить следующую размерную фракцию — 0,02—0,016 мм.

Процесс отмучивания может быть механизирован. Механизация заключается в устройстве специального коромысла для навешивания нескольких сливных сифонов, которое можно одновременно опускать в отстойные цилиндры по истечении определенного времени отстаивания суспензии. Соединение коромысла с часовым механизмом делает установку автоматической. Температура воды в отстойных цилиндрах также может измеряться автоматически и таким же образом могут вводиться соответствующие поправки на время отстаивания, т. е. на интервалы опускания сифонов коромыслом [Новиков В. А., 1978; Колобзаров О. В., 1978].

Объем навески и время ее рассева. Известно, что процесс рассева является стохастическим, поэтому чем дольше рассеивать навеску минимально допустимого объема, тем лучшие результаты будут достигнуты. Репрезентативность объема случайной выборки — навески и оптимальное время ее рассева многократно определялись опытным путем. Один из таких экспериментов описан в специальной статье [Дробный ситовый..., 1973].

Установлено, что для получения более высокой производительности труда и наименьшего износа сит, с одной стороны, и качества рассева — с другой, необходимой и достаточной является навеска дезинтегрированной породы массой 50 г, а минимальное время ее рассева составляет не менее 15 мин на электромагнитном вибрационном ротапе типа «Анализетте-3» фирмы «Фрич», ФРГ.

По данным Дж. Гриффитса [1971], в лабораториях США навески массой 100—150 г рассеиваются на ротапах в течение 15—25 мин. По мнению Р. Фолка [Folk R. L., 1968], для рассева навески 30—70 г достаточно 15 мин. Во Франции считают, что для рассева навески 100 г достаточно и 8—10 мин.

Характеристика наборов сит. Мировая промышленность выпускает ситоткани следующих размеров. Стандарт США (ASTME 11-1970) — 33 размера (от 25,4 до 0,029 мм) с показателем геометрической прогрессии (пгп) 1,19—1,4; ситоткани Тейлера (Tyler Standard Scale) — 30 размеров (от 5,6 до 0,038 мм), пгп = $=1{,}19 \div 1{,}4$; стандарт Великобритании (British Standard Sieve Series 410 : 1969) — 24 размера (от 4,75 до 0,038 мм), пгп $=1{,}18 \div$ $\div 1{,}4$; стандарт Франции (AFNORN. F. XII-501) — 30 размеров (от 5,6 до 0,037 мм), пгп $=1{,}19 \div 1{,}4$; стандарт ФРГ (ДИН 4188) — 39 размеров (от 25,0 до 0,02 мм), пгп $=1{,}12 \div 1{,}25$; международный стандарт (ISO) — 16 размеров (от 16 до 0,02 мм), пгп $=2{,}0$; стандарт СССР — 33 размера (от 2,5 до 0,04 мм), пгп $=1{,}12 \div 1{,}14$.

Любая ситоткань не может состоять из идеально одинаковых квадратных отверстий-ячеек. Так, например, для ситовых тканей ФРГ нормами допускается, чтобы 6 % всех ячеек показывали среднее отклонение от нормы 5 %. Наборы сит США имеют погрешности в размерах ячеек 3—6, а отечественные — 3—8 %. Все принятые системы ситовых наборов в работе дают практически одинаковые результаты.

Процесс рассева. После высушивания навеску взвешивают и высыпают на сита, которые разбиты на две колонны: первая состоит из 11 сит размером от 2,5 до 0,25 мм, а вторая — из 8 сит размером от 0,2 до 0,04 мм. Обычно три первых сита наиболее крупных размеров с колонны снимаются либо за отсутствием крупных зерен в песках, либо из-за того, что эти зерна очень легко фильтруются через них без всякого ротапа. Остается еще так называемая фракция донышка сит, это фракция объемом 0,04—0,01 мм при использовании отечественных комплектов и 0,02—0,01 мм — при западногерманских наборах сит.

В общем фильтрация зерен обычных песков через сита первой колонны происходит достаточно быстро и 15 мин работы ротапа вполне достаточно. Процедура взвешивания оставшихся зерен на задерживающих ситах выполняется достаточно быстро на весах с электромагнитным успокоением типа ВЛТКА-500. Материал, профильтровавшийся через всю первую колонну и скопившийся на донышке сит, переносят на сита второй колонны и продолжают рассев на ротапе в течение 15 мин.

Следует отметить, что западногерманские ротапы пока являются наилучшими, они удобны в эксплуатации, на них легко производится дополнительный рассев отдельных фракций. Однако и они имеют недостаток — отсутствуют замедленные круговые движения колонны сит в наклонной плоскости. Изменение наклона колонны необходимо для более равномерного распределения зерен по всей поверхности фильтрующих сит, чтобы ликвидировать обычные скопления зерен в какой-нибудь одной их части, так как установить каждое сито в горизонтальной плоскости практически невозможно. В работе часто приходится пользоваться обычным уровнем и очень тщательно составлять колонны сит, используя при этом резиновые прокладки.

Контроль за качеством рассева следует вести следующим наиболее эффективным способом. На гладкую поверхность стола кладется большой лист плотной бумаги. На него помещают сито с оставшимися на нем зернами и затем начинают слегка постукивать ободом сита о стол. После нескольких постукиваний смотрят, сколько зерен оказалось на подстилающем листе бумаги. Для этого удобно лист сгибать пополам, чтобы все зерна на нем концентрировались вдоль линии перегиба. Если на листе оказывается большое количество зерен (более 2 %), тогда, во-первых, эти зерна высыпают на следующее сито меньшего размера, а во-вторых, продолжают постукивания сита о стол, прибавляя к ним легкие постукивания твердым краем щетки по ободу сита в горизонтальной плоскости. Если после многократного постукивания продолжается фильтрация зерен в неубывающем количестве, то рекомендуется это сито с донышком поставить на ротап при визуальном наблюдении за тем, чтобы фильтрация зерен происходила по всей поверхности сита. На этот дополнительный рассев уходит всего несколько минут, а эффект получается отличный. Обычно процедура дополнительного рассева требуется для сит наименьшего размера.

Очистку сит можно производить теми же приемами постукиваний и применять при этом специальную капроновую щеточку. Ультразвук является очень эффективным средством очистки сит; быстро происходит их полная очистка, что совершенно невозможно получить при ручном способе. Время очистки сит ультразвуком составляет считанные минуты, если использовать специальную ультразвуковую аппаратуру западногерманских фирм.

Воспроизводимость рассева. Это важнейший показатель качества работы лаборатории. Воспроизводимость легко проверяется сравнением результатов нескольких повторных рассевов одной и той же навески. Для этого следует выбирать пробы с достаточно большим содержанием тонкозернистых фракций. Лабораторию ВНИГРИ отличает хорошая воспроизводимость дробных рассевов, достигаемая строгим соблюдением установленного порядка в работе. Об этом можно судить, в частности, по результатам опытных рассевов, представленных в табл. 1,2. Для экспериментов были выбраны две пробы: одна — из отложений нижнего кембрия Непско-Ботуобинской антеклизы, а другая — из песков пляжа оз. Байкал близ пос. Листвянка. Первая проба была пять раз подряд рассеяна на полном комплекте сит ФРГ, а вторая — трижды на комплекте отечественных и импортных сит для сравнения. Анализ полученных данных показывает хорошую воспроизводимость дробного рассева и достаточно стабильную фильтрацию зерен малого размера (меньше 0,08 мм), что имеет большое значение для проведения ситового анализа в целом. Наибольший разброс содержаний отмечается во фракции 0,032—0,025 мм, который в среднем составляет около 20 %, во фракции 0,04—0,032 мм отклонения от среднего не превышают 8 %, а в остальных — колеблются от 6 до 4 %.

ТАБЛИЦА 1

Воспроизводимость рассева пробы песков нижнего кембрия Непско-Ботуобинского поднятия на ситах фирмы «Фритч», ФРГ, г

Размер задерживающего сита, мм	Вариант рассева одной пробы					Среднее
	1	2	3	4	5	
1,25	—	—	—	—	—	—
1,0	—	—	—	—	—	—
0,8	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
0,63	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
0,5	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
0,4	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16
0,315	0,49	0,47	0,47	0,48	0,48	0,48
0,25	1,39	1,37	1,36	1,38	1,37	1,37
0,2	7,84	7,60	7,71	7,75	7,78	7,74
0,16	5,06	5,48	5,19	5,15	5,10	5,20
0,125	8,18	7,67	7,43	7,81	7,40	7,70
0,1	8,62	8,85	8,95	8,93	9,75	9,00
0,08	5,61	6,05	5,98	5,81	5,05	5,70
0,063	1,88	1,82	1,87	1,87	1,85	1,86
0,05	2,29	2,43	2,45	2,34	2,30	2,36
0,04	1,79	1,59	1,73	1,52	1,74	1,67
0,031	0,51	0,30	0,32	0,35	0,41	0,38
0,025	—	—	—	—	—	—
Сумма	43,89	43,86	43,69	43,62	43,46	43,70

ТАБЛИЦА 2

Воспроизводимость рассева пробы песков пляжа оз. Байкал (пос. Листвянка) на западногерманских и отечественных наборах сит, г

Размер задерживающего сита, мм	Сита ФРГ				Сита СССР			
	1	2	3	среднее	1	2	3	среднее
2,5	0,09	0,06	0,06	0,07	0,09	0,09	0,09	0,09
2,0	0,03	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
1,6	0,10	0,12	0,10	0,11	0,10	0,10	0,10	0,10
1,25	0,12	0,14	0,12	0,13	0,05	0,05	0,05	0,05
1,0	0,83	0,34	0,40	0,36	0,56	0,54	0,54	0,55
0,8	1,63	1,78	1,82	1,74	1,42	1,31	1,42	1,38
0,63	7,24	7,00	7,30	7,18	6,17	6,3	5,85	6,11
0,5	13,8	13,51	13,00	13,44	13,72	13,06	13,60	13,46
0,4	14,95	15,10	15,08	15,04	18,15	18,50	18,39	18,35
0,315	8,13	8,20	8,17	8,17	5,38	5,37	5,38	5,38
0,25	2,29	2,40	2,55	2,41	2,94	2,94	2,85	2,91
0,2	0,75	0,75	0,77	0,76	0,84	0,84	0,80	0,83
0,16	0,07	0,07	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05
0,125	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03
0,1	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
0,08	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
0,063	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
0,05	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
0,04	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	49,62	49,61	49,56	49,60	49,59	49,27	49,24	49,37

3. ИНФОРМАТИВНОСТЬ

Ситовый анализ — это косвенный метод измерения зерен, при котором не происходит непосредственного измерения ни одной из осей зерен, за исключением тех редких случаев, когда зерно имеет форму шара, тогда размер его диаметра совпадает с длиной ребра квадратной ячейки сита.

В основном песчаные зерна кварц-полевошпатового состава — это трехосные эллипсоиды. В среднем отношение длин трех осей $(a:b:c)$* составляет 1,3 : 1 : 0,74, а коэффициенты корреляции их длин оказываются очень близкими к единице (табл. 3).

Устойчивость значений этих отношений и жесткая корреляционная связь длин осей являются основой информативности метода ситового анализа, который может с успехом использоваться в геологии.

В общем случае длины осей зерен могут быть выражены через соответствующие длины ребер квадратных ячеек сит по следую-

* Соответственно максимальная, средняя и минимальная оси зерна.

ТАБЛИЦА 3

Средние значения отношений и коэффициенты корреляции длин осей выборочных зерен песков кварц-полевошпатового состава из дробных *ситовых фракций* песков различного возраста

Возраст песков		Условия образования	Число зерен	Отношение $a:b:c$ (среднее)	Коэффициент корреляции длин осей		
относительный	абсолютный, млн лет				$a-b$	$b-c$	$a-c$
Кембрий	400	Морские	2100	1,31 : 1 : 0,79	0,92	0,83	0,79
Девон	320	Морские, речные	4000	1,31 : 1 : 0,74	0,93	0,88	0,82
Мел	120	Морские	1500	1,26 : 1 : 0,73	0,90	0,81	0,78
Плиоцен	30	Речные	1600	1,32 : 1 : 0,74	0,91	0,82	0,80
Современные	—	Морские, речные	1800	1,30 : 1 : 0,74	0,86	0,87	0,78
Среднее			—	1,3 : 1 : 0,74	0,9	0,84	0,80

щим формулам:

$$k_1 = c/b = 0{,}74; \quad k_2 = a/b = 1{,}3; \quad a = 2k_2\, d/z;$$

$$b = 2d/z; \quad c = 2k_1\, d/z,$$

где $z = 1{,}41\sqrt{1 + k_1^2}$; d — размер ребра квадратной ячейки сита.

При $k_1 = 1$, $b = c = d$ зерна имеют форму шара. При $k = 0$, $c = 0$, $b = 1{,}41\ d$ зерно представлено пластинкой.

В конечном счете имеем, мм:

$$a = 1{,}485d; \quad b = 1{,}143d; \quad c = 0{,}846d.$$

Бесспорные достоинства ситового анализа — это быстрота его производства, простота, дешевизна, экономичность и возможность единообразной оценки размеров как самого песчаного распределения, так и частичного перекрытия смежных с ним распределений в диапазонах от 2,0 до 5,0 мм и от 0,05 до 0,02 мм.

4. ОШИБКИ

Несмотря на длительное и успешное использование в промышленности, а также на постоянное техническое усовершенствование, метод ситового анализа еще не доведен ни до абсолютно точного, ни до совершенно надежного способа косвенного измерения частиц. Идеальный гранулометрический анализ, выполненный ситовым способом, должен отражать только характеристику пробы, а не метод и технологию его производства.

Ошибки ситового рассева подразделяются на четыре основные группы: а) связанные с анализируемым материалом, б) качеством

сит, в) процедурой рассева и г) методом статистической обработки данных. Первая группа ошибок зависит от формы зерен, характера их поверхности, гигроскопичности, электростатической заряженности частиц; вторая — определяется частично нестандартностью размеров квадратных ячеек, неоднородностью ситовых тканей и нестабильностью квадратной формы, т. е. перекосом ячеек; третья — зависит от характера наборов сит, объемов проб, времени рассева, способа встряхивания, типа просеивания (мокрого или сухого); четвертая — является следствием применения того или иного статистического способа в оценке полученных результатов. Главные ошибки ситового анализа проистекают из разнообразия остроугольной формы фильтрующихся частиц мелкого размера (меньше 0,08 мм) и нестабильности размеров квадратных ячеек различных ситотканей. В частности, Л. Б. Рухин [1947] указывает, что из-за формы частиц размером меньше 0,08 мм ошибка ситового анализа может достигать 60—70 %.

Кроме этого, при проведении ситового анализа имеется целый ряд трудностей, связанных с невозможностью, например, корректной дезинтеграции консолидированных пород, сравнительно быстрым износом ситотканей, особенно малых размеров,* с загрязнением сит и сложностью ручной очистки.

Исследования и усовершенствования технологии производства, проводимые во ВНИГРИ, сравнительно сократили влияние всех перечисленных ошибок. Это сделано на основе высокой стандартизации отдельных процедур анализа и использования зарубежной аппаратуры.

Для того чтобы значительно снизить влияние нестандартности в размерах ячеек сит, возникающей иногда при заводском плетении, в начале наших исследований на заводе «Электрокабель» были закуплены ситоткани единовременного плетения всех размеров в таком количестве, что их хватило на 10 лет работы.

Многократные проверки качества повторных рассевов на электромагнитном вибрационном ротапе западногерманской фирмы «Фритч» показали, что на этой машине мелкие угловатые частицы сложной формы фильтруются через сита достаточно однообразно при всех проведенных испытаниях.

Уменьшение остальных ошибок производится строгим бинокулярным контролем результатов выполнения большинства процедур ситового анализа, в производстве которого большую роль играют аккуратность, внимательность и соблюдение нормативов времени.

За 1 мес работы один лаборант выполняет 25—30 полных дробных ситовых анализов с отмывкой и отмучиванием. За один день работы он может рассеять до пяти проб чистых, отмытых в природе песков.

---

* В лаборатории ВНИГРИ примерно через 150—200 рассевов производится замена ситовых тканей.

5. ПЕРСПЕКТИВЫ УВЕЛИЧЕНИЯ УРОВНЯ СТАНДАРТИЗАЦИИ И ПОВЫШЕНИЯ ПРОИЗВОДИТЕЛЬНОСТИ ТРУДА

Весь технологический процесс гранулометрического (ситового) анализа в отечественной практике нуждается в кардинальной модернизации и усовершенствовании. Решающее значение при этом имеет не только замена тех или иных устарелых приемов в работе и части аппаратуры, но и создание комплексной гранулометрической лаборатории, оснащенной ультразвуковым оборудованием резонансного и кавитационного действия, механизированными установками для отмучивания, электромагнитными вибрационными машинами для рассева, наборами, включающими сита с размерами ячеек 0,036; 0,032; 0,028; 0,025 и 0,020 мм западногерманского производства, и, что самое главное, вооруженной современной научной организацией труда [Новиков В. А., 1978; Колобзаров О. В., 1978].

К практическому внедрению пока можно только рекомендовать ультразвуковую отмывку зерен, диспергацию глинистых частиц и очистку сит. Считаем более рациональным производить отмучивание частиц размером меньше 0,032 мм вместо отмучивания частиц размером меньше 0,01 мм. В связи с этими усовершенствованиями значительно повышается производительность и качество дробного ситового анализа.

44180

Глава 2

СТАТИСТИЧЕСКАЯ ОБРАБОТКА

6. ПЕРЕХОД НА КОСВЕННЫЙ СЧЕТ ЗЕРЕН

Впервые идея пересчета весовых содержаний (массовых долей) на число зерен в размерных ситовых фракциях родилась в США (1929 г.). Позднее в СССР Л. Б. Рухин [1947] показал важность счета зерен для фациальной интерпретации результатов ситового анализа песков.

Многие исследователи у нас и за рубежом пришли к выводу, что счет зерен может с успехом использоваться в гранулометрии при геологических исследованиях. На необходимость счета частиц при гранулометрическом анализе неоднократно указывал А. Б. Вистелиус.

Известно, что масса зерен является функцией их числа в той или иной ситовой фракции. При переходе на косвенный счет зерен резко увеличивается в пробе роль мелких зерен, увеличивается их статистическая значимость, уменьшается средний размер зерен песков и происходит радикальная перестройка ЭПР*, особенно

* ЭПР — эмпирический полигон распределения гранулометрического состава осадков.

для плохо отсортированных осадков, сформированных в условиях слабых динамических сил среды седиментации. Так, например, ЭПР песков морских пляжей, береговых дюн, пустынь и полупустынь практически остаются без изменений, зато для осадков морских впадин, речных русел, мутьевых потоков и т. д. они сильно видоизменяются, т. е. из более или менее симметричных становятся резко асимметричными.

Все это получается только потому, что при косвенном счете сильно возрастает роль (число) мелкозернистых частиц, а крупнозернистые, наоборот, теряют свою статистическую значимость.

Переход на косвенный счет зерен осуществляется делением массы i-й ситовой фракции на массу среднего зерна этой же фракции. Масса ситовой фракции, или делимое, определяется с погрешностью до 0,01 г. Чем дробнее рассев, тем более близкими становятся пределы размерных фракций, а это значит, что после правильного рассева зерна окажутся хорошо подобранными по размерам внутри каждой из них. Опыт показал, что хотя процесс рассева и является стохастическим, но тем не менее в более узких фракциях происходит формирование и более симметричных распределений как самих длин осей зерен, так и их объемов (зерен-эллипсоидов). Экспериментально установлено, что дробность 19-фракционного рассева является оптимальной и полностью удовлетворяет требованиям пересчета [Дробный ситовый..., 1973].

Масса среднего зерна, или делитель, получается от умножения его объема на среднюю плотность зерен осадка. Форму зерна можно аппроксимировать различными геометрическими фигурами. Л. Б. Рухин [1947] принимал форму зерен за шары. Во ВНИИАШ проведены работы, свидетельствующие о том, что обломочные частицы можно аппроксимировать кубом со стороной, равной размеру квадратной ячейки задерживающего сита. Однако наиболее реальной формой для зерен песков кварц-полевошпатового состава (от 2,0 до 0,05 мм) является трехосный эллипсоид [Дробный ситовый..., 1973].

Для перехода на косвенный счет зерен важно было убедиться в том, насколько кривые распределения объемов зерен (трехосных эллипсоидов) внутри каждой ситовой фракции являются одномодальными и симметричными, а их средние размеры (d_i') соответствуют значениям полусуммы размеров пропускающего и задерживающего сит, т. е. $d_i' \approx d_i$.

С этой целью из каждой ситовой фракции совершенно различных по генезису и возрасту песков мы отбирали по 100—120 случайных зерен и под микроскопом измеряли каждую из трех осей по методике И. В. Лаврова [1960 г.]. После этого вычисляли объемы зерен по формуле объема трехосного эллипсоида.

Всего было исследовано около 10 тыс. зерен из песков побережья Рижского залива, верхнеплиоценовых песков ергенинской свиты Восточно-Европейской платформы, песков среднего валан-

жина жармышской свиты Мангышлака, девонских песков Прибалтики и кембрийских песков Ленинградской области.

В результате статистической обработки было установлено, что кривые распределения объемов зерен-эллипсоидов довольно хорошо согласуются с кривыми Пирсона (типы I, IV, VI) и Грамма-Шарлье (тип А). Исходя из этих данных, а также по небольшим значениям коэффициента асимметрии можно считать, что все эмпирические кривые одномодальны и практически симметричны. Затем по среднему значению, снятому с эмпирической кривой распределения, вычислялась осредненная длина оси зерна по формуле, мм,

$$d_i' = \sqrt{1{,}35 V_i^{эл}},$$

где $V_i^{эл}$ — среднее значение объема, полученное при статистической обработке кривых распределения зерен-эллипсоидов внутри каждой ситовой фракции.

При сравнении значения d_i и d_i' оказались практически одинаковыми, особенно для тонкозернистых фракций, что подчеркивает правомерность перехода на косвенный счет зерен. Кроме того, из соответствия этих величин следует, что, во-первых, рассев является достоверным косвенным измерением размеров зерен, а, во-вторых, переход на косвенный счет частиц — обоснованным.

Для того чтобы определить допустимую концентрацию тяжелых минералов в осадках, при которой можно принимать среднюю плотность зерен равной 2,7 г/см³, был проведен следующий эксперимент. Каждая ситовая фракция дробного рассева разделялась в бромоформе на легкую и тяжелую составляющие, при этом специально были выбраны пески с резко различными выходами тяжелой фракции — от 0,3 до 78 %.

Оценка влияния концентрации тяжелых минералов на косвенный счет зерен производилась сравнением статистик соответствующих ЭПР по счету зерен, полученных до и после вычитания массы тяжелой составляющей по всем размерным фракциям. В результате было установлено, что концентрация тяжелых минералов в 2 % и менее не влияет на процесс пересчета и среднюю плотность зерен при этом можно принимать за 2,7 г/см³ [Дробный ситовый..., 1973]. Огромный фактический материал показывает, что выход тяжелой фракции, как правило, расположен в пределах от 0,2 до 2,0 %.

Из формулы деления массы i-й размерной ситовой фракции на массу среднего зерна вытекает, что в единице массы частиц будет тем больше, чем меньше они по размеру. Так, например, в 1 г ситовой фракции 0,05—0,063 мм содержится примерно 28×10^6 зерен, а во фракции 0,56—0,63 — $28 \cdot 10^3$, т. е. в 1000 раз меньше. Так, например, по массе статистическим значением обладает несколько самых крупных зерен общей массой 0,1 г, а при переходе на счет их статистическое значение становится исчезающе малым, так как численную значимость приобретают тысячи

мелких зерен, в сумме также составляющие 0,1, но находящиеся на противоположном конце ЭПР.

Итак, счет зерен увеличивает статистическую значимость мелких частиц. Число зерен в осадке хорошо отражает их концентрацию в течениях и палеотечениях, при увеличении которой происходит утяжеление водных масс, поэтому счет зерен и дает четкую информацию об относительных энергетических уровнях палеотечений. В связи с тем что мелкие частицы практически всегда находятся в осадках, представляется возможность постоянно получать сведения о динамических условиях седиментации. Использование весовых (массовых) данных довольно часто наталкивается на трудности ввиду отсутствия в исходных размываемых осадках полного набора крупнозернистых частиц, изменением которых можно было бы также непрерывно оценивать и фиксировать все относительные изменения энергии живых сил течений. При отсутствии многих частиц крупнозернистых размеров в источниках сноса по данным массы может произойти полная потеря информации об изменении относительных энергетических уровней палеотечений. Вот почему в одних случаях данные массы работают хорошо, а в других — плохо, а количественные — всегда одинаково хорошо, включая все случаи естественного рафинирования песков, т. е. очищения их от тонкозернистых фракций динамическими силами природы.

7. ГРАФИЧЕСКОЕ ИЗОБРАЖЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ СИТОВОГО АНАЛИЗА

Обычно оно производится различными способами, но при этом всегда на оси абсцисс откладывают средние размеры ситовых фракций (d_i), а на оси ординат — их процентное содержание (n_i). Для того чтобы получить равномерные классы-интервалы, значения средних размеров фракций следует прологарифмировать; это необходимо и для последующей статистической обработки. Логарифмирование можно производить, используя любую систему. Если удобно средние размеры фракций выражать в миллиметрах, тогда надо пользоваться логарифмической бумагой. Известна гамма-шкала В. П. Батурина, в которой также используется десятичная система. В США широко применяется фи-шкала В. С. Крумбейна, т. е. логарифмирование с основанием 2.

В наших исследованиях статистическая обработка результатов дробного ситового анализа проводилась по системе натуральных логарифмов.

Вдоль оси ординат принято откладывать процентное содержание ситовых фракций в арифметической или вероятностной шкале.

Наиболее наглядным изображением результатов ситового анализа служит гистограмма. Конфигурация гистограммы сильно зависит от размеров сит в наборах. Она не может использоваться для определения таких параметров, как медиана, отсортированность и т. д. Однако она очень удобна для нанесения грануломет-

рических данных на карты, разрезы, профили, для визуального сравнения и самой общей интерпретации гранулометрического состава осадков. Очень наглядным получается совмещение эмпирической гистограммы с теоретической аппроксимирующей кривой.

Для построения кумулятивной кривой на оси ординат откладывают проценты в арифметической шкале от 0 до 100, а на оси абсцисс — логарифмы средних размеров фракций. Направление увеличения размеров не имеет принципиального значения. Сначала на график наносят все точки, отвечающие как средним размерам фракции, так и накопленным процентам. Кривую следует проводить через все полученные точки и ни в коем случае не производить сглаживание эмпирической кривой. Форма кумулятивной кривой не зависит от размеров сит в наборах. По этой кривой можно рассчитать значения всех основных статистических параметров: среднего размера, стандарта, асимметрии и эксцесса. Кумулятивные кривые малонаглядны, и неопытному исследователю трудно производить их визуальное сравнение.

Если при построении кумулятивной кривой арифметическую шкалу на оси ординат заменить вероятностной, которая сильно сжата в средней части (от 30 до 70 %) и сильно растянута на обоих концах (менее 10 и более 90 %), то обычно S-образная кумулятивная кривая превратится в прямую линию, особенно когда гранулометрический состав осадка подчиняется логнормальному закону распределения. Резкие переломы прямой могут указывать на полимодальный характер гранулометрического состава осадка. По кумулятивной кривой с вероятностной ординатой лучше всего производить интерполяцию и экстраполяцию эмпирических данных. Однако из-за очень большой трудности для визуальной оценки основного характера гранулометрического состава осадков этот вид кривой не получил широкого распространения.

Для построения дифференциальной кривой или эмпирического полигона распределения (ЭПР) на оси абсцисс откладывают логарифмы средних размеров фракций, умноженные на минус единицу, а на оси ординат — их процентные содержания по массе или косвенному счету. Полученные точки соединяют отрезками, и таким образом получается полигон распределения.

При необходимости можно производить сглаживание ЭПР методом скользящей средней, особенно когда ЭПР строится по данным косвенного счета зерен. ЭПР обладает большой наглядностью, и визуально их можно легко сравнивать. Непосредственно виден размер модальной фракции, легко наблюдается полимодальность, можно приблизительно оценить стандарт, скошенность, пикообразность и т. д. Форма ЭПР не зависит от размеров сит в наборах.

В наших исследованиях использовался метод статистических моментов, и поэтому мы отдавали предпочтение изображению гранулометрического состава осадков в виде ЭПР и гистограмм в сочетании с аппроксимирующими теоретическими кривыми.

8. МЕТОД КУМУЛЯТИВНЫХ КРИВЫХ

Этот метод довольно широко распространен среди литологов, особенно в США. Он основан на снятии с кумулятивной кривой размеров зерен с определенным процентным содержанием и последующем использовании полученных размеров для вычисления статистик по известным формулам Р. Фолка и У. Варда [Шванов В. Н., 1969]. Допустим, что надо определить размер 95-й центили. Для этого на графике из точки ординат 95 % проводят горизонтальную линию до пересечения ее с кумулятивной кривой, из этой точки опускают на ось абсцисс перпендикуляр и считают соответствующий размер 95-й центили. Затем полученный размер вставляют в формулу для дальнейших вычислений и т. д.

Используя этот метод, можно обращать меньше внимания на усеченность крайних «хвостовых» фракций, т. е. на так называемые висячие хвосты, поскольку в расчеты входят размеры зерен с содержанием не менее 5 и не более 95 %.

По методу кумулятивной кривой очень трудно вычислить размер модальной фракции, который обычно соответствует наиболее крутой части кривой, и определяют его способом приближений с погрешностью до 0,1—0,2 фи. Пока не установлены удовлетворительные способы определения как размеров моды, так и оценок полимодальности. О полимодальности вообще судят только по изгибам кумулятивной кривой. В связи с этим наиболее информативными являются кумулятивные кривые с вероятностной шкалой на оси ординат.

Медиана — это размер 50-й центили, который означает, что половина зерен по массе или косвенному счету являются более крупными, а другая половина — более мелкими. Значение медианы может быть выражено в логарифмах или в миллиметрах. Преимущество этого параметра в легкости его определения, а недостатком является полная независимость от формы кривой, и он не учитывает размеры всех имеющихся зерен. Для бимодальных кривых этот параметр вычислять нельзя. В целом мы не рекомендуем его использовать.

Средний размер определяется по формуле

$$\bar{x}_{\text{гр}} = (\phi\ 16 + \phi\ 50 + \phi\ 84)/3.$$

Стандарт, мера отсортированности, вычисляется по соотношению

$$S_{\text{гр}} = (\phi\ 84 - \phi\ 16)/4 + (\phi\ 95 - \phi\ 5)/6{,}6.$$

Р. Фолк [Folk R. L., 1968 г.] предлагает следующую градацию значений стандарта, показывающих различную степень отсортированности осадков:

$<0{,}35\phi$	— очень хорошая
$(0{,}35 \div 0{,}50)\phi$	— хорошая
$(0{,}50 \div 0{,}71)\phi$	— средняя
$(0{,}71 \div 1{,}0)\phi$	— слабая
$(1{,}0 \div 2{,}0)\phi$	— плохая
$(2{,}0 \div 4{,}0)\phi$	— очень плохая
$>4{,}0\phi$	— чрезвычайно плохая

Асимметрия вычисляется по формуле

$$\alpha_{гр} = \frac{\varnothing 16 + \varnothing 84 - 2\varnothing 50}{2(\varnothing 84 - \varnothing 16)} + \frac{\varnothing 5 + \varnothing 95 - 2\varnothing 50}{2(\varnothing 95 - \varnothing 5)}.$$

По этой формуле значения асимметрии не зависят от степени отсортированности зерен осадка. Пределы изменения значений асимметрии составляют от 1,0 до —1,0. При $\alpha_{гр} = 0{,}00$ эмпирическое распределение является симметричным.

По Р. Фолку [Folk R. L., 1968 г.] принята следующая шкала градаций значений асимметрии:

От	1,0	до 0,3	— сильная асимметрия в сторону мелких фракций
„	0,3	„ 0,1	— асимметрия в сторону мелких фракций
„	0,1	„ —0,1	— симметричное распределение
„	—0,1	„ —0,3	— асимметрия в сторону крупных фракций
„	—0,3	„ —1,0	— сильная асимметрия в сторону крупных фракций

Эксцесс определяется по формуле

$$\tau_{гр} = \frac{\varnothing 95 - \varnothing 5}{2{,}44(\varnothing 75 - \varnothing 25)}.$$

Пределы изменения значений эксцесса составляют от 0,41 до бесконечности. Опыт показывает, что значения эксцесса гранулометрического состава реальных осадков редко бывают меньше 0,6 и более 5,0.

Р. Фолк дает следующую градацию значений эксцесса:

<0,67	— очень пологовершинные распределения
0,67—0,9	— пологовершинные
0,9—1,11	— средне-пологовершинные
1,11—1,5	— крутовершинные
1,5—3,0	— очень крутовершинные
>3,0	— чрезвычайно крутовершинные

Существенным недостатком этого метода является отсутствие знака у значений эксцесса.

Размер зерен заданного процентного содержания по интегральной кривой можно найти аналитическим путем по формуле линейной интерполяции

$$-\ln d_h = -\ln d_i + \frac{\ln c}{n_{i+1} - n_i}(n_i - h),$$

где d_h — искомый размер зерен; h — заданный процент содержания; d_i — средний размер i-й ситовой фракции; c — показатель геометрической прогрессии набора сит и n_i — процент содержания i-й ситовой фракции.

По этой формуле запрограммировано вычисление всех необходимых размеров зерен по их кумулятивным процентам. Программой предусматривается вычисление всех статистик по приведенным выше формулам.

При сравнении значений основных статистик, вычисленных методом кумулятивных кривых и методом моментов, было установ-

лено, что эти значения в основном сходятся или имеют определенную пропорциональность. Так, например, средние размеры и значения стандартов практически являются одинаковыми, а для положительной асимметрии ЭПР $\alpha_{гр}=0{,}12\ \alpha_{м}+0{,}21$ и для отрицательной — $\alpha_{гр}=0{,}42\ \alpha_{м}+0{,}6$. Данные о соотношении этих значений более подробно рассматриваются в работе Р. Фолка [Folk R. L., 1957 г.].

Среди исследователей отсутствует единство мнений относительно равнозначности этих двух методов. В частности, Дж. Фридман [Friedman G. M., 1967 г.] отмечает одинаковую значимость вычисленных параметров по методу моментов и кумулятивных кривых. Он считает, что исключением является только параметр асимметрии, который следует вычислять аналитически. В. Колдийк [Koldijk W. C., 1968 г.] считает более правильным вычислять гранулометрические параметры аналитическим способом. Он полагает, что параметры, вычисленные по кумулятивным кривым, вообще неприемлемы для средне- и плохо отсортированных песков.

Присоединяясь в целом к мнению последнего исследователя, отметим, что при вычислении асимметрии по методу квантилей в различных системах логарифмов может происходить изменение знака этого параметра. Явное предпочтение методу моментов отдается в работе С. И. Романовского [1977].

9. МЕТОД СТАТИСТИЧЕСКИХ МОМЕНТОВ

Для того чтобы наиболее эффективно использовать этот метод оценки статистических параметров гранулометрии, следует выполнять при необходимости две предварительные процедуры, которые приводят к ликвидации «висячих хвостов» ЭПР. К ним относятся процедуры рафинирования и достройки. Рафинирование — это очищение математическим путем хвостовых фракций ЭПР от примесей частиц смежных алевритового и гравийно-галечного распределений. Эта процедура выполняется универсальным методом редуцирующих коэффициентов [Рожков Г. Ф., Куликов В. Д., 1975], но в отдельных случаях ее можно производить методом усечений А. Хальда [1956]. Достройка содержаний хвостовых фракций основана на логнормальном законе и экспериментально апробирована рассевом на ситах западногерманских фирм, минимальные размеры которых достигают 0,02 мм [Рожков Г. Ф., Куликов В. Д., 1975].

При расчете статистик методом моментов участвуют все без исключения ситовые фракции, составляющие данный ЭПР. Этот метод наиболее точен и при использовании ЭВМ не является трудоемким.

К мерам расположения ЭПР относятся мода (Mo), средний размер ($\bar{x}$) и медиана (Md). Для одномодальных более или менее симметричных ЭПР эти меры связаны между собой зависимостью $\bar{x}-Mo=3(\bar{x}-Md)$.

Мода — эта наиболее часто встречающийся размер зерен в данном ЭПР, оценка которого производится по-разному. Приближенно в качестве моды можно принять средний размер фракции, которая имеет наибольший процент содержания. Когда в ЭПР две смежные размерные фракции обладают одинаковыми содержаниями, за моду принимается средний размер двух средних размеров этих фракций.

Если между двумя модальными фракциями одинакового содержания имеется дефицит с разностью 3 % или менее, то за моду принимается средний размер средних размеров этих двух модальных фракций.

Описанный способ определения моды можно заменить более точным расчетом, если воспользоваться известной формулой

$$Mo = d_m + c\frac{n_m - n_{m-1}}{(n_m - n_{m-1}) + (n_m - n_{m+1})},$$

где d_m — натуральный логарифм размера пропускающего сита модальной фракции; c — натуральный логарифм показателя геометрической прогрессии; n_m, n_{m-1}, n_{m+1} — процентное содержание модальной и смежных фракций (слева и справа).

В наших исследованиях мы пользовались грубой оценкой моды, так как это дает более унифицированную картину распределения, легко читаемую с точки зрения размеров ситовых фракций.

Арифметический средневзвешенный размер — это наиболее точная мера привязки ЭПР к шкале размерности. Этот параметр больше других используется в статистических вычислениях, так как сумма всех отклонений от $\bar{x}$ равна нулю, а сумма квадратов отклонений от $\bar{x}$ меньше, чем сумма квадратов отклонений от любого другого значения. Вычисляется данный параметр по формуле

$$\bar{x}_{\ln} = 0{,}01 \sum_{i=1}^{i=m} h_i n_i; \quad x_{мм} = 1/e^{x_{\ln}}; \quad h_i = -\ln d_i,$$

где m — число размерных фракций в ситовом анализе; h_i — натуральный логарифм среднего размера i-й ситовой фракции, умноженный на минус единицу; n_i — процентное содержание размерных фракций по массе или счету зерен.

При логарифмировании размеров зерен получается логарифмический средний размер, который в общем соответствует среднегеометрическому размеру зерен в метрической шкале. Значения логарифмического среднего размера зерен зависят от выбора системы логарифмирования. Процедура потенцирования исключает эту зависимость.

К мерам рассеяния, отсортированности осадков относятся дисперсия и стандарт.

$$s^2_{\ln} = 0{,}01 \sum_{i=1}^{i=m} (h_i - \bar{x})^2 n_i; \quad s_{\ln} = \sqrt{s^2_{\ln}}; \quad s_{мм} = s \ln c.$$

При использовании закрытой системы ($n=100\ \%$) несмещенность оценки не важна, так как $1/100=0{,}01$, а $1/99=0{,}0101$. Значение стандарта зависит от выбора системы логарифмирования: чем больше основание логарифмов, тем меньше получаются значения стандарта. Стандарт можно выражать и в метрической шкале, для этого надо умножить его значение на соответствующий логарифм показателя геометрической прогрессии набора сит.

Коэффициент вариации — безразмерный параметр, вычисляется по формуле

$$v = s/\bar{x} = sc \exp \bar{x},$$

где s — стандарт в логарифмической шкале; c — натуральный логарифм показателя геометрической прогрессии набора сит; $\bar{x}$ — логарифмический средний размер зерен. Значения параметра зависят от выбора системы логарифмирования, так как значения стандарта связаны с ней. Диапазон изменения параметра является наибольшим по сравнению со значениями стандарта. Чем меньше значения коэффициента вариации, тем лучше отсортирован осадок. Этот параметр учитывает, что при одном и том же значении стандарта степень отсортированности оказывается различной: для крупнозернистого песка она будет хорошей, а для тонкозернистого — плохой.

Энтропия — мера неопределенности — может быть как абсолютной (H), так и относительной (H_r). Названные параметры и коэффициент информации I_x вычисляются по следующим формулам:

$$H = \sum_{i=1}^{i=m} n_i \ln n_i; \quad H_r = H/\ln m;$$

$$I_x = 1 - H_r.$$

В гранулометрии они иногда используются для определения отсортированности полимодальных ЭПР. Для одномодальных распределений эти параметры достаточно хорошо коррелируют со значениями стандарта. Значения абсолютной энтропии зависят от системы логарифмирования, а относительной — не зависят.

Мерами отклонения от нормального (логнормального) распределения служат асимметрия (α) и эксцесс (τ). Эти параметры являются чрезвычайно важными характеристиками ЭПР, по которым непосредственно судят о степени приближения того или иного ЭПР к теоретическому нормальному (логнормальному) распределению. Из-за случайности отбора частичных выборок при $N=100\ \%$ нормальность (логнормальность) ЭПР допускается при $|\alpha| \leqslant 0{,}47$ и $|\tau| \leqslant 0{,}85$. Без оценки этих параметров невозможно производить аппроксимацию эмпирических распределений теоретическими кривыми. Благодаря им можно также выполнять анализ и усечение гетерогенности одномодальных сильно асимметричных ЭПР.

Асимметрия оценивает величину скошенности ЭПР и вычисляется по формуле

$$\alpha = 0{,}01 \sum_{i=1}^{i=m} [(h_i - \bar{x})/s]^3 n_i; \quad h_i = -\ln d_i.$$

Из этой формулы следует, что знак асимметрии ЭПР определяется знаком третьего момента, так как стандарт всегда имеет положительное значение. Если сумма кубов положительных отклонений от среднего размера ЭПР больше суммы кубов отрицательных отклонений, то асимметрия положительная ($\alpha>0$), если меньше, то асимметрия отрицательная ($\alpha<0$). В симметричных ЭПР сумма кубов отрицательных отклонений от среднего размера равняется сумме кубов положительных отклонений, и тогда асимметрия равна нулю, т. е. ЭПР является симметричным.

Известно, что четвертый момент нормального распределения $\rho_4=3$. Эксцесс равен $\tau=\rho_4-3$. Четвертый момент изменяется в пределах $1\leqslant\rho_4<+\infty$, и τ принимает значения $\tau=0$, >0 и <0, причем минимальный предел $\tau=-2$. При $\tau=0$ ЭПР по крутовершинности соответствует нормальной кривой. Если $\tau>0$, то ЭПР является более крутовершинным, чем нормальная кривая, а при $\tau<0$, наоборот, более пологовершинным. Абсолютные значения эксцесса характеризуют количественную сторону этих отклонений. При $\tau=-2$ ЭПР практически распадается на бимодальное распределение. Эксцесс вычисляется по формуле

$$\tau = \left\{0{,}01 \sum_{i=1}^{i=m} [(h_i - \bar{x})/s]^4 n_i\right\} - 3; \quad h_i = -\ln d_i.$$

Значения безразмерных параметров α и τ не зависят от системы логарифмирования.

В практической работе палеофациального анализа бывает необходимо произвести усечение гетерогенного гранулометрического состава осадков. Гетерогенный ЭПР обладает $|\alpha|>0{,}47$ и $|\tau|>0{,}85$ и может быть представлен как смесь двух логнормальных гранулометрических подсовокупностей, при этом содержание одной из них не превышает 25 %.

Методика усечения асимметричных, гетерогенных ЭПР основана на отношении $t_3=\tau^3/\alpha^4$ и подробно описана в работе В. Ю. Урбаха [1963]. По значению t_3 из таблиц находят значение $V=n'/N$ и некоторое число t_2. Расчеты содержания гранулометрических подсовокупностей в гетерогенном ЭПР производят по формулам:

$$n' = VN; \quad n'' = N - n'; \quad \Delta\bar{x}' = st_2\tau/\alpha; \quad \Delta\bar{x}'' = -(n'/n'')\,\Delta\bar{x}';$$

$$\bar{x}' = \bar{x} + \Delta\bar{x}'; \quad \bar{x}'' = \bar{x} + \Delta\bar{x}''; \quad s' = s'' = \sqrt{s^2 + \Delta\bar{x}'\,\Delta\bar{x}''};$$

$$v' = s'/\bar{x}'; \quad v'' = s''/\bar{x}'',$$

где N — совокупность всего ЭПР, равная 100 %; n' — процентное содержание первой подсовокупности; n'' — процентное содержание второй подсовокупности; s — стандарт; $\bar{x}$ — средний размер зерен ЭПР; $\Delta\bar{x}'$ — первая поправка к среднему размеру ЭПР; $\Delta\bar{x}''$ — вторая поправка к среднему размеру ЭПР; s' — стандарт первой подсовокупности; s'' — стандарт второй подсовокупности; v' — коэффициент вариации первой подсовокупности; v'' — коэффициент вариации второй подсовокупности.

Пример расчета. При обработке ЭПР были получены следующие значения параметров: $\bar{x}=2{,}1523$ (ln); $\bar{x}=0{,}116$ мм; $\sigma^2=0{,}195$; $s=0{,}441$; $\alpha=0{,}508$; $\tau=-0{,}633$ и $t_3=\tau^3/\alpha^4=-3{,}79$.

Из таблицы [Урбах В. Ю., 1963, с. 69] для $t_3=-3{,}79$ находим значения $V=0{,}297$ и $t_2=-1{,}14$, затем производим следующие расчеты (0,23 — логарифм показателя геометрической прогрессии сит):

$$n' = 100 \cdot 0{,}297 = 29{,}7\ \%; \quad n'' = 100 - 29{,}7 = 70{,}3\ \%;$$

$$\Delta\bar{x}' = 0{,}441 \cdot (-1{,}14) \cdot (-0{,}633) : 0{,}508 = 0{,}6264;$$

$$\Delta\bar{x}'' = (29{,}7 : 70{,}3) \cdot 0{,}6264 = -0{,}2643;$$

$$2{,}1523 + 0{,}6264 = 2{,}7787; \quad 2{,}1523 - 0{,}2643 = 1{,}8880;$$

$$\bar{x}' = 0{,}066 \text{ мм}; \quad \bar{x}'' = 0{,}148 \text{ мм};$$

$$s' = s'' = 0{,}245;$$

$$v' = \frac{0{,}245 \cdot 0{,}23}{0{,}066} = 0{,}85; \quad v'' = \frac{0{,}245 \cdot 0{,}23}{0{,}148} = 0{,}37.$$

Все приведенные расчеты выполняются на ЭВМ. Следует особо подчеркнуть, что окончательное решение относительно гетерогенности тех или иных ЭПР и рациональности их усечения необходимо принимать, исходя исключительно из литологических или седиментологических предпосылок и соображений.

Анализ полимодальности ЭПР производится только при условии 3 %-ной разности между содержанием модальных и дефицитных фракций, но при этом обязательным считается наличие по одной промежуточной фракции по обе стороны от дефицитной. В противном случае так называемая пилообразность ЭПР, полученная за счет ошибок ситового рассева, даже при разнице ординат более 3 % принимается ЭВМ за случайные флюктуации содержаний, которые сглаживаются методом скользящей средней. Усечение бимодальных ЭПР производится по известной методике А. Хальда [1956] и выполняется автоматически на ЭВМ [Рожков Г. Ф., Куликов В. Д., 1975].

Глава 3

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИХ ДАННЫХ

10. КАРБОНАТНОСТЬ

Этот параметр отражает концентрацию в осадке $CaCO_3$, которая образовалась за счет механического истирания раковин, обломков карбонатных пород и различных химических процессов, в том числе и вторичных.

Установлено, что терригенная составляющая детритовых песков морских кос Азовского моря обладает теми же гранулометрическими параметрами, что и кварцевые пески Куршской косы Балтики, лишенные всякой примеси детрита. Карбонатные пески многих кубинских пляжей почти ничем не отличаются по гранулометрическим свойствам от кварцевых песков о. Сахалина, Рижского залива и т. д.

Картирование изменений содержания этого параметра в современных осадках Рижского залива показало, что повышенная концентрация $CaCO_3$ тяготеет к берегам, сложенным породами палеозоя. На Мангышлаке были получены в гидродинамическом отношении одинаковые результаты дробного ситового анализа как для нерастворимой (терригенной) составляющей известняков, так и для некоторых песчаных пород валанжина [Рожков Г. Ф., Сухинин В. Г., Титов Б. И., 1971]. В целом оценка содержания в осадках $CaCO_3$ в динамическом отношении не обладает существенным значением.

11. СУММА ПЕСЧАНЫХ ФРАКЦИЙ

Обычно этот параметр в количественном отношении принимается как сумма процентных содержаний ситовых фракций $>0{,}1$ мм. Однако сумма содержаний фракций с 0,05 мм является наиболее информативной. При мелкомасштабном картировании этот параметр дает сведения о прибрежной полосе палеобассейна и древних конседиментационных поднятиях (содержания превышают 90 %). Для донных осадков неглубоких частей палеобассейнов процентное содержание суммы песчаных фракций довольно хорошо коррелирует с относительными значениями глубин. Значимость этого параметра заметно снижается при переходе к изучению ареалов больших глубин или морских впадин, где в осадках преобладают алевритово-глинистые фракции. Этот параметр теряет свое значение и при детальном изучении полосы прибрежно-морских песков, где почти отсутствуют алевритово-глинистые частицы. При картировании в масштабе 1 : 500 000 изолинии этого параметра 95 % по массе и 90 % по косвенному счету зерен очень хорошо описывают конфигурацию береговой линии Рижского залива и островных поднятий (рис. 1). Карта по ко-

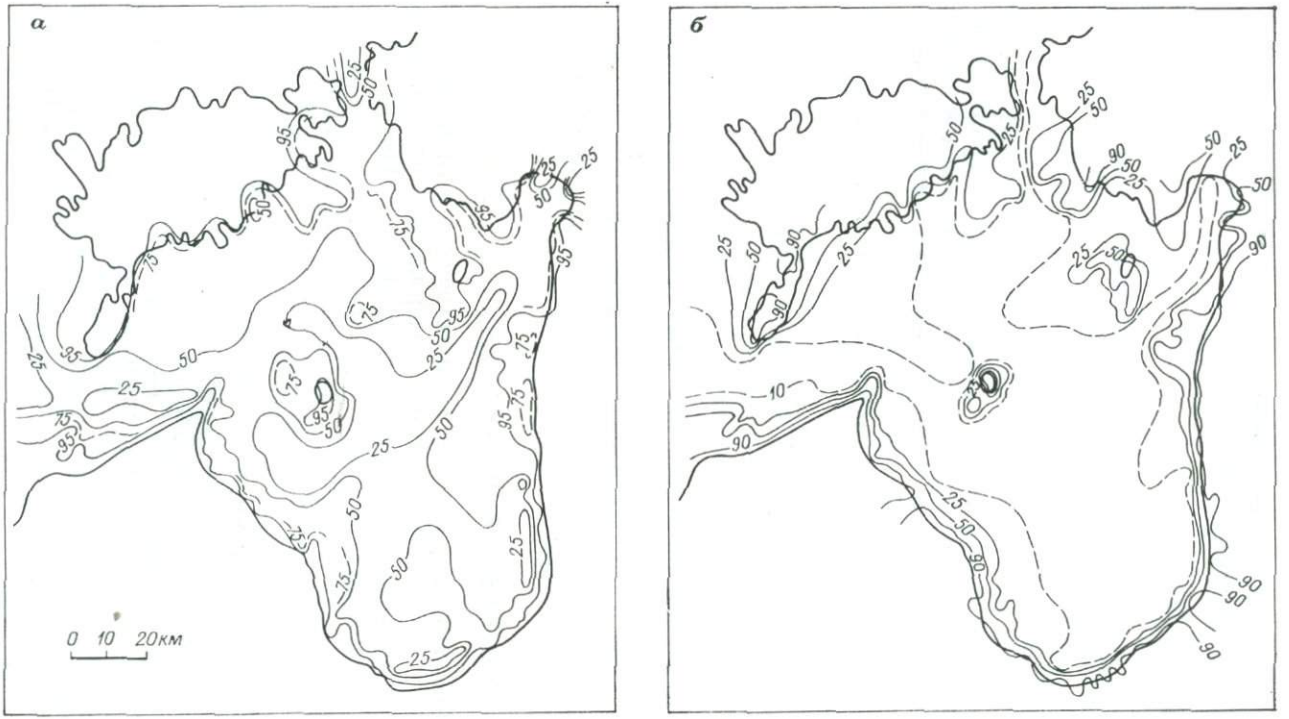


Рис. 1. Распределение значений суммы песчаных фракций современных осадков Рижского залива, %.

а — по массе; *б* — по косвенному счету зерен.

свенному счету зерен имеет более генерализованный характер, так как изолиния 10 % достаточно четко окаймляет наиболее глубоководные зоны залива.

На примере альбских отложений Прикаспийской впадины схема распределения значений параметра по массе позволила в общих чертах выделить зоны с высокой и низкой активностью динамических сил среды седиментации. Аналогичные результаты, но с выделением конседиментационных поднятий, были получены при картировании значений этого параметра для отложений нижнего мела Таджикской депрессии.

Мы считаем, что этот параметр является достаточно информативным и может быть использован для палеогеографических реконструкций мелкого масштаба.

12. ПОЯВЛЕНИЕ НАИБОЛЕЕ КРУПНОЗЕРНИСТЫХ ФРАКЦИЙ (ПНКФ-19)

Этот параметр указывает на максимальный размер зерен, с которых начинается гранулометрический спектр того или иного осадка. При картировании имеет смысл говорить и рассматривать появление (или исчезновение) в осадках наиболее крупнозернистых фракций, так как эта их характеристика заключает в себе много ценной информации относительно источников сноса и путей миграции обломочного материала в палеобассейнах седиментации.

Параметр ПНКФ в большинстве случаев не требует никаких расчетов и определяется по данным массы. ПНКФ — это фактически средний размер наиболее крупной ситовой фракции, содержание которой составляет не менее 0,01 г, т. е. предела допускаемой погрешности весов. Вариабельность значений этого параметра зависит от дробности ситового рассева, поэтому необходимо после соответствующего индекса параметра ставить цифру, указывающую на дробность выполненного рассева. Так, например, ПНКФ-19 указывает, что параметр оценивался на основании 19-фракционного ситового рассева, кстати, дробность которого дает вполне достаточную детальность в оценке этого параметра. Наибольшие значения ПНКФ-19 прямо пропорциональны ухудшению отсортированности осадков.

При картировании полезна бывает оценка частоты встречаемости тех или иных размеров (ПНКФ-19) в разрезах песчаных толщ по площади. Практика показала, что направление возрастания частоты встречаемости наибольших размеров параметра однозначно указывает на источник сноса обломочного материала. По этим данным иногда выделяются локальные конусы выноса кластического материала на региональных палеосклонах. Из анализа карты (рис. 2) следует, что ареал максимального значения ПНКФ-19 2,0 мм приурочен к северной половине Рижского залива, где происходит перемыв морены. За счет выноса мелкозернистых частиц осадки обогащаются крупнозернистым материалом. В целом распределение значений ПНКФ-19 указывает на неотектонические движения в Рижском заливе, северная половина

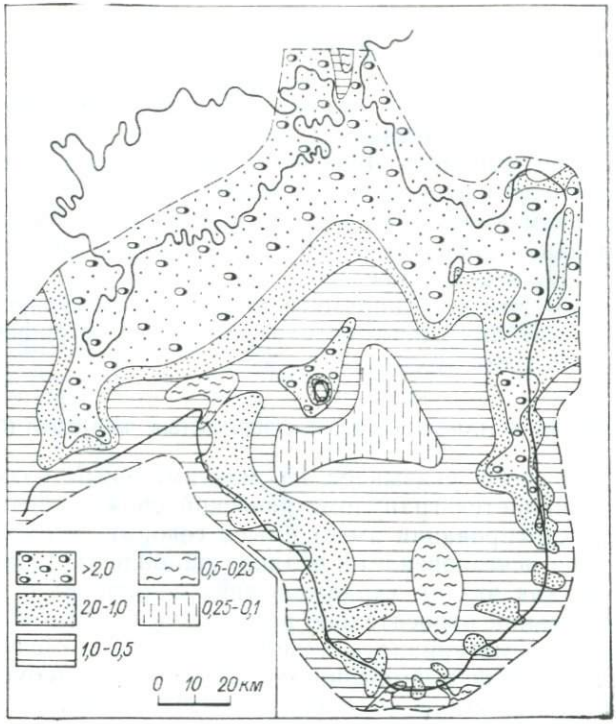


Рис. 2. Распределение наиболее крупнозернистых фракций в современных осадках Рижского залива, мм (по данным массы).

которого испытывает поднятие, а южная — погружение. С нисходящими движениями в Рижском заливе преимущественно связано образование аккумулятивных берегов с прекрасными песчаными пляжами [Рожков Г. Ф., Голоудин Р. И., 1972].

Для древних бассейнов седиментации подмечено, что наибольшая разница между ареалом аномально высоких значений ПНКФ-19 и окружающим региональным фоном обычно связана с наибольшим относительным поднятием. Такая модель справедлива лишь при условии, что подстилающие осадки в своем составе имели большое число крупнозернистых фракций. Может наблюдаться и обратная картина, но тогда подстилающие отложения должны быть более тонкозернистыми по сравнению с перекрывающими осадками размываемого конседиментационного поднятия [Рожков Г. Ф., Голоудин Р. И., 1972].

На примере альбских отложений Прикаспийской впадины распределение этого параметра по площади дает представление о рельефе дна бассейна седиментации и степени его дифференцированности.

В общем параметр ПНКФ-19 можно рекомендовать для использования при палеодинамических и палеогеоморфологических исследованиях.

13. МЕРЫ РАЗМАХА ЭМПИРИЧЕСКИХ ПОЛИГОНОВ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ

Значения этих параметров снимаются с кумулятивных кривых. При наших исследованиях размах ЭПР оценивался соответствующими значениями $c_{min}=1$ % и $c_{max}=99$ %.

Изменения и сравнения размаха двух эмпирических распределений определяются и изучаются по разности этих параметров:

$$\pm\Delta c_{min}=c'_{min}-c''_{min};\quad \pm\Delta c_{max}=c'_{max}-c''_{max}.$$

Отрицательные значения указывают на уменьшение, а положительные — увеличение размеров соответствующих крайних ситовых фракций, при этом комбинации $-\Delta c_{min}$ и $+\Delta c_{max}$ — увеличение размаха ЭПР, $+\Delta c_{min}$ и $-\Delta c_{max}$ — уменьшение размаха, $-\Delta c_{min}$ и $-\Delta c_{max}$ — сдвиг ЭПР в сторону мелкозернистых фракций, $+\Delta c_{min}$ и $+\Delta c_{max}$ — сдвиг ЭПР в сторону крупнозернистых фракций. Указанные смещения ЭПР могут происходить без изменения среднего размера ЭПР, при этом увеличивается только скошенность конфигурации ЭПР, которая фиксируется значением асимметрии. Размах ЭПР и его изменение тесно связаны с изменением динамических уровней среды седиментации. Эти параметры находят в основном широкое применение при очень детальном рассмотрении результатов лабораторного моделирования процесса формирования или преобразования гранулометрического состава песков в поле гравитационных потоков.

14. МЕРЫ РАСПОЛОЖЕНИЯ ЭМПИРИЧЕСКИХ ПОЛИГОНОВ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ

Все меры расположения, к которым относятся мода, медиана и средний размер, для одномодальных ЭПР обладают очень высокой корреляционной связью, близкой к единице. Наименьшая корреляция отмечается для среднего размера и значений стандарта, а большая обратная связь наблюдается для среднего размера и коэффициента вариации по косвенному счету зерен. Нет определенной корреляционной связи между средними размерами зерен и значениями асимметрии и эксцесса гранулометрического состава (табл. 4). Для осадков, сформированных в различных фациальных условиях, характерны и различные средние размеры.

Средний размер наилучшим образом фиксирует положение ЭПР на шкале размерности и наиболее полно характеризует гранулометрический уровень осадков. Принято считать, что чем меньше средний размер, тем ниже гранулометрический уровень, и наоборот.

Средние размеры указывают на относительные энергетические уровни динамических сил среды седиментации. Это особенно четко проявляется в процессе лабораторного моделирования преобразования песков. Увеличение средних размеров гранулометрического состава песков функционально связано с увеличением зна-

ТАБЛИЦА 4

Сводная таблица значений коэффициентов корреляции средних размеров с основными параметрами гранулометрического состава осадков различных фаций

Параметр	Основные фации				По всем фациям (275)
	Пустыни (32)	Реки (92)	Побережья морей (47)	Дно акваторий (43)	
Мода	0,9 / 0,86	0,94 / 0,91	0,92 / 0,64	0,88 / 0,85	0,93 / 0,90
Стандарт	—0,05 / 0,17	0,43 / 0,24	0,35 / 0,01	0,57 / 0,48	0,15 / 0,17
Вариация	—0,64 / —0,8	—0,67 / —0,77	—0,39 / —0,80	—0,42 / —0,69	—0,58 / —0,77
Асимметрия	0,36 / 0,62	—0,18 / 0,59	—0,17 / 0,05	0,44 / —0,57	0,19 / 0,51
Эксцесс	0,08 / 0,19	—0,1 / 0,58	—0,25 / 0,30	—0,33 / —0,09	—0,1 / 0,33

Примечание. В числителе — по массе, в знаменателе — по косвенному счету зерен. В скобках — число анализов.

чений критерия подвижности осадков, причем данные косвенного счета являются более информативными, а графическая корреляция этих параметров более четко выраженной.

Изолинии значений мер расположения на картах мелкого масштаба можно использовать для определения крутизны и направлений падения региональных палеосклонов, которые совпадают с направлением уменьшения средних размеров.

На карте распределения средних размеров гранулометрического состава современных осадков Рижского залива по данным массы (рис. 3, *а*) видно, что расположение изолиний крупных и средних размеров (0,2 мм и больше) совпадает с полосой развития береговых дюн, а изолиния 0,15 мм в общих чертах отражает конфигурацию залива по береговой линии. Изолиния 0,1 мм описывает наиболее глубокие районы акватории.

Распределение средних размеров по данным косвенного счета зерен представлено на карте (рис. 3, *б*), на которой видно, что эти данные дают более упорядоченную картину. Так, например, изолиния 0,15 мм практически совпадает с береговой линией, кроме того, она выделяет и островные конседиментационные поднятия в Рижском заливе. Изолиния 0,05 мм оконтуривает наиболее глубоководные зоны залива. Изолиния 0,2 мм совпадает с полосой береговых дюн.

Таким образом, получается, что средние размеры, особенно по косвенному счету зерен, отражают различные динамические

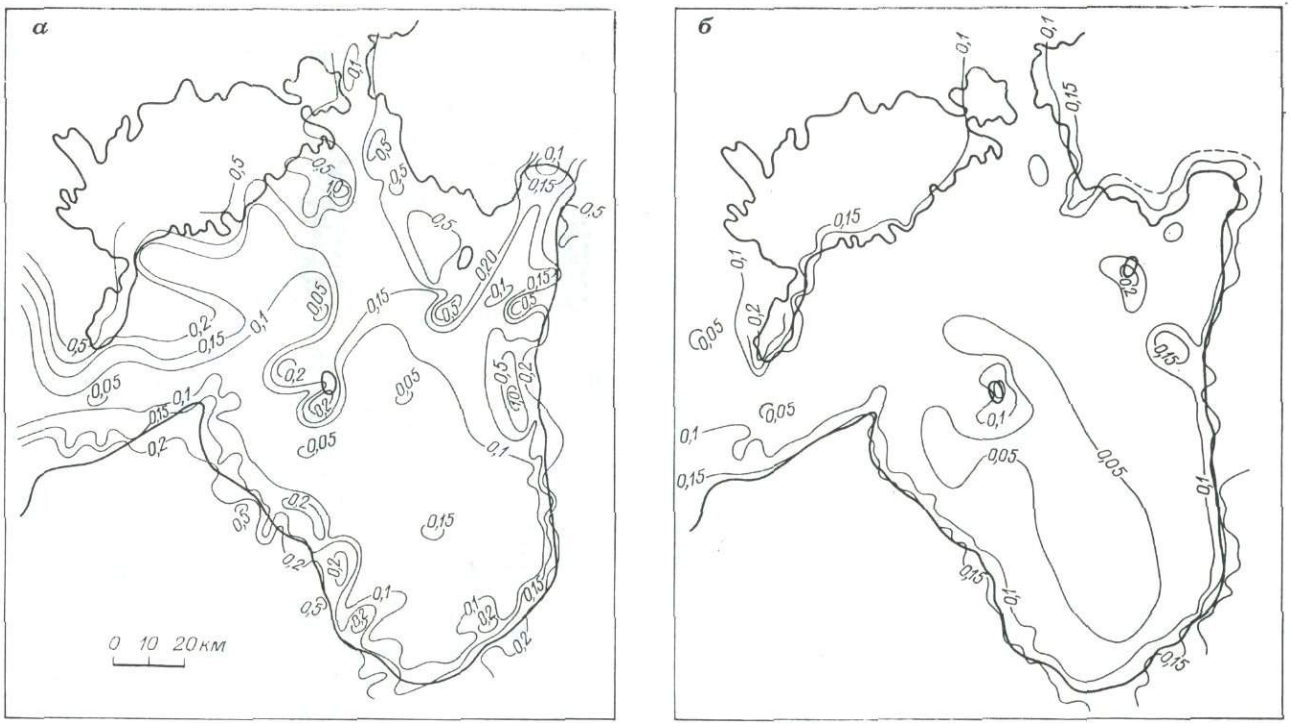


Рис. 3. Распределение средних размеров зерен гранулометрического состава современных осадков Рижского залива, мм.

а — по массе; *б* — по косвенному счету зерен.

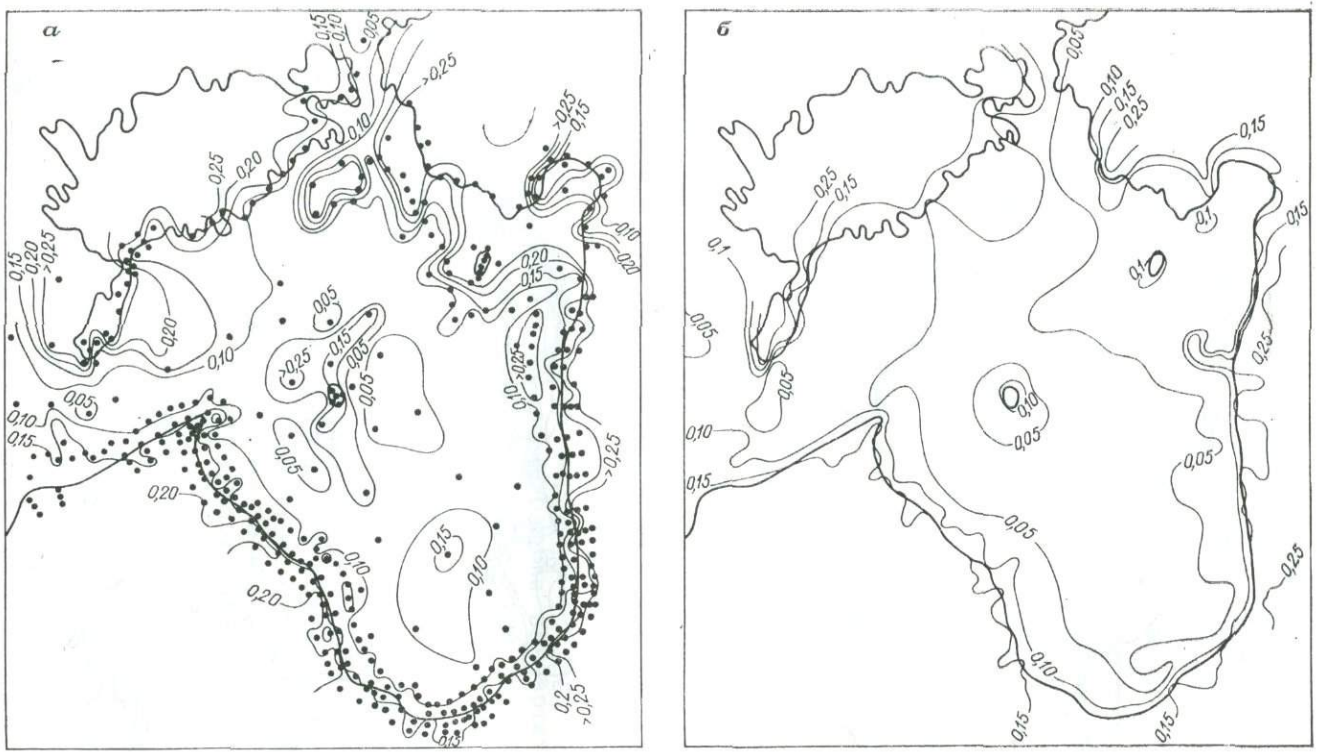


Рис. 4. Распределение медианных размеров зерен гранулометрического состава современных осадков Рижского залива, мм.

а — по массе, показаны точки наблюдения; *б* — по косвенному счету зерен.

уровни на подводном склоне залива и в общем указывают на региональные склоны впадины залива. Еще более наглядно это видно при детальном изучении западной части Рижского залива, где средние размеры по косвенному счету зерен очень точно фиксируют направление и крутизну подводного склона [Рожков Г. Ф., 1976].

На примере нижнемеловых отложений Таджикской депрессии было установлено, что распределение средних размеров связано со склонами древних конседиментационных поднятий и падением общих региональных палеосклонов всей депрессии.

В альбском бассейне седиментации, существовавшем на территории Прикаспийской впадины, уменьшение или увеличение значений среднего размера гранулометрического состава осадков как служит указанием на изменения динамических условий седиментации, так и в общем плане отражает палеорельеф бассейна в целом.

Необходимо обратить внимание на распределение медианных размеров зерен гранулометрического состава современных осадков Рижского залива (рис. 4). На картах приводится расположение точек опробования, общее число которых более четырех сотен. Достаточная плотность точек наблюдения делает все карты распределения гранулометрических характеристик современных осадков Рижского залива достоверными. Из рассмотрения этих карт видно, что изолинии медианных размеров достаточно точно отражают конфигурацию побережья и впадины залива, особенно четко это видно по данным косвенного счета зерен (рис. 4, *б*). Изолинии этого параметра также хорошо и четко оконтуривают конседиментационные островные поднятия в центральной части залива.

На рис. 10 при анализе полимодальности рассматривается карта распределения модальных размеров зерен гранулометрического состава осадков Рижского залива по косвенному счету зерен. Изолиния этого параметра 0,1 мм почти полностью отражает очертания береговой линии залива и островные конседиментационные поднятия.

Таким образом, картирование значений мер расположения показывает, что все они одинаково хорошо выделяют береговую линию акватории, окаймляют ее наиболее глубокие районы и очерчивают островные конседиментационные поднятия, т. е. они в целом дают сведения об уклонах дна бассейна седиментации. Во-вторых, очевидно, что данные косвенного счета зерен во всех трех вариантах карт предоставили наиболее четкую и контрастную информацию.

15. МЕРЫ РАССЕЯНИЯ, ОЦЕНКА ОТСОРТИРОВАННОСТИ ОСАДКОВ

В природе вообще не известны монодисперсные в гранулометрическом отношении осадки. Даже «поющие» пески и те состоят из многих размерных фракций, которые получаются при дробном

ситовом рассеве. Полидисперсность в гранулометрии осадков связывается с турбулентностью движений водных и воздушных масс. По этому поводу Г. А. Каледа [1970 г.] замечает: «... степень сортировки есть, прежде всего, отражение внутренней стохастической структуры среды осадкообразования», а Ф. Шепард [1951 г.] указывает, что «турбулентность является характерной чертой даже для сравнительно медленных донных течений в подводных каньонах, на континентальных шельфах, склонах, в глубоких ложбинах и т. д.». Меры отсортированности осадков в большей или меньшей степени, очевидно, соответствуют уровням турбулентности среды седиментации. К ним относятся стандарт, вариация, абсолютная и относительная энтропия, а также коэффициент информации. Первые два из них чаще остальных используются как меры отсортированности осадков.

Следует отметить, что при лабораторном моделировании процесса образования гранулометрии песков наблюдалась косвенная связь отсортированности гранулометрического состава вновь сформированных песков с силами турбулентности русловых течений [Рожков Г. Ф., 1979].

На примере современных осадков Рижского залива была проведена парная корреляция значений стандарта и относительной энтропии по массе и счету зерен соответственно. В результате для одномодальных ЭПР коэффициенты корреляции составляют по массе 0,99 и по счету 0,77 [Рожков Г. Ф., 1978 а]. Относительная энтропия имеет преимущество перед стандартом, так как этим параметром можно пользоваться при оценке отсортированности осадков с полимодальным гранулометрическим составом.

Для рафинированных ЭПР стандарт в общем пропорционален числу дробных ситовых фракций. Поскольку пески морских побережий и донные осадки акваторий обычно состоят из одинаково небольшого числа ситовых фракций, то значения стандарта для них оказываются одинаковыми. А это значит, что пески, сформированные в зонах высоких энергий, отождествляются в этом отношении с осадками, образованными в застойных условиях седиментации. Таким образом, стандарт не имеет отношения к оценке динамических сил, а является лишь формальным показателем отсортированности без всякой связи с физической основой этого явления. На примере современных осадков Рижского залива видно, что стандарт по данным массы, а особенно по косвенному счету зерен показывает одинаковую отсортированность как донных осадков центральных частей акватории залива, так и песков пляжей и береговых дюн (рис. 5). В связи с этим мы не рекомендуем использовать этот гранулометрический параметр для палеодинамических реконструкций [Рожков Г. Ф., 1978а].

Коэффициент вариации оценивает отсортированность осадков относительно их гранулометрического уровня. Этот безразмерный параметр указывает на разброс экстремальных уровней энергии динамических сил среды седиментации и переноса. Например, во время половодья в реке образуются сильные турбулентные тече-

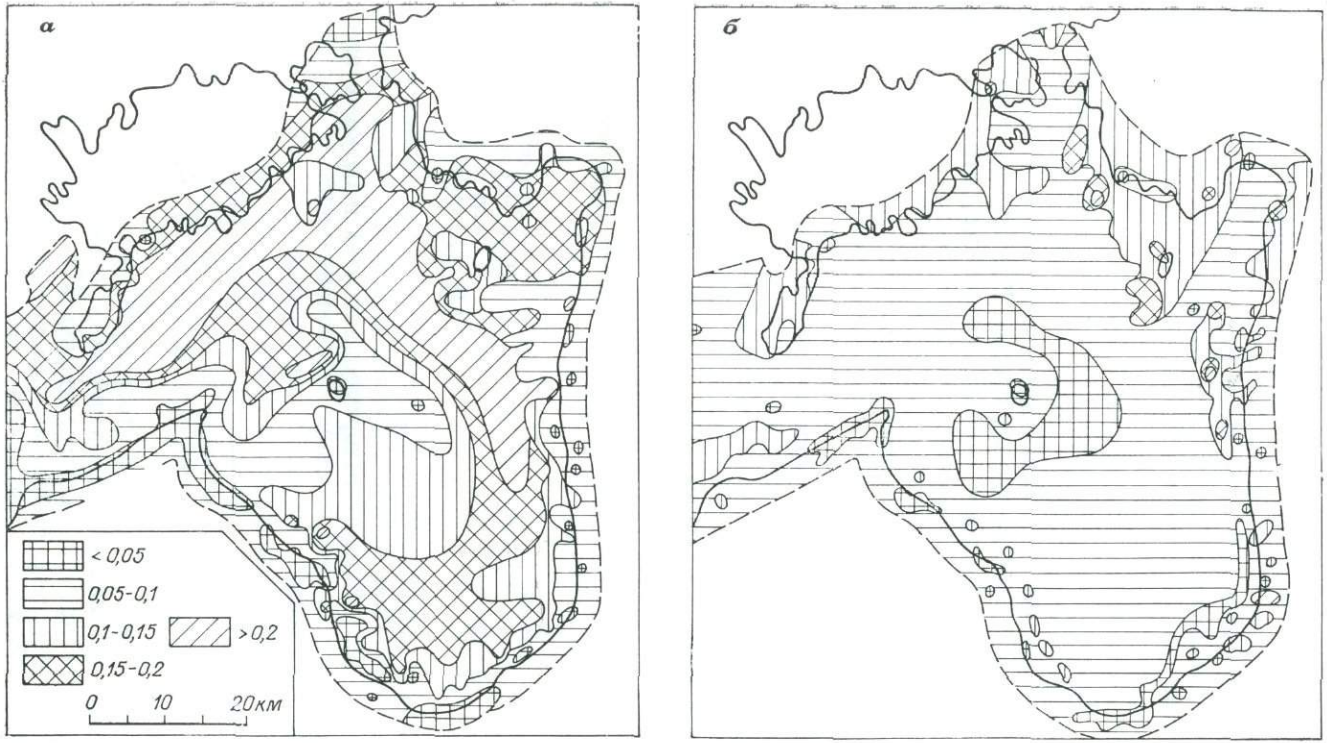


Рис. 5. Распределение отсортированности современных осадков Рижского залива по значениям стандарта.
а — по массе; *б* — по косвенному счету зерен.

ния, а в периоды межени турбулентность их значительно снижается. Поскольку разность этих энергетических уровней турбулентности в реке большая, то и значения вариации для речных осадков изменяются в широких пределах (от 0,4 до 2,0), но преобладают значения 1,3—1,8. Известно, что на морских пляжах господствуют высокие энергетические уровни наката волн, поэтому для их песков характерен и небольшой разброс значений вариации — от 0,4 до 1,0, в среднем 0,5.

Приведем пример. На пляже Рижского залива (в районах Дзинтари, Майори и Лиелупе) летом 1969 г. (в спокойный период) были отобраны пробы пляжных песков. В этих же самых местах 1 ноября 1969 г. (после катастрофического шторма) были взяты повторные пробы пляжных песков. Все пробы прошли один и тот же дробный ситовый анализ. Оказалось, что для песков спокойного периода среднее значение вариации составило 0,38, а для песков пляжа после шторма — 0,62.

По массе наименьшие значения вариации отмечаются для песков морских побережий (0,3), затем идут осадки континентальных фаций (0,6) и наибольшие значения этого параметра характерны для донных осадков морских акваторий (0,8). В среднем для всех фаций значение вариации составляет 0,5.

По счету зерен наименьшие значения вариации наблюдаются также для песков морских побережий (0,6), затем идут донные осадки морских акваторий (1,0) и очень близкие по значению этого параметра континентальные осадки (1,1). В среднем для всех фаций вариация составляет 0,9.

Для оценки отсортированности осадков по данным вариации нами предлагается следующая шкала градаций:

0,25—0,5	— отличная
0,5—0,75	— очень хорошая
0,75—1,0	— хорошая
1,0—1,5	— средняя
1,5—1,75	— плохая
1,75—2,0	— очень плохая
>2,0	— чрезвычайно плохая

На примере современных осадков Рижского залива значения вариации показывают четкое различие между осадками центральных частей залива (плохая отсортированность) и песками пляжей и береговых дюн (очень хорошая отсортированность). Карта распределения значений вариации по косвенному счету зерен является более генерализованной и в большей мере отражает гидродинамические условия залива, а по массе аналогичная карта оказалась более сложной и менее четкой, но и она отражает характер гидродинамического режима. В основном обе карты совпадают (рис. 6).

Наилучшая информация об отсортированности осадков по данным значений вариации и динамических условий их формирования была получена при палеогеографических реконструкциях Рязано-Саратовской реки бобриковского времени [Гроссгейм В. А., Окнова Н. С., Рожков Г. Ф., 1975] и альбского бассейна на территории Прикаспийской впадины.

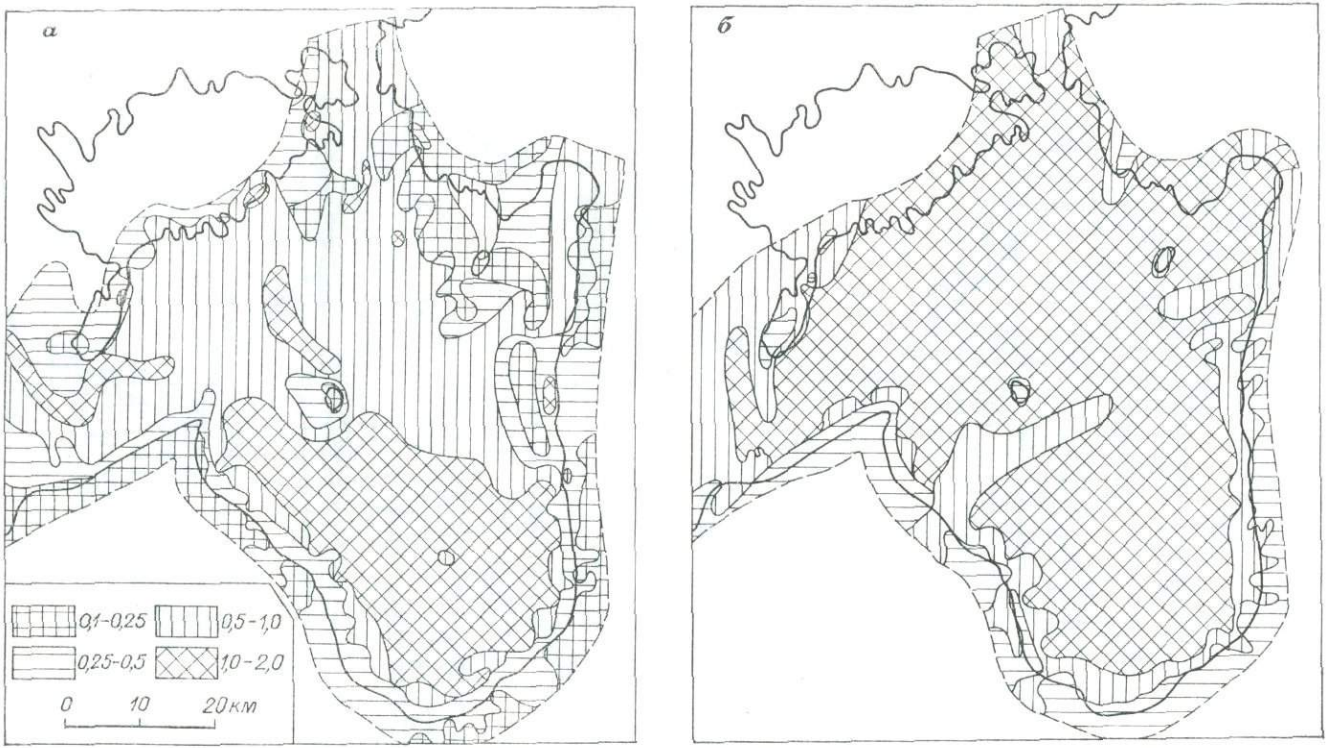


Рис. 6. Распределение отсортированности современных осадков Рижского залива по значениям вариации.
а — по массе; *б* — по косвенному счету зерен.

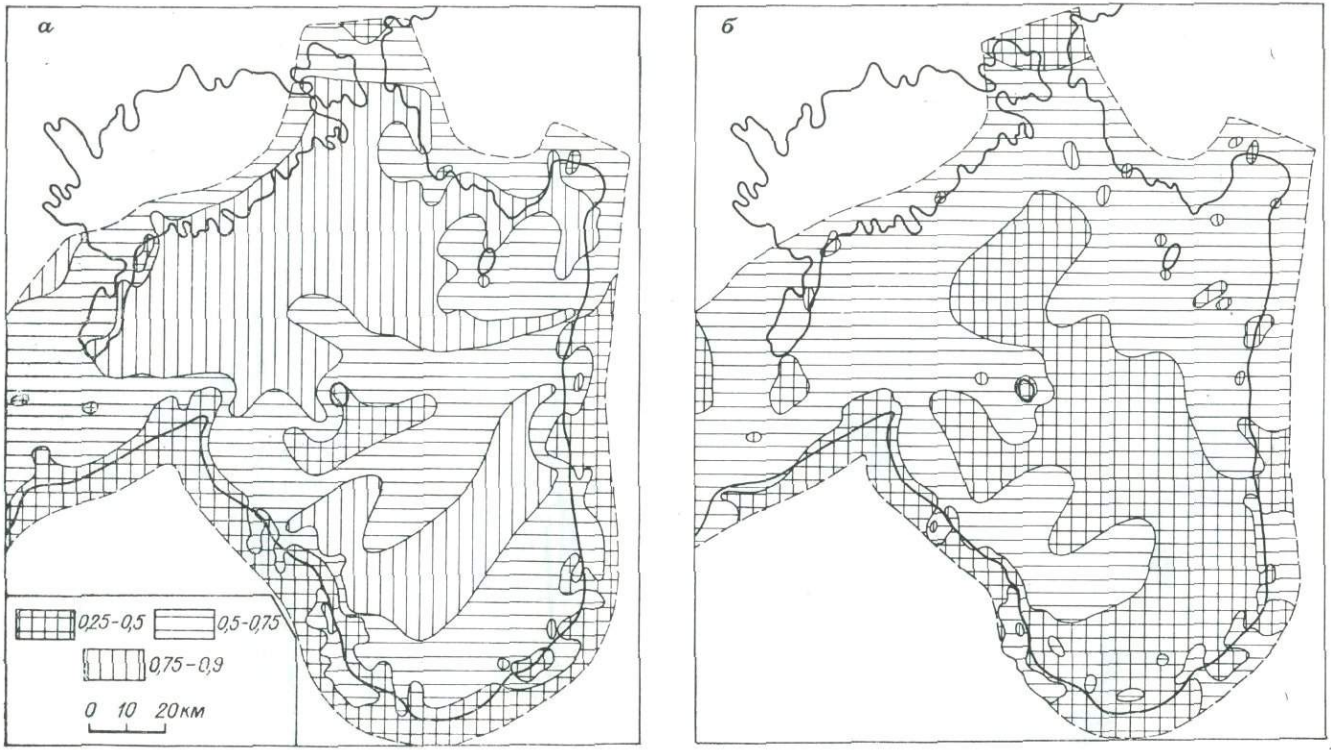


Рис. 7. Распределение отсортированности современных осадков Рижского залива по значениям относительной энтропии.
а — по массе; *б* — по косвенному счету зерен.

Относительная энтропия, как указывали Р. Л. Миллер и Д. С. Кан [1965 г.], может быть также использована как мера *отсортированности осадков*. С. И. Романовский [1977] предлагает следующую градацию оценок отсортированности осадков по значениям относительной энтропии:

0—0,1	— идеально отсортированный
0,1—0,25	— хорошо
0,25—0,5	— умеренно отсортированный
0,5—0,75	— плохо
0,75—0,9	— несортированный
0,9—1,0	— абсолютно несортированный

На рис. 7, *а, б* представлены распределения значений этого параметра соответственно по массе и косвенному счету зерен. Из анализа карт видно, что эти данные несут относительно правильную информацию об отсортированности современных осадков залива. Так, например, ухудшение отсортированности осадков наблюдается от береговой линии вниз по падению подводного склона. Однако в центральной части залива, южнее о. Рухну, появляется поле хорошо отсортированных донных осадков залива. В общем это совпадает со значениями стандарта и противоречит данным по вариации. Это показывает, что относительная энтропия, так же как и стандарт, не учитывает при оценке отсортированности гранулометрический уровень осадков. Еще хуже дело обстоит с данными относительной энтропии по косвенному счету зерен. На карте выделяется вытянутый субмеридиональный ареал хорошо отсортированных осадков, захватывающий одновременно южную и западную части побережья и центральную часть залива. Такое распределение отсортированности осадков очень трудно объяснить какой-либо гидродинамической схемой Рижского залива. *Итак, для относительной энтропии данные массы более информативны.*

В целом можно считать, что коэффициент вариации является наилучшей мерой отсортированности осадков, который рекомендуется использовать при палеодинамических реконструкциях.

16. МЕРЫ ОТКЛОНЕНИЯ ЭМПИРИЧЕСКИХ ПОЛИГОНОВ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОТ ЛОГНОРМАЛЬНОГО ТЕОРЕТИЧЕСКОГО ЗАКОНА

К ним относятся асимметрия и эксцесс, которые являются чрезвычайно важными характеристиками ЭПР, указывающими на степень приближения его к логнормальному закону, они позволяют при гранулометрических исследованиях оценивать механическую дифференциацию обломочных частиц песчано-алевритовой размерности. Без этих параметров невозможно производить аппроксимацию эмпирических распределений теоретическими кривыми. Они позволяют определять степень гетерогенности и гранулометрическую зрелость осадков.

При условии, что по оси абсцисс убывание средних размеров ситовых фракций происходит слева направо и что значения их

логарифмов умножены на минус единицу, положительные значения асимметрии показывают, что модальный размер в данном распределении больше среднего размера гранулометрического состава. В этих случаях в распределении преобладают крупнозернистые фракции, тонкозернистые составляют «хвост» распределения. Если асимметрия отрицательная, то модальный размер меньше среднего, а это означает, что в распределении преобладают тонкозернистые фракции, а крупнозернистые образуют его «хвост». В симметричных ЭПР модальный и средний размеры равны. При большой положительной асимметрии крупнозернистые фракции отсортированы лучше тонкозернистых, а при большой отрицательной асимметрии все происходит наоборот. Абсолютное значение асимметрии позволяет судить как о количественной стороне расхождения между модальным и средним размерами, так и о наибольшей разнице в парциальной отсортированности крупных и мелких фракций. Довольно сильная корреляция между значениями асимметрии и модальными размерами по косвенному счету зерен отмечается для песков пустынь, полупустынь, донных морских осадков и речных отложений. Для песков морских побережий никакой корреляции между этими параметрами не наблюдается.

По данным массы наименьшие средние значения асимметрии, близкие к нулю, встречаются в гранулометрическом составе песков морских пляжей, дюн, осадков континентов и дна морских акваторий.

Совершенно иная картина распределения средних значений асимметрии наблюдается по данным косвенного счета зерен. Так, например, наименьшее значение этого параметра отмечается для континентальных осадков (—0,05), большая положительная асимметрия характерна для песков морских побережий (0,65) и большая отрицательная асимметрия встречается в гранулометрическом составе донных морских осадков (—0,5). Эти данные косвенного счета зерен, вычисленные по десяткам сотен дробных ситовых анализов, очень хорошо отражают механическую дифференциацию обломочного материала на шельфе и континенте [Рожков Г. Ф., 1978б; Рожков Г. Ф., Базанова Т. Д., Сергеев Ю. Н., 1970].

При изучении процесса преобразования гранулометрического состава исходных песков лабораторных моделей различных рек замечено, что положительная асимметрия возникает главным образом за счет намыва в осадок большого числа тонкозернистых фракций, а отрицательная получается при их выносе из осадка. Вообще наблюдается много различных комбинаций привноса и выноса тех или иных размерных фракций, сильно влияющих на значение асимметрии распределения в целом. Так, например, отрицательная асимметрия получается при обильном привносе крупнозернистого материала, но при условии, что меры расположения не поменялись местами. Такая же отрицательная асимметрия возникает при привносе в осадок чрезвычайно большого количества

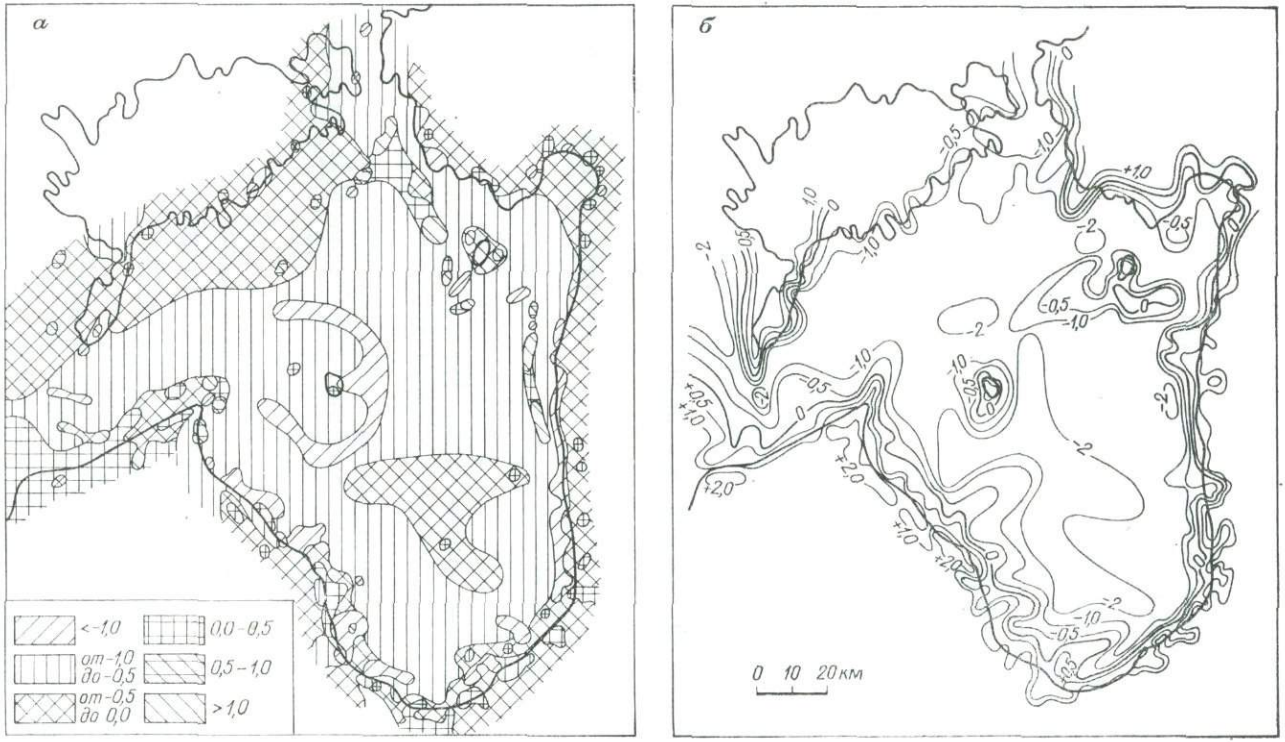


Рис. 8. Распределение значений асимметрии гранулометрического состава современных осадков Рижского залива.
а — по массе; *б* — по косвенному счету зерен.

тонкозернистого материала, когда модальный размер в результате оказывается меньше среднего размера, и т. д. Установлено, что одновременный как привнос крупнозернистых, так и вынос мелкозернистых фракций с увеличением размера моды, как правило, приводит к созданию симметричных распределений гранулометрического состава преобразованных песков.

Из распределения значений асимметрии по косвенному счету зерен гранулометрического состава современных осадков Рижского залива и его побережья (рис. 8, *б*) видно, что нулевая изолиния этого параметра практически совпадает с изобатой 12 м. Вверх по подводному склону увеличиваются положительные значения асимметрии, а вниз — нарастают отрицательные. С глубины 12 м в заливе наблюдается довольно резкое изменение гидродинамического режима бассейна. Придонные течения становятся более быстрыми, происходит сильная интерференция различных типов течений, включая и инерционные, нарастает волновое взмучивание донных осадков, происходит выход ветровых волн на мелководье и т. д. На западном участке Рижского залива были проведены крупномасштабные исследования гранулометрического состава осадков, на этой основе выполнены динамические реконструкции и картированием установлена нейтральная полоса, глубина которой и оказалась в среднем равной 12 м [Рожков Г. Ф., 1976].

Для сравнения на рис. 8, *а* представлена карта распределения значений асимметрии по данным массы. На этой карте видно, что в центральной части залива преобладает отрицательная асимметрия гранулометрического состава донных осадков. По периферии залива наблюдаются как нулевые значения параметра, так и слабо отрицательные. В общем можно отметить некоторую тенденцию увеличения отрицательной асимметрии вниз по подводному склону. Картина распределения этого параметра малоконтрастная и местами очень неопределенная. Из сопоставления карт по счету и массе ясно видна бóльшая информативность построений по косвенному счету зерен.

Итак, следует отметить, что параметр асимметрии свидетельствует о динамическом обогащении или обмене частицами различных размеров в процессе осадкообразования, указывает на их парциальную степень отсортированности на относительном энергетическом уровне среды седиментации, который в общем определяется средним размером гранулометрического состава осадка. Этот параметр дает информацию о результатах взаимодействия процессов дифференциации и интеграции различных гранулометрических ассоциаций обломочных частиц.

Эксцесс отражает уплощенность или заостренность ЭПР. Если значение эксцесса приближается к минимальному пределу — 2,0, то это означает, что данный ЭПР очень пологий или даже слегка вогнутый. При эксцессе, равном нулю, ЭПР совпадает с логнормальной кривой. Положительный эксцесс указывает, что по крутовершинности ЭПР сильно превосходит форму логнормальной

кривой. Сильная крутовершинность, или, как говорят, пикообразность, ЭПР свидетельствует о том, что модальная и смежные с ней фракции обладают резко повышенным содержанием, а абсолютное значение эксцесса дает количественную оценку такой формы ЭПР. Таким образом, этот параметр оценивает также и отсортированность осадка на данном энергетическом уровне динамических сил, которые сформировали гранулометрический состав этого осадка. Средний размер в этом случае является показателем относительного энергетического уровня.

При корреляции значений эксцесса с размерами модальных фракций и коэффициентом вариации наблюдается очень слабая связь между этими параметрами, причем это характерно для данных как по массе, так и по косвенному счету зерен.

Наименьшее среднее значение эксцесса (0,4) отмечается для осадков континентальных фаций, а для донных осадков акваторий и песков морских побережий средние значения этого параметра по массе составляют 3,1—3,6, а по косвенному счету соответственно 2,4—2,3.

Картирование значений эксцесса гранулометрического состава современных осадков Рижского залива и его побережья в общем показывает, что доминирующими являются нулевые или слабоотрицательные значения и на этом фоне развиты ареалы больших положительных значений, которые приурочены как к центральным, так и к периферическим районам залива. Часто эти ареалы обладают довольно причудливой формой. В целом по данным распределения этого параметра получается, что на общем фоне равновесия между скоростью динамической обработки и интенсивностью привноса обломочного материала выявляются зоны повышенных энергетических уровней (в основном в полосе побережья южной части) и зоны стабильного накопления более однородного мелкозернистого материала в центральной части акватории. Зоны повышенных положительных значений эксцесса в полосе побережья более или менее удалены от устьев рек, впадающих в залив. Очевидно, в районах устьев привнос обломочного материала несколько превышает динамическую скорость его обработки.

В целом параметр эксцесса указывает на стабильность динамической переработки и пересортировки обломочного материала на данном относительном энергетическом уровне, который определяется средним размером зерен.

Большой положительный эксцесс означает, что либо в короткий срок действовали чрезвычайно мощные динамические силы, либо слабые силы действовали в течение длительного периода, но главное в том, что в любом случае скорость динамической переработки или пересортировки привносимого обломочного материала превышала интенсивность (скорость) привноса.

Отрицательные значения эксцесса характеризуют нестабильные условия среды седиментации и, в общем, слабую энергию динамических сил, когда привнос обломочного материала значительно превышает скорость его динамической обработки.

Нулевые значения эксцесса показывают, что интенсивность привноса обломочного материала и скорость динамической переработки находились в состоянии равновесия.

Совместный анализ средних и модальных размеров со значениями эксцесса, особенно при картировании, дает информацию как об энергетическом уровне среды осадкообразования, так и о палеотектонических движениях в бассейне седиментации. При интерпретации этих параметров в общем получается картина, очень сходная с хорошо описанной Р. Кадиганом [Cadigan R. A., 1961 г.] при совместном анализе средних значений и стандарта. Но модальные размеры и значения эксцесса более чувствительны к соотношению привноса и обработки, а следовательно, тектонического погружения или воздымания участка седиментации. Значение эксцесса является неотъемлемой характеристикой гранулометрической зрелости песков.

17. МОДАЛЬНОСТЬ В СТРУКТУРЕ ОСАДКОВ

В результате статистической обработки более 5000 проб современных и древних осадков выяснилось, что их дробный ситовый гранулометрический состав бывает: а) трехмодальным (1,7 и 2,6 %), б) бимодальным (7,6 и 13,6 %) и одномодальным (91,7 и 85,1 %) соответственно по массе и счету зерен (табл. 5). В свою очередь одномодальные ЭПР осадков подразделяются на четыре группы: в) симметричные с отрицательным эксцессом ($|\alpha| < 0{,}47$, $-2 \leqslant \tau < -0{,}85$, $\chi^2_э > 5{,}81$); г) сильно асимметричные, гетерогенные ($|\alpha| \geqslant 0{,}47$, $|\tau| \geqslant 0{,}85$, $\chi^2_э > 5{,}81$); д) логнормальные ($|\alpha| < 0{,}47$, $|\tau| < 0{,}85$, $\chi^2_э \leqslant 5{,}81$); е) симметричные с резко положительным эксцессом ($|\alpha| < 0{,}47$, $\tau \gg 0{,}85$, $\chi^2_э > 5{,}81$). Все шесть типов модальности ЭПР представлены на рис. 9.

Подсчет частоты встречаемости выделенных типов в природных условиях показал, что они генетически связаны с различными фациями. Так, например, типы «а»—«в» наиболее характерны для осадков горных и равнинных рек. Тип «г» с отрицательной асимметрией чаще всего встречается в донных осадках морских впадин или зонах действия очень слабых речных или придонных морских течений, а с положительной асимметрией — в прибрежно-морских осадках между линией забурунивания волн и полосой береговых дюн. Лог нормальный тип «д» связан с песками пустынь и другими фациями, где имеет место дефицит привноса, а крутовершинный тип «е» обычно характеризует пески морских пляжей открытых акваторий, где происходит выход на мелководье особенно больших ветровых волн. К этой же группе относятся и так называемые поющие пески.

При картировании изолинии значений моды хорошо трассируют береговую линию Рижского залива, островные конседиментационные поднятия и в общих чертах отражают батиметрию акватории (рис. 10). Анализ модальности лежит в основе изучения

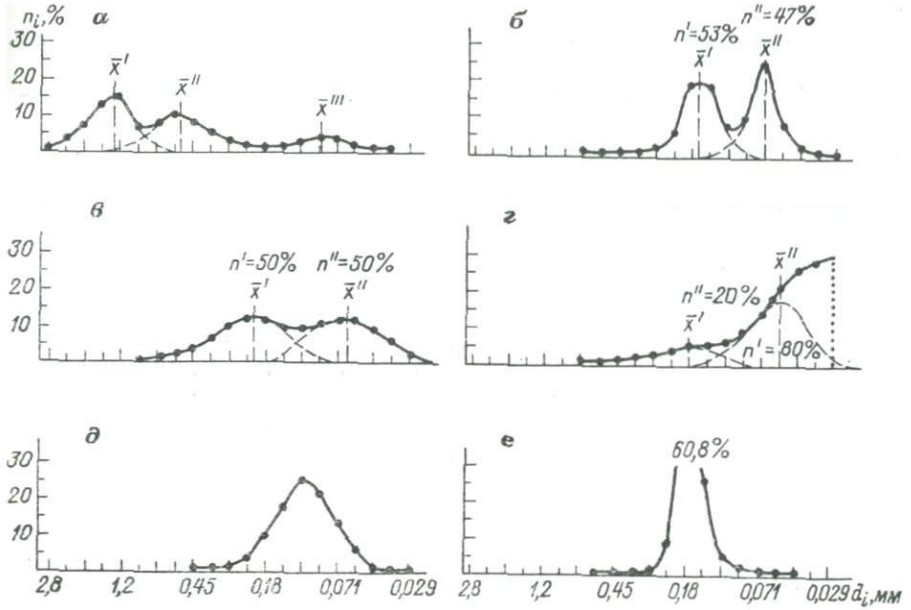


Рис. 9. Натуральный ряд модальности гранулометрического состава осадков по данным дробного рассева.

Описание кривых модальности см. в тексте.

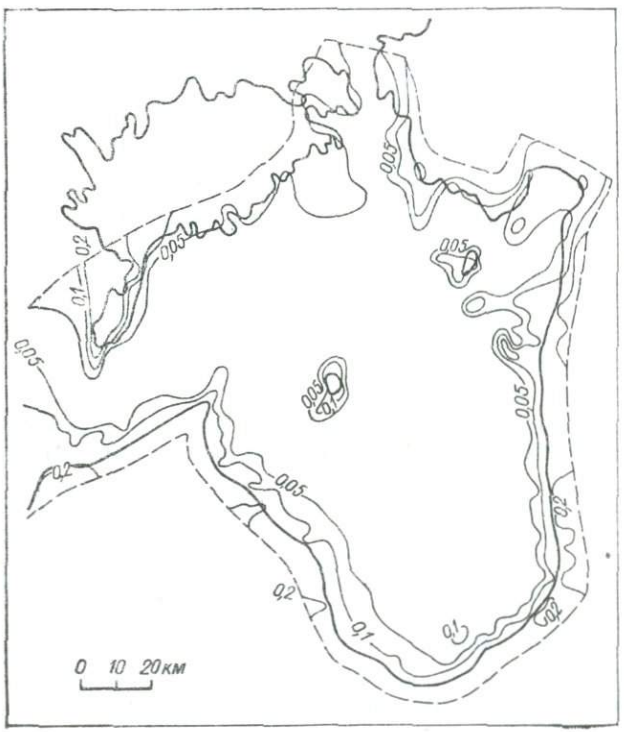


Рис. 10. Распределение модальных размеров зерен, мм, гранулометрического состава современных осадков Рижского залива по косвенному счету зерен.

ТАБЛИЦА 5

Частота встречаемости одномодального и полимодального гранулометрического состава современных и древних осадков, %

Осадки	Общее число ЭПР	По массе			По косвенному счету		
		Mo_1	Mo_2	Mo_3	Mo_1	Mo_2	Mo_3
Современные							
континентальные дюны	163	97,2	2,8	0,0	82,0	18,0	0,0
береговые дюны	273	99,0	1,0	0,0	89,4	10,6	0,0
реки	640	96,0	3,5	0,5	74,5	24,3	1,2
надводные пляжи	447	98,7	1,3	0,0	81,6	17,9	0,5
подводные пляжи	410	96,0	4,0	0,0	92,7	7,0	0,3
акватории	493	89,5	10,3	0,2	82,0	17,6	0,4
По современным отложениям	2426	96,1	3,8	0,1	83,5	15,9	0,6
США *, Атлантическое побережье, урез воды	53	96	4	0,0	89	11	0,0
То же,* шельф, акватория	340	70	20	10	95	3,2	1,8
По данным США *	393	83	12	5	92	7,1	0,9
Четвертичные	45	100	0,0	0,0	85,7	14,6	0,4
Кайнозойские	623	84,8	15	0,2	62	30	8
Мезозойские	1120	90	9,9	0,1	85	14	1
Палеозойские	636	96	4	0,0	87	12	1
По древним отложениям	2424	92,7	7,2	0,1	80	17,4	2,6
Среднее по всем отложениям	5243	91,7	7,6	1,7	85,1	13,6	1,3

* Гранулометрические анализы США произведены с помощью седиментационной трубки [Schlee J., 1966 г.] с постоянным коэффициентом геометрической прогрессии 1,41.

гранулометрической зрелости песков и полезен для определения направления к источнику сноса и для палеодинамических реконструкций. В геологических разрезах и при картировании необходимо изучать сочетания средних размеров и процентных содержаний усеченных полимодальных ЭПР [Рожков Г. Ф., Сухинин В. Г., Титов Б. И., 1971].

18. ГЕТЕРОГЕННОСТЬ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА ОСАДКОВ

Обычно одномодальные сильно асимметричные ЭПР состоят из двух подсовокупностей в пределах процентных соотношений от 5—25 до 75—95. Такие ЭПР считаются гетерогенными. В результате их усечения определяются средние размеры первой и второй гранулометрических подсовокупностей, их процентные содержания и коэффициенты вариации.

Гетерогенность структуры песков имеет различное происхождение. Она возникает при интеграции, формируется в процессе непостоянной гидродинамической пересортировки, связана с перераспределением и обменом зерен различных размеров и является прямым следствием природного разрушения магматических пород, т. е. дериватом их структуры.

Известно, что прибрежно-морские фации между линией первого забуривания волн и границей распространения береговых дюн обычно представлены трудно различимыми песками. В эту полосу входят различные микрофации: подводные валы, бары, субаквальные и субаэральные пляжи, береговые дюны и т. д. Параметр гетерогенности является наиболее эффективным инструментом для детализации прибрежно-морских микрофаций. По данным этого параметра, например, можно прослеживать миграцию различных гранулометрических совокупностей и подсовокупностей обломочного материала, привносимого речным стоком из различных областей размыва и сноса. Этот параметр может оказаться весьма полезным при поисках россыпных месторождений в зоне морских побережий и речных дельт. В связи с этим следует обратить внимание на графическую корреляцию гетерогенности (ht) и вариации (v), рассчитанных по косвенному счету зерен. Если по оси абсцисс наносить процентное содержание гранулометрических подсовокупностей, а по оси ординат — значения коэффициента вариации, то выявляется некоторая линейная зависимость между этими параметрами ($v=a^{ht}+b$), где постоянные a и b несут определенную динамическую информацию. С помощью такой корреляции наиболее удобно изучать микрофациальные условия седиментации песчаных морских кос, отдельных участков морских пляжей, береговых дюн и т. д.

Параметр гетерогенности имеет большое значение для реставрации путей миграции и сноса обломочного материала, динамических условий седиментации [Рожков Г. Ф., Сухинин В. Г., Титов Б. И., 1971] и может использоваться для изучения тектонических и неотектонических движений [Рожков Г. Ф., Голоудин Р. И., 1972].

19. ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКАЯ ЗРЕЛОСТЬ ПЕСКОВ

Это понятие определяет однородность структуры песков, которая оценивается модальностью, асимметрией, эксцессом и степенью приближения гранулометрического состава к логнормальному закону распределения. Гранулометрическая зрелость возни-

кает в результате механической дифференциации и в конечном счете количественно оценивает накопленную сумму динамических воздействий на обломочный материал песчаной размерности. Гранулометрическое вызревание песка происходит при воздействии живых сил на дискретную структуру кластического материала [Рожков Г. Ф., Соловьев Б. С., 1974].

По Р. Л. Фолку [Folk R. L., 1968] структурная зрелость песков определяется исходя из процентного содержания в них глинистых частиц (гл. фр.), степени отсортированности, т. е. стандарта (s) в единицах фи-шкалы, и коэффициента округлости зерен (ρ). Выделяются четыре стадии структурной зрелости песков: а) незрелые (гл. фр. >5 %, $s>2{,}0$, зерна угловатые, совершенно неокатанные); б) небольшой зрелости (гл. фр. <5 %, $s=2{,}0\div0{,}5$, зерна слегка округлой формы; в) зрелые (почти нет гл. фр., $s=0{,}5\div0{,}35$, $\rho<3{,}0$); г) суперзрелые (полное отсутствие гл. фр., $s<0{,}35$ и $\rho>3{,}0$).

Структурная зрелость песков по Р. Фолку отличается от гранулометрической зрелости песчаных осадков тем, что она основана не только на гранулометрическом составе, но и на морфометрическом анализе зернового состава осадков.

Данные массы. Анализ гранулометрической зрелости песков начинается с общего рассмотрения гранулометрического состава осадков, сформированных в различных фациальных условиях. Средний ЭПР из 280 проб песков пустынь — это одномодальное, подчиняющееся логнормальному закону распределение. Средний ЭПР из 12 проб продуктов природного разрушения магматических пород характеризуется одномодальным строением, близким к логнормальному. Средний ЭПР из 450 проб донных морских осадков обладает одномодальностью и значительным отклонением от логнормального распределения.

При сравнении средних ЭПР песков пустыни и продуктов природного разрушения магматических пород выявляется некоторая парадоксальность, заключающаяся в том, что гомогенность и логнормальность гранулометрического состава присущи как продуктам разрушения первозданных пород, которые не испытали никакой транспортировки и динамической переработки, так и пескам пустынь, претерпевшим длительный перенос и, возможно, неоднократную динамическую пересортировку и переработку.

Средние ЭПР донных осадков акваторий и продуктов разрушения магматических пород также оказались достаточно близкими по конфигурации и значению стандарта ($0{,}9\approx0{,}87$), но расходятся в степени приближения к логнормальному закону.

Сопоставление средних ЭПР песков пустыни и донных осадков акваторий выявляет много общего в их одномодальном и гомогенном * составе, хотя каждый из них имеет совершенно различное приближение к логнормальному закону.

* Так как гранулометрический состав нельзя разложить на две составляющие гранулометрические подсовокупности.

Кумулятивные кривые (КК) распределения значений «хи-квадрата», полученного при аппроксимации гранулометрического состава различных осадков логнормальным распределением, представлены на рис. 11.

КК для продуктов природного разрушения магматических пород показывает, что 60 % их ЭПР являются логнормальными распределениями, 20 % практически приближаются к нему и остальные 20 % показали неопределенный результат аппроксимации. КК песков пустынь и донных осадков акваторий оказались довольно сходными между собой, причем большинство ЭПР этих осадков полностью расходятся с логнормальным законом распределения (соответственно 60 и 80 %), а КК природного разрушения магматических пород оказалась резко обособленной от них, не имеющей ничего общего с их строением.

Данные счета зерен. Средний ЭПР продуктов природного разрушения магматических пород является гетерогенным, его можно разложить на две логнормальные гранулометрические подсовокупности: песчаную ($\bar{x}' = 0{,}16$ мм, $n' = 14$ %) и алевритовую ($\bar{x}'' = 0{,}043$ мм, $n'' = 86$ %).

Средний ЭПР песков пустынь остается гомогенным, но становится еще более логнормальным, так как критерий согласия Пирсона $\chi^2 = 0{,}5 \leqslant 5{,}81$. При наложении его на средний ЭПР по массе наблюдается конвергенция их формы, и небольшая разница отмечается лишь в значениях мер расположения.

Средний ЭПР донных осадков акваторий оказывается гетерогенным распределением, состоящим из двух логнормальных подсовокупностей: тонкопесчаной ($\bar{x}' = 0{,}08$ мм, $n' = 10$ %) и алевритовой ($\bar{x} = 0{,}04$ мм, $n'' = 90$ %).

Следует отметить, что по форме имеется довольно большое сходство между средними ЭПР природного разрушения и донных осадков акваторий, а средний ЭПР песков пустынь резко от них отличается.

КК песков пустынь показывает, что 85 % ЭПР этих осадков являются логнормальными распределениями, а еще 10 % довольно хорошо приближаются к этому теоретическому закону. Анализ соответствующих КК свидетельствует о том, что подавляющее большинство единичных ЭПР продуктов разрушения магматических пород и донных осадков морей (60 %) полностью расходятся с логнормальным законом распределения. Это хорошо объясняется гетерогенностью их гранулометрического состава. Интересно отметить, что КК продуктов природного разрушения магматических пород занимает примерно среднее положение между крутонарастающей КК песков пустынь и пологонарастающей КК донных осадков акваторий.

Итак, из рассмотрения данных по счету зерен видно, что в процессе разрушения первозданных магматических пород уже образуются смеси из двух дериватов (распределений) — песчаного и алевритового в пропорции 1 : 4, механическая дифференциация которых происходит при их транспортировке вниз по региональным

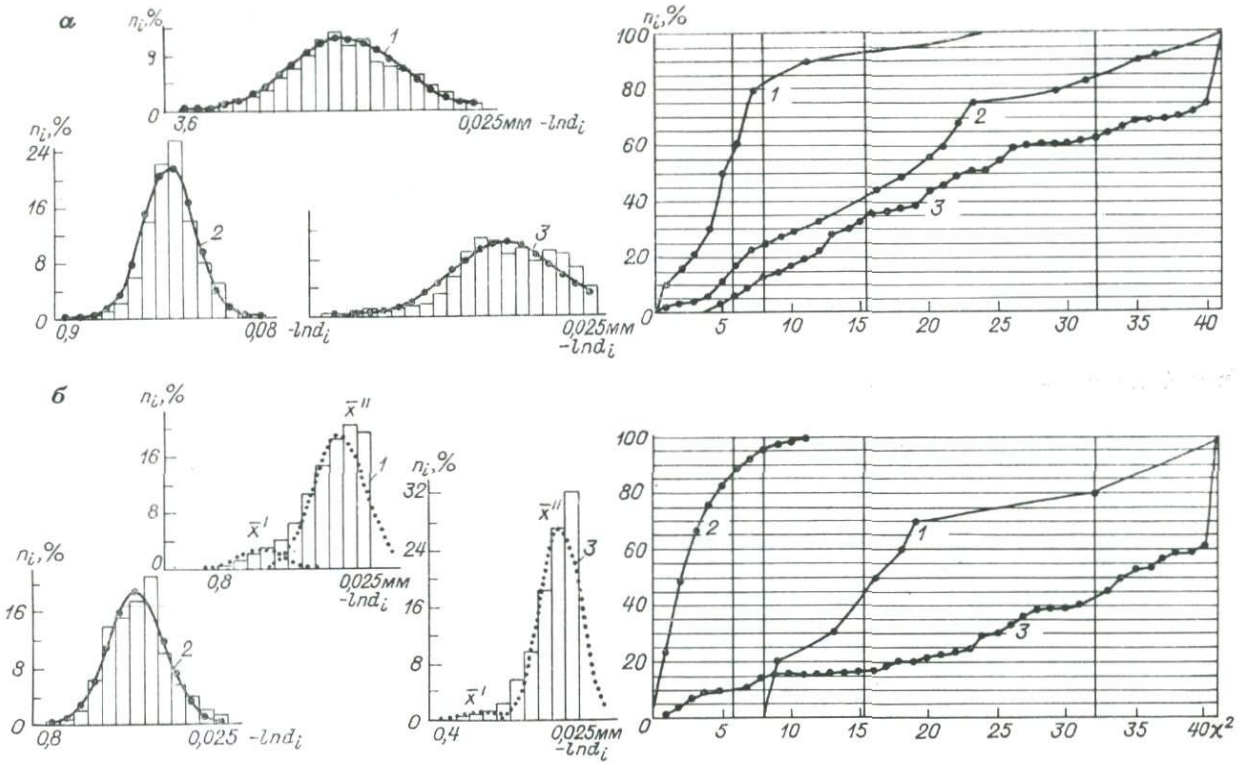


Рис. 11. Механическая дифференциация обломочных частиц песчаной и алевритовой размерности в природе.

а — по массе; *б* — по косвенному счету зерен; *1* — продукты природного разрушения магматических пород; *2* — пески пустыни; *3* — донные осадки морей.

палеосклонам к глубинам морских и океанических бассейнов. Анализ результатов лабораторного моделирования показывает, что образование или разложение гетерогенных песков на составляющие сводится к механизму дискретного привноса или вымывания целых ассоциаций частиц, соответствующих по размерам определенным ситовым фракциям.

Волновое взмучивание и эоловая переработка осадков — это исключительно мощные факторы удаления частиц алевритовой размерности. В этих условиях происходит образование и накопление основной массы песчаных осадков, которые, однако, различаются по зрелости их гранулометрического состава.

В природе вызревание гранулометрического состава песков происходит статистически направленно: от снижения полимодальности через асимметрию к логнормальности и затем к крутовершинности ЭПР. Из трехмодальных песков наименее зрелыми в гранулометрическом отношении будут те, у которых имеется наибольший разброс средних размеров составляющих подсовокупностей при сравнительном равенстве их содержаний. Резкое увеличение процентного содержания одной из них уменьшает степень незрелости. Бимодальные ЭПР в любом случае являются более гранулометрически зрелыми по отношению к трехмодальным ЭПР. Аналогично зрелость бимодальных ЭПР также оценивается разницей в средних размерах и процентным содержанием подсовокупностей. Гетерогенный одномодальный ЭПР всегда должен считаться более зрелым в гранулометрическом отношении по сравнению с бимодальным и менее зрелым по отношению к любому одномодальному гомогенному ЭПР. Разложение в ряд по гранулометрической зрелости одномодальных гомогенных песков производится по счету зерен оценкой значений χ^2, а для выделения их суперзрелости требуется еще оценка значений асимметрии и эксцесса ЭПР.

Гранулометрическая зрелость современных полифациальных осадков рассматривается на примере 2700 дробных ситовых анализов. Полученные результаты представлены в табл. 6.

Довольно редко встречаются трехмодальные ЭПР гранулометрического состава. Наибольший процент этих распределений наблюдается в осадках горных рек (в среднем 4,2 %), а также в русловых осадках равнинных рек — 1,3 %. Для песчаных осадков морского мелководья (глубины от 2,0 до 25,0 м) характерны только доли процента — 0,4 %. В песчаных осадках остальных фаций и микрофаций трехмодальность полностью отсутствует.

Бимодальность гранулометрического состава имеет несколько большее распространение. Этот вид ЭПР чаще всего встречается в песках горных и равнинных рек и очень характерен для песчаных осадков, слагающих древние и современные косые серии мульдообразного и субпараллельного типов, которые сформировались в условиях речных течений. В косых сериях современных осадков, вскрытых в террасах рек, бимодальность достигает 20 %.

ТАБЛИЦА 6

Гранулометрическая зрелость осадков по выборочным пробам из современных отложений различных фаций и микрофаций (по косвенному счету зерен)

Современные фации и микрофации	Число проб	Модальность, %				Накопленные		значения „хи-квадрат"										Результаты аппроксимации				
		А	Б	В	Г	0—3	4—6	7—9	10—12	13—15	16—18	19—21	22—24	25—27	28—30	31—33	34—36	37	Д	Е	Ж	З	И
Разрушение магматических пород	10	—	—	75	25	—	—	20	20	30	60	70	70	70	70	80	80	100	—	20	60	20	20,3
Пустыни	218	—	—	—	100	66	89	96	100	—	—	—	—	—	—	—	—	—	92	5	3	—	0,5
Полупустыни	25	—	—	8	92	36	84	92	100	—	—	—	—	—	—	—	—	—	87	7	6	—	1,2
Дюны речных долин	20	—	—	—	100	30	80	100	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	87	13	—	—	3,0
Дюны морских кос	67	—	—	8	92	18	50	88	96	98	100	—	—	—	—	—	—	—	66	24	10	—	5,3
Береговые дюны	200	—	—	8	92	18	53	72	83	88	91	91	93	94	94	96	96	100	63	20	13	4	13,9
Пляж от 0 до +2,0 м	400	—	1	15	84	20	50	73	83	89	92	94	94	95	95	95	96	100	60	15	20	5	6,7
Пляжи открытых акваторий	20	—	—	5	95	—	—	10	40	90	100	—	—	—	—	—	—	—	—	16	84	—	17,9
Подводные пляжи от 0 до —2,0 м	225	—	2	11	87	15	35	67	74	80	83	83	84	85	86	87	88	100	49	19	18	14	1,7
Рижский залив, изобата —20 м	98	—	—	36	64	21	38	44	48	57	62	63	66	68	73	75	77	100	41	4	30	25	11,6
Донные осадки мелководья от —2,0 до —25,0 м	225	—	2	20	78	10	43	61	73	78	84	87	89	90	91	93	93	100	50	13	29	9	4,6
Донные осадки зон морских течений от —25,0 до —200,0 м	260	—	—	37	63	5	23	41	50	61	65	68	71	74	77	80	88	100	32	10	34	24	14,6
Донные осадки застойных морских впадин от —25,0 до —200,0 м	225	—	—	62	38	5	6	10	11	13	16	18	23	30	35	41	51	100	8	2	32	58	28,0
Равнинные реки, русла	74	1	2	28	69	12	33	43	51	57	61	61	65	68	71	73	77	100	37	8	32	23	8,6
Равнинные реки, пляжи, косы	100	—	—	6	94	28	54	74	82	87	90	94	94	97	100	—	—	—	62	13	25	—	2,7
Равнинные реки, застойные зоны речных долин	79	—	4	52	44	1	4	6	6	9	11	15	21	24	33	38	44	100	5	1	33	61	15,8
Равнинные реки, террасы	72	—	3	6	91	10	33	40	60	67	68	72	73	76	82	86	87	100	35	8	33	24	3,2
Осадки дельты Волги	117	—	3	6	91	44	65	88	91	94	98	98	98	99	100	—	—	—	74	16	10	—	2,0
Горные реки, русла	69	3	5	37	55	7	10	17	22	27	29	33	35	37	42	49	85	100	13	5	32	50	14,0
Горные реки, пляжи, косы	28	4	11	46	39	25	39	43	43	50	54	54	61	64	68	72	75	100	41	1	30	28	3,6
Горные реки, террасы	15	6	14	34	46	—	20	27	27	40	47	53	60	67	69	74	74	100	22	4	47	27	14,6
Современная косая слойчатость (речные течения)	25	—	20	20	60	12	20	32	40	40	40	48	60	64	76	80	84	100	25	8	48	19	4,5
Древняя косая слойчатость (речные течения)	140	—	5	19	76	16	26	32	36	40	43	50	54	55	57	59	62	100	28	7	40	25	3,8
Фации равнинных рек нерасчлененные	444	1	3	17	79	16	34	44	50	55	58	61	63	66	72	74	77	100	26	4	45	25	3,8
Фации горных рек нерасчлененные	112	4	10	39	47	11	23	29	30	39	43	47	52	56	59	65	68	100	26	3	37	34	3,4

Примечание. ЭПР, %: А — *трехмодальные*, Б — *бимодальные*, В — гете рогенные, Г — гомогенные, Д — логнормальные, Е — строго подчиняющиеся логнормальному закону, Ж — неопределенные исходы аппроксимации, З — не подчиняющиеся логнормальному закону распределения; И — значения критерия «хи-квадрат» при аппроксимации средних ЭПР логнормальным законом распределения.

Для песчаных осадков горных рек бимодальность ЭПР в среднем составляет 9,6 %, а для равнинных рек — 2,3 %. Для песков подводных пляжей и морского мелководья бимодальность не превышает 1,8 %, а для песков субаэральных пляжей — 0,5 %.

Довольно широкое распространение в современных осадках получают асимметричные, гетерогенные ЭПР песков, которые встречаются почти во всех фациях и микрофациях. Исключение составляют только пески пустынь и речных дюн, сформированных в условиях широких долин, для этих осадков характерно полное отсутствие гетерогенных ЭПР. Наиболее часто гетерогенные ЭПР встречаются в осадках, сформированных в условиях морских впадин (61,8 %) и речных пойм (51,9 %).

Гомогенные ЭПР характерны для песков пустынь и речных дюн — 100 %. Во всех остальных фациях и микрофациях содержание гомогенных ЭПР варьирует в довольно широких пределах — от 95 % в песках пляжей открытых акваторий и до 38,2 % в донных осадках морских впадин.

В среднем по счету зерен для современных песчаных осадков трехмодальные ЭПР составляют 0,7 %, бимодальные — 3,2, гетерогенные — 21,8 и гомогенные — 74,4 %.

Ряд убывания гранулометрической зрелости песчаных осадков по фациям и микрофациям составляет, %: эоловые пески — 90—60, песчаные осадки морских побережий — 60—40, осадки морских донных течений и равнинных рек — 40—25, речных течений по данным осадков из косослойчатых серий — 30—25, осадки горных рек — 25—10, осадки морских впадин и речных пойм — 10—5 (табл. 6).

Ряд возрастания полного неподчинения ЭПР этих же типов осадков логнормальному закону распределения соответственно составляет: 0—5, 5—15, 15—30, 30—50, 50—60 % (табл. 6).

Аппроксимация средних ЭПР показывает гораздо большее их приближение к логнормальному закону распределения, чем соответствующие данные, обработанные по интегральным кривым. Наибольшие расхождения средних ЭПР с логнормальным законом характерны для осадков застойных зон, горных рек и т. д., а наименьшие наблюдаются у осадков, в формировании которых участвовали или эоловые процессы, или процессы длительной гидродинамической переработки обломочного материала. Так, средний ЭПР осадков дельты р. Волги является по существу логнормальным гранулометрическим распределением.

Аналогичная таблица гранулометрической зрелости осадков была построена и по данным массы, но оказалась менее информативной, поэтому для сокращения объема книги она опущена. По данным массы не наблюдается столь стройной картины в подчинении логнормальному закону распределения выборочных проб из осадков рассматриваемых фаций и микрофаций. Для сравнения приводим данные по массе в том же порядке анализа интегральных кривых распределения значений χ^2. Так, доля логнормальных ЭПР соответственно составляет, %: эоловые пески — 45—20, песчаные осадки морских побережий — 40—20, осадки морских течений и равнинных рек — 40—20, речных течений по данным косослойчатых серий — 20—15, осадки горных рек — 25—15, осадки морских впадин и речных пойм — 20—10. Распределение процентов по массе, которое полностью расходится с логнормальным законом распределения, соответственно составляет, %: 35—70, 35—95, 35—55, 66—60, 45—80 и 45—80. Аппроксимация средних ЭПР по массе рассматриваемых фаций и микрофаций показала, что 77 % из них имеют неопределенный исход, а 23 % являются логнормальными распределениями, к ним относятся средние ЭПР осадков пустынь, речных дюн, морских течений, пляжей и кос равнинных рек и русловые осадки горных рек.

Итак, только по счету зерен можно проводить изучение гранулометрической зрелости древних отложений и эти данные использовать для распознавания (по массовому материалу гранулометрии) различных фаций и микрофаций палеобассейнов.

Глава 4

ДИНАМОГЕНЕТИЧЕСКАЯ ДИАГРАММА АСИММЕТРИЯ—ЭКСЦЕСС ПО КОСВЕННОМУ СЧЕТУ ЗЕРЕН

20. ОСНОВА ПОСТРОЕНИЯ ДИАГРАММЫ

На протяжении многих лет литологи разных стран пытаются по гранулометрическому составу песчаного осадка воссоздать условия его образования. Эта проблема привлекает к себе большое число литологов как у нас, так и за рубежом.

Однако имеются и противники идеи создания генетических диаграмм, к ним относятся В. Н. Шванов [1969], С. И. Романовский [1977] и др.

Генетические диаграммы могут быть основаны на различных принципах: 1) на слепом переборе комбинаций различных статистик гранулометрического состава осадков и 2) на совершенно осознанном выборе именно тех статистик гранулометрии, которые отражают определенные природные процессы, происходящие в среде седиментации. Два различных принципа — две различные группы генетических диаграмм. К первой группе относится подавляющее большинство генетических диаграмм, известных в мировой практике, а ко второй — всего две.

Известны генетическая диаграмма $C—M$ и динамогенетическая диаграмма асимметрия—эксцесс ($\alpha — \tau$) по косвенному счету зерен [Рожков Г. Ф., 1978б].

Все нарекания противников направлены в адрес тех диаграмм, которые основаны на случайном переборе статистик. Относительно второй группы диаграмм С. И. Романовский [1977, с. 185] пишет: «Оценивая в целом попытки реконструкции режимов осадконакопления с помощью генетических диаграмм, например типа $C—M$ Р. Пассеги, можно отметить, что данный подход представляется весьма перспективным». Известно, что генетическая диаграмма $C—M$ основана на различии способов транспортировки обломочных частиц разного размера, как-то: волочение, качение, сальтация, перенос во взвешенном состоянии и т. д., которые преобладают в той или иной фациальной обстановке.

Диаграмма $\alpha—\tau$ построена на принципе различной по интенсивности механической дифференциации песчано-алевритовых частиц в различных фациальных условиях. Это явление в природе связано также с различными способами перемещения обломоч-

ных частиц различного размера и в основном определяется энергетическими уровнями динамических сил среды переноса и седиментации. Вот почему эта диаграмма названа динамогенетической.

21. МОДЕЛЬ ПОСТРОЕНИЯ ДИАГРАММЫ

Известно, что частицы песчаного размера от 2,0 до 0,062 мм переносятся волочением, перекатыванием и сальтацией, причем последний способ для них наиболее характерен. Частицы алевритового размера от 0,05 до 0,004 мм переносятся в основном в виде суспензии. Механическая дифференциация — это вымывание из общей массы осадка алевритовых и глинистых частиц. В более широком смысле — это разделение песчаного и алевритового распределений, это очищение песков от примеси алевритовых и глинистых частиц, это природное рафинирование песков. Все это происходит при движении (перемещении) массы песчано-алевритовых осадков в различных фациальных обстановках.

Прежде всего для оценки остатка алевритовых частиц в осадке необходимо повысить их статистическую значимость, а для этого надо перейти на их косвенный счет.

Следует отметить, что из осадка труднее всего удаляются крупноалевритовые частицы, которые как раз измеряются ситовым анализом, это частицы размерами 0,05; 0,04; 0,032; 0,025 и 0,02 мм. Очень показательно в этом смысле содержание в осадке частиц размерной фракции 0,05—0,04 мм. Если они отсутствуют вообще или их мало в осадке, то это тем паче относится к частицам меньшего размера. Все это можно хорошо наблюдать в процессе лабораторного моделирования. Более мелкие частицы легче вымываются из осадка благодаря тому, что они дольше могут находиться во взвешенном состоянии.

Поскольку требуется оценивать содержание хвостовых фракций ЭПР, а также концентрацию частиц околомодального размера, сознательно выбраны два статистических параметра: асимметрия и эксцесс, которые лучше всего удовлетворяют предъявляемым требованиям.

Статистическая обработка результатов рассева проводится без математического рафинирования с переходом на косвенный счет зерен и вычислением значений асимметрии и эксцесса [Рожков Г. Ф., Трофимова З. М., 1968; Рожков Г. Ф., 1978б].

Полученные значения этих двух параметров наносятся на график, где по оси ординат откладываются значения эксцесса, а по оси абсцисс — асимметрии. В центре пересечения координат наносится прямоугольник со сторонами, равными $|\alpha| = 0{,}47$ и $|\tau| = 0{,}85$, так как эти значения являются предельными для решения вопроса о логнормальности эмпирического распределения [Урбах В. Ю., 1963].

При нанесении на этот график точек-проб осадков, взятых из различных современных фаций-ландшафтов, происходит обособление динамогенетических полей, соответствующих той или иной

степени механической дифференциации обломочных частиц. Погрешность выделения полей на диаграмме составляет 30 %. Подробно эта диаграмма описана в специальной статье [Рожков Г. Ф., 1978б].

Так как диаграмма базируется на процентных содержаниях песчаной и крупноалевритовой составляющих, то возможные совместные сдвиги песчаного и алевритового распределений по шкале размерности за счет эволюционной вариации гравитационного поля Земли [Смирнов Л. С., 1972; Смирнов Л. С. и др., 1973 г.] не влекут за собой никаких дополнительных ошибок при изучении древних отложений.

22. ЭТАЛОННАЯ ДИНАМОГЕНЕТИЧЕСКАЯ ДИАГРАММА

Для ее составления было использовано около 3000 проб современных осадков, дробный ситовый анализ которых проводился в стандартных условиях в лаборатории ВНИГРИ, а статистическая обработка — по единой программе в ВЦ ЛГУ. Эталонная программа представлена на рис. 12.

Определение фациальных и микрофациальных обстановок седиментации происходит опосредованно через характер и энергию динамических сил среды седиментации. Наиболее четко на диаграмме распознаются следующие условия седиментации: застойные, речных течений, выходы волн на мелководье, накат волн и деятельность ветра. Отдельные генетические участки диаграммы определяют: *I* — застойные условия седиментации на дне акваторий различных глубин. Морские фации; *II* — донные течения или мутьевые потоки. Морские фации. Гидромеханическое или физическое разрушение магматических пород, эрозия горных пород морского происхождения. Континентальные фации областей сноса, коры выветривания; *III* — слабые преимущественно речные течения. Континентальные речные фации; *IV* — сильные речные или вдольбереговые течения. Континентальные речные или прибрежно-морские фации. Для распознавания требуется дополнительно оценка коэффициентов вариации соответствующих рафинированных гранулометрических распределений; *V* — выход волн на мелководье, сильные вдольбереговые течения, накат волн. Прибрежно-морские фации, континентальная микрофация пляжей больших равнинных рек; *VI* — выход волн на мелководье, сильный накат волн — верхняя половина участка, эоловая обработка песков морских пляжей — нижняя половина участка (микрофация береговых дюн). В целом фация побережья акваторий вблизи береговой черты; *VII* — эоловая переработка речных осадков — верхняя половина прямоугольника. Континентальная фация пустынь (континентальные дюны). Нижняя правая четверть прямоугольника — волновые процессы на мелководье, нейтральная полоса побережья. Прибрежно-морская фация; *VIII* — выход волн на мелководье, мощный накат-прибой. Скорость динамической пересортировки

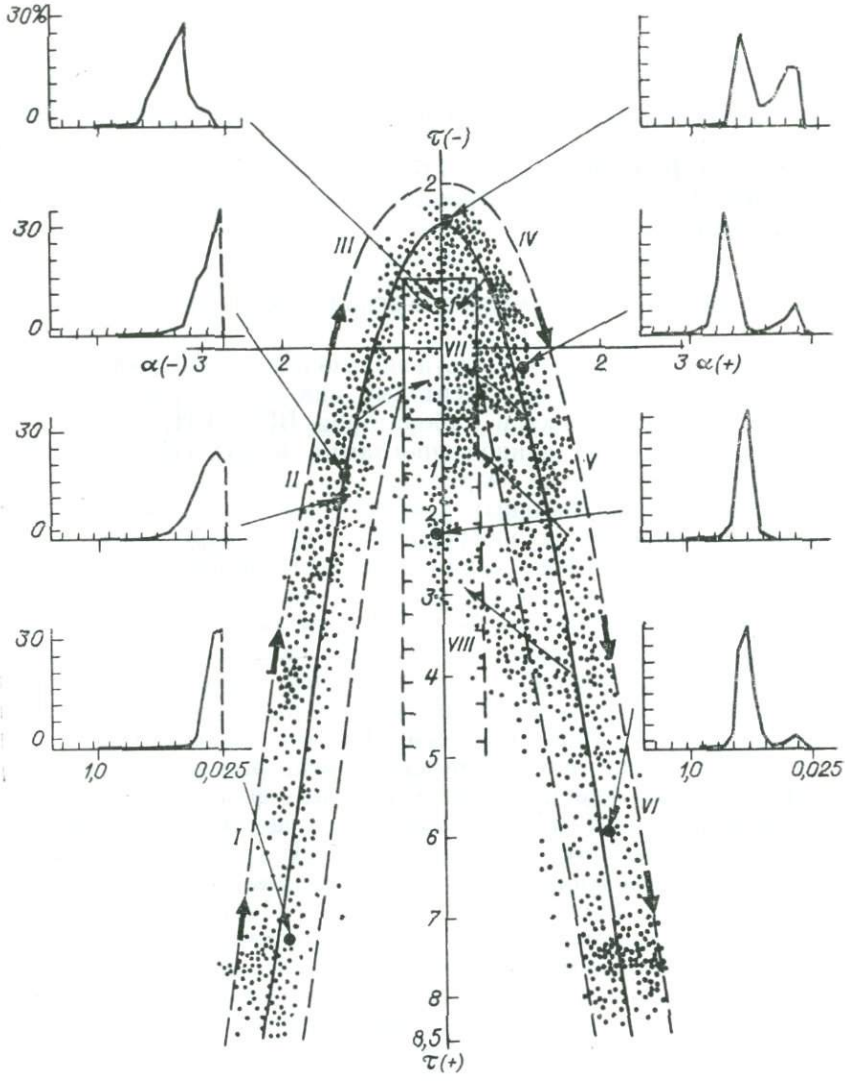


Рис. 12. Распределение точек-проб современных осадков различных фаций по значениям асимметрии и эксцесса по косвенному счету зерен.

Типичные эмпирические распределения гранулометрического состава осадков различных современных фаций, характерные для различных полей (*I—VIII*) эталонной динамогенетической диаграммы.

превышает скорость привноса обломочного материала. Прибрежная фация огромных открытых акваторий.

В дальнейшем возможна некоторая корректура значений генетических участков диаграммы на основе более широкого статистического анализа результатов дробного рассева осадков различных микрофаций.

Наилучшие результаты определения фациальных и микрофациальных условий седиментации получаются при последующем картировании данных, снятых с диаграммы. Картирование в объеме узкого стратиграфического интервала успешно корректирует и ликвидирует неоднозначные ответы эталонной диаграммы.

Для поисков литологических ловушек нефти и газа методом палеодинамических реконструкций картирование данных, снимаемых с диаграммы, *необходимо. Экстраполяция границ* установленных фаций (песчаных горизонтов) в закрытые, неразбуренные районы должна быть обязательно согласована с данными геофизических исследований, направленных на обнаружение зон выклинивания песчаников.

Очень часто при случайном отборе проб из обнажений или скважин (особенно при большой мощности изучаемого стратона) точки-пробы могут попадать в различные *динамогенетические поля* диаграммы.

Изучение полицикличности динамогенетических фаций и микрофаций в каждом разрезе следует рассматривать отдельно и сопоставлять эти данные, принимая во внимание место взятия пробы в разрезе общего цикла.

При картировании в каждой точке на площади, отвечающей местоположению обнажения или скважины, необходимо обобщить данные по разрезу и поставить один или несколько индексов соответствующих динамических полей диаграммы. Так, например, *если точки-пробы разреза оказались равномерно* распределенными в трех динамических полях диаграммы, то на карте в точке данного разреза скважины ставятся три индекса соответствующих полей, соединенных знаком «+». Практика показала, что такие случаи крайне редки. Чаще половина точек-проб занимает одно динамическое поле, а другая — другое, тогда на карте ставятся индексы двух соответствующих полей, соединенные знаком «+». Если в одно поле диаграммы *попала* $^1/_3$, *а в другое* — $^2/_3$ *общего* числа точек-проб, то на карте ставится индекс поля главного попадания, а индекс другого — рядом в скобках, чтобы его можно было учесть при необходимости для более объективной интерполяции данных. Число попаданий в $^1/_4$ и меньше во внимание не принимается.

Приведем некоторые примеры. Пусть точки-пробы заняли три различных динамических поля диаграммы с примерно равным числом попаданий. Точки-пробы оказались приуроченными к полю *I* застойного режима, попали на границу полей *III* и *IV речных течений и часть их* сконцентрировалась преимущественно в верхней части поля *VII* эоловой переработки. Априорно такое

распределение точек-проб можно считать характерным для дельтовой обстановки, где обычно сосуществуют как застойный режим (падение скоростей течений), так и речные течения в основных руслах и протоках, а также эоловая переработка речных песков.

Далее методом картирования следует проверить выдвинутую гипотезу о существовании в прошлом палеодельты реки. В результате этой процедуры все данные, снятые с диаграммы, на площади могут либо получить вполне определенное расположение, в общем виде рисующее одну из форм современных дельт с типичным распределением проток, участков суши и т. д., либо оказаться хаотичным распределением, которое невозможно никак осмыслить или аппроксимировать ни одним из современных примеров строения дельт. В первом случае (после картирования) нужно принять решение о существовании в данном районе палеодельты, а во втором — отвергнуть выдвинутую гипотезу.

Еще один пример. Специально выбираем в крупном масштабе небольшой участок на западе Рижского залива, южнее мыса Колки, на котором собрано около 100 проб современных осадков. На диаграмме эти точки-пробы оказались разбросанными в пределах полей: *VI* (в верхней и нижей его частях), на границе *V* и *VI*, в *VIII* и *V*, на границе *VI* и *V*, в *II* и в нижней части *I*. Кроме того, наблюдается определенный шлейф смещения точек-проб из полей *IV* и *V* в центральное прямоугольное поле *VII*. Одним словом, точки-пробы практически распределились по всей диаграмме, и картина на первый взгляд представляется крайне неопределенной.

Несмотря на это, производим картирование точек-проб в соответствующих индексах диаграммы. Результаты картирования представлены на рис. 13, из которого видно, что все динамические индексы легко обобщаются ареалами, вытянутыми вдоль береговой линии залива, а их расположение хорошо согласуется как с батиметрией, так и с распределением литофаций.

Допустим теперь, что при картировании на сравнительно большой площади получено поле распределения точек-проб, соответствующих в целом донным морским течениям (поле *II* диаграммы). Местами донные течения более интенсивны (точки-пробы сдвинуты в сторону поля *III*), а местами наблюдается относительное падение их скоростей (точки-пробы сдвинуты в сторону поля *I*). В целом даже намечаются линии направления действий наиболее сильных донных течений. Если среди такой общей картины неожиданно появляется несколько точек-проб, соответствующих, скажем, эоловой переработке песков морских пляжей (поле *VI*), то они на общем фоне рассматриваются как случайные ошибки и во внимание не принимаются.

Выход ветровых волн на мелководье может быть в океане, море, заливе, озере, искусственном водохранилище, речной старице, большой луже и т. д., и везде будет происходить трансформация соответствующего размера волн, а в количественном отно-

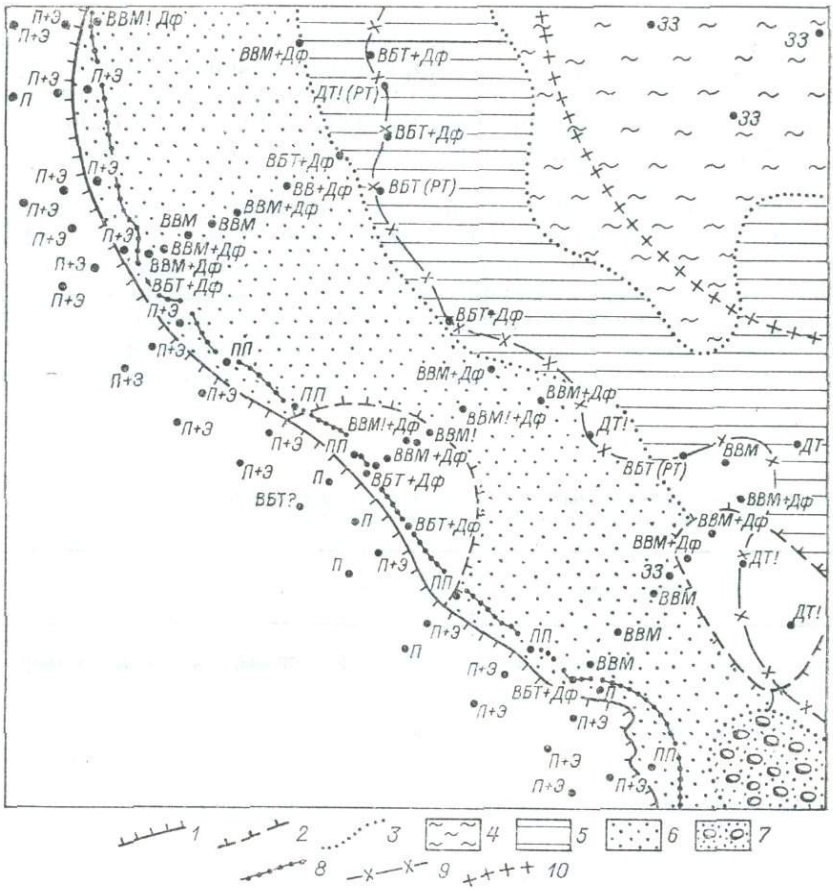


Рис. 13. Результаты картирования данных динамогенетической диаграммы асимметрия—эксцесс по косвенному счету зерен современных осадков Рижского залива.

1 — современная береговая линия; *2* — границы выходов коренных пород; *3* — границы распределения литофаций донных осадков; *4* — глины (пелитовый ил); *5* — алевриты; *6* — пески; *7* — валуны; *8* — береговая линия залива по данным картирования динамических индексов диаграммы; *9* — границы распространения донных течений; *10* — границы застойных условий седиментации. Динамические индексы: *ЗЗ* — застойный режим (нижняя часть поля *I*), *ДТ* — донные течения (поле *II*), *Дф* — дефицит привноса обломочного материала (нижняя часть поля *VII*), *ВБТ* — вдольбереговые течения (поле *IV*), *ВВМ* — выход ветровых волн на мелководье (поля *VIII* и *V*), *П* — субаэральные пляжи (верхняя часть поля *VI*), *ПП* — подводные пляжи (граница полей *V* и *VI*), *П+Э* — пески пляжа с эоловой переработкой обломочного материала (нижняя часть поля *VI*).

шении динамическое воздействие их на осадки будет во всех перечисленных случаях совершенно различным. При картировании очень четко выявится площадная разномасштабность этих явлений.

Контроль над картированием должен осуществляться интерпретацией гранулометрических параметров рафинированных ЭПР, изучением полимодальности и гранулометрической зрелости осадков, а также данными минералогического и текстурного анализов, привлечением карт литофаций, литоотношений, геоморфологии и палеотектоники.

Оценка работы известных в мире генетических диаграмм проводилась на примере эталонных проб современных осадков, сформированных в строго определенных фациальных условиях. Для этой цели из общей коллекции 3000 проб было выбрано случайно примерно по 20 проб из каждой фациальной обстановки (табл. 7). Результаты проведенных исследований представляются в виде частоты попаданий, выраженной в процентах, фациально опреде-

ТАБЛИЦА 7

Случайная выборка дробных ситовых анализов из эталонной коллекции современных осадков для апробации различных генетических диаграмм

Фации и микрофации	Число проб	Районы опробования
Пустыни, песчаные барханы, континентальные дюны	20	Каракумы, Кызылкумы, Сахара
Реки: а) горные	4	Арагви, Терек, Тисса, Риони
б) равнинные	16	Волга, Дон, Днепр, Хопер, Неман, Северный Донец, Западная Двина, Гауя
Долина и дельта Волги: пляжи, русла, террасы, косы, дюны, поймы	16	Бассейн Волги
Русла проток в дельте Волги	20	Дельта Волги, Астраханская область
Береговые дюны	20	Черное, Азовское моря
Морские пляжи от —2,0 до 2,0 м	20	Черное, Балтийское, Баренцево, Лигурийское, Охотское моря, Тихоокеанское побережье о. Сахалина
Морские пляжи	20	Атлантическое побережье США
Мелководье от —2,0 до —100,0 м	30	Балтийское, Баренцево, Охотское моря, Тихоокеанское побережье о. Сахалина
Мелководье до —100,0 м	20	Атлантический шельф США
Морские акватории от —150,0 до —240,0 м	20	Балтийское море, Готландская впадина
Предположительно мутьевые потоки глубины 750 и 1950 м	14	Северо-западная Атлантика, Девисов пролив
Общее число извлеченных из коллекции проб	220	

ленных современных осадков в соответствующее поле той или иной генетической диаграммы.

Р. Пассега [1957 г.]. Максимальный—медианный размеры. Речные отложения (Р) — 70, пески морских пляжей (П) — 15, глубоководные донные осадки (ГДО) — 95, отложения мутьевых потоков (МП) — 42, полифациальные осадки бассейна и дельты р. Волги (БДВ) — 80.

Б. К. Саху [1964 г.]. Стандарт—отношение асимметрии к среднему, умноженному на дисперсию распределения значений этих параметров. Р — 20, эоловые отложения (ЭОЛ) — 25, П — 40, МП — 70.

Г. Майола, Д. Везер [1969 г.]. Асимметрия — эксцесс. Пески береговых дюн (БД) — 95, П — 80, ЭОЛ — 75. Асимметрия—средний размер. БД — 95, П — 80, ЭОЛ — 100. Средний размер—стандарт. Р — 75, П — 60, БД — 80.

Дж. Фридман [1967 г.]. Асимметрия—стандарт. Р — 20, П — 100. Далее следует аналитический способ вычисления гранулометрических параметров. Среднее кубическое отклонение—стандарт. Вариант I, когда частицы менее 0,062 мм принимаются за общий размер 0,016 мм, Р — 70 и П — 90. Вариант II, когда частицы менее 0,062 мм принимаются за общий размер 0,055 мм, Р — 30 и П — 100. Среднее кубическое отклонение—куб стандарта. Вариант I, Р — 20, П — 100; вариант II, Р — 30, П — 80. Асимметрия—стандарт. Вариант I, Р — 30, П — 100; вариант II, Р — 30, П — 80. Средний размер—стандарт. Вариант II, Р — 35, ЭОЛ — 70.

Л. Б. Рухин [1947]. Средний размер—стандарт по счету зерен. Р — 55, П — 20, ЭОЛ — 5, ГДО — 20.

Г. Ф. Рожков [1978б]. Диаграмма α—τ. Р — 70, П — 70, ЭОЛ — 55, БД — 60, БДВ — 87, ГДО — 95, МП — 21.

Работа указанных диаграмм не оценивалась по донным осадкам мелководья различных акваторий (глубины 2,0—100,0 м) в связи с очень большой изменчивостью условий седиментации.

В заключение следует отметить, что наиболее удовлетворительные результаты в определении генезиса современных осадков были получены на динамогенетических диаграммах Р. Пассеги и Г. Ф. Рожкова.

Несмотря на различный подход к определению условий седиментации, результаты, полученные на этих двух диаграммах для водной среды седиментации, оказались во многом сходными; исключение составляют отложения, предположительно относимые нами к мутьевым потокам, точки-пробы которых на диаграмме Р. Пассеги занимают поле, отвечающее областям с высокой динамической активностью, а на диаграмме Г. Ф. Рожкова, наоборот, соответствуют зонам с застойным режимом седиментации.

В спорных, альтернативных случаях для решения вопроса о более достоверном происхождении того или иного осадка обоими авторами предлагается использовать картирование данных, снятых с диаграмм, или применить для анализа диаграммы других исследователей. Это особенно необходимо при использовании диаграммы Р. Пассеги, так как в различных фациальных обстановках наблюдаются схожие механизмы транспортировки песчаных зерен водными потоками.

При решении спорных вопросов может оказаться очень полезной серия диаграмм, предложенных Р. Мойолой и Д. Везером, которые при проверке показали очень хорошие результаты.

Глава 5

МЕТОДИКА ПРОВЕДЕНИЯ ПАЛЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ ПО ДАННЫМ ДРОБНОЙ СИТОВОЙ ГРАНУЛОМЕТРИИ

23. СИСТЕМЫ ОПРОБОВАНИЯ

Достоверные палеодинамические реконструкции, имеющие практическую ценность, получаются в результате использования достаточно представительного, тщательно обработанного и хорошо осмысленного фактического материала по керну скважин. При этом чрезвычайно важны системы опробования, от них во многом зависит успех проводимых реконструкций. Различные системы опробования описаны в известной книге У. Крумбейна и Ф. Грейбила [1969 г.].

При наших исследованиях широко использовалось систематическое опробование геологических объектов. При изучении современных отложений пробы отбирались по сетке или профилям (галсам). Так, например, осадки побережья Рижского залива были опробованы по профилям через каждые 5 км по всему его периметру, включая о. Сааремаа. Для оценки этой системы опробования использовался дисперсионный анализ. Обнажения среднего миоцена Дагестана опробовались систематически через равные интервалы по всей мощности разреза $\sum_7$.

Очень часто опробование было связано с ритмичностью изучаемого объекта. В этих случаях пробы по обнажениям или из керна скважин отбирались из строго определенных частей ритмов. Так были опробованы нижнемеловые отложения Таджикской депрессии, кампанский флиш Северо-Западного Кавказа и др. При этой системе опробования картирование гранулометрических данных приобретает исключительно контрастный и определенный характер.

Очень часто бессистемное, случайное опробование древних отложений происходит при использовании каменного материала скважин с обычно плохим отбором керна при неравномерной сетке скважин. К сожалению, это не зависит от литолога. Вообще бескерновое бурение нефтяных пластов можно уподобить расточительству нищего знанием. Единственно, что может сделать литолог при случайном отборе проб, — это по мере возможности изучать стратоны меньшей мощности или пользоваться экстремальными значениями гранулометрических параметров, как это делал В. А. Гроссгейм при выделении терригенно-минералогических провинций.

Для специальных гранулометрических исследований, проводимых в комплексе с текстурным анализом, применяется целенаправленное опробование. Так, например, при изучении гранулометрии косых слойков в сериях различного вида опробование ведут

систематически вдоль косого слойка через очень небольшие интервалы, иногда сообразуясь с текстурными изменениями косых слойков в сериях [Рожков Г. Ф. и др., 1969]. Такая же целенаправленная система отбора проб применялась при опробовании подветренных склонов больших песчаных барханов или континентальных дюн.

В редких случаях использовался специализированный отбор проб, который проводился, например, вдоль двадцатиметровой изобаты через каждые 5 км по всей окружности Рижского залива. Такая система связана с проведением очень детальных работ по седиментологии.

24. ФАКТОР НАСЛЕДСТВЕННОСТИ И ЕГО ВЛИЯНИЕ НА ФОРМИРОВАНИЕ СТРУКТУРЫ ПЕСКОВ

Почти всеми исследователями интуитивно принимается существование корреляционной связи между гранулометрическим составом осадков и динамическими условиями их образования. Действительно, конгломераты не встречаются среди болот, а глины отсутствуют на широких морских пляжах. Ошибочно думать, что тонкозернистость осадков обязательно свидетельствует об их удаленности от источников сноса, а грубозернистость, наоборот, — о близости к питающим провинциям. Реки с сильным течением могут уносить гальку и гравий на сотни километров от источников сноса, а на дне высокогорных озер можно встретить алевролиты и глины. В речных долинах алевритово-глинистые осадки часто соприкасаются с крупнозернистыми песчаными осадками речных пляжей, русел и т. д. Все это указывает на то, что гранулометрический уровень осадков в основном зависит от дифференцированного проявления динамических сил среды седиментации.

Если берег моря сложен тонкозернистыми рыхлыми песчаниками, то независимо от силы прибоя пески пляжа на этом участке не приобретут более высокий гранулометрический уровень, особенно в отсутствие привноса обломочного материала вдольбереговыми течениями. Если берега сложены крепкими породами, которые в сезоны дождей интенсивно обваливаются, то осадки пляжа будут преимущественно крупнозернистыми даже при слабом прибое. Когда известны гранулометрические уровни исходных осадков, тогда можно применять правило, что осадки становятся более мелкозернистыми в направлении их транспортировки. Падение гранулометрического уровня осадков особенно характерно для рек, вдольбереговых течений, формирующих косы, бары и т. д. В этих случаях падение гранулометрического уровня осадков скорее является результатом динамической пересортировки, нежели истирания самих зерен. На подводном склоне, в зоне ветровых волн, осадки становятся более тонкозернистыми по мере нарастания глубины, так как с глубиной сила волнения резко падает по экспоненциальному закону. Грубозернистые осадки встречаются

на мелководье, где происходит забурунивание волны и резко повышается турбулентность. Если преобладают донные течения, то на глубине могут встречаться и крупнозернистые осадки. Это особенно характерно для зон активного действия приливно-отливных течений, на таких участках наблюдается даже эрозия коренных пород. В общем можно сказать, что гранулометрический уровень осадка зависит как от гранулометрического состава исходных осадков, так и от количества энергии, затраченной на их преобразование в новых фациальных условиях.

Степень отсортированности осадков также зависит от многих факторов, и в этом случае большое значение имеет степень отсортированности исходных осадков. Так, например, если берег моря сложен отложениями морены, где имеются частицы всех размеров от глин до огромных валунов, то и осадки пляжа вдоль таких берегов окажутся плохо отсортированными. Если река с притоками протекает по отложениям рыхлых хорошо отсортированных песчаников, то донные наносы ниже слияния рек будут относительно лучше отсортированными и т. д.

Таким образом, наследственность — это сохранение в данном цикле осадкообразования гранулометрических особенностей осадков, приобретенных в предшествующие стадии седиментации. Фактор наследственности маскирует фациальные условия осадконакопления. На примере осадков современных фаций и микрофаций было установлено, что фактор наследственности обычно проявляется там, где энергетические уровни среды седиментации были низкие, и, наоборот, там, где на формирование осадков затрачивается большая энергия, фактор наследственности теряет значение. Но из этого правила есть исключение. На ранних стадиях дифференциации обломочного вещества в природе фактор наследственности практически всегда проявляет себя. Так, например, горные реки обладают гигантской кинетической энергией, но песчано-алевритовые осадки в их долинах оказываются сходными с материнскими горными породами, только что размытыми в областях эрозии.

Лабораторное моделирование показало, что гранулометрическая зрелость песков может достигаться при одноактной гидродинамической переработке исходных песков и что процесс вызревания зависит только от энергетических уровней среды седиментации [Рожков Г. Ф., 1979]. При падении значений критерия подвижности наблюдается инверсия структурного вызревания осадков, т. е. к песчаному осадку с определенным средним размером прибавляются тонкозернистые фракции, в результате структура песка из гомогенной становится гетерогенной.

Гранулометрическая зрелость песков оценивается тремя параметрами: асимметрией, эксцессом и значением критерия «хи-квадрат», полученным при аппроксимации данного ЭПР логнормальным законом распределения. По совокупности этих гранулометрических характеристик можно установить градации структурной зрелости, значения которых можно картировать.

25. КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИХ ДАННЫХ ДЛЯ ПАЛЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

Прежде всего надо построить карту гранулометрической зрелости осадков изучаемого стратона, затем карту распределения значений вариации по косвенному счету зерен, которая лучше всего отражает распределение энергетических уровней динамических сил среды осадконакопления рассматриваемого стратона. Если при сравнении ее с картой гранулометрической зрелости осадков стратона выявится определенная тенденция — ареалы наибольшей гранулометрической зрелости совпадут с ареалами повышенной активности динамических сил, то это показывает, что фактор наследственности при формировании осадков данного стратона не имел существенного значения, и геологическая интерпретация всех остальных гранулометрических данных может быть достоверной. В противном случае необходимо данные гранулометрии комплексировать с текстурным анализом, который полностью свободен от влияния какой бы то ни было наследственности, особенно в фиксации ориентировки и углов падения региональных палеосклонов, на которых происходило формирование гранулометрического состава изучаемого стратона.

Сильное влияние фактора наследственности можно использовать для определения реликтового характера субаквальных осадков на шельфах морей. Эта проблема при современном изучении шельфов оказалась весьма актуальной. Для этого также сначала требуется сопоставить указанные карты гранулометрической зрелости и динамики. Дополнительно для установления реликтового характера донных морских осадков можно сравнивать их гранулометрический состав с динамическими условиями их существования. Если, например, гранулометрический состав показывает, что данные осадки были сформированы в условиях застойного режима, а находятся в зоне действия сильных придонных течений, то, естественно, что такие размываемые осадки являются реликтовыми и т. д.

Данные рафинированного гранулометрического состава осадков являются непосредственным откликом на динамические условия седиментации, а данные нерафинированного гранулометрического состава отражают механическую дифференциацию обломочного материала песчано-алевритовой размерности на шельфе и континенте.

26. МЕТОДИКА ПРОВЕДЕНИЯ ПАЛЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ, СВЯЗАННЫХ С ПОИСКАМИ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ЛОВУШЕК НЕФТИ И ГАЗА

Изучив ловушки нефти и газа на месторождениях США, Б. Ф. Куртис [Curtis B. F., 1961] указал, что на долю всех ловушек структурных приходится 56, комбинированных — 34 и литологических и стратиграфических — 10 %. В свою очередь последние

подразделяются, %: на ловушки, сформированные в мелководных и прибрежно-морских фациях, — 61 (из них бары занимают долю в 23 %, морские пляжи — 19 %), различные региональные зоны выклинивания — 26, погребенные русла рек — 7 и прочие локальные выклинивания — 6. Методика динамических реконструкций для поисков залежей нефти и газа литологического типа в общем изложена в работе Г. Ф. Рожкова [1977].

Прибрежно-морские фации. Если на динамогенетической даграмме выделяются точки-пробы, попавшие в поля *I*, *V—VIII*, то производится картирование этих данных и в результате получается карта, на которой выделяются морские пляжи, береговые дюны и подводный палеосклон с застойными условиями седиментации обычно при увеличении глубин на шельфе (см. пример на рис. 13).

Для трассирования береговой линии, раздела морского пляжа и береговых дюн рекомендуется использовать принцип гидравлической эквивалентности, основанный на соотношении медианных размеров минералов легкой и тяжелой фракций, распределенных по дробным ситовым фракциям проб [Окнова Н. С., 1977].

Далее для всех проб осадков, сформированных в рассматриваемых прибрежно-морских фациях, производится картирование среднего размера, вариации, асимметрии и эксцесса, вычисленных по косвенному счету зерен рафинированных ЭПР.

По картам значений асимметрии устанавливается местоположение нейтральной полосы на подводном склоне, по изолиниям среднего размера — направление его падения, а по изолиниям вариации — перепад относительных энергетических уровней среды седиментации. Пример выделения нейтральной полосы подробно описан в статье Г. Ф. Рожкова [1976].

Распределение значений эксцесса указывает соотношение скорости динамической переработки и интенсивности привноса обломочного материала вдольбереговыми течениями.

Обычно формирование песчаных тел, вытянутых вдоль древних береговых линий, происходит в полосе, ограниченной с одной стороны линией береговых дюн, а с другой — нейтральной полосой на подводном склоне. На основе закона непрерывности фаций производится экстраполяция распространения песчаных тел в смежные неразбуренные участки. В районе экстраполяции с помощью сейсмики легче всего определить местоположение песчаных тел с их мористой стороны, так как именно здесь происходит более быстрая смена литофаций. После подтверждения палеодинамической реконструкции данными сейсмики профиль поисковых скважин следует ориентировать вкрест простирания нейтральной полосы, разворачивая бурение вверх по подводному склону в сторону берега. При открытии залежи разбуривание следует проводить параллельно нейтральной полосе или древней береговой линии.

Необходимо подчеркнуть, что именно сочетание палеодинамических реконструкций с новейшими методами сейсморазведки яв-

ляется ключом к обнаружению новых литологических залежей в старых нефтегазоносных районах страны.

Зоны расхождения осей максимального прогибания и батиметрии. С региональными палеосклонами связаны гравитационные палеотечения в виде речных систем, временных потоков и т. д. Точки-пробы осадков этих течений концентрируются в вершине параболы, на границе трех полей — *III*, *IV* и верхней половины *VII* центрального поля диаграммы. Точки-пробы донных осадков относительно больших глубин (обычно в зоне батиметрической оси) группируются в нижней половине поля *I*. Такое или близкое к этому расположение точек-проб осадков изучаемого района может служить указанием на существование в нем гравитационных течений, конусов выноса обломочного материала в водный бассейн, расположенный в пониженной зоне регионального палеосклона. При картировании данных, снятых с диаграммы, все эти палеодинамические элементы выявляются очень четко.

Текстурный анализ позволяет довольно точно трассировать батиметрические оси бассейнов. В этих случаях отмечаются встречные падения косослойчатых текстур на довольно протяженной полосе наблюдений. Терригенно-минералогические провинции помогают определять характер региональных палеосклонов и ареалы действий гравитационных течений, связанных с тем или иным палеосклоном.

Выдержанные по простиранию выклинивания песчаных пластов, связанные с зонами расхождения этих осей в бассейнах, образуются, когда интенсивный снос обломочного материала более или менее перпендикулярен и происходит именно со стороны оси максимального прогибания. В этих случаях тектоническое прогибание на палеосклоне полностью компенсируется накоплением больших мощностей песчаных осадков, которые быстро выклиниваются в направлении батиметрической оси, где прогибание не является интенсивным и песчаные литофации быстро сменяются глинистыми. Эти явления наблюдаются в бассейнах седиментации, которые образованы сочленением двух или трех региональных палеосклонов различной крутизны, переменной во времени, а вследствие этого происходят и периодические смещения батиметрической оси [Гроссгейм В. А., Рожков Г. Ф., 1981].

При поисках выклинивания песчаных пластов, сформированных в зонах расхождения указанных осей, экстраполяция данных в смежные, неразбуренные районы производится одновременно с продолжением в эти районы зафиксированных осей. В зоне предполагаемого расхождения следует произвести изучение сейсмофаций [Pryton C. E., 1977]. Профили поискового бурения должны проходить внутри зоны в перпендикулярном к осям направлении. При эффективной сейсморазведке довольно точно можно корректировать места заложения поисковых скважин на соответствующих профилях.

Бассейны трогообразного типа. Довольно часто бассейны седиментации образуются сочленением двух региональных палеосклонов, испытывающих одновременное и одинаковое постепенное выполаживание. В таких бассейнах оси максимального прогибания и батиметрии обычно совпадают и с обоих склонов в направлении к центру бассейна происходит транспортировка основной массы обломочного материала, сносимого силами гравитационных течений и палеопотоков. В таких бассейнах образование литологических ловушек обычно связано с древними конусами выноса, ископаемыми дельтами небольших размеров и палеорельефом дна, особенно в прибортовых частях трогообразного бассейна.

Гранулометрический ситовый состав осадков таких бассейнов чрезвычайно пестрый. На диаграмме α—τ фиксируется попадание точек-проб в поле *II*, наблюдается концентрация их около вершины параболы, а относительно небольшое число приурочено к полям *V* и *VI*. В этих случаях картирование динамических индексов диаграммы дает четкую картину распределения палеодинамических условий седиментации.

Часто бывает необходимо производить анализ модальности и гранулометрической зрелости осадков, а также картировать значения вариации, асимметрии и эксцесса, вычисленные по косвенному счету рафинированных ЭПР. Положительные формы рельефа дна бассейна обычно фиксируются значениями ПНКФ-19 и виргацией палеотечений по данным текстурного анализа.

Экстраполяция местоположения песчаных тел и зон выклинивания в смежные неразбуренные районы должна базироваться на неразрывности и продолжении установленных микрофаций, на трендах изменения гранулометрических параметров и детальном анализе сейсмофаций. Иногда продольная ось трогообразного бассейна осложняется пересечением дополнительной осью локального прогибания, тогда в зоне их пересечения происходит резкое увеличение мощности песчаных отложений и, как правило, формируются линзообразные по форме песчаные тела.

Ископаемые долины и дельты рек. Предварительно для определения речного генезиса осадков используется диаграмма Р. Пассеги *C*—*M*, а для дальнейшей детализации все точки-пробы наносятся на диаграмму α—τ, на которой речные полифациальные осадки занимают поля *I*, *III*, *IV* и верхнюю половину центрального поля *VII*. Такое распределение точек-проб указывает, что осадки были сформированы в условиях застойного режима, гравитационных течений различных скоростей и эоловой переработки речных осадков. Сочетание таких динамических условий очень характерно для речных и особенно дельтовых фаций. Полученные данные картирования необходимо аппроксимировать известными типами речных долин и дельт, которые систематизированы и описаны Д. А. Бушем [1977]. Поскольку определение речных микрофаций является исключительно сложной проблемой, то рекомендуется дополнительно прибегать к методу идентифика-

ции результатов дробного рассева осадков предположительно речного происхождения со специальными эталонными таблицами, которые не приводятся в настоящей работе. В общем эта процедура сводится к следующему.

1. На площади развития предположительно речных отложений в изучаемом стратоне, по возможности меньшей мощности, следует отобрать не менее 12 проб из каждой литологической разности сравнительно рыхлых пород.

2. Произвести дробный ситовый анализ и выполнить статистическую обработку полученных результатов.

3. Для каждой литологической разности произвести выравнивание скользящей средней всех 12 ЭПР, а затем вычислить по ним средний ЭПР.

4. Средний ЭПР неизвестных, предположительно речных осадков сравнить с каждым из эталонных ЭПР по формуле

$$X_э^2 = \sum_{i=1}^{i=m} \frac{(n_i^{эт} - n_i^x)^2}{n_i^{эт} + n_i^x},$$

где $n_i^{эт}$, n_i^x — соответственно содержание навесок i-й фракции эталонного, фациально определенного ЭПР и ЭПР осадка неизвестного, предположительно речного, генезиса. Отождествление их производится при значении «хи-квадрата», которое соответствует 99 %-ному уровню значимости.

Установлено, что по данным дробной ситовой гранулометрии не представляется возможным различать такие микрофации, как дюны речных долин, речные пойменные террасы, донные осадки русловых стариц в дельтах рек. Кроме того, невозможно отличить по гранулометрии осадки пойменных террас от осадков дельты реки.

После того как составлена палеодинамическая карта и определены тип палеодельты и характер речной долины, производится экстраполяция участков развития тех или иных микрофаций в смежные, неразбуренные районы для проведения там сейсмических работ с выделением соответствующих сейсмофаций.

Примером реализации предлагаемой методики может служить реконструкция Рязано-Саратовской палеореки, существовавшей в бобриковское время раннего карбона на территории современной Восточно-Европейской платформы [Гроссгейм В. А., Основа Н. С., Рожков Г. Ф., 1975].

В заключение следует указать, что поскольку простирания речных и дельтовых микрофаций очень изменчивы, сейсмические работы необходимо проводить по сгущенной сетке профилей.

Конседиментационные поднятия и впадины. Прежде всего следует отметить, что конседиментационные поднятия могут быть подводными и надводными, т. е. островами. Подводные конседиментационные поднятия выражаются долгоживущими положительными формами палеорельефа дна бассейна седиментации и бывают различных порядков. Зоны выклинивания

песчаных горизонтов вокруг островных поднятий образуются аналогично тому, как это происходит вдоль прибрежно-морской полосы (см. выше).

Подводные конседиментационные поднятия сильно различаются своими размерами. Эти поднятия могут быть представлены как одной растущей антиклинальной складкой, так и целой группой таких складок, слагающих иногда целый подводный хребет, причем эти складки разделяются конседиментационными впадинами. В результате получается гофрированная поверхность дна бассейна седиментации с резко выраженными дифференцированными тектоническими движениями различных знаков.

Обычно в зонах конседиментационных поднятий наблюдаются как виргация донных течений, так и большой разброс направлений их действий. Текстурный анализ очень хорошо фиксирует и детализирует строение таких участков.

В зонах конседиментационных поднятий отмечается повышенная активность живых сил среды седиментации. В этих зонах обычно фиксируется повышение гранулометрического уровня осадков, который несет в себе информацию о характере палеорельефа дна бассейна. Для реконструкции рельефа дна древних бассейнов седиментации наиболее информативны схемы появления в осадках наиболее крупнозернистых фракций (ПНКФ-19), а также схемы площадного изменения гетерогенности гранулометрического состава осадков по косвенному счету зерен (Рожков Г. Ф., Голоудин Р. И., 1972].

Для прогноза размещения песчаных тел с лучшими коллекторскими свойствами в зонах конседиментационных подводных поднятий и впадин необходимо установить, во-первых, наличие коллекторов, а во-вторых, определить соотношение простираний палеоподнятий с основными направлениями действия донных палеотечений, т. е. сноса основной массы кластического материала. Кроме этого, необходимо оценивать гранулометрический уровень осадков, которые подстилают и перекрывают рассматриваемые отложения.

Известно, что увеличение относительных скоростей любых течений при уменьшении живых сечений связано с неразрывностью водных масс. Таким образом, основное палеотечение, проходя над конседиментационными подводными поднятиями, каждый раз увеличивает свою относительную скорость за счет уменьшения живых сечений. Над впадинами скорость этих же течений снижается. Если существует гофрированная поверхность дна бассейна седиментации, то описанный механизм взаимодействия палеотечений с палеоподнятиями выразится в том, что на сводах поднятий преимущественно окажутся наиболее отсортированные песчаные отложения, а в прилегающих впадинах — алевритовые и глинистые, иначе говоря, в толще морских осадков будут сформированы литологические ловушки, связанные с региональными зонами выклинивания. Необходимо отметить, что это явление происходит тем явственнее и контрастнее, чем меньше глубина бассейна седи-

ментации. На больших глубинах эта картина расплывается. Если в сводах растущих поднятий, которые обрабатываются течениями с увеличенными скоростями, существует подстилающий субстрат более грубозернистых осадков, то только за счет их происходит частичное обогащение формирующихся осадков более крупнозернистым материалом.

При наличии глинистого подстилающего субстрата, наоборот, на своде растущего и частично размываемого поднятия происходит формирование тонкозернистых и хуже отсортированных осадков [Рожков Г. Ф., Голоудин Р. И., 1972].

В геологической практике сходный процесс образования литологических ловушек наблюдается на известном Майкопском месторождении. В. А. Гроссгейм [1965 г.] считает, что литологические ловушки в этом районе были сформированы в результате транспортировки донными течениями кластического материала вдоль ребристой (гофрированной) поверхности дна Майкопского бассейна-трога.

Глава 6

ПРИМЕР ВЫПОЛНЕНИЯ ПАЛЕОДИНАМИЧЕСКОЙ РЕКОНСТРУКЦИИ В СВЯЗИ С ПОИСКАМИ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ЛОВУШЕК НЕФТИ И ГАЗА

27. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Литологи ВСНИИГГиМС А. П. Железнова и А. А. Кулькова собрали 140 проб нефтенасыщенных песчаников из керна 17 поисково-разведочных скважин, вскрывших отложения продуктивного горизонта газоконденсатного Среднеботуобинского месторождения Мирнинского района Южной Якутии. Случайное опробование проводилось по неравномерной сетке на площади 4,8 тыс. км^2 при незначительной мощности среднеботуобинского песчаного горизонта — от 5 до 25 м (рис. 14, табл. 8). Дробный ситовый анализ выполнялся в лаборатории ВНИГРИ, а его результаты обрабатывались в ВЦ ЛГУ.

Верхняя часть ботуобинского горизонта представлена доломитами, а нижняя — песчаниками, поэтому как кровля, так и подошва хорошо фиксируются кривыми КС, ГК и НГК. В стратиграфическом отношении этот горизонт приурочен к верхней части нижнемотской подсвиты и хорошо синхронизируется с парфеновским горизонтом Приленского района.

В тектоническом плане Среднеботуобинское газоконденсатное месторождение расположено на северо-восточном склоне Непско-Ботуобинской антеклизы.

Отложения нижнемотской подсвиты предположительно раннекембрийско-вендского возраста представлены в основном аргилли-

ТАБЛИЦА 8

Характер изменения мощностей и физических свойств ботуобинского продуктивного горизонта Среднеботуобинского газоконденсатного месторождения

Номер скважины	$M_{ПТК}$, м	$M_{ПП}$, м	$M_{дол}$, м	m_0, %	$K_{пр}$, мД	R_1, м	R_2, м
1	116	13	12	—	—	66	41
2	140	7	24	10	250	74	43
3	—	20	9	—	—	69	40
4	153	17	11	—	—	73	45
7	—	13	11	14	770	68	44
8	—	6	15	—	—	66	45
9	—	26	5	—	—	78	47
10	132	3	18	—	—	69	38
11	160	27	7	16	600	77	43
12	190	20	7	16	330	67	40
13	—	14	19	—	—	76	43
15	—	19	13	—	—	85	53
16	—	17	16	11	550	32	49
17	143	5	19	—	—	76	52
18	—	6	20	—	—	78	52
20	180	14	15	—	—	79	50
23	—	9	17	14	200	66	40
24	105	8	19	16	400	68	41
25	—	24	5	15	340	77	48
27	104	4	20	—	—	68	44
28	—	16	15	16	1120	74	43
29	—	—	—	—	—	—	41
30	170	20	8	—	—	86	58
31	—	12	19	—	—	82	51
32	165	21	7	12	170	76	48
33	—	18	8	16	600	82	56
35	—	16	8	16	480	71	47
36	—	14	12	16	670	66	40
38	—	23	4	11	70	74	47
39	—	22	8	—	—	76	46
44	115	8	18	—	—	70	44
571	—	18	9	13	350	68	42
573	200	24	7	13	360	80	49
670	300?	14	10	—	—	68	44
730	300	9	13	10	220	72	50

Примечание. $M_{ПТК}$ — мощность подсолевого терригенного комплекса; $M_{ПП}$ — мощность продуктивных песчаников; $M_{дол}$ — мощность доломитов ботуобинского горизонта; m_0 — средневзвешенная по мощности пористость продуктивных песчаников; $K_{пр}$ — средневзвешенная по мощности проницаемость продуктивных песчаников; R_1 — мощность от репера M_2 до подошвы продуктивных песчаников; R_2 — мощность от репера M_2 до кровли ботуобинских доломитов.

тами, вмещающими пласты песчаников и алевролитов различной мощности, которые нередко являются продуктивными. В верхней части подсвиты встречаются также прослои доломитов и ангидритов. Мощность подсвиты, или так называемого подсолевого терригенного комплекта (ПТК), в рассматриваемом районе изменяется от 100 до 300 м и сравнительно равномерно увеличивается

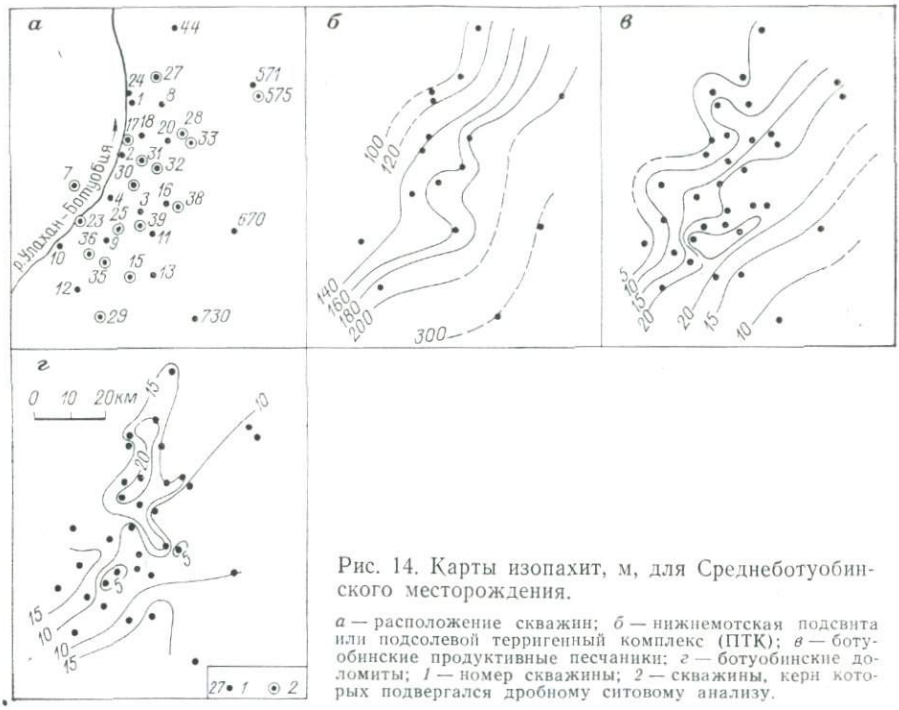


Рис. 14. Карты изопахит, м, для Среднеботуобинского месторождения.

а — расположение скважин; *б* — нижнемотская подсвита или подсолевой терригенный комплекс (ПТК); *в* — ботуобинские продуктивные песчаники; *г* — ботуобинские доломиты; *1* — номер скважины; *2* — скважины, керн которых подвергался дробному ситовому анализу.

вниз по региональному палеосклону кристаллического фундамента (рис. 14, *б*, табл. 8). Распределение мощностей продуктивного песчаника не согласуется с падением палеосклона, так как уменьшение их происходит как вверх, так и вниз по склону, а полоса максимального развития их (до 20 м и более) совпадает с его простиранием (рис. 14, *в*, табл. 8).

В целом геометрия продуктивного песчаного тела отвечает по форме асимметричной сильно вытянутой линзе, ось простирания которой перпендикулярна к падению кристаллического фундамента. Наиболее крутая сторона песчаного тела обращена вниз по падению палеосклона, т. е. в сторону открытого моря.

Карта изопахит ботуобинских доломитов (рис. 14, *г*, табл. 8) показывает, что изменение их мощностей имеет обратную взаимосвязь с мощностями подстилающих песчаников и не согласуется с общим падением регионального палеосклона.

28. ДРОБНАЯ СИТОВАЯ ГРАНУЛОМЕТРИЯ

Значения гранулометрических параметров представлены в табл. 9. Для каждой из 17 скважин вычислялся средний гранулометрический состав по рафинированным эмпирическим распределениям.

ТАБЛИЦА 9

Статистические характеристики средних ЭПР дробной ситовой гранулометрии продуктивных ботуобинских песчаников Среднеботуобинского газоконденсатного месторождения

Номер скважины	n	ПНКФ-19 (мм)	$q\,\bar{x}$, мм	$q\,\nu$	$q\,\alpha$	$q\,\tau$	$q\,\chi^2$	ОКЗ
1	2	3	4	5	6	7	8	9
7	4	0,7	0,05	2,5	—1,2	1,3	40,0	V
15	11	0,9	0,05	2,1	—0,6	0,6	11,0	III
17	3	0,7	0,06	1,9	—0,7	0,1	6,2	III
23	7	0,9	0,05	2,3	—1,1	1,1	23,0	IV
25	10	0,9	0,08	1,7	—0,5	0,0	4,0	I
27	2	1,8	0,08	1,9	—0,9	0,8	16,0	IV
28	15	1,4	0,06	1,5	—0,6	0,3	8,3	III
29	3	1,4	0,05	1,9	—0,5	0,5	4,5	II
30	28	2,2	0,07	1,8	—0,6	0,0	4,0	II
31	4	1,8	0,06	1,5	—0,7	0,3	7,4	III
32	13	1,8	0,05	1,6	—0,6	0,1	4,0	II
33	11	1,4	0,10	1,4	—0,2	—0,4	2,0	I
35	7	1,2	0,09	1,5	—0,4	—0,1	4,1	I
36	4	1,1	0,07	1,9	—0,6	0,1	4,2	II
38	6	1,0	0,10	1,4	—0,3	—0,2	4,4	I
39	10	1,4	0,10	1,4	—0,3	—0,1	2,5	I
575	3	1,8	0,06	1,5	—0,7	0,3	8,1	III

Примечание. 2 — число осредненных дробных ситовых анализов; 3 — появление наиболее крупнозернистых фракций; 4 — средний размер зерен песчаников; 5 — значения вариации; 6 — значение асимметрии; 7 — значения эксцесса; 8 — значения критерия «хи-квадрат», полученные при аппроксимации ЭПР логнормальной теоретической кривой; 9 — относительные категории гранулометрической зрелости песков. Все значения приводятся для рафинированных ЭПР, а латинская буква q показывает, что параметр рассчитывался по косвенному счету зерен.

Прежде всего были построены карты распределения значений вариации и гранулометрической зрелости песчаников (табл. 9, графы 5 и 9). Сопоставление этих карт показало, что увеличение гранулометрической зрелости песчаников происходит вниз по подводному палеосклону и в этом же направлении увеличивается динамическая переработка обломочного материала, так как значения вариации резко уменьшаются вниз по палеосклону.

Из принципиальной сходимости этих двух карт был сделан вывод, что фактор наследственности не имел существенного влияния и что гранулометрический образ среднеботуобинских песчаников формировался в рассматриваемом цикле седиментации. В связи с этим гранулометрические данные о динамике среды седиментации можно считать достоверными.

На рис. 15 показаны данные механической дифференциации обломочного материала песчаника, полученные на диаграмме, и распределение их в соответствующих фациальных индексах на площади рассматриваемого месторождения.

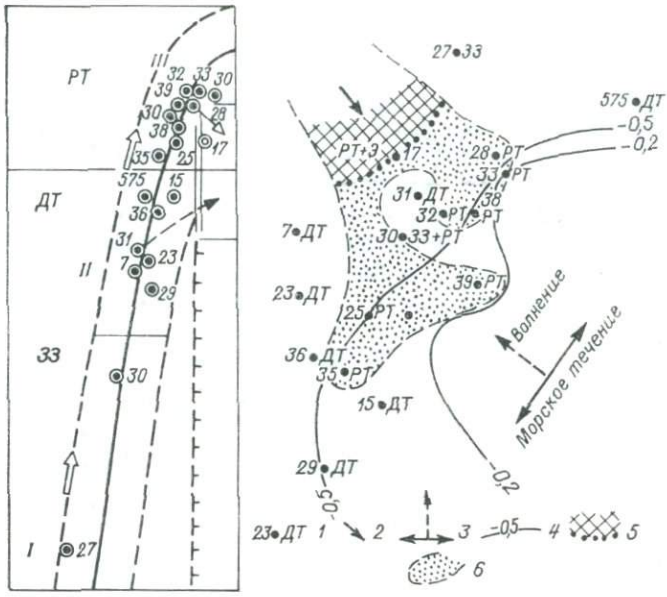


Рис. 15. Палеодинамические условия формирования ботуобинского продуктивного песчаника по данным дробной ситовой гранулометрии.

1 — номер скважины и динамический индекс диаграммы; *2* — направление гравитационных течений; *3* — направление морских течений и выхода ветровых волн на мелководье; *4* — изолинии значений асимметрии средних рафинированных ЭПР гранулометрического состава песчаников; *5* — надводная часть древнего конуса выноса; *6* — подводная часть древнего конуса выноса; *РТ* — гравитационные течения; *ДТ* — негравитационные морские течения; *ЗЗ* — застойные зоны седиментации.

Слева на графике видно, что все точки-пробы продуктивного песчаника сосредоточились в трех динамических полях: в поле *I* застойного режима оказалось 10 %, в поле *II* донных и в том числе спазматических мутьевых течений — 37 %, в поле *III* гравитационных, речных или стоковых течений — 53 %. Картирование данных диаграммы (справа на рис. 15) дает вытянутый ареал течений, ориентированных вниз по падению регионального палеосклона, вкрест простирания изопахит ПТК и самого ботуобинского песчаника. Подобная ориентация ареала не оставляет сомнений в речном или стоковом их происхождении. В связи с тем что в скв. 17 средний ЭПР обладает логнормальностью, это может служить указанием на эоловую переработку речных осадков, для которых характерно смещение точек-проб в верхнюю половину центрального прямоугольника из поля *III* диаграммы [Рожков Г. Ф., 1978б]. Ареал гравитационных течений закономерно окаймляется площадным развитием морских донных течений, среди которых могли иметь место и мутьевые потоки, направленные вниз по падению подводного палеосклона.

Карта появления в ботуобинских песчаниках наиболее крупнозернистых ситовых фракций (ПНКФ-19) свидетельствует о сносе

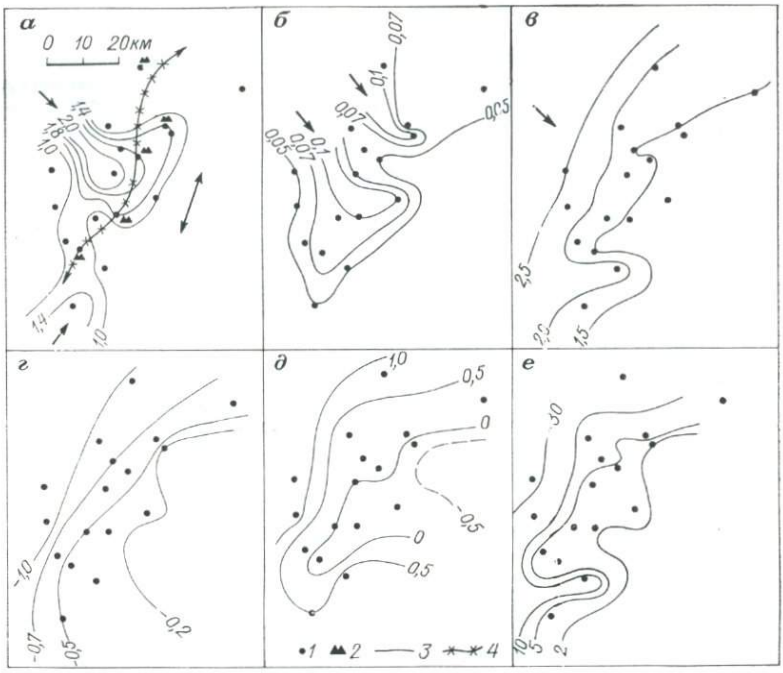


Рис. 16. Карты распределения значений гранулометрических параметров ботуобинских продуктивных песчаников Среднеботуобинского месторождения.

а — появление наиболее крупнозернистых фракций в осадках (ПНКФ-19), мм; *б* — средние размеры зерен по счету, мм; *в* — коэффициент вариации по косвенному счету зерен; *г* — асимметрия гранулометрического состава осадков по косвенному счету зерен; *д* — эксцесс ЭПР по счету зерен; *е* — значения критерия «хи-квадрат» при аппроксимации средних эмпирических распределений по косвенному счету зерен логнормальным теоретическим законом; *1* — скважины; *2* — бимодальность гранулометрического состава осадков; *3* — изолинии соответствующих параметров; *4* — линия взаимодействия гравитационных и морских течений по данным бимодальности и гетерогенности гранулометрического состава осадков.

довольно крупнозернистого обломочного материала вниз по региональному палеосклону из районов, расположенных гипсометрически выше на палеоподнятии. Следует также сказать, что дополнительный привнос крупнозернистых частиц мог происходить с юга вдоль простирания палеосклона (рис. 16, *а*, табл. 8). С юга на север по линии скв. 35, 39, 32, 27 отмечается появление бимодальности и гетерогенности гранулометрического состава ботуобинского песчаника, которые однозначно указывают на процесс интеграции разнородных гранулометрических ассоциаций, сносимых вниз по палеосклону гравитационными и влекомых вдоль него морскими палеотечениями, вероятнее всего из северо-восточных районов современного Иркутского амфитеатра.

Средние размеры зерен по счету ($q\bar{x}$) продуктивного песчаника (рис. 16, *б*, табл. 9) уменьшаются вниз по палеосклону, причем наблюдается некоторый общий уклон дна бассейна седиментации в южном направлении, от скв. 575 к скв. 15 и 29.

Расположение изолиний коэффициентов вариации ($q\nu$) в значительной мере совпадает с распределением изопахит ПТК (рис. 16, *в*, табл. 8). Это свидетельствует о том, что уровни динамической обработки осадков были связаны с региональным палеосклоном и гипсометрическими отметками на нем. Отсортированность осадков в общем определяется удаленностью от источников сноса и увеличивается вниз по падению палеосклона. Практически полная неотсортированность осадков наблюдается по периферии бассейна, особенно в направлении на локальные источники сноса. Такие значения вариации, как 2,5 или 2,3, указывают на эрозию там магматических пород гранитоидного ряда, которые обычно дают очень большое число частиц различной крупности, особенно мелкозернистых фракций [Рожков Г. Ф., 1978б]. Наилучшая отсортированность песков отмечается в прибрежной зоне акватории, а это свидетельствует о значительной силе морских течений и ветровых волнений, которые успевали сравнительно хорошо пересортировать разнозернистый обломочный материал, сносимый вниз по палеосклону из локальных источников питания.

Для гранулометрического состава продуктивных песков характерна отрицательная асимметрия ($q\alpha$) с уменьшением абсолютных значений вниз по падению регионального палеосклона. По линии скв. 33, 38 и 39 отмечаются наименьшие значения асимметрии. Изолинию —0,5, особенно —0,2, можно отождествлять с нейтральной полосой прибрежной части акватории. По конфигурации изолиний можно полагать, что наиболее мелководная часть бассейна прилегала к древнему конусу выноса (рис. 16, *г*, табл. 8).

Известно, что нейтральная линия, расположенная обычно вдоль побережья акватории, обязана происхождением трансформации ветровых волн при выходе их на мелководье. Вверх по восстанию подводного склона от нейтральной линии происходит преимущественное формирование песчаных тел, вытянутых параллельно береговой линии, а вниз по подводному склону от нее происходит накопление алевритово-глинистых осадков — это зона развития донных течений, направленных вдоль изобат акватории [Рожков Г. Ф., 1976].

Исходя из расположения нейтральной полосы в ботуобинском море можно реставрировать примерное направление действия донных и мутьевых течений, а также выход ветровых волн на мелководье, которые указаны соответствующими стрелками на рис. 15 и 18.

Значения эксцесса ($q\tau$) гранулометрического состава песчаников варьируют от 1,3 до —0,5, при этом изолиния нулевых значений проходит между скв. 28 и 33, 35 и 36 и по скв. 30 и 25 (рис. 16, *д*, табл. 8). Нулевые значения эксцесса указывают на баланс между скоростью динамической переработки и интенсивностью привноса кластического материала. Следует отметить, что в районе скв. 7, 23 и 27 наблюдаются большие отрицательные значения асимметрии и положительного эксцесса, которые свидетель-

ствуют об очень низких уровнях энергетических обстановок седиментации.

Результаты аппроксимации средних ЭПР гранулометрического состава песчаников логнормальным законом распределения показывают, что по линии скв. 33, 32, 30, 25, 36, 35 и 29 происходит раздел всего поля ботуобинских песчаников на две части — с логнормальным и нелогнормальным гранулометрическим составом, при этом первые приурочены к юго-восточной половине месторождений и, очевидно, связаны с наиболее высокими энергетическими уровнями живых сил среды седиментации. Поскольку наибольшая часть продуктивных песчаников обладает одномодальным гомогенным составом, то логнормальность определяет (табл. 9) и их гранулометрическую зрелость [Рожков Г. Ф., 1979], которая в свою очередь определяет и наилучшие первичные коллекторские свойства песчаников.

29. ДАННЫЕ ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИИ

Палеорельеф бассейна седиментации к началу и концу формирования осадков ботуобинского горизонта оценивается соответствующими мощностями по данным каротажа от регионального репера M_2, представленного мощной пачкой доломитов. Реставрация производится в аспекте известной работы М. В. Проничевой [1973 г.] по геоморфологии.

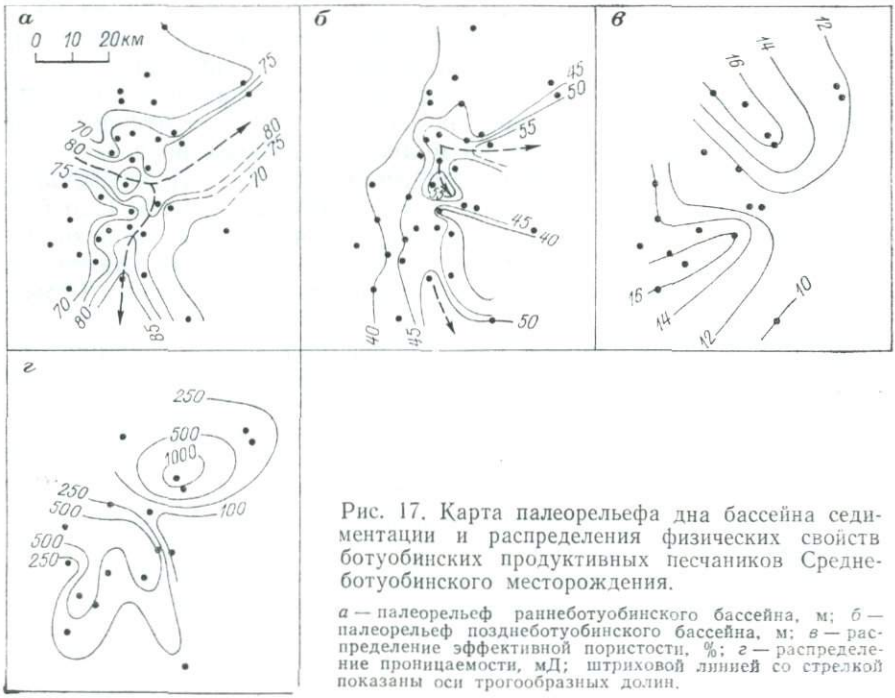


Рис. 17. Карта палеорельефа дна бассейна седиментации и распределения физических свойств ботуобинских продуктивных песчаников Среднеботуобинского месторождения.

а — палеорельеф раннеботуобинского бассейна, м; *б* — палеорельеф позднеботуобинского бассейна, м; *в* — распределение эффективной пористости, %; *г* — распределение проницаемости, мД; штриховой линией со стрелкой показаны оси трогообразных долин.

Из рис. 17, *а* видно, что ботуобинский песчаник формировался в условиях расчлененного рельефа дна бассейна седиментации. Так, например, выделяется субширотная трогообразная долина, в которой в районе скв. 30 отмечается локальная впадина, от нее через небольшой перегиб ответвляется другая аналогичная долина, в южном направлении. Можно полагать, что вдоль этих долин, особенно субширотной, действовали гравитационные стоковые палеотечения, выносившие обломочный материал из внутренних районов Непско-Ботуобинской антеклизы. Морские негравитационные палеотечения стыковались со стоковыми по линии развития бимодальности и гетерогенности гранулометрического состава песчаников. Отложение песчаных осадков в течение раннеботуобинского времени в значительной мере выровняло пересеченность рельефа, а отложение доломитов в продолжение последовавшей трансгрессии практически сгладило палеорельеф дна бассейна седиментации, сохранив только его принципиальные черты строения (рис. 17, *б*).

30. КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА СРЕДНЕБОТУОБИНСКИХ ПЕСЧАНИКОВ

По минералогическому составу продуктивные песчаники в основном кварцевые и редко бывают полевошпатово-кварцевые. Обломочный материал их обычно состоит из зерен кварца (90 %), полевого шпата (8 %) и обломков пород (2 %). Наблюдается разнообразный цемент: глинистый, кварцевый, карбонатный, ангидритовый и галитовый. На Среднеботуобинской площади регенерация кварцевых зерен развита не так широко, как в приленских районах. Содержание вторичного кварца уменьшено практически в три раза и редко достигает 6 %. Доля зерен, охваченных даже незначительной регенерацией, не превышает 20—40 %. Все это, очевидно, связано с уменьшением глубины залегания продуктивных песчаников, которая в рассматриваемом районе не превышает 1950 м.

Пористость (m_0) и проницаемость ($K_{пр}$) нормировались по мощностям их проявления в разрезе продуктивных песчаников. Картированию подвергались средневзвешенные значения этих параметров, вычисленные для каждой скважины отдельно.

Значения пористости изменяются от 10 до 16 %. На Среднеботуобинском месторождении выделяется два изолированных ареала повышенной пористости, а зона наименьших значений этого параметра приурочена в основном к линии действия гравитационных палеотечений.

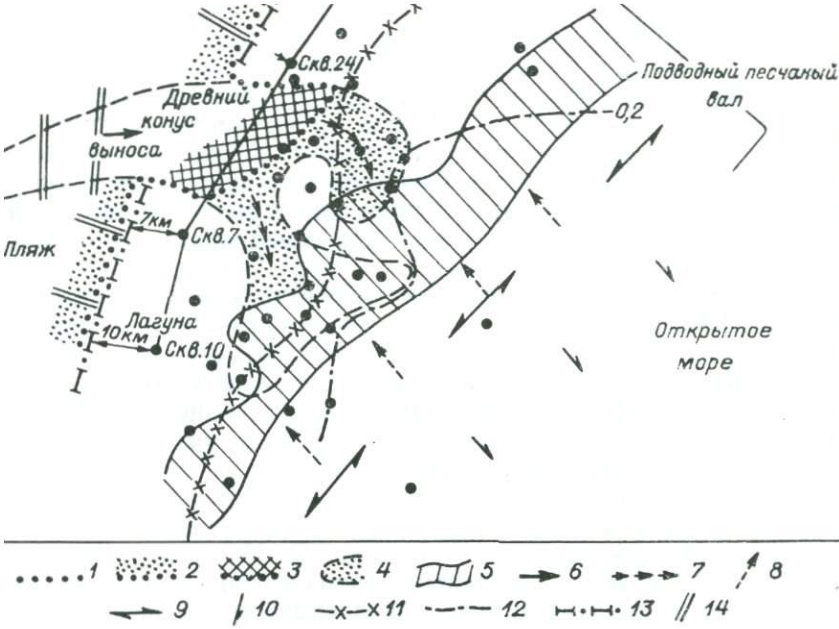
Значения проницаемости варьируют в более широких пределах — от 70 до 1120 мД. Ареал наибольших значений этого параметра также разделяется зоной относительно слабой проницаемости, которая также отвечает ареалу гравитационных палеотечений.

Таким образом, зоны развития наилучших коллекторов ($m_0 = \max$, $K_{пр} = \max$) оказываются связанными с песчаниками, сформированными вне ареалов гравитационных потоков, и тяготеют к зонам морских палеотечений. Следует отметить, что зоны наилучших коллекторских свойств в настоящее время не совпадают с ареалами наибольшей гранулометрической зрелости песчаников, т. е. их первично хороших коллекторских свойств.

Это свидетельствует о том, что эпигенетические процессы засолонения межзерновых пространств песчаников имеют очень важное значение для данного района. Из совместного рассмотрения карт (рис. 16, *г—е* и 17, *в, г*) можно заключить, что ареалы наилучших первичных коллекторов оказались ареной наиболее интенсивного засолонения, а зоны с пониженной первичной пористостью и проницаемостью более или менее сохранились как коллекторы нефти и газа, так как оказались засолоненными в меньшей мере. Однако следует отметить, что зоны повышенного засолонения песчаников не следует всегда расценивать как малоперспективные, так как в них может иметь место локальная сохранность хороших первичных коллекторов. Эти исключения могут только подтвердить правило. Примером тому служат промышленные дебиты газа в скв. 30 и 4, которые расположены в центре зоны высокого засолонения песчаников.

31. ВЫДЕЛЕНИЕ ПЕРСПЕКТИВНЫХ УЧАСТКОВ ДЛЯ ПРОВЕДЕНИЯ СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

В палеодинамическом отношении рассматриваемая территория в раннеботуобинское время являлась переходной зоной между сушей и морем и представляла собой мелководье морского побережья. Погружение подводного палеосклона происходило в юго-восточном направлении по линии скв. 24, 33 и 670 и в общем совпадало с наклоном кристаллического фундамента (рис. 14). Нейтральная линия проходила несколько южнее скв. 575, через скв. 33, юго-восточнее скв. 38 и 11 и далее в направлении к скв. 13. Вниз по подводному палеосклону от нейтральной линии проходила полоса начальной трансформации ветровых волн, затем ниже располагалась полоса морских палеотечений, а еще ниже по подводному склону могли развиваться мутьевые потоки. Вверх по подводному склону от нейтральной линии происходило формирование и накопление песков в виде вытянутой параллельно береговой линии зоны подводных валов, которая достаточно хорошо сопоставляется с полосой развития максимальной мощности продуктивных песчаников. Необходимо отметить, что в этом районе нейтральная полоса почти соприкасается с подводной частью древнего конуса выноса. В динамическом отношении это означает, что привносимый плохо отсортированный кластический материал из локальных источников сноса, расположенных на современной Непско-Ботуобинской антеклизе, попадал непосредственно в зону сильной механической дифференциации живыми силами морских течений и



ис. 18. Палеодинамическая реконструкция условий седиментации ботуобинского одуктивного песчаника Среднеботуобинского месторождения.

– древняя предполагаемая береговая линия; *2* — пески морского пляжа; *3* — надводная сть древнего конуса выноса; *4* — подводная часть древнего конуса выноса; *5* — подводный счаный вал; *6* — локальный снос обломочного материала; *7* — стоковые гравитационные леотечения; *8* — выход ветровых волн на мелководье; *9* — негравитационные морские тече- я; *10* — возможные спазматические мутьевые потоки; *11* — линия интерференции морских стоковых палеотечений; *12* — нейтральная линия на подводном палеосклоне; *13* — границы рспективных участков на поиски неантиклинальных залежей углеводородов в ботуоби- ом продуктивном горизонте; *14* — направления рекомендуемых сейсмических профилей целью установления сейсмофаций и подтверждения данных литологического анализа.

тровых волнений. Граница раздела ареалов деятельности сто- овых течений и живых сил морского побережья проходит по ли- ии через скв. 8, 32, 39, 35 и далее на юг между скв. 12 и 29.

Через скв. 17 трассируется граница надводной и подводной стей древнего конуса выноса, вдоль которой могло происходить акопление преимущественно алевритово-глинистого материала, ак это часто наблюдается в современных дельтах и конусах вы- оса. Предполагаемая древняя береговая линия проходила северо- падднее от линии через скв. 44, 24, 7 и 10 (рис. 18). Между бе- говой линией и зоной развития подводных песчаных валов по е стороны от древнего конуса выноса существовали застойные словия, типичные для морских лагун.

Наиболее перспективные участки для поисков изолированных песчаных тел — литологических ловушек нефти и газа могут быть приурочены к полосе развития морских пляжей вдоль береговой линии. В связи с этим рекомендуется провести сейсмические работы с целью установления сейсмофаций [Pryton C. E., 1977] по профилям вкрест простирания береговой линии, начиная непосредственно от линии отсчета (скв. 44, 24, 7 и 10).

Следует указать, что развитие песчаных подводных валов и существование лагун в значительной степени гасили энергию наката волн и морских дрейфовых течений, поэтому морские пляжи раннеботуобинской акватории могут быть представлены отложениями с невысокими коллекторскими свойствами. Сейсмические работы следует провести также по профилям вкрест простирания долины древнего конуса выноса, где ловушки могут быть связаны с линзами песков аллювиального типа. Эти меридиональные профили показаны на рис. 18.

Аналогичная палеодинамическая реконструкция была выполнена для Михайловского бассейна, существовавшего на территории Дагестана в среднемиоценовое время. В связи с этим было последовательно изучено и систематически опробовано 27 разрезов отложений михайловской свиты, известных еще как пласт Σ_7, который в ряде месторождений Северо-Западного Кавказа содержит промышленные скопления нефти и газа.

По данным дробной гранулометрии и текстурного анализа произведена детальная реконструкция динамических и палеофациальных условий седиментации осадков Σ_7. На этой палеогеографической основе выделены четыре перспективных участка для подтверждения наличия в них зон локального и регионального выклинивания песчаных горизонтов. На палеогеографической карте масштаба 1 : 500 000 намечены профили проведения сейсморазведочных работ [Гроссгейм В. А., Рожков Г. Ф., 1981].

Часть II

ТЕРРИГЕННО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Изучение терригенных минералов осадочных пород имеет большое значение как для сопоставления и корреляции разрезов, так и для палеогеографических реконструкций.

А. В. Сидоренко, говоря о задачах литологии, подчеркивал: «Палеогеография — это геологическая наука, имеющая огромное значение для решения практических вопросов поисков и разведки полезных ископаемых... Учитывая, что типы осадочных пород находятся в прямой зависимости от характера тектонической обстановки и природно-климатической зональности областей осадконакопления и сноса, должны быть усилены минералогические, литологические методы палеогеографических реконструкций и методы диагностики геологических процессов» [Сидоренко А. В., 1972 г.].

Особенно важно применение литолого-палеогеографических методов в нефтяной геологии. Литология родилась в недрах нефтяной геологии, лучшим доказательством чего служит то, что первый в мире специальный журнал по петрографии осадочных пород (Journal of Sedimentary Petrology) издается Американской ассоциацией нефтяных геологов. Минералогические исследования стали неотъемлемой частью литологических исследований, и с 1920—1940 гг. изучение акцессорных минералов было принято в качестве стандартного метода в нефтяной геологии, причем большая эффективность метода была продемонстрирована при многих обширных нефтегеологических исследованиях.

В Советском Союзе наиболее значительный вклад в исследования терригенных минералов для целей палеогеографии внес В. П. Батурин, работы которого «Палеогеография по терригенным компонентам» [1937 г.] и «Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам» [1947] стали основой для терригенно-минералогических исследований с целью палеогеографических реконструкций в нефтяной геологии.

И. М. Губкин уделял большое внимание минералогическим и петрографическим исследованиям. По его инициативе и при его поддержке почти во всех нефтеносных районах были организованы литологические лаборатории. Он писал: «В советское время изучение литологии и петрографии осадочных пород получило особенно широкое распространение. Минералогический состав пород,

определение места, откуда обломки минералов могли быть принесены, за счет разрушения каких пород они образовались, выяснение самих условий отложения и образования осадков — все это такие вопросы, решение которых дает возможность создать представление о тех древнейших морских бассейнах, в которых происходило образование этих осадков, и в каких условиях протекала жизнь населявших их организмов, о месте и характере той суши, с которой шел снос обломочного материала. Литологический и палеонтологический анализ добытого при исследовании материала дает возможность составить представление об изменении условий отложения и в связи с этим об изменении характера самих осадков» [Губкин И. М., 1940 г.].

Большое значение минералогическому анализу придавал и Н. Б. Вассоевич. Рассматривая связь учения о геогенерациях с другими науками геологического цикла, он на одно из первых мест ставил минералогические исследования [Вассоевич Н. Б., 1978].

Особенно большое значение приобретают палеогеографические реконструкции при поисках литологических залежей нефти и газа. В комплексе с другими методами литологических исследований минералогический анализ дает возможность выявить расположение зон выклинивания, выяснить палеогеографическую обстановку накопления осадков и характер распространения ловушек литологического типа.

В ч. II настоящей работы делается попытка обобщить материал по применению данных минералогического анализа для палеогеографических реконструкций, связанных с поисками литологических ловушек нефти и газа.

Глава 7

МЕТОДИКА МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА (ИММЕРСИОННЫЙ МЕТОД)

Минералогический анализ в литологии существенно отличается от других видов минералогического анализа, в частности шлихового. Основным отличием является то, что при шлиховом анализе изучается большое количество материала (масса проб составляет иногда 10—15 кг), в то время как в литологии количество исходного материала для минералогического анализа гораздо меньше, так как литологи изучают обычно керн, выход которого бывает подчас очень незначительным. Это и определяет специфику минералогического анализа в литологии.

Экспериментально установлено [Рожков Г. Ф. и др., 1973], что для гранулометрического анализа достаточно проанализировать 50 г материала. Навеска рассеивается на наборе сит с размерами отверстий, связанными шагом геометрической прогрессии 1,25.

Затем определенная ситовая фракция массой 3 г разделяется на легкую и тяжелую фракции в тяжелой жидкости с плотностью 2,75—2,8 г/см^3. Разделение производится в центрифугах или делительных воронках. Массовая доля тяжелых минералов обычно незначительна и составляет доли процента. В тяжелую фракцию входят главным образом акцессорные минералы. Более значительную часть составляет легкая фракция, которая представлена породообразующими минералами (обычно это кварц, полевые шпаты и обломки пород).

Из выделенных легкой и тяжелой фракций изготовляют иммерсионные препараты. Для этого небольшую часть фракции насыпают тонким слоем на предметное стекло, покрытое тонкой пленкой желатина. Желатином стекло покрывается для того, чтобы зерна минералов были прикреплены к предметному стеклу. Достаточно подышать на стекло, покрытое желатиновой пленкой, и зерна минералов приклеиваются к стеклу. Затем сверху препарат покрывается тонким покровным стеклом, рядом с покровным стеклом помещается капля иммерсионной жидкости, которая затягивается под него благодаря капиллярному давлению. Для легкой фракции применяется обычно иммерсионная жидкость с показателем преломления 1,540—1,542, в которой кварц легко отделяется от полевых шпатов (ортоклаза, микроклина, кислого плагиоклаза) с показателями преломления ниже 1,542. Тяжелые минералы просматриваются в иммерсионной жидкости с показателем преломления 1,637—1,640, в которой циркон, гранат, рутил, анатаз, брукит и другие минералы с более высокими показателями преломления отделяются от турмалина, барита, андалузита, силлиманита, апатита и других минералов с более низкими показателями преломления. Иногда для определения тяжелых минералов употребляют жидкость с показателем 1,700. Если нужно более точно определить показатель преломления какого-либо минерала, в препарат вводят жидкости с различными показателями преломления из иммерсионного набора, пока показатель преломления минерала не совпадет с показателем преломления жидкости, что фиксируется по появлению цветных каемок (дисперсионный эффект) вокруг зерна минерала.

Иногда вместо иммерсионных жидкостей применяют для прикрепления препаратов канадский бальзам. Тогда препарат становится постоянным, и жидкости с разными показателями уже применять нельзя.

В иммерсионных наборах имеется 98 жидкостей с показателями преломления от 1,408 до 1,78. Для минералов с более высокими показателями применяются сплавы с показателями преломления 2,0—2,7.

В иммерсионных препаратах определяются цвет, плеохроизм, показатель преломления, двупреломление, ориентировка оптической индикатрисы и другие оптические константы, по которым с большой точностью можно идентифицировать минералы.

В препарате легкой фракции подсчитывают обычно 200, а в тяжелой фракции 400—500 зерен, причем аутигенные минералы считаются отдельно, а обломочные рассчитываются затем на 100 %.

Дискуссионной в методике минералогических исследований является проблема выбора представительной размерной фракции для анализа. Хотя она неоднократно обсуждалась в литературе, но окончательного разрешения не получила.

Основной спор ведется вокруг вопроса, правильнее ли изучать одну широкую, или узкоразмерную, или несколько узкоразмерных фракций. Изучение одной широкой фракции (0,01—0,25 мм) при минералогическом анализе было предложено Н. В. Логвиненко [1974]. Эта же методика изучения одной широкой размерной фракции рекомендуется в справочном руководстве «Методы изучения осадочных пород» [1957 г.] как наиболее богатая в минералогическом отношении. Во многих лабораториях Советского Союза фракция 0,01—0,25 мм применяется как стандартная при минералогических исследованиях.

Однако изучение распределения минералов по размерным фракциям [Окнова Н. С., 1974 г., 1978] показывает, что в разных размерных фракциях происходит сильное колебание количественных соотношений минералов. В связи с этим при изучении широкой размерной фракции роль одних минералов может быть преувеличена, а других — уменьшена. Кроме того, при изучении одной широкой фракции зерна минералов различаются по величине во много раз. Это неудобно при подсчете, а при пересчете на массу получаются заведомо искаженные данные. Поэтому многие исследователи рекомендуют пользоваться для анализа более узкими размерными фракциями. Так в «Справочном руководстве по петрографии осадочных пород» [1958 г.] указано, что при исследовании фракции широкого диапазона на количественные соотношения минералов оказывает влияние гранулометрический состав породы. Поэтому результаты анализов тяжелой фракции широкого диапазона «можно сравнить лишь с целью установления качественного сходства или различия по присутствию или отсутствию минеральных видов» (т. II, с. 101).

Автором была сделана попытка определить, какая из узких размерных фракций является наиболее представительной, т. е. более всего отражает средневзвешенный состав минералов. Для этого согласно методике Б. С. Лунева [1967] было исследовано распределение минералов в образцах песчано-алевритовых пород различной размерности — от алеврита до среднезернистого песчаника. Образцы были рассеяны на 19-фракционном наборе сит, каждая ситовая фракция разделена на легкую и тяжелую части и каждая часть изучалась под микроскопом в иммерсии.

По полученным результатам была высчитана средневзвешенная массовая доля q (средневзвешенное содержание) каждого минерала во всей тяжелой фракции по формуле

$$q = (v_1 p_1 + v_2 p_2 + \ldots + v_i p_i)/P,$$

где p_i — масса размерной фракции; v_i — массовая доля минерала в размерных фракциях; P — масса тяжелой фракции. Массовые доли минералов в каждой размерной фракции сравнивались с найденной средневзвешенной долей и высчитывались отклонения. Отклонения независимо от их знака суммировались и фракции, для которых высчитанное суммарное отклонение являлось минимальным, выделялись как представительные, поскольку они более всего отвечают средневзвешенным массовым долям минералов в породе. Представительные фракции попадали в разные интервалы в зависимости от размерности пород, однако все они не выходили за рамки интервала 0,05—0,1 мм. Поэтому фракция 0,05—0,1 мм была предложена как представительная для минералогического анализа [Окнова Н. С., 1972б].

Эту же фракцию считают наиболее правильной для анализа В. В. Коперина [1951 г.; 1952 г.], Х. А. Вийдинг [1965 г.], Э. Лауэнкрапча [1965 г.], А. Э. Клеесмент [1977 г.] и др. Этой же фракцией для анализа пользуются и исследователи современных океанических и морских осадков [Петелин В. П., 1961 г.].

Изучение фракции 0,1—0,05 мм часто контролируют изучением более крупной фракции 0,1—0,25 мм, а иногда высчитывают средневзвешенное содержание по этим двум фракциям [Дистанов У. Г., 1953 г.].

Многие авторы приходят к выводу, что нужно изучать несколько размерных фракций в породе, что может быть использовано для решения вопроса о генезисе алеврито-песчаных отложений [Цехомский А. М., 1956 г.].

Еще В. П. Батурин [1947, с. 314] писал, что «минералогическая неоднозначность различных размерных фракций, обусловленная как динамикой среды, так и первоначальными размерами минералов в источнике сноса, имеет огромное значение при всех седимент-петрографических исследованиях...» А. В. Сидоренко [1955 г.] сделал вывод о том, что «необходимо дальнейшее исследование зависимости минералогического состава песков от размера их частиц в различных геологических и физико-географических условиях. Это, надо полагать, даст возможность не только сопоставлять минералогический состав песков различной крупности, но и решать некоторые вопросы выветрелости осадков, условий их переноса и отложения».

В результате проведенных нами исследований по распределению минералов по дробным гранулометрическим фракциям в породах разного возраста и разных регионов нами были сделаны выводы относительно выбора необходимой размерной фракции для минералогического анализа. Выбор фракции прежде всего определяется целями и задачами исследования.

1. При мелкомасштабных терригенно-минералогических построениях, охватывающих обширные территории, для общей оценки минеральных комплексов в терригенно-минералогических провинциях достаточно изучать минералы в одной широкой размерной фракции 0,01—0,25 мм. Это дает представление о качественном

составе минеральных ассоциаций, присутствии или отсутствии тех или иных минералов. Такие построения смогут быть использованы для палеогеографических реконструкций, поисков источников сноса, направления переноса терригенного материала.

2. При более детальных минералогических исследованиях, требующих количественной оценки минеральных ассоциаций, лучше проводить анализ в более узкой фракции. Для этой цели удобнее изучать фракцию 0,05—0,1 мм. Однако для контроля нужно просматривать и более крупную фракцию 0,1—0,25 мм.

3. В настоящее время в связи с развитием детальных минералогических исследований анализ требует детализации. Дж. Гриффитс [1971] указывает, что «необходимо изучать все более тонкие колебания относительных содержаний минералов». Такие тонкие колебания можно уловить при детальном минералогическом анализе, т. е. при изучении содержаний минералов в нескольких размерных фракциях с пересчетом на средневзвешенные содержания. Трудности получения таких детальных данных состоят не только в трудоемкости производства самих анализов, но в не меньшей мере и в сложности пересчетов, требуемых для расчета средневзвешенного содержания минералов, а также параметров распределения минералов тяжелой и легкой фракции. Для упрощения расчетов нами совместно с В. М. Омелиным была разработана программа на языке фортран, в основу которой положена программа французских исследователей П. Сира и Ф. Гонтье [Cirac P., Gontier F., 1973 г.]; она была дополнена введением целого ряда параметров [Окнова Н. С., Омелин В. М., 1975 г.].

Детальный минералогический анализ имеет целый ряд дополнительных параметров по сравнению с анализом в одной размерной фракции.

1. По результатам анализа можно получить точную массовую долю минералов в тяжелой фракции и во всей породе. При анализе в одной широкой размерной фракции пересчет на массовые доли и доли в породе невозможен, так как в эту фракцию входят зерна минералов, размеры которых различаются во много раз. При анализе более узкой фракции нельзя получить представления обо всем минеральном комплексе, поскольку состав и соотношение минералов значительно изменяются в разных размерных фракциях. При анализе же нескольких фракций эти ошибки устраняются.

2. По результатам анализа можно получить данные о распределении минералов тяжелой фракции по отношению к распределению размеров и легкой фракции. Изучение соотношений медианных размеров тяжелых и легких минералов может быть использовано для суждения о водном или эоловом происхождении осадков (см. ниже).

3. Изучение распределения отдельных тяжелых миералов по размерным фракциям может быть использовано в разных целях.

Во-первых, для различных отложений характерен разный тип распределения минералов, свойственный распределению его в ис-

ходных материнских породах. Это свойство может быть использовано при корреляции и сопоставлении разрезов, как предлагал еще Л. Б. Рухин [1948 г.]. В то же время это дает возможность выделять провинции, для которых характерен тот или иной тип распределения минералов по гранулометрическому спектру. Так, в россыпной минералогии выделяются шлихо-минералогические провинции, для которых характерен определенный состав и средний размер зерен минералов [Жуков В. В. и др., 1972 г.].

Во-вторых, сопоставление средних размеров отдельных минералов дает возможность судить о степени сортировки материала, дальности его переноса, так как в процессе переработки неустойчивые минералы истираются и переходят в более мелкозернистые фракции. В результате длительной сортировки должна возникать определенная последовательность распределения минералов в соответствии с их плотностью. Отклонение от этой последовательности или соблюдение ее дает возможность судить о степени отсортированности и переработанности терригенного материала.

В-третьих, изучение соотношения раздельных пар тяжелых и легких минералов (кварц—ильменит, кварц—гранат), как уже указывалось, используется для разделения прибрежных, аллювиальных и эоловых отложений по диаграмме Дж. Фридмана [Friedman G. M., 1961]. Такие реконструкции особенно важны для установления микрофаций в прибрежных зонах и могут быть использованы при поисках литологических ловушек.

Таким образом, использование данных детального минералогического анализа дает возможность получить достаточно большой дополнительный объем информации. Однако трудоемкость анализа позволяет использовать его только при специальных детальных минералогических исследованиях, а также для изучения закономерностей распределения минералов по гранулометрическим фракциям, свойственных данным отложениям, поскольку, как указывал М. К. Калинко [1948 г.], «всякому детальному петрографическому исследованию должно предшествовать изучение минералов в гранулометрическом спектре».

Глава 8

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ

Из 3000 минералов, насчитывающихся в земной коре, около 300 присутствуют в осадочных породах в виде акцессорных. Однако в общем случае при изучении количественного состава акцессорных минералов решающее значение имеют 2—3 десятка разновидностей минералов.

Основными минералами, играющими ведущую роль при палеогеографических реконструкциях, в легкой фракции являются

кварц, полевые шпаты и слюды, а в тяжелой — группы минералов: рудных (ильменит, магнетит), титаносодержащих (лейкоксен, сфен, анатаз, брукит), устойчивых (циркон, гранат, турмалин, рутил), метаморфических (дистен, ставролит, силлиманит, анадалузит), неустойчивых (пироксены, амфиболы, минералы группы эпидота). Описание этих минералов можно найти в книгах Г. Б. Мильнера [1968], Н. В. Логвиненко [1974], В. Е. Трегера [1968 г.], А. И. Преображенского и С. Г. Саркисяна [1980 г.] и др.

Минералы образуют в осадочных породах характерные ассоциации, формирование которых зависит от многих факторов. Одним из основных факторов является состав пород областей сноса, при разрушении которых образуются осадочные породы. В табл. 10 приводятся ассоциации породообразующих и акцессорных минералов, образующиеся при разрушении различных пород в питающих провинциях. Более полные сведения о составе минералов материнских пород даются в монографии А. А. Кухаренко [1961 г.], а также в книге В. В. Ляховича [1968], где приводится состав акцессорных минералов в гранитоидных и метаморфических породах различных областей СССР.

ТАБЛИЦА 10

Зависимость ассоциаций минералов в осадочных породах от состава пород в областях сноса

Породы питающих провинций	Характерные ассоциации минералов осадочных пород	
	Породообразующие минералы	Акцессорные минералы
Магматические кислого состава (граниты, гранодиориты)	Кварц, полевые шпаты (микроклин, ортоклаз, кислый плагиоклаз), мусковит	Циркон, турмалин, апатит, монацит, биотит
Магматические основного состава (габбро, диабазы, базальты)	Обломки пород, основные плагиоклазы	Ильменит, лейкоксен, сфен, рутил, пироксены, амфиболы, минералы группы эпидота
Магматические ультраосновные (пироксениты, перидотиты, дуниты)	То же	Ильменит, магнетит, лейкоксен, пироксены, амфиболы, сфен, пикотит, хромит
Метаморфические (гнейсы, кристаллические сланцы)	Кварц, значительная часть которого имеет волнистое погасание и мозаичное строение	Дистен, ставролит, силлиманит, андалузит, гранаты, хлорит
Осадочные (древние или формировавшиеся в обстановке интенсивного выветривания)	Преимущественно кварц, в основном хорошо окатанный	Циркон, турмалин, рутил (зерна в основном хорошо окатанные)

Например, для территории Восточно-Европейской платформы можно выделить несколько основных питающих провинций. Балтийский щит поставлял в осадки материал, обогащенный дисте-

ном, ставролитом, силлиманитом, образовавшимися при разрушении древних метаморфических толщ. Для Урала характерны сфен, неустойчивые минералы, пироксены, амфиболы, минералы группы эпидота, а также шпинель, образовавшиеся при разрушении основных и ультраосновных магматических пород. Для Тимана характерен лейкоксен, который выносился из древних метаморфических сланцев, обогащенных титаном.

Минералы вымываются из материнских пород в результате их длительного разрушения и выветривания, а затем претерпевают иногда кратковременную, а иногда и очень длительную транспортировку к месту отложения. Выветривание обусловлено теми условиями, в которых оно протекает. В аридных высокогорных и полярных областях господствует физическое разрушение, в гумидных, теплых и жарких областях преобладает химическое выветривание. При физическом разрушении образуется комплекс минералов, в котором содержатся как устойчивые, так и неустойчивые при выветривании разности, в то время как при химическом выветривании неустойчивые минералы разрушаются и образуется комплекс минералов, устойчивых при выветривании. В табл. 11 приводятся данные нескольких авторов по устойчивости минералов при химическом выветривании.

Следовательно, выветривание в области сноса является вторым фактором, действующим на формирование минеральных ассоциаций.

Немаловажное значение имеет также процесс переноса и транспортировки обломочного материала. В течение этого процесса происходит измельчение обломочного материала одновременно с продолжающимися химическим его разрушением и сортировкой по плотности и размеру зерен. Вблизи от источника сноса комплекс минералов обогащен неустойчивыми при переносе минералами. В процессе перемещения неустойчивые минералы разрушаются, и образуются ассоциации, состоящие почти исключительно из устойчивых разностей. В. А. Гроссгейм [1972] называет такие ассоциации срединными, так как они образуются обычно в центральных частях бассейнов седиментации в результате длительного переноса и переотложения материала.

Устойчивость минералов при переносе определяется их твердостью, крупностью, совершенством спайности. При длительном переносе обломочного материала влияние химического выветривания на состав формирующихся аллювиальных отложений оказывает также большое влияние, как и абразивная прочность частиц. Конечным результатом этих процессов — механического измельчения обломочных частиц и химического разрушения при переносе — является концентрация в конечных продуктах переноса абразивно- и химически стойких минералов.

Различия в поведении отдельных минералов в обстановке длительного переноса приводят к представлению о миграционной способности минерала, которая прямо пропорциональна его абразивной прочности (H) и устойчивости по отношению к агентам

ТАБЛИЦА 11

Ряды устойчивости минералов при химическом выветривании

Г. Б. Мильнер [1968]	В. П. Батурин [1947]		Г. С. Момджи [1960 г.]
Весьма устойчивые	Устойчивые	Довольно устойчивые	Устойчивые
Циркон	Анатаз	Авгит	Корунд
Гранат	Барит	Аксинит	Монацит
Турмалин	Брукит	Актинолит	Ксенотим
Титанит	Галенит	Биотит	Пикотит
Корунд	Гранат	Везувиан	Ильменит
Топаз	Дюмортьерит	Гематит	Лейкоксен
Андалузит	Ильменит	Гиперстен	Дистен
Ставролит	Касситерит	Глауконит	Андалузит
Рутил	Ксенотим	Глаукофан	Силлиманит
Шпинель	Лейкоксен	Диопсид	Циркон
Касситерит	Лимонит	Корунд	Берилл
Флюорит	Монацит	Магнетит	Энстатит
Монацит	Мусковит	Пирит	Пироп
	Роговая обманка	Серпентин	Алмаз
Умеренно устойчивые	Пикотит	Пиролюзит	Золото
Магнетит	Рутил	Силлиманит	Платина
Ильменит	Сподумен	Сидерит	Серебро
Амфиболы	Ставролит	Тремолит	
Пироксены	Сфалерит		Промежуточные
Мусковит	Титанит	Неустойчивые	
	Топаз	Апатит	Альмандин
Неустойчивые	Турмалин	Кордиерит	Эпидот
Оливин	Флюорит	Марказит	Сфен
Биотит	Хлорит	Оливин	Апатит
Пирит	Хлоритоид	Пирротин	Кислые полевые шпаты
Пирротин	Хромит		
Гематит	Циркон		Неустойчивые
Апатит	Цоизит		
Глауконит	Шпинель		Сульфиды
	Энстатит		Амфиболы
	Эпидот		Пироксены
			Гранаты
			Магнетит
			Перовскит

выветривания (W) и обратно пропорциональна плотности частиц (d). Существенное влияние оказывает также форма минеральных зерен, оцениваемая коэффициентом анизометричности (φ), и коэффициент смачиваемости минерала (α). В общем виде миграционная способность минералов может быть выражена формулой [Кухаренко, 1961 г.] $L = f(HW\varphi\alpha/d)$.

Исходя из миграционной способности минералов и минерального состава россыпей и обломочных осадков различных генетических типов, А. А. Кухаренко [1961 г.] выделил ряд миграционной способности минералов, показанный в табл. 12.

Немаловажную роль играет также сортировка материала по гидравлической крупности, в результате которой более гидравлически крупные минералы концентрируются вблизи береговых

ТАБЛИЦА 12

Относительная миграционная способность минералов

Малая	Умеренная	Высокая
Киноварь	Магнетит	Хромшпинелиды
Арсенопирит	Апатит	Ильменит
Вольфрамит	Сфен	Лейкоксен
Пирит	Альмандин	Топаз
Цеолит	Ставролит	Турмалин
Оливин	Анатаз	Платина
Авгит	Монацит	Циркон
Гиперстен	Дистен	Корунд
Барит	Касситерит	Алмаз
Гроссуляр-андрадит	Андалузит	
Флюорит	Золото	
Роговая обманка	Лимонит	
Диопсид		
Актинолит		
Эпидот		

линий бассейнов седиментации, а гидравлически мелкие — в более глубоких частях бассейна.

Состав пород областей питания, климатические условия выветривания, сортировка по устойчивости и гидравлической крупности материала предопределяют первичный исходный состав минеральных ассоциаций, который в дальнейшем претерпевает изменения под воздействием постдиагенетических факторов.

А. В. Копелиович, А. Г. Коссовская и В. Д. Шутов [1961 г.] выделяют четыре основных фактора, воздействующих на осадочные породы после их захоронения:

1) увеличение давления и некоторое повышение температуры, связанное с погружением пород в более глубокие зоны земной коры;

2) воздействие на породы поровых вод с нарастающей минерализацией по мере движения вниз по разрезу и меняющимся солевым составом;

3) длительность пребывания пород в зоне катагенеза, определяемая геологическим возрастом;

4) стресс (в складчатых областях), обусловливающий так называемые сквозные движения в породах, приводящие к значительному повышению температур и давлений.

Кроме того, на минеральную часть пород оказывают воздействие агрессивные летучие продукты превращения органических веществ (огранические кислоты, CO_2, H_2S, NH_3 и др.).

Под воздействием перечисленных факторов происходит:

1) постепенное уплотнение пород, возрастание их плотности и уменьшение пористости;

2) изменение первичных обломочных текстур и структур, что связано с повышением растворимости кварца в условиях повышенной температуры;

3) глубокая переработка глинистых минералов.

Что касается акцессорных минералов, то в результате катагенетического растворения происходит постепенное изменение их комплексов вследствие растворения нестойких минералов.

Явление упрощения минеральных комплексов с глубиной было отмечено еще П. Г. Босвеллом, который объяснял его либо усложнением минерального комплекса источников питания, либо растворением менее стойких минералов в осадочных породах. Ф. Петтиджон [1981] путем обобщения большого фактического материала по осадочным породам Англии и Америки пришел к выводу, что обеднение минеральных комплексов с возрастом является результатом внутрислойного растворения нестойких компонентов, и установил ряд устойчивости минералов при внутрислойной растворимости:

Рутил	Ильменит	Роговая	Силлиманит
Циркон	Магнетит	обманка	Гиперстен
Турмалин	Ставролит	Андалузит	Диопсид
Гранат	Монацит	Топаз	Актинолит
Биотит	Дистен	Сфен	Оливин
Апатит	Эпидот	Авгит	

Автором была сделана попытка оценить роль внутрислойного катагенетического растворения на примере осадочных пород фанерозоя Восточно-Европейской платформы [Окнова Н. С., 1972а; Окнова Н. С., Гроссгейм В. А., 1973].

Восточно-Европейская платформа принадлежит к числу самых крупных древних платформ мира. Она представляет собой область наиболее ранней консолидации складчатых структур, формирование которых началось в протерозое и завершилось к началу фанерозоя. Породы древних складчатых структур претерпели глубокий метаморфизм, в результате чего приобрели кристаллическое строение. В последующие геологические эпохи на огромных пространствах платформы накапливались осадочные толщи, образовавшие мощный платформенный чехол. В северо-западных районах он сложен нижнепалеозойскими осадочными породами, в южных районах, кроме того, — мезозойскими и кайнозойскими. Мощность осадочного чехла различна. В районах поднятий она колеблется от 100 до 200 м, в районах погружений достигает 4 км.

Работа основана на большом фактическом материале, включающем более 110 тыс. минералогических анализов, собранных из опубликованных и фондовых работ. Анализы характеризуют весь разрез осадочного чехла Восточно-Европейской платформы от кембрия до верхов плиоцена. На каждый из выбранных стратиграфических уровней приходится от 116 до 7630 минералогических анализов. Поскольку собранные анализы выполнялись в разных лабораториях и по различной методике, мы могли дать лишь относительную оценку изменения минеральных комплексов. Графики изменения содержаний отдельных минералов с возрастом были построены в двух вариантах. На первых (рис. 19) показана

частота встречаемости акцессорных минералов (т. е. отношение числа анализов, в которых минерал встречен, к общему числу анализов). Эти графики иллюстрируют качественное изменение комплекса акцессорных минералов в породах различного возраста. Второй вариант графиков (рис. 20) построен по тем же данным, но на них нанесено процентное отношение разрезов, в которых зафиксированы максимальные содержания данных минералов, к общему числу разрезов. Для разных минералов брались разные пределы максимальных содержаний в зависимости от их распространения (для черных рудных минералов и циркона — более 25 %, для рутила — более 15 %, для турмалина, гранатов, пироксенов, амфиболов, эпидота — более 10 %, для дистена, ставролита, силлиманита — более 5 %, для шпинели — более 3 %). Эти графики позволяют судить об относительном количественном распределении минералов по разрезу осадочного чехла Восточно-Европейской платформы.

Еще один вариант графиков (рис. 21) отражает изменение содержания минералов с глубиной. Они построены по данным опорных скважин Восточно-Европейской платформы.

Согласно графикам в распределении минералов наблюдаются определенные закономерности. Черные рудные минералы (ильменит + магнетит), циркон и турмалин встречаются часто, как правило более чем в 75 % образцов по всему разрезу. Циркон присутствует постоянно более чем в 90 % образцов. Крупные же концентрации этих минералов наблюдаются значительно чаще и занимают бóльшие площади в палеозое, чем в более молодых осадках. Так же равномерно они распределены и по интервалам глубин, что указывает на устойчивость перечисленных минералов по отношению к внутрислойному катагенетическому растворению.

Рутил встречается также в подавляющем количестве образцов, но несколько чаще в мезозое и кайнозое, чем в палеозое. Крупные же его скопления отмечаются чаще в осадках альпийского цикла (до неогена). С глубиной частота встречаемости рутила несколько уменьшается, особенно заметно ниже 2600 м. Такое распределение рутила можно объяснить тем, что он более устойчив к истиранию, нежели к катагенетическому растворению.

Несколько иначе ведут себя гранаты. Частота их встречаемости в древних породах опускается иногда ниже 75 %, крупные же концентрации в палеозойских породах наблюдаются чаще, с глубиной частота встречаемости мало изменяется. Отмечается уменьшение количества граната в периоды гумидизации климата (франский, визейский века). По данным Ф. Синдовского, А. Г. Коссовской и других, гранаты являются наименее стойкими минералами при химическом выветривании. Уменьшение количества гранатов в периоды гумидизации климата подтверждает это мнение. Возможно даже, что эти минералы могут в какой-то мере служить индикатором климата.

Для минералов метаморфической группы (дистен, ставролит, андалузит, силлиманит) наблюдается отчетливо выраженная тен-

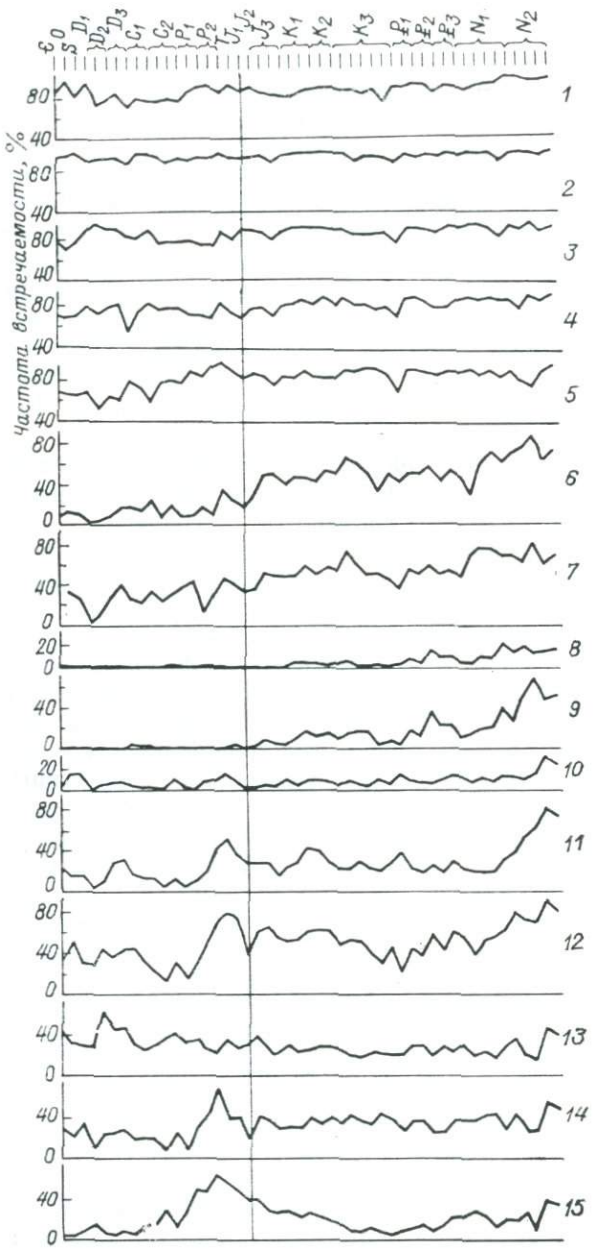


Рис. 19. Распределение акцессорных терригенных минералов в породах осадочного чехла Восточно-Европейской платформы.

Обозначения к рис. 19–21: *1* — черные рудные минералы; *2* — циркон; *3* — турмалин; *4* — рутил; *5* — гранат; *6* — дистен; *7* — ставролит; *8* — андалузит; *9* — силлиманит; *10* — пироксены; *11* — амфиболы; *12* — эпидот; *13* — анатаз; *14* — сфен; *15* — шпинель; *16* — лейкоксен.

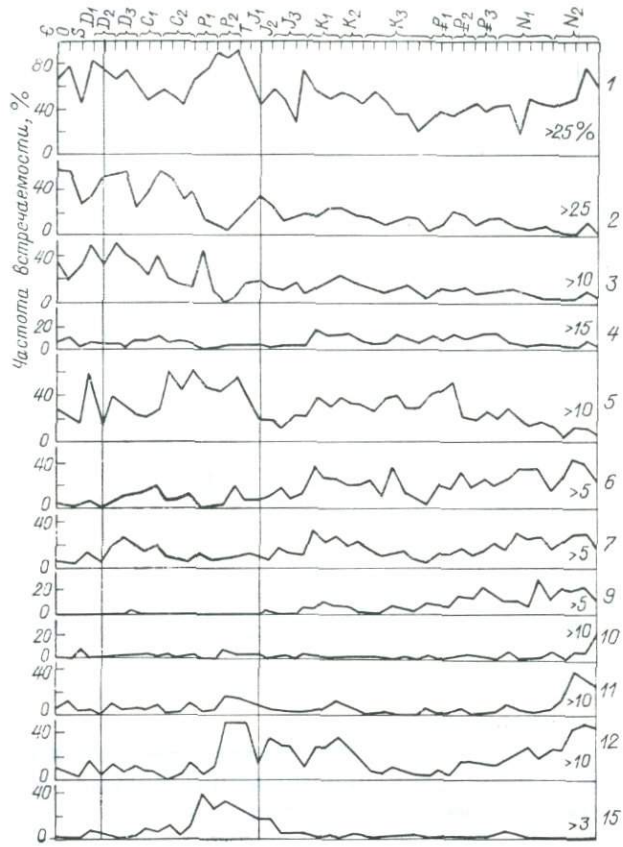


Рис. 20. Распределение максимальных содержаний акцессорных терригенных минералов в породах осадочного чехла Восточно-Европейской платформы.

Обозначения см. на рис. 19.

денция к увеличению частоты встречаемости и количества в более молодых породах. Особенно отчетливо это проявляется по отношению к силлиманиту и андалузиту, которые в осадках палеозоя встречаются исключительно редко, а в палеогеновых и неогеновых осадках их концентрации оказываются значительными. Встречаемость метаморфических минералов с глубиной также резко уменьшается. Все это свидетельствует о том, что катагенетическое растворение этих минералов осуществляется в большей мере для силлиманита и андалузита, в меньшей — для дистена и в еще меньшей — для ставролита.

Для пироксенов, амфиболов и минералов группы эпидота характерно увеличение частоты встречаемости и концентраций в наиболее молодых породах, начиная с плиоценовых (амфиболы, эпидот) и верхнеплиоценовых (пироксены). Это, казалось бы, согласуется с данными Ф. Петтиджона и других о растворении неустойчивых минералов с возрастом. Однако распределение на-

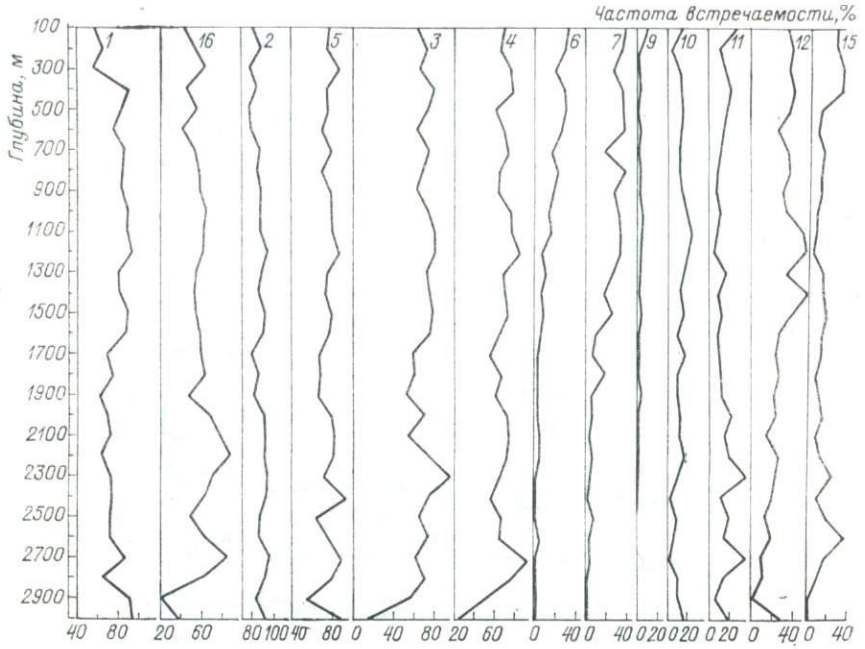


Рис. 21. Распределение акцессорных терригенных минералов на разных глубинах в породах осадочного чехла Восточно-Европейской платформы.

Обозначения см. на рис. 19.

званных групп минералов сложнее. Наши материалы не подтверждают мнения о том, что ромбические пироксены редко встречаются в породах древнее кайнозойских, моноклинные — верхов мезозоя, амфиболы — древнее юры, эпидот — верхов палеозоя. Как видно из графиков, эти минералы достаточно часто присутствуют в самых древних породах, начиная с кембрийских. Распространенность их с глубиной также уменьшается не столь значительно, как это наблюдается для метаморфических минералов. Как следует из рис. 19, 20, увеличение содержания пироксенов, амфиболов и минералов группы эпидота характерно для начальных и конечных стадий крупных циклов седиментации (особенно четко это проявляется для минералов группы эпидота). А. Б. Ронов объясняет это явление усилением тектонической активности в граничные стадии циклов седиментации и поступлением на платформу большого количества неразложенного материала.

Частота встречаемости анатаза возрастает в более древних породах, что, возможно, связано во многих случаях с его аутигенным образованием.

Сфен и шпинель, как устойчивые минералы, мало изменяют содержание с возрастом и с глубиной, но в конце герцинского цикла их количество и частота встречаемости в осадках возрастают в связи с воздыманием и быстрым размывом Уральской складчатой системы.

Описанные данные по распределению комплексов терригенных минералов с геологическим возрастом и глубиной свидетельствуют о том, что катагенетическое растворение хотя и приводит к упрощению комплексов в древних породах за счет потери нестойких разностей, однако эта закономерность осложняется повышением содержания нестойких минералов в моменты активизации тектонических движений в граничные стадии циклов седиментации, что согласуется с данными А. Б. Ронова и др. [Эволюция..., 1973]. В целом же приводимые материалы указывают на ограниченную роль катагенетического растворения в формировании минеральных комплексов, поскольку такие нестойкие разности минералов, как пироксены, амфиболы, минералы группы эпидота, сохраняются достаточно часто в древних породах, начиная с кембрийских. Вместе с тем рис. 19—21 свидетельствуют о следах необратимой эволюции состава обломочных пород в истории Земли.

Таким образом, основными факторами, влияющими на формирование минеральных комплексов, являются: 1) состав пород областей сноса, 2) характер выветривания в областях сноса, 3) тектонические движения, обусловливающие возникновение одних областей сноса и уничтожение других, 4) дальность переноса и дифференциация обломочного материала, а также 5) внутрислойное катагенетическое растворение. Все эти факторы необходимо учитывать при палеогеографических построениях.

Глава 9

КАРТЫ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МИНЕРАЛОВ И КАРТЫ ТЕРРИГЕННО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ПРОВИНЦИЙ

Для уточнения границ бассейнов седиментации, источников сноса, путей миграции терригенного материала необходимо картирование распределения терригенных материалов и построение карт терригенно-минералогических провинций (ТМП).

Под терригенно-минералогической провинцией В. П. Батурин [1947] понимает «области седиментации (как современные, так и ископаемые), охарактеризованные одним комплексом легких и тяжелых минералов и связанные с одной питающей провинцией», а под сложной терригенно-минералогической провинцией — «области, получившие свой материал из нескольких питающих провинций».

В. А. Гроссгейм [1936 г.] ввел понятия о подпровинциях и надпровинциях, которым даются следующие определения.

1. Терригенно-минералогическая надпровинция — это область осадконакопления, охарактеризованная общим типом терригенно-минералогических ассоциаций, связанных с геотектоническими единицами первого порядка (платформа, геосинклиналь). Надпровинции различаются главным образом по типам легких фракций.

2. Терригенно-минералогическая провинция — это область осадконакопления, охарактеризованная одинаковым комплексом терригенных минералов. Область может быть связана с одной или несколькими питающими провинциями, являющимися частями геотектонических единиц первого порядка. Провинции разграничиваются в основном по составу тяжелых фракций.

3. Терригенно-минералогическая подпровинция — часть терригенно-минералогической провинции — отличается от других частей при общности питающих провинций более бедным минералогическим составом слагающих ее осадков или некоторой примесью минералов соседней провинции. Подпровинции возникают в результате дифференциации и интеграции осадков, поступающих из одной питающей провинции.

Методика составления карт ТМП описана в кратком методическом руководстве «Применение палеогеографических методов исследования при поисках литологических залежей нефти и газа» [1969 г.].

Карты терригенно-минералогических провинций строятся на основе карт распределения минералов, на которых разными штриховками выделяются поля высоких, средних и низких содержаний. Анализ распределения максимальных и минимальных содержаний минерала дает возможность сравнивать и определять истоки сноса и пути миграции терригенного материала и данного минерала в частности. Зачастую карты распределения минералов бывают более информативными, чем карты ТМП.

Часто при составлении карт приходится пользоваться анализами, выполненными в разных лабораториях. Это является большим недостатком, поскольку из-за отсутствия единой унифицированной методики обработка образцов и определения минералов производятся по-разному. В связи с этим построение карт при мелкомасштабных реконструкциях целесообразно проводить по максимальным содержаниям минерала в разрезе. Карты, построенные по максимальным содержаниям, дают качественную оценку распространенности минералов и отражают те же закономерности, что и карты по средним. Однако при более детальных исследованиях необходимо применять картирование по средним содержаниям в разрезе.

Примером мелкомасштабного картирования распределения минералов и составления карт ТМП может служить изучение минералогического состава бобриковских отложений Волго-Уральской области (рис. 22, 23). Для картирования было использовано около 1500 анализов из 150 разрезов, собранных из опубликованных и фондовых работ и выполненных автором.

Карты распределения минералов были составлены для основных терригенных минералов: черных рудных, лейкоксена, устойчивых (циркон, гранат, турмалин, рутил), метаморфических (дистен, ставролит), неустойчивых (амфиболы, минералы группы эпидота), слюд, шпинели и минералов легкой фракции (кварц, полевые шпаты, обломки пород, глауконит).

Черные рудные минералы представлены в основном ильменитом, более устойчивым при выветривании и переносе, чем магнетит. Эти минералы широко распространены в бобриковских отложениях. Области их максимальных скоплений в северной части бассейна приурочены к вершинам Татарского и Башкирского сводов, что соответствует представлениям о приуроченности к вершинам палеосводов наиболее тяжелых разностей минералов [Каледа Г. А., 1969 г.]. В средней части бассейна ареал максимальных содержаний располагается вдоль регионального палеосклона, ориентированного с северо-запада на юго-восток. Наблюдается также приуроченность максимальных содержаний к вершинам структур второго порядка. В южной части бассейна максимальные количества ильменита расположены на палеосклоне в виде двух полос, простирающихся с северо-запада на юго-восток, обнаруживая связь с северо-западным источником сноса.

Циркон встречается в бобриковых отложениях повсеместно и имеет пятнистое распределение, причем максимумы его содержаний приурочены на севере бассейна к восточной, более погруженной части, в районе Татарского свода отдельные максимумы до 76—77 % находятся в сводовой части. На юге бассейна циркон наблюдается в виде двух полос, вытянутых с северо-запада на юго-восток, почему можно предполагать, что обогащенный цирконом материал поступал с северо-запада.

Гранаты также повсеместно развиты в бобриковских отложениях, но содержания их гораздо ниже. В северо-восточной части максимумы гранатов наблюдаются в восточной, более погруженной зоне. В средней части бассейна максимальные содержания приурочиваются к северо-западной границе, тяготея к северной части Токмовского свода. На юге зоны повышенных содержаний граната расположены в виде вытянутых полос, ориентированных вниз по палеосклону и связанных с северо-западным источником сноса.

Турмалин распространен в значительных количествах, часто превышающих 20 %. В северной части бассейна он встречается в количествах до 40 %, максимальные его содержания концентрируются на Башкирском (до 46 %) и Татарском (до 45 %) сводах. В Волгоградско-Саратовском Поволжье наблюдаются две полосы повышенных концентраций турмалина, содержания минерала в которых достигает 23—24 %.

Рутил образует область больших содержаний (до 16 %), приуроченную к вершине Татарского свода и его склонам. Южнее небольшой ареал наблюдается в Среднем Поволжье. В Волгоградско-Саратовском Поволжье рутил образует разобщенные вытянутые ареалы, ориентированные с северо-запада на юго-восток, содержание минерала в которых достигает 15 %.

Титаносодержащие минералы представлены в значительной мере лейкоксеном и в меньшей мере сфеном, анатазом и брукитом. Лейкоксен в более значительных количествах присутствует

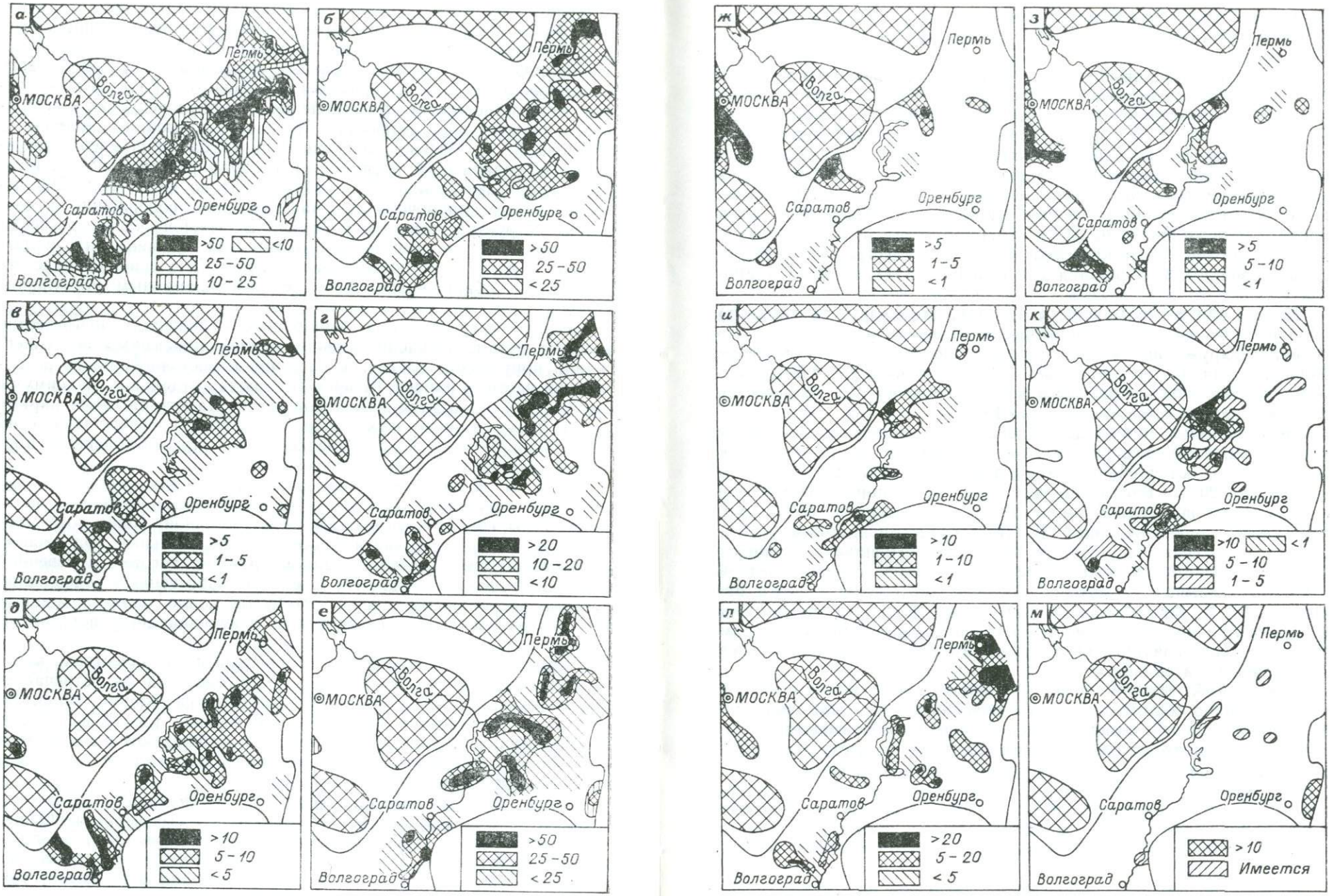


Рис. 22. Распределение терригенных минералов в бобриковских отложениях Волго-Уральской области, %.

а — черные рудные минералы; *б* — циркон; *в* — гранат; *г* — турмалин; *д* — рутил; *е* — лейкоксен; *ж* — дистен; *з* — ставролит; *и* — роговая обманка; *к* — эпидот; *л* — слюды (мусковит, биотит); *м* — шпинель.

в северной части бассейна седиментации, где его концентрации достигают 98 %. Максимальные содержания приурочены к вершинам Пермского и Башкирского сводов, как и черных рудных минералов, в связи с их повышенной плотностью. В центральной части бассейна зона повышенных содержаний простирается вдоль регионального палеосклона. В южной части лейкоксена значительно меньше (до 55—67 %) и приурочен он к восточной части региона — к борту Прикаспийской впадины. Анатаз и брукит встречаются в больших количествах в северной части бассейна, где их концентрация достигает 48 %. Южнее содержания понижаются, и в Волгоградско-Саратовском Поволжье наблюдается один ареал с содержанием до 34 %. Сфен образует отдельные пятна как в северной части бассейна, так и в Волгоградско-Саратовском Поволжье. Содержания его невелики и чаще всего немногим более 1 %.

Метаморфические минералы (дистен, ставролит, силлиманит) образуют скопления, приуроченные к северо-западной части бассейна, обнаруживая связь с платформенным источником сноса. Концентрация дистена достигает 8,4 %, ставролита — 8,5 %; силлиманит, как менее устойчивый при транспортировке, встречается реже и в меньших количествах (до 1,6 %).

Неустойчивые минералы (пироксены, амфиболы, минералы группы эпидота) распространены в северной части бассейна. Здесь наблюдаются концентрации пироксена до 1—2 %, в одном случае до 20 %. Расположение пятен не обнаруживает связи с каким-либо источником сноса. Возможно, пироксен имеет вулканогенное происхождение. В Волгоградско-Саратовском Поволжье пироксены отсутствуют полностью. Амфиболы и эпидот в северной части бассейна концентрируются у северо-западной границы, указывая на интенсивный снос материала с этого направления. В Волгоградско-Саратовском Поволжье максимумы их приурочиваются к юго-восточной части, свидетельствуя о возможном существовании здесь дополнительного источника сноса терригенного материала.

Слюды наблюдаются в значительных количествах в северной части бассейна седиментации, приурочиваясь к его восточной погруженной зоне, к склону Татарского свода. В Волгоградско-Саратовском Поволжье количество их невелико, но достигает значительных содержаний (до 77 %) в северо-западной части.

Из других акцессорных минералов встречается шпинель, в наиболее значительных количествах (до 64 %) она присутствует в юго-восточном районе, в районе Оренбурга, и связана с уральским источником сноса, с ультраосновными и основными изверженными породами.

Породообразующие минералы бобриковских отложений представлены преимущественно кварцем, и только в северо-западной части, примыкающей к границе бассейна, из-за присутствия здесь большого количества обломков пород (иногда до 100 %) и полевых шпатов содержания кварца уменьшаются.

На основании карт распределения минералов была составлена карта ТМП Волго-Уральской области в бобриковское время (рис. 23). В пределах изученной территории было выделено пять ТМП, различающихся минеральными комплексами и количественными содержаниями минералов в них. Очертания этих провинций соответствуют областям развития древних русел рек [Яблоков В. С., 1973].

Первая, Среднекамская, ТМП занимает северную часть территории, соответствующую палеодельте реки, впадающей в Уральское море. Ассоциация минералов отличается высоким содержанием лейкоксена (до 97—98 %) и более низкими концентрациями черных рудных минералов. Из устойчивых минералов присутствует много циркона (до 68 %), гранатов (до 34,5 %), турмалина (до 40 %), рутила (до 7 %). Из титаносодержащих в значительном количестве присутствуют анатаз и брукит (до 48 %), сфен встречается редко (до 1 %). Метаморфические минералы отсутствуют полностью. В небольших количествах наблюдаются пироксены и амфиболы и спорадически эпидот. Содержание слюд выше в восточной части ТМП (до 65 %). Кроме того, для ассоциации минералов этой провинции характерно спорадическое присутствие апатита и корунда. Легкая фракция преимущественно кварцевая, полевые шпаты содержатся в незначительных количествах (до 15 %), обломков пород обычно немного, лишь в одном разрезе их количество достигает 100 %.

Комплекс минералов этой провинции можно назвать лейкоксен-циркон-анатазовым. Материал поступал с Тиманского поднятия, из древних метаморфизованных сланцев, содержавших большое количество титана [Кочетков О. С., 1967 г.].

Вторая ТМП, Нижнекамская, расположена в нижнем течении рек Камы и Белой. Для этой ТМП характерны высокие содержания черных рудных минералов (до 90 %), циркона (до 77 %), турмалина (до 46 %), рутила (до 16 %). Роль титанистых минералов заметно снижается. Из метаморфических минералов появляются дистен (в западной части провинции до 6,8 %), ставролит (до 7,7 %) и силлиманит (до 1,6 %). Для провинции характерно присутствие, иногда в значительных количествах, неустойчивых минералов (пироксенов до 20,7 %, амфиболов до 29,5 % и минералов группы эпидота до 49,1 %). Максимумы содержаний этих минералов наблюдаются на западе провинции. Наиболее высокие концентрации слюдистых минералов (до 74,4 %) приурочены, напротив, к восточной части бассейна. В породах содержится значительное количество корунда (до 39 %). Легкие фракции большей частью кварцевые, но на западной и восточной границах бассейна количество кварца уменьшается за счет увеличения содержаний (иногда до 93 %) полевых шпатов.

В Нижнекамскую ТМП материал поступал, видимо, из двух источников: частично с Камско-Глазовского свода, а частично с северной части Токмовского свода. Тяготение максимумов метаморфических и неустойчивых минералов к западной береговой

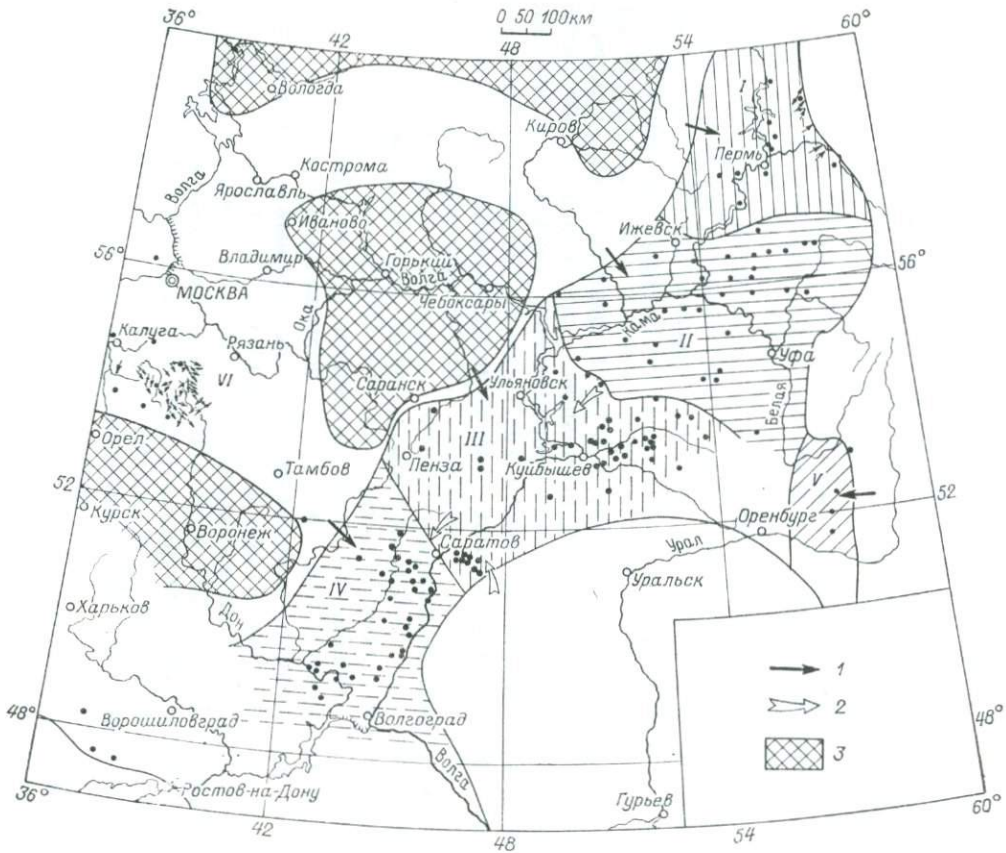


Рис. 23. Карта терригенно - минералогических провинций.

I — Среднекамская; *II* — Нижнекамская; *III* — Средневолжская; *IV* — Нижневолжская, *V* — Оренбургская; *1* — основное направление сноса терригенного материала; *2* — дополнительное направление сноса терригенного материала; *3* — область сноса.

линии свидетельствуют о сносе материала с западного направления. Кроме того, источником сноса служил Татарский свод, с которого поступали продукты разрушения более древних осадочных пород. Благодаря гидравлической сортировке материала наиболее легкие и более плавучие из-за плоской формы зерна слюд выносились в восточную часть бассейна, где существовал, по-видимому, более спокойный гидродинамический режим.

Третья ТМП, Средневолжская, расположена в среднем течении р. Волги, от Казани до Саратова, и частично совпадает с площадью распространения палеодельты реки, впадающей в Уральское море севернее Куйбышева.

Для провинции характерна следующая минеральная ассоциация: большое содержание черных рудных минералов (до 92,3 %) и лейкоксена (до 92,3 %), из устойчивых минералов большим распространением пользуются циркон (до 58,8 %) и рутил (до 14,4 %), содержания граната и турмалина менее значительны. Количества титаносодержащих минералов анатаза и сфена невелико. Метаморфические минералы образуют отдельные максимумы, приуроченные к западной береговой линии бассейна осадконакопления, где содержания дистена и ставролита достигают соответственно 8,4 и 5,1 %. Распределение неустойчивых минералов характеризуется тяготением их максимальных концентраций к юго-восточной части провинции, что указывает на возможность существования здесь местного источника сноса. Слюды и хлориты присутствуют в незначительных количествах. Легкие фракции большей частью кварцевые, полевые шпаты наблюдаются в центральной (до 42,5 %) и юго-восточной частях провинции (до 86,2 %). Повышение роли обломков пород до 100 % наблюдается в районе юго-западного склона Татарского свода.

Исходя из приводимых данных, поступление обломочного материала происходило в основном с северо-запада, со стороны Токмовского свода, где наблюдаются крупные скопления дистена, ставролита, силлиманита, образовавшихся, видимо, за счет разрушения и переотложения древних метаморфических пород. Возможно, некоторое количество обломочного материала сносилось с Татарского свода, вблизи которого наблюдаются ареалы таких минералов, как циркон, лейкоксен, турмалин, рутил. Комплекс этих минералов свидетельствует о том, что на этом участке размывались более древние осадочные породы, возможно девонского возраста. Еще один дополнительный источник сноса отмечается в юго-восточной части провинции, где наблюдаются ареалы повышенных содержаний неустойчивых минералов. Юго-восточный источник сноса предполагается также Л. П. Съестновой, которая указывает на наблюдающееся в этом районе увеличение размеров обломочных частиц, уменьшение окатанности зерен, присутствие крупных зерен неокатанного регенерированного граната и свежих зерен роговой обманки. Юго-восточный источник сноса отмечается для верейского времени и башкирского века

[Елина Л. М. и др., 1970 г.], возможно, что в бобриковское время этот источник сноса уже начал свое существование.

Четвертая ТМП, Нижневолжская, расположена в юго-западной части бобриковского бассейна осадконакопления. Минеральный комплекс ее характеризуется высокими содержаниями черных рудных минералов (до 65 %), концентрирующимися в центральной части провинции, и лейкоксена (до 57 %) в ее юго-восточной части. Содержание устойчивых минералов достаточно высоко (циркона до 67, гранатов до 12, турмалина до 61, рутила до 12 %). Титанистые минералы содержатся в количестве до 34,8 (анатаз) и 1,7 % (сфен). На западе провинции наблюдается повышенное содержание дистена (до 2 %) и ставролита (до 8,5 %), свидетельствующее о приносе этих минералов со стороны Восточно-Европейской платформы. Из неустойчивых минералов в небольших количествах присутствуют амфиболы (до 8,4 %) и эпидоты (до 9 %), тяготеющие большей частью к северо-западной части провинции, пироксены отсутствуют полностью. Слюды и хлорит распространены в северной части провинции. Легкие фракции кварцевые в центральной части бассейна и с примесью полевых шпатов (до 17 %) в северо-восточной и юго-западной частях. Обломки пород встречаются в повышенных количествах на северо-западе и востоке, где их концентрации увеличиваются до 58,3 и 92,3 %.

Судя по составу и распределению минералов, поступление материала происходило с северо-запада, со стороны Восточно-Европейской платформы, откуда приносились устойчивые, метаморфические минералы и эпидот. Этот комплекс минералов характерен для переотложенных осадочных пород. В. С. Яблоков [1973] предполагал наличие на этой территории дельты палео-Оки, которая и могла приносить с Восточно-Европейской платформы перемытый обломочный материал.

Для сравнения автором было проведено изучение минералогического состава бобриковских отложений Тульской и Московской областей (*VI*). Для минеральных ассоциаций в бобриковских отложениях этого района характерно присутствие большого количества черных рудных (до 82 %) и устойчивых минералов (циркона до 38,7, гранатов до 16, турмалина до 12,6, рутила до 11 %). Метаморфические минералы, очень характерные для этих отложений, присутствуют в количествах до, %: дистен — 12,5, ставролит — 17, силлиманит — 1,6. Из неустойчивых минералов наблюдаются амфиболы (до 12,8 %), в меньшем количестве эпидот (до 6,7 %). Легкие фракции преимущественно кварцевые, содержание полевых шпатов в них не превышает 29,4 %, обломки пород чаще всего отсутствуют. Как видно из приведенного списка, наиболее характерными для этой ассоциации являются метаморфические минералы. Источником их были, по-видимому, древние метаморфические толщи Балтийского щита, продукты разрушения которых выносились на юго-восток, неоднократно переотлагаясь, а также Воронежского свода.

В юго-восточной части бобриковского бассейна осадконакопления выделяется еще одна ТМП (Оренбургская), охарактеризованная совершенно иным набором минералов. Здесь достаточно много черных рудных минералов (до 47,1 %), лейкоксена (до 26 %), количество устойчивых минералов невелико (циркон до 10,5, гранаты до 12, турмалин до 1,5, рутил до 2 %). Метаморфические минералы отсутствуют. Наиболее характерна шпинель (до 64 %); этот минерал является ведущим в уральской ассоциации минералов. Он образуется при разрушении основных и ультраосновных магматических пород. В эту провинцию обломочный материал поступал с Уральских островных поднятий.

Таким, образом, поступление обломочного материала в бобриковский бассейн происходило в основном с северо-запада. В северной части бассейна в этом направлении передвигался материал с комплексом минералов, характерных для тиманского фундамента, обогащенный титансодержащими минералами, в южной части сносился платформенный материал, содержащий комплекс устойчивых и метаморфических минералов. Менее значительные количества материала поступали с поднятий, существовавших в бобриковское время на территории Волго-Уральской области (Татарский свод, Саратовский свод). С внутренних поднятий поступали ассоциации минералов, характеризующиеся набором устойчивых разностей, образовавшихся в результате переотложения более древних пород. Дополнительным источником сноса служило проблематическое поднятие, существовавшее в северо-западной части Прикаспийской впадины, которое поставляло материал с юго-запада. Только в самой юго-восточной части изученной территории чувствуется влияние уральского источника сноса, с поднятий которого происходил снос материала с комплексом минералов, характерным для продуктов размыва основных и ультраосновных магматических пород.

Терригенно-минералогическое картирование, проведенное для бобриковских отложений Волго-Уральской области, в комплексе с другими литологическими исследованиями позволило подтвердить существование в это время на территории Волго-Уральской области и Восточно-Европейской платформы Рязано-Саратовской палеореки.

Глава 10

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ КОЭФФИЦИЕНТЫ

Кроме картирования распределения терригенных минералов при палеогеографических реконструкциях целесообразно применять изучение минералогических коэффициентов — парных отношений минералов с различными свойствами. Минералогические коэффициенты использовались ранее В. П. Казариновым

[1969 г.], А. П. Сиговым [1960 г.], М. Г. Бергером и др. [1979]. Картирование минералогических коэффициентов имеет целый ряд преимуществ перед картированием отдельных минералов: 1) они могут применяться при сравнении анализов, выполненных по несколько разным методикам, так как отношения минералов остаются независимо от этого постоянными; 2) поскольку содержания минералов измеряются в замкнутой системе 100 %, привнос или разрушение какого-либо одного минерала искажает содержания других минералов, в то время как их отношения (коэффициенты) остаются постоянными.

Для разных регионов и разных пород могут применяться различные минералогические коэффициенты, в зависимости от ассоциаций присутствующих в них минералов. В этой главе рассматриваются примеры применения минералогических коэффициентов при палеогеографических реконструкциях для девонских отложений Прибалтики (рис. 24) и Тимано-Печорской провинции (рис. 25).

При изучении минерального состава пород пярнуской серии Прибалтики мы использовали три группы коэффициентов. Во-первых, это коэффициенты источников сноса (петрофондовые по М. Г. Бергеру и др. [1979]), к которым были отнесены отношения циркон : рутил (1), циркон : гранаты (2), циркон : турмалин (3), турмалин : рутил (4), циркон : (дистен + ставролит) (5). Это отношения минералов, характерных для кристаллических пород разного происхождения: если циркон чаще связан с гранитоидными изверженными породами, то гранаты, дистен, ставролит имеют метаморфическое происхождение. Кроме того, в различных комплексах изверженных пород могут встречаться различные соотношения акцессорных минералов, которые отражаются в продуктах их разрушения. Коэффициенты источников сноса указывают на разные комплексы пород, размывавшихся в областях сноса. Поэтому коэффициенты 1—5 позволяют выделять минералогические комплексы, связанные с разными областями сноса.

Вторая группа коэффициентов — тектонических — включает соотношения пар минералов с различной плотностью. Тектоническими они называются потому, что вследствие механической дифференциации, согласно данным Г. А. Каледы [1969 г.], на вершинах конседиментационных структур концентрируются более тяжелые минералы, а на их склонах — более легкие. Поэтому изучение соотношений пар минералов с различной плотностью может дать указания на местоположение конседиментационных структур. К тектоническим коэффициентам можно отнести отношения таких пар минералов, как циркон : апатит (6), циркон : : слюды (7), рудные минералы : турмалин (8), рудные минералы : : слюды (9), кварц : слюды (10).

Третья группа коэффициентов — седиментационных — отражает условия отложения осадков, дальность их переноса и степень зрелости. Для этого сопоставляются пары устойчивых и неустойчивых в процессе химического выветривания, переноса и переот-

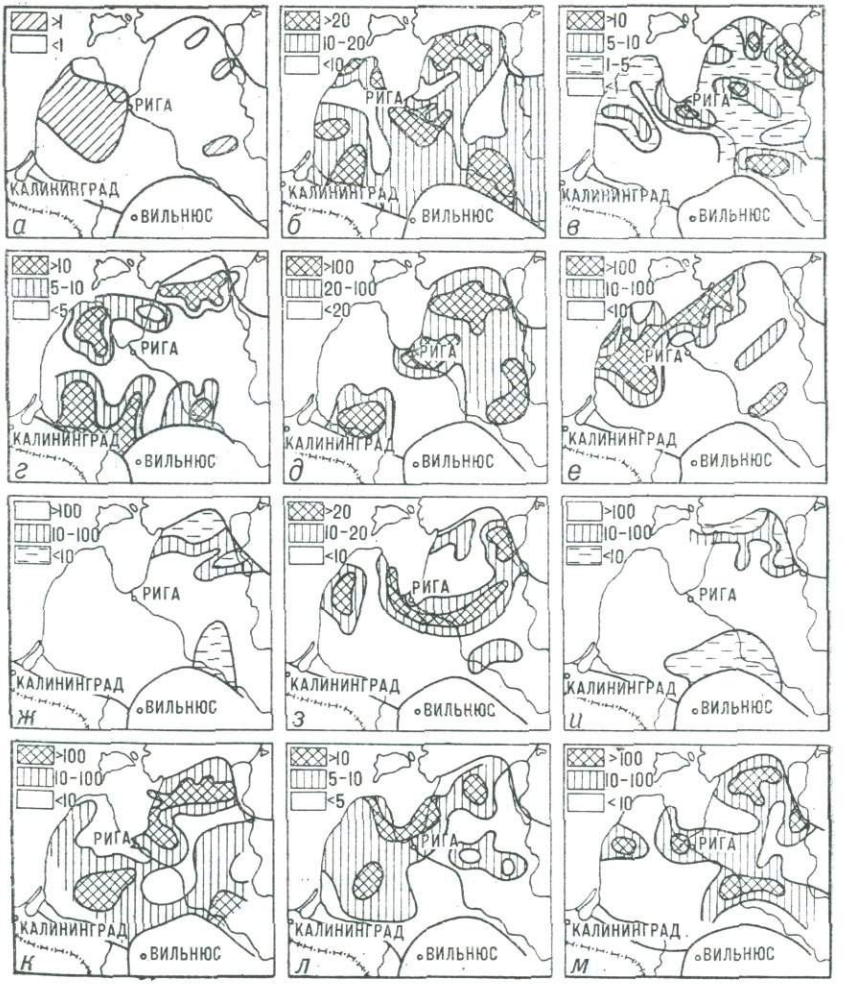


Рис. 24. Распределение значений минералогических коэффициентов в пярнуских отложениях Прибалтики.

а — циркон : гранат; *б* — циркон : рутил; *в* — циркон : турмалин; *г* — турмалин : рутил; *д* — циркон : (дистен+ставролит); *е* — циркон : апатит; *ж* — циркон : слюды; *з* — рудные : турмалин; *и* — рудные : слюды; *к* — кварц : слюды; *л* — кварц : полевые шпаты; *м* — циркон : (пироксены+амфиболы+эпидот).

ложения минералов. Такие коэффициенты представлены отношениями циркон : (пироксены + амфиболы + эпидот) (11), кварц : : полевые шпаты (12). Чем выше зрелость и переработанность осадков, тем выше значения этих коэффициентов.

В распределении значений коэффициента циркон : гранаты в пярнуских отложениях Прибалтики наблюдается ярко выраженная закономерность: в западной части они всегда выше 1 и достигают 109, т. е. содержание циркона всегда выше, чем гранатов.

В восточной провинции значения этого коэффициента редко превышают 1 и чаще всего составляют 0,1—0,8, т. е. содержания гранатов больше по сравнению с содержаниями циркона. Такое распределение значений коэффициента свидетельствует о разнице пород в источнике сноса: если на западе они обогащены цирконом, то на востоке в них преобладает гранат. Возможно, размывались разные комплексы гранитоидных пород или на востоке материал приносился из метаморфических толщ, обогащенных гранатом. В южной провинции значения коэффициента низкие и составляют доли единицы.

Распределение значений коэффициента циркон : рутил более сложно: в восточной части повышение его значений наблюдается севернее Валмиеро-Локновских поднятий, достигая бесконечности, т. е. циркона здесь неизмеримо больше, чем рутила. Такая же приуроченность к северо-западной части высоких значений наблюдается и в западной провинции, где значения коэффициента достигают 287,5. К югу и юго-востоку значения коэффициента падают, а в южной провинции снова повышаются до бесконечности. Такое распределение коэффициента и повышение его значений в центральной части бассейна можно объяснить процессами дифференциации минералов при переносе и отложении. Рутил обычно связан с наиболее зрелыми осадками, формирующимися в центральных частях бассейнов.

Распределение коэффициента циркон : турмалин имеет пятнистый характер. В общем его значения выше в восточной провинции, где они достигают 80 на Прибалтийском мегавале. В южной провинции значения коэффициента падают ниже 1, т. е. содержания турмалина выше, чем в северных областях.

В распределении коэффициента турмалин : рутил отражается приуроченность его более высоких значений к областям сноса в области как Балтийского щита, так и Белорусско-Мазурской антеклизы. В восточной и южной провинциях его значения достигают бесконечности, а в западной — 204,5. Определенную роль играет здесь гидравлическая сортировка материала: в более крупнозернистых породах, примыкающих к областям сноса, больше гидравлически крупного турмалина, а в центральных частях бассейна седиментации преобладает рутил, который связан обычно с наиболее мелкозернистой частью гранулометрического спектра.

Для коэффициента циркон : (дистен + ставролит) характерно повышение его значений в восточной и южной провинциях и понижение в западной провинции. Это еще раз подтверждает, что в западную провинцию поступал материал, обогащенный метаморфическими минералами из древних метаморфических толщ Балтийского щита.

Следующая группа коэффициентов — тектонических — представляет собой соотношения минералов с различной плотностью. Коэффициент циркон : апатит включает тяжелый минерал циркон (4,7 г/см^3) и апатит (3,0 г/см^3). Он достигает больших значений

в западной, более погруженной части бассейна, в восточной провинции более высокие значения приурочены к склонам Валмиеро-Локновских поднятий, на вершине которых они понижаются, т. е. содержание апатита здесь наиболее значительно.

Коэффициент рудные минералы : турмалин представляет собой соотношение тяжелых рудных минералов (с плотностью 5,0 г/см^3) и турмалина (3,0 г/см^3). В восточной части провинции полоса повышенных значений коэффициента (более 10) окаймляет зону Валмиеро-Локновских поднятий, на вершине которых значения коэффициента понижаются, т. е. на вершине концентрируется более легкий турмалин, а на склонах — более тяжелые рудные минералы.

Коэффициент рудные минералы : слюды почти на всей территории имеет наиболее высокие значения, равные бесконечности, т. е. слюды отсутствуют. Более низкие значения коэффициента (до 1,3—1,9) наблюдаются вблизи от береговых линий на склоне Балтийского щита и вблизи Белорусско-Мазурской антеклизы, т. е. гидравлически более крупные минералы концентрируются вблизи береговых линий.

Коэффициент кварц : слюды представляет собой отношение двух минералов легкой фракции — более тяжелого кварца и более легкой и плавучей слюды. Наблюдается приуроченность пониженных значений этого коэффициента к более приподнятым участкам — Валмиеро-Локновским поднятиям, Лиепайско-Салдусским поднятиям. Здесь значения коэффициента понижены за счет увеличения содержания слюд.

Последняя группа коэффициентов — седиментационных — указывает на степень механической и химической переработанности осадков в процессе переноса и отложения.

Коэффициент кварц : полевые шпаты представляет собой отношение устойчивого при химическом выветривании и переносе кварца к неустойчивым при воздействии этих агентов полевым шпатам. Зона повышенных значений коэффициента наблюдается в северо-западной части бассейна, указывая, что с этого направления поступал достаточно зрелый, переработанный материал, обогащенный кварцем. В зоне Валмиеро-Локновских поднятий значения коэффициента падают ниже 10. Наименьшие значения коэффициента (2—3) наблюдаются вблизи Белорусско-Мазурской антеклизы, откуда поступал, очевидно, материал, обогащенный полевыми шпатами.

Коэффициент циркон : (пироксены + амфиболы + эпидот) представляет собой отношение наиболее устойчивого минерала тяжелой фракции циркона к группе неустойчивых минералов. Высокие значения этого коэффициента наблюдаются в восточной провинции, вблизи от Балтийского щита, откуда поступал, очевидно, хорошо переработанный зрелый материал. Южнее значения повышаются в зоне Валмиеро-Локновских поднятий, а затем достигают максимальных значений на юге Латвийской седловины. Очевидно, материал перерабатывался в результате переноса.

Вблизи от Белорусско-Мазурской антеклизы значения снова становятся ниже (до 9,4), что указывает на привнос неустойчивых минералов. В западной провинции на севере значения коэффициента высокие, а на юге низкие, иногда даже менее 1, что указывает на поступление в эту провинцию переработанного материала и привнос неустойчивых минералов с юга.

Изучение распределения значений минералогических коэффициентов дало определенные результаты для оценки палеогеографической обстановки накопления отложений пярнуской свиты Прибалтики. Коэффициенты источников сноса демонстрируют разницу минерального состава материала, поступавшего в западную и восточную провинции пярнуского бассейна Прибалтики. Особенно ярко это проявляется в значениях коэффициентов циркон : гранаты, циркон : (дистен + ставролит), а существование южного источника сноса в районе Белорусско-Мазурской антеклизы подчеркивается распределением значений коэффициента турмалин : рутил.

Распределение значений тектонических коэффициентов не совпадает с представлениями о скоплении на вершинах сводов наиболее тяжелых минералов. В данном случае на вершинах сводов наблюдается повышение значений коэффициентов, в числителе которых помещены более тяжелые минералы, а в знаменателе — более легкие. Следовательно, по нашим данным на вершинах сводов концентрируются более гидравлически крупные минералы (турмалин, слюды). Имеется такая же приуроченность гидравлически более крупных минералов к береговым линиям бассейнов седиментации.

В распределении седиментологических коэффициентов кварц : : полевые шпаты и циркон : (пироксены + амфиболы + эпидот) наблюдаются общие закономерности. Наиболее зрелый материал приурочивается к северо-западному борту восточной провинции, показывая на поступление сюда зрелого материала с Балтийского щита. На Валмиеро-Локновских поднятиях значения коэффициента циркон : (пироксены + амфиболы + эпидот) понижаются, возможно, за счет поступления неразложенного материала, связанного с проявлениями вулканизма. Еще одна зона пониженных значений коэффициентов приурочена к Белорусско-Мазурской антеклизе, с которой происходил привнос свежего материала с неустойчивыми минералами. В западную провинцию, судя по значениям коэффициентов, материал поступал более зрелый, чем в восточную.

Следовательно, применение минералогических коэффициентов может дополнить данные по терригенно-минералогическому картированию.

Более детальные карты распределения значений минералогических коэффициентов строились для среднедевонских продуктивных отложений юго-западной части Тимано-Печорской провинции (рис. 25). Здесь исследовались три коэффициента: два тектони-

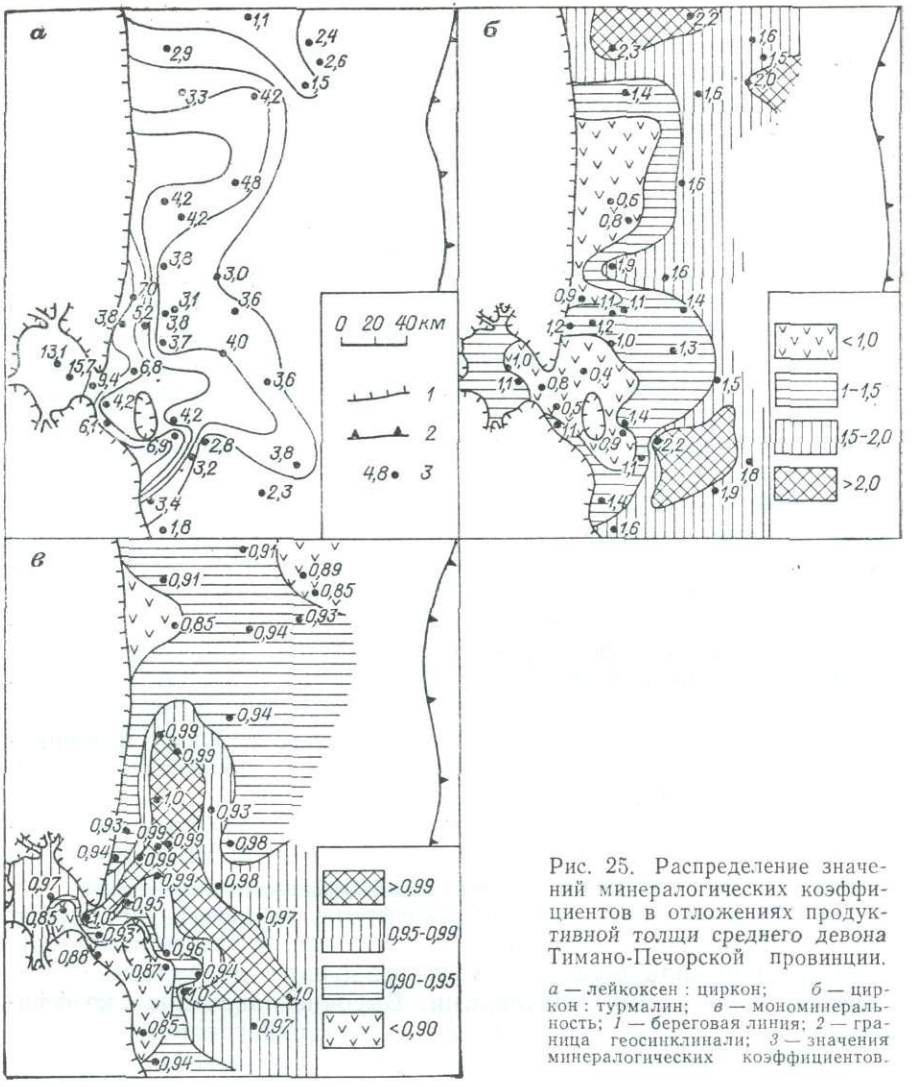


Рис. 25. Распределение значений минералогических коэффициентов в отложениях продуктивной толщи среднего девона Тимано-Печорской провинции.

а — лейкоксен : циркон; *б* — циркон : турмалин; *в* — мономинеральность; *1* — береговая линия; *2* — граница геосинклинали; *3* — значения минералогических коэффициентов.

ческих (лейкоксен : циркон и циркон : турмалин) и один седиментационный (коэффициент мономинеральности).

Среднедевонские отложения Тимано-Печорской провинции являются наиболее изученным объектом в связи с их региональной нефтеносностью. Мощности их увеличиваются к востоку, в сторону Уральской геосинклинали, достигая 600—700 м, и уменьшаются к западу до полного выклинивания. Изучение фациальной природы осадков в зоне выклинивания имеет большое практическое значение, поскольку с ней связаны ловушки литологического типа.

По данным дробного гранулометрического анализа среднедевонских отложений Тимано-Печорской впадины, проведенного Г. Ф. Рожковым и В. Т. Биккениным, на изученной территории существовала крупная речная дельта, которая примерно на 50 км вдавалась в море. В районе г. Ухты наблюдаются осадки с гранулометрическим составом, свойственным аллювиальным отложениям, который указывает на речное происхождение. В районе Верхнеодесской площади река поворачивает на восток и при впадении в море образует хорошо выраженную авандельту, которая веером расширяется в сторону открытого моря. За пределами авандельты вдоль береговой линии Тиманской палеосуши располагаются застойные зоны, в которых образовывались прибрежно-морские отложения. Внутри дельты существовало локальное Буркемское палеоподнятие, которое фиксируется по отсутствию отложений.

Как уже указывалось, для среднедевонских отложений изучались три коэффициента — лейкоксен : циркон, циркон : турмалин и коэффициент мономинеральности. Первые два коэффициента — тектонические, отражающие отношения минералов различной плотности (лейкоксен — 3—3,5, циркон — 4,7, турмалин — 3,0 г/см^3). Лейкоксен и турмалин — гидравлически крупные минералы, встречающиеся в крупнозернистых фракциях и крупнозернистых осадках, формирующихся в более гидродинамически активной прибрежной обстановке. Циркон же гидравлически мелкий минерал, кроме того, весьма устойчивый, концентрируется в более глубоких частях бассейнов. В связи с этими особенностями минералов значения коэффициента лейкоксен : циркон должны увеличиваться к береговой линии и на вершинах конседиментационных структур, значения же коэффициента циркон : турмалин — увеличиваться с удалением от береговой линии и от вершин конседиментационных поднятий.

Наиболее высокие значения коэффициента лейкоксен : циркон (13—16) отмечаются в Ухтинской провинции, в дельте палеореки, которая приносила большой объем осадочного материала, обогащенного титанистыми минералами. Высокие значения коэффициента (5—7) наблюдаются также у западной границы бассейна в пределах авандельты. На востоке значения коэффициента падают до 2—3. На севере они также ниже, в районе Южной Лыжи уменьшаются до 1,1, а на Печоргородской и Печоро-Кожвинской площадях снова возрастают до 2,4—2,6, указывая на привнос материала с северо-востока.

Совершенно противоположная тенденция наблюдается в распределении значений коэффициента циркон : турмалин. Наименьшие его значения приурочены к самой западной границе бассейна, где они ниже единицы. Вокруг Буркемского поднятия наблюдается область пониженных значений коэффициента, что подчеркивает его конседиментационный характер. К востоку значения растут, достигая 2,2.

Седиментационный коэффициент мономинеральности отражает степень зрелости терригенных пород-коллекторов, значения его определяются содержанием кварца в легкой фракции (100 % кварца соответствуют значению коэффициента 1,0). Наиболее высокие значения коэффициента мономинеральности наблюдаются в южной части бассейна, удаленной от береговой линии. Вблизи западной суши Тимана значения коэффициента ниже, особенно в самой южной части (0,85), где размывались, по-видимому, более основные породы. Такое распределение коэффициента указывает на переработку материала во время переноса и выпадение менее стойких разностей в процессе переноса. В северной половине бассейна значения коэффициента ниже, особенно в краевых частях, куда поступал свежий материал.

Изучение значений минералогических коэффициентов в Тимано-Печорской провинции может быть использовано для суждения о приближении к линии выклинивания терригенных коллекторов. Если это выклинивание литологическое, то оно должно совпадать с береговой линией бассейна. Поэтому значения коэффициентов лейкоксен : циркон, циркон : турмалин и мономинеральности, закономерно изменяющиеся с приближением к береговой линии, могут дать указания на приближение к линии выклинивания.

Таким образом, минералогические коэффициенты могут быть использованы для детализации терригенно-минералогических построений, выявления положения конседиментационных структур, определения степени зрелости терригенных коллекторов и оконтуривания линии их выклинивания.

Глава 11

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОВ

Понятие о типоморфизме минералов было введено А. Е. Ферсманом [1953 г.], который считал, что типоморфизм проявляется «в химическом составе, в содержании изоморфных подмесей, в кристаллическом облике или полиморфной модификации, точнее, во всем комплексе морфологических особенностей».

В литологии типоморфизм минералов понимается несколько шире. Это комплекс характерных признаков минералов, которые могут использоваться при корреляции разрезов, палеогеографических реконструкциях и изучении постседиментационных процессов. Типоморфные признаки могут быть разделены на исходные, образовавшиеся при кристаллизации минералов в материнских породах (кристаллическая структура, цвет, плотность, плеохроизм, характер включений и т. д.), приобретенные в процессе переноса и отложения осадков (окатанность, характер по-

верхности) и возникшие при постседиментационных процессах (корродированность, регенерация и т. д.).

При палеогеографических реконструкциях изучение типоморфизма минералов имеет первостепенное значение и дает иногда более достоверную информацию, чем количественный подсчет зерен минералов.

Основные типоморфные признаки минералов изучаются под микроскопом, в последнее время в связи с появлением новых приборов возникла возможность изучать их плотность (градиентная трубка), окатанность (вибросепаратор), диэлектрическую проницаемость и т. д.

Как уже указывалось, кварц, как наиболее распространенный минерал осадочных пород, издавна изучался многими исследователями, которые выделяли различные типоморфные группы этого минерала. Наиболее распространенной методикой изучения типоморфизма кварца является методика Г. Г. Леммлейна и В. С. Князева [1951]. Согласно этой методике кварц разделяется по характеру включений и их распределению в зернах, а также по другим признакам на восемь типоморфных групп: 1) трещиноватый, 2) с крупными включениями, 3) с игольчатыми включениями, 4) полупрозрачный, 5) непрозрачный, 6) без включений, 7) опалесцирующий, 8) регенерированный.

Типоморфные особенности кварца изучались ранее разными авторами: Л. П. Гмид [1952 г.] для чокракских отложений Кавказа, К. Ф. Коротковой [1960 г.] для палеоцена Кавказа, Н. А. Михайловой [1964 г.] для девонских отложений Приуралья и т. д.

Чтобы оценить применимость метода изучения типоморфных особенностей кварца для палеогеографических реконструкций, мы провели исследование типоморфизма кварца для отложений различного возраста разных регионов, в том числе в платформенных отложениях (тортон юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы, ергенинская свита этой же платформы) [Окнова Н. С., 1969 г.], в альбских отложениях Прикаспийской впадины [Геращенко И. Л., Окнова Н. С., 1971 г.], в калигрекских отложениях Таджикской депрессии [Окнова Н. С., Рожков Г. Ф., 1971 г.] и в альбских отложениях Ферганской впадины. Проведенное изучение дало возможность выявить характер изменения типов кварца в различных тектонических условиях и дать оценку применимости метода для палеогеографических реконструкций.

Кварц изучался под бинокуляром во фракции 0,25—0,5 мм в жидкости с показателем преломления, равным показателю преломления кварца. При значительных примесях некварцевого материала изучение производилось под поляризационным микроскопом, при этом зерна просматривались как в отраженном, так и в проходящем свете. Полевые шпаты отделялись по показателю преломления, а обломки пород — по кристаллическому строению.

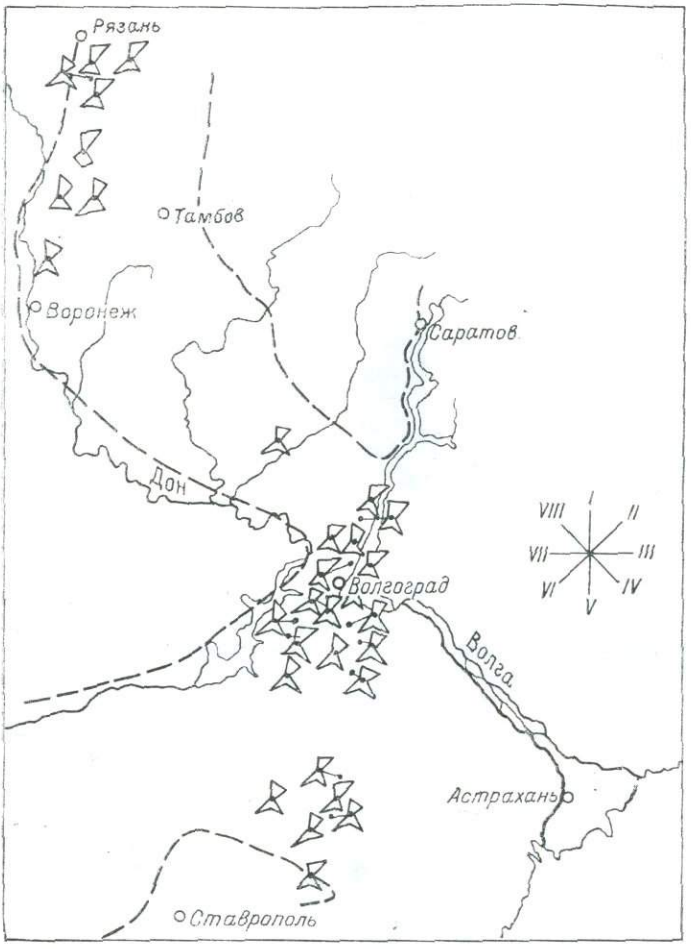


Рис. 26. Распространение ассоциаций типов кварца в отложениях ергенинской свиты Восточно-Европейской платформы.

Ассоциации типов кварца: *I* — трещиноватый, *II* — с крупными включениями, *III* — с игольчатыми включениями, *IV* — полупрозрачный, *V* — непрозрачный, *VI* — без включений, *VII* — опалесцирующий, *VIII* — регенерированный.

Здесь приводятся только два примера изучения кварца — для платформенных отложений ергенинской свиты Восточно-Европейской платформы (рис. 26) и для калигрекских отложений Таджикской депрессии (рис. 27, 28).

Платформенные отложения ергенинской свиты (рис. 26) содержат однообразную, сохраняющуюся по площади ассоциацию типов кварца, для которой характерны: высокое содержание кварца с крупными включениями (25,4 %), без включений (22,4 %) и трещиноватого (22,0 %); среднее содержание полупрозрачного кварца (18,8 %); небольшое содержание кварца

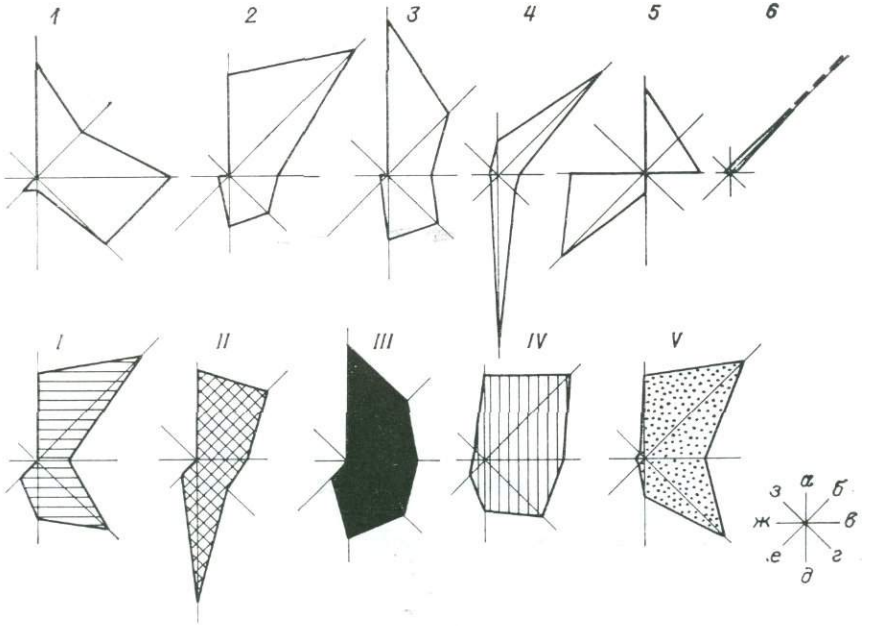


Рис. 27. Ассоциации типов кварца в палеозойских гранитах (*1—4*), гнейсе (*5*), метасланце (*6*) и калигрекских песчано-алевритовых породах (*I—V*). Содержания типов кварца: *а* — трещиноватого, *б* — с крупными включениями, *в* — с субмикроскопическими включениями, *г* — полупрозрачного, *д* — непрозрачного, *е* — прозрачного, *ж* — с игольчатыми включениями, *з* — опалесцирующего.

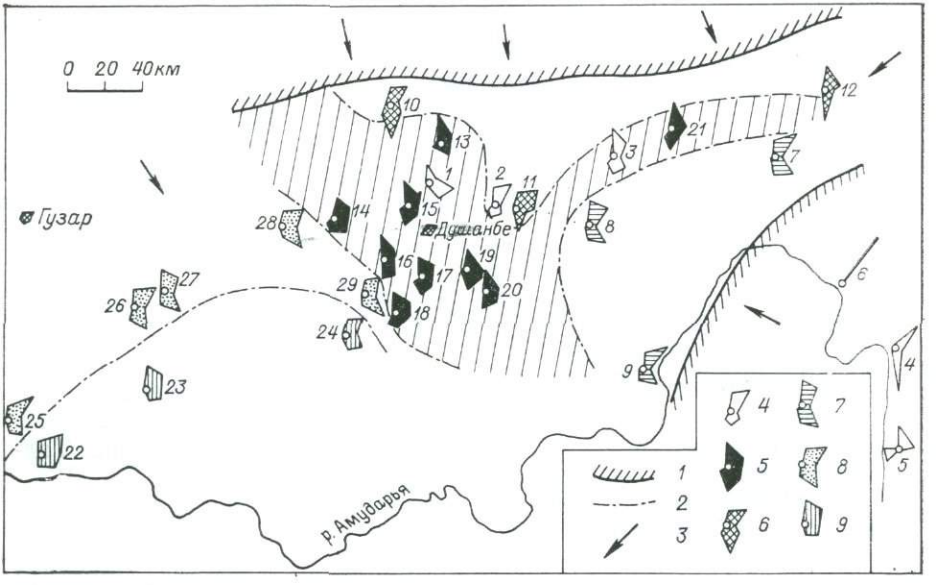


Рис. 28. Ассоциации типов кварца в отложениях калигрекской свиты Таджикской депрессии и палеозойских породах ее обрамления.

1 — граница бассейна седиментации; *2* — граница распространения определенных ассоциаций типов кварца; *3* — направление сноса терригенного материала; *4—9* — ассоциации типов кварца.

с игольчатыми включениями (1,3 %) и опалесцирующего (1,8 %) и почти полное отсутствие регенерированного кварца. Эта ассоциация сохраняется на огромном пространстве Восточно-Европейской платформы от Рязани до Ставрополья.

На основании изучения кварца в платформенных отложениях было сделано заключение, что для этих отложений характерна выдержанная и не изменяющаяся по площади ассоциация типов кварца.

Совершенно противоположная картина наблюдается в отложениях Ферганской и Таджикской депрессий, где на территории впадин выделяется несколько ассоциаций типов кварца. При изучении кварца в Таджикской депрессии было проведено сравнение кварца из алеврито-песчаных пород с кварцем из кристаллических пород палеозойского обрамления депрессии. Из пород палеозойского обрамления были изучены образцы гранита, гнейса и метасланца. Граниты южного склона Гиссарского хребта (рис. 27) имеют различные ассоциации типов кварца. Гранит района с. Варзоб отличается большим содержанием кварца с субмикроскопическими включениями (30 %) и трещиноватого кварца (26,4 %). Гранит района с. Рамит характеризуется повышенным содержанием кварца с крупными включениями (40,7 %), представленными цирконом, турмалином, биотитом. В районе Комсомолабада гранит содержит большое количество трещиноватого кварца (37,5 %) и кварца с крупными включениями (20,0 %). Общей чертой кварца всех этих гранитов является их обогащенность трещиноватым кварцем.

В палеозойских породах Памира был изучен кварц из гранита, гнейса и метасланца (рис. 27). Гранит района с. Рушан отличается высоким содержанием непрозрачного кварца (44,5 %) и кварца с крупными включениями (36,8 %), представленными цирконом, турмалином, биотитом и другими минералами. Для гнейса докембрийской метаморфической толщи Южного Памира (с. Хорог) оказалось характерным высокое содержание кварца с игольчатыми включениями (17,2 %), представленными длиннопризматическими кристалликами и тонкими иголками бесцветного циркона, а также повышенным содержанием кварца без включений (27,2 %). Кварц из филлитовидного сланца района с. Похшарв представлен почти исключительно (97,0 %) зернами с крупными включениями, сложенными бурым биотитом в виде округлых пластинок, призмочками турмалина, округлыми зернами рудных минералов.

Кварц из песчано-алевритовых пород калигрекской свиты разделяется на пять ассоциаций. Кварц первой ассоциации приурочен к юго-восточной части депрессии и характеризуется высоким содержанием (до 38,3 %) кварца с крупными включениями и относительно большим количеством прозрачного кварца без включений (до 6,1 %) при относительно низком содержании кварца трещиноватого (в среднем 18,6 %) и с субмикроскопическими включениями (в среднем 6,1 %). Повышенные содержания

кварца с включениями прозрачного биотита можно объяснить образованием этих разновидностей за счет разрушения метаморфических толщ Памира. Кроме того, среди зерен кварца с игольчатыми включениями наблюдаются зерна с тонкопризматическими кристалликами циркона, характерными для изученных гнейсов.

Вторая ассоциация типов кварца характеризуется наиболее высокими содержаниями непрозрачного кварца (до 39,1 %). Эта ассоциация тяготеет к северной части депрессии и расположена вблизи южных отрогов Гиссарского хребта, породы которого служили источником терригенного материала.

Третья ассоциация отличается высоким содержанием трещиноватого кварца (до 30,6 %), характерного также для изученных гранитов Гиссарского хребта. Эта ассоциация приурочена к центральной части Душанбинского прогиба и связана, видимо, с размывом гранитов большой Гиссарской интрузии.

Четвертая ассоциация типов кварца содержит наиболее значительное количество кварца с субмикроскопическими включениями (до 21,3 %). Приурочена она к юго-западной части депрессии, снос материала в которую, судя по направлениям донных течений [Рожков Г. Ф., 1964 г.], происходил с юго-запада.

Пятая ассоциация тяготеет к северо-западной части депрессии и отличается наибольшим содержанием полупрозрачного кварца (до 26,2 %) при относительно низком содержании трещиноватого (в среднем 18,4 %) и непрозрачного (в среднем 8,8 %) кварца и кварца без включений (в среднем 2,3 %). Снос материала в эту часть бассейна происходил с северо-запада.

Регенерированный кварц изучался отдельно, поскольку его образование связано с вторичными процессами. Наибольшее его содержание приурочено к сочленению Яванского и Вахшинского антиклинориев, где количество его достигает 6—8 %. С приближением к береговой линии содержание регенерированного кварца падает, и вблизи от нее он отсутствует совсем. Небольшое увеличение количества регенерированного кварца (до 2 %) наблюдается и в юго-западной части Душанбинского прогиба.

Была проведена математическая обработка данных по программе, составленной в ЦНИГРИ В. А. Новиковым, методом дискриминантного анализа. Согласно этому методу проводилось сравнение признаков, под которыми понимались типоморфные разновидности кварца. Рассматривалось восемь признаков кварца по числу типоморфных групп. Сравнение было проведено как для ассоциаций типов кварца кристаллических пород обрамления, так и для пяти ассоциаций типов кварца песчано-алевритовых отложений. Данные по сравнению сведены в табл. 13. Из таблицы видно, что наиболее близок к кварцу коренных источников кварц I и II групп, который резко отличается от кварца III, IV и V групп. Среди последних наиболее «перемешан» кварц IV группы.

Интерпретация цифр неоднозначна. Большая перемешанность может быть связана либо с близким расположением друг к другу кварцсодержащих коренных источников, либо с большей длиной

ТАБЛИЦА 13

Сравнение признаков кварца кристаллических пород обрамления и песчаников калигрекской свиты Таджикской депрессии

Порода	Число образцов	Доля крайних интервалов, %		
		минимальная	максимальная	всего
Граниты Гиссарского хребта	3	40,62	12,50	53,12
Кристаллические породы Памира	3	—	—	77,00
Ассоциации типов кварца в осадочных породах калигрекской свиты:				
I	3	25,00	4,17	29,17
II	3	12,50	8,33	20,83
III	9	2,70	1,39	4,17
IV	3		Отсутствует	
V	5	Отсутствует	2,50	2,50
В целом	23	5,98	2,72	8,70

пути переноса, когда в несущую речную артерию вливается много притоков, либо многократным переотложением материала в процессе многих седиментационных циклов. Более вероятным можно считать последнее объяснение.

Затем было проведено изучение значимости признаков, полученных при сравнении кварца гранитов со средними цифрами по кварцу (табл. 14). Наибольшие различия наблюдаются (по сумме коэффициентов в порядке убывания) по следующим признакам: непрозрачность и трещиноватость, опалесценция, игольчатые включения, прозрачность. Из этой последовательности следует, что наиболее информативными в данном случае являются непрозрачный и трещиноватый кварц.

ТАБЛИЦА 14

Значимость отдельных признаков кварца

Признак	Из гранитов	Из песчаников
Непрозрачность	50	—
Полупрозрачность	25	8,70
Трещиноватость	50	—
Опалесценция	100	4,35
Игольчатые включения	75	17,39
Крупные включения	25	17,39
Отсутствие включений (прозрачность)	50	13,04
Субмикроскопические включения	25	8,70

Метод Г. Г. Леммлейна и В. С. Князева прост и удобен тем, что не требует специальной аппаратуры и может применяться в любой петрографической лаборатории.

Более точным методом изучения типоморфизма кварца является метод исследования его плотности в градиентной трубке, предложенный М. Я. Кацем [1966]. Сконструированная им гравитационная градиентная трубка основана на принципе изменения плотности жидкости с изменением температуры, в результате чего плотность жидкости в трубке неодинакова на разных участках и в разных ее интервалах скапливаются зерна с различной плотностью. Трубка измеряет плотность кварца с погрешностью до 0,001 г/см^3.

Исследование образцов мономинерального кварца показало, что зерна кварца имеют различную плотность в зависимости от характера включений: у зерен с включениями минералообразующей среды (жидкости, газа) плотность меньше, чем у чистого кварца, с включениями тяжелых минералов (рутил, циркон и т. д.) — больше.

Изучение кварца кристаллических пород показало, что при переходе по ряду метаморфические породы—древние гранитоиды—молодые граниты—жильный кварц содержание включений минералообразующей среды увеличивается почти на порядок, а сумма более тяжелых, чем кварц, минеральных включений уменьшается больше чем на порядок. Соответственно при переходе по этому ряду от одного типа пород к другому уменьшается средняя плотность образцов кварца.

Обломочный кварц, образовавшийся из разного типа пород, также должен различаться по гистограммам распределения зерен по плотности. Например, при изучении плотности кварца из кварцевых песков Подолии (юго-западная часть Восточно-Европейской платформы) было установлено, что кварц, поступавший со стороны платформы, характеризуется высокой «отсортированностью», т. е. узким разбросом кварца по плотности. Гистограммы (рис. 29) обнаруживают повышенные значения средней плотности (2,64 г/см^3) и моды (2,646 г/см^3). Это ассоциации, сформировавшиеся в платформенных условиях при неоднократном переотложении и перемыве обломочного материала. Гистограммы образцов из Предкарпатского прогиба отличаются своей растянутостью, смещением моды и средней плотности влево (соответственно 2,642 и 2,638 г/см^3). Эти отложения сформировались за счет размыва карпатских кристаллических сланцев.

Экспериментальными исследованиями М. Я. Каца было установлено, что при выветривании материала трещиноватые, с включениями зерна разрушаются скорее, чем оптически чистые. Гистограммы кварца становятся значительно уже, а пик увеличивается в области плотности оптически чистого кварца. Например, при изучении нижнемеловых песчаников Южной Прибалтики [Кац М. Я., Каждан В. Е., 1967 г.] было установлено, что частота зерен в интервале 2,642—2,647 г/см^3 (плотность оптически чистых

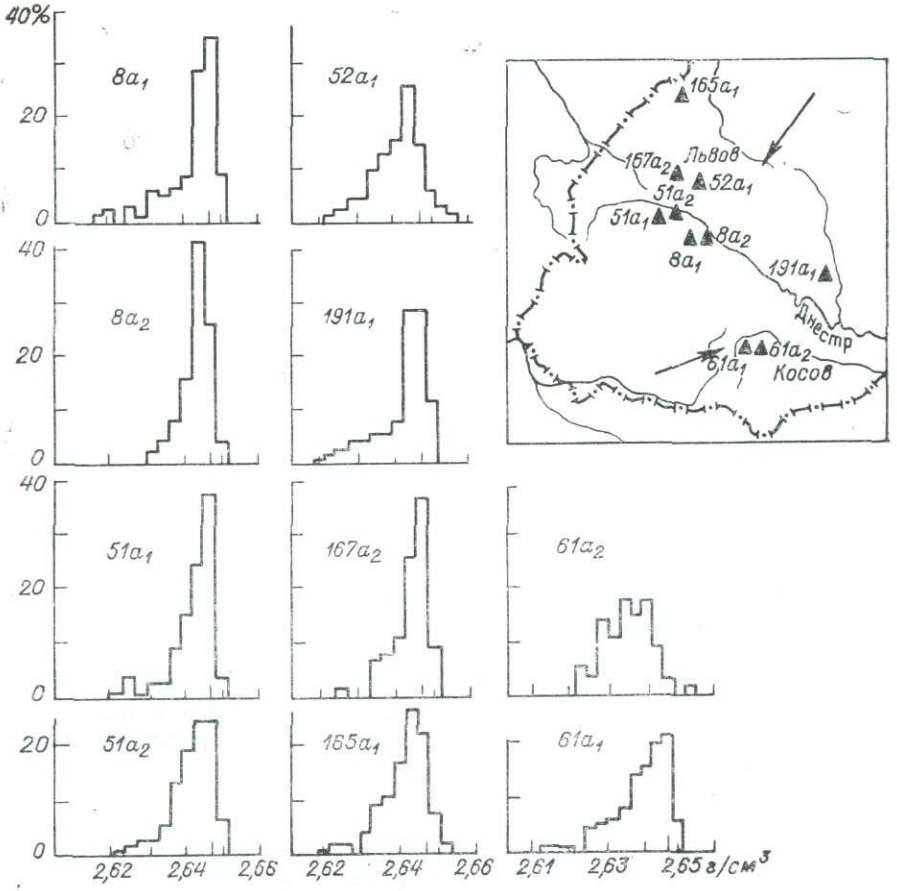


Рис. 29. Гистограммы и карта распределения кварца по плотности в тортонских отложениях Подолии и Предкарпатского прогиба.

зерен) для образцов с периферии бассейна варьирует от 9 до 40 %, в промежуточной части бассейна — от 40 до 45 %, а для центральной части бассейна — 50 %. Иными словами, при переходе от периферии к центру бассейна кварц становится более зрелым.

Таким образом, изучение плотностных свойств кварца может служить для палеогеографических реконструкций.

Из типоморфных свойств обломочных минералов, приобретенных в процессе переноса и отложения осадков, важнейшим является окатанность зерен. Существует много методов изучения окатанности зерен. Прежде всего, это визуальные методы оценки окатанности под микроскопом, которые могут производиться по трех- или пятибалльной шкале. Оценка степени окатанности была предложена Г. Ваделлом, который различал коэффициент сферич-

ности и коэффициент округленности. Коэффициент округленности зависит главным образом от первоначального габитуса зерен и характеризует степень близости формы обломка к сфере (в сечении — к кругу). Он равен квадратному корню из отношения диаметра наибольшей вписанной в проекцию контура зерна окружности к диаметру наименьшей описанной вокруг того же контура окружности. Коэффициент округленности определяется в основном процессами транспортировки и характеризует степень сглаженности углов поверхности, ограничивающей зерно. Он равен

$$Q = (\sum r_i/R)/N,$$

где R — радиус круга, вписанного в контур зерна; r_i — радиусы закруглений на контуре частиц, имеющих кривизну, меньшую R; N — число измерений.

Измерения производятся на зарисовках зерен, полученных при помощи рисовального аппарата. В. Н. Швановым и И. М. Пискижовым [1961 г.] был предложен способ измерения коэффициентов не по зарисовкам, а при помощи специально сконструированной линейки, которая вставляется в верхнюю часть тубуса или в окуляр. Это приспособление позволяет ускорить измерение коэффициентов. В настоящее время во ВНИГРИ разрабатывается автоматизированный метод морфометрического анализа, основанный на использовании электронного комплекса [Омелин В. М. и др., 1977 г.]. Комплекс обеспечивает непосредственный ввод изображений зерен минералов с выхода микроскопа в ЭВМ «Минск-32», последующее автоматическое измерение их геометрических параметров и вычисление соответствующих коэффициентов, характеризующих округленность и окатанность.

Еще одним способом определения окатанности зерен является их разделение на вибрирующей наклонной плоскости при помощи вибросепаратора. Л. Б. Рухиным был предложен, а Е. В. Рухиной с соавторами [1962] применен вибросепаратор конструкции Д. А. Плисса [1957 г.], представляющий собой наклонную плоскость с приемниками, приводимую в движение вибратором.

Усовершенствованный вибросепаратор применяется в настоящее время во ВСЕГЕИ в литологической лаборатории, руководимой Д. С. Кашиком. Характер сепарации определяется размерами и формой частиц и не зависит от их плотности. Для количественной оценки формы зерен могут быть использованы только узкие гранулометрические фракции, выделенные на основе многофракционного гранулометрического анализа. Для массовых стандартных определений была выбрана фракция 0,25—0,315 мм, так как зерна этого размера в большинстве проб присутствуют в достаточном количестве. Кроме того, при анализе форм зерен различной крупности было установлено, что фракция 0,25—0,315 мм является наиболее информативной.

Для обеспеченности более высокого уровня стандартизации морфометрического анализа в ВЦ ВСЕГЕИ была составлена и

внедрена программа статистической обработки первичных аналитических данных, предусматривающая вычисление статистических коэффициентов по методу моментов и по методу квантильных оценок. Средние значения, дисперсия и стандарт выражаются в значениях коэффициента проекционной округленности, снятых с градуировочного графика.

Основным достоинством метода является объективность, высокая воспроизводимость, представительность и быстрота анализа.

Кроме изучения морфологических признаков зерен, их окатанности применяется также морфоскопический анализ — изучение поверхности зерен, которое производится с помощью обычного микроскопа, или бинокуляра, или сканирующего микроскопа. Методика морфоскопического анализа была предложена А. Кайе [Cailleux A., 1952 г.], который считает, что матовая поверхность характерна для зерен, перенесенных ветром, а глянцевая — для зерен водного происхождения. На этом основании А. Кайе предлагает реконструировать палеогеографические условия накопления осадков. Однако обычно в осадках присутствуют различные морфоскопические типы кварца, и количественные оценки даются не всегда однозначные, а иногда и противоречащие другим результатам. Некоторые исследователи, например, А. В. Сидоренко [1957 г.], считают, что для эоловых песков характерны полированные зерна. Он пишет: «Под воздействием ветровой эрозии поверхность почти всех зерен становится блестящей, полированной. Матовые зерна с раковистым изломом в эоловых песках встречаются редко».

В последнее время поверхность зерен стали изучать с помощью сканирующего микроскопа. Составлен атлас текстур поверхности зерен кварца [Krinsley D. H., Dornkampf J. C., 1973]. На снимках различаются поверхности зерен в осадках, образовавшихся в водных и воздушных условиях.

Как видно из приводимых материалов, основная часть исследований типоморфизма минералов связана с изучением наиболее распространенного минерала — кварца. Полевые шпаты исследованы в гораздо меньшей степени. В. Д. Шутовым [1952 г.] был предложен способ проведения диагноза полевых шпатов, основанный на комбинации иммерсионного метода и федоровского столика, но этот способ не получил широкого распространения из-за своей трудоемкости.

Если перейти к типоморфным особенностям минералов тяжелой фракции, то можно найти методы, касающиеся изучения как отдельных минералов тяжелой фракции, так и всех минералов в целом.

Как в легкой фракции кварц, так и в тяжелой фракции циркон, пользующийся наиболее значительным распространением, является наилучшим объектом исследований. Наиболее полной сводкой по изучению типоморфизма циркона в изверженных и осадочных породах является работа А. Полдерварта [Polder-

vaart A., 1955 г., 1956 г.], который установил различные типы циркона в разных типах изверженных пород: гранитах, базальтических породах и щелочных. Г. К. Гераничева и Ю. Б. Марин [1968] основной причиной изменчивости формы кристаллов циркона считают химизм вмещающих пород. Они выводят ряд закономерного изменения формы кристаллов циркона в зависимости от относительной щелочности вмещающих пород:

Игольчатые	1,25
Длиннопризматические	1,25—1,35
Призматические	1,35—1,55
Короткопризматические	1,55—1,90
Дипирамидальные	1,90

Попытка установления источников питания осадочных толщ на основе сравнения признаков циркона из осадочных пород и предполагаемых источников питания была предпринята Г. В. Нестеренко и Н. Д. Добрецовым [1966 г.]. Ими изучались следующие признаки циркона: 1) внешний вид и люминесценция цирконов — их цвет, прозрачность, трещиноватость и т. д.; 2) степень сохранности и идиоморфности зерен; 3) морфология кристаллов — удлинение и кристаллографические формы; 4) распределение элементов-примесей полуколичественным спектральным методом и содержания урана люминесцентно-перловым методом. Обработка данных проводилась с применением методов математической статистики. Исследования позволили дать конкретный ответ на вопрос об источниках сноса для изученного района, а также выявить, что наиболее удобными признаками оказались: а) удлиненность кристаллов и зависимость их длины от ширины, б) сохранность и их окатанность, в) форма (тип) кристаллов, г) цвет.

Специальная работа П. Д. Крынина [Krynine P. D., 1946 г.] посвящена изучению типоморфных особенностей турмалина различного происхождения. Детально были изучены типоморфные особенности дистена в палеогеновых отложениях Азербайджана А. Г. Алиевым, Э. А. Даидбековой и Б. М. Ибрагимовым [1952 г.]. Н. Я. Тихомировой [1962] в результате изучения более 1000 тяжелых фракций пород из различных разрезов нижнекембрийских отложений Иркутского амфитеатра были выделены типоморфные разновидности всех основных тяжелых терригенных минералов. Число разновидностей колеблется от 2 до 16 для разных минералов.

Нами при изучении типоморфных разновидностей основных терригенных минералов обращалось внимание как на исходные признаки (цвет, плеохроизм, форма, включения), так и на вторичные признаки (окатанность, характер поверхности) [Применение. . ., 1969].

Циркон можно разделить по окраске (розовый, бесцветный) по форме (окатанный, полуокатанный коротко- и длиннопризматический, угловатый коротко- и длиннопризматический, неправильной формы), по зональности, по характеру включений.

Гранаты не всегда можно определить до вида, так как обычно они представлены сложными изоморфными смесями. Форма зерен не является для них характерным признаком, так как чаще всего они представлены угловато-окатанными и оскольчатыми зернами. Зато большое значение имеет характер поверхности По характеру поверхности можно различить зерна гладкие, с черепитчатой, ступенчатой и ямчатой поверхностью. Можно выделить также зерна с включениями. По окраске различаются бесцветные и розовые гранаты.

Турмалин обладает наиболее характерным признаком — плеохроизмом, поскольку разновидности его могут плеохроировать от желто-зеленого до буро-зеленого, от желтого до бурого, от розовато-желтого до черного и т. д., встречается также синий турмалин (индиголит). По форме выделяются идеально окатанные, полуокатанные коротко- и длиннопризматические, угловатые призматические и таблитчатые зерна, угловатые неправильной формы обломки.

Рутилы различаются по цвету и по форме. Цвет их варьирует от янтарно-желтого до буро-желтого и красно-бурого. По форме выделяются окатанные, полуокатанные удлиненные и округлые зерна, угловатые длинно- и короткопризматические кристаллы и неправильные зерна. Иногда встречаются двойники коленчатой и сердцевидной формы.

Наибольший интерес для изучения типоморфизма в тяжелой фракции представляют устойчивые минералы. Они широко распространены в осадочных породах и отличаются большим разнообразием. Количественные содержания минералов не всегда могут служить доказательством терригенных связей, поэтому типоморфные признаки минералов являются важным признаком происхождения этих минералов. Меньшее значение для палеогеографических реконструкций имеет изучение типоморфизма других минералов тяжелой фракции, так как они распространены не повсеместно и само их присутствие может дать указание на терригенные связи. Чаще всего прибегают к изучению метаморфических минералов, которые различаются в основном по форме, наличию включений и характеру поверхности.

Для каждого региона характерен свой набор терригенных минералов и свои наборы их типоморфных особенностей.

Результаты изучения типоморфизма минералов можно указывать в минералогических таблицах, или наносить на карты распространение каждого типа минерала отдельно, либо изображать типы минералов в виде роз или циклограмм. Эти карты используются как вспомогательные при построении карт распределения минералов и терригенно-минералогических провинций.

Глава 12

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МИНЕРАЛОВ ПО ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИМ ФРАКЦИЯМ

При палеогеографических реконструкциях по терригенным минералам не всегда учитывается, что в разных размерных фракциях состав и соотношения минералов не одинаковы. Если при мелкомасштабных построениях это можно и не учитывать, то при более детальных работах необходимо определить закономерности распределения минералов по размерным фракциям, свойственные породам данного района и данного возраста.

Так, М. К. Калинко [1948 г.] считает, что «всякому детальному петрографическому исследованию должно предшествовать изучение распределения минералов по гранулометрическому спектру».

На большое значение изучения закономерностей распределения минералов по гранулометрическим фракциям неоднократно указывалось в литературе. Н. М. Страхов [1967 г., 1979 г.] приводит общую принципиальную схему распределения минералов по гранулометрическим фракциям и называет следующие причины этого распределения:

1) минеральный состав питающих провинций и свойственные ей гранулометрические соотношения минералов;

2) степень переработки этого гранулометрического профиля в процессе переноса материала в реке и в самом водоеме в зависимости от дробимости этого исходного материала;

3) разница плотностей минералов;

4) степень гранулометрической сортировки осадков.

В. Н. Шванов [1964 г.] в результате изучения распределения минералов по фракциям в неогеновых отложениях Таджикской депрессии пришел к выводу, что на распределение минералов «оказывают существенное влияние только два фактора — преобладающие размеры зерен в материнских породах и сортировка минералов по удельному весу. В осадках, отложенных вблизи источников сноса, решающим является первый из них, в осадках, претерпевших длительное переотложение,— второй».

Б. С. Лунев [1967] на основе изучения распределения минералов в песках современного аллювия заключил, что основным фактором в распределении минералов по гранулометрическим фракциям является их плотность.

Однако, несмотря на важность этого вопроса, в литературе приводится недостаточное количество фактического материала по распределению минералов по размерным фракциям, особенно дробным, которое позволило бы судить о том, какие факторы и в какой степени влияют на это распределение.

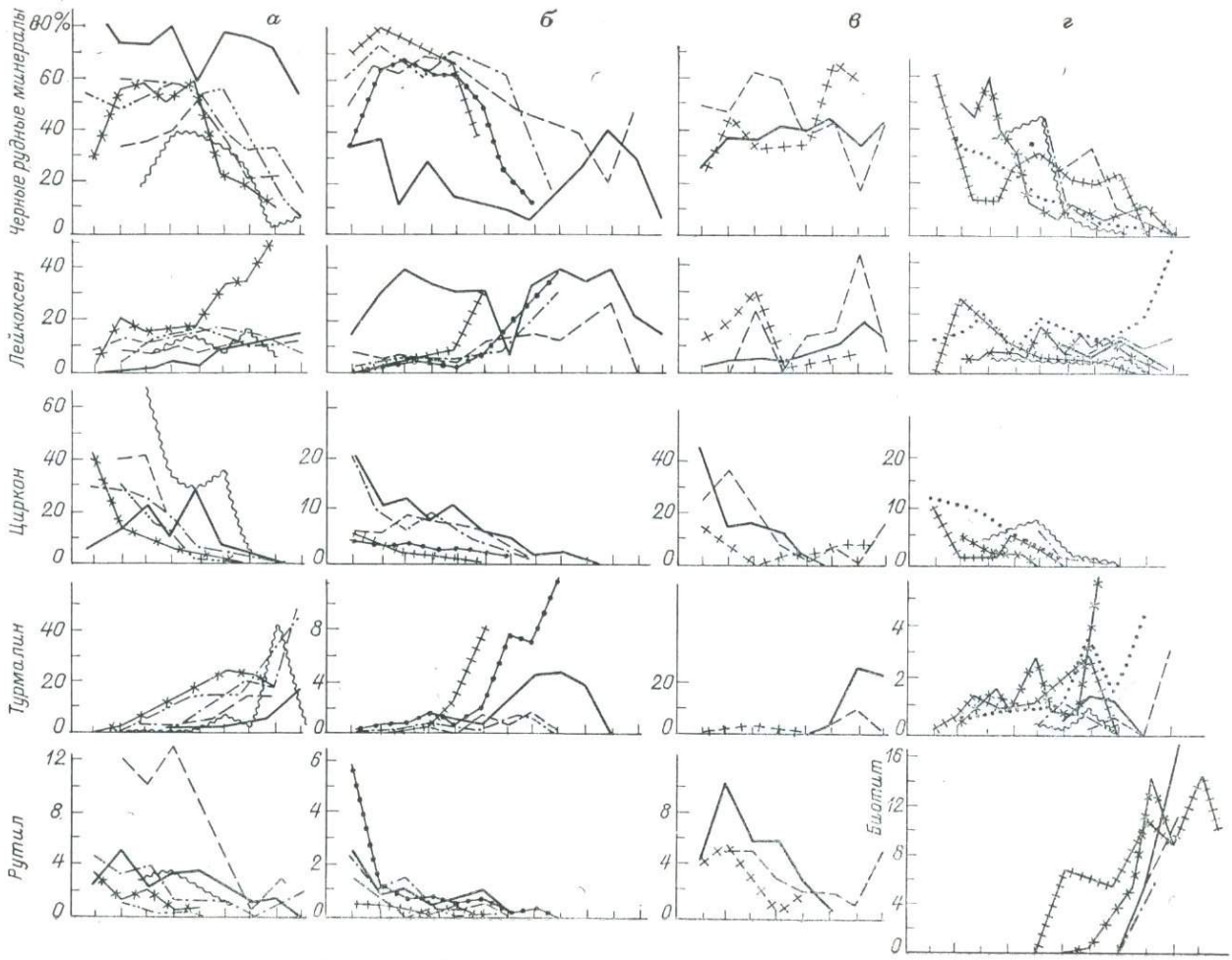
Введение во ВНИГРИ дробного гранулометрического анализа дало возможность получить необходимые фактические данные и

рассмотреть вопрос более детально. Для решения вопроса о распределении терригенных минералов по гранулометрическим дробным фракциям нами были использованы образцы пород, взятые из разнообразных по минеральному составу, возрасту и тектонической обстановке формирования отложений. Были изучены образцы из отложений кембрия, франского и визейского ярусов и сарматского горизонта Восточно-Европейской платформы; из альбских отложений Ферганской межгорной впадины; из современных отложений западного побережья Рижского залива. Для сравнения были использованы также данные Г. Б. Аристовой [1972 г.] по альбским отложениям Северного Кавказа и данные Г. Риттенхауза [Rittenhause G., 1943 г.] по современному аллювию р. Рио-Гранде.

Методика работы сводилась к следующему. Образцы рассеивались по дробным гранулометрическим фракциям на ситах с отношением размеров ячеек, равным показателю геометрической прогрессии 1,25, затем каждая фракция разделялась в бромоформе на легкую и тяжелую части. Рассев и разделение производились в лаборатории механализа ВНИГРИ. Каждая легкая и тяжелая подфракции изучались автором в иммерсии под микроскопом и на основе полученных данных строились графики распределения минералов по гранулометрическим фракциям (рис. 30). Построенные графики отражают лишь относительные колебания содержаний минералов, поскольку пересчет производился в замкнутой системе (100 %) и увеличение содержания одного минерала влечет за собой соответственно понижение количества других минералов. Для получения картины истинного распределения минералов по размерным фракциям строились кумулятивные кривые распределения минералов (рис. 31).

Изучение распределения минералов по размерным фракциям в достаточно большом количестве образцов из различных отложений с разными минеральными ассоциациями дало возможность сделать некоторые выводы о закономерностях этого распределения.

Во всех отложениях, независимо от их возраста и минерального состава, наблюдались общие черты распределения минералов по гранулометрическим фракциям. Прежде всего, отмечается зависимость распределения минералов от их плотности. Минералы с плотностью более 4,0 г/см^3 (циркон, рутил, ильменит) сосредоточены в мелкозернистых фракциях (0,01—0,1 мм). В среднезернистой части гранулометрического спектра (0,1—0,16 мм) наблюдаются максимальные содержания минералов с плотностью, близкой к 4,0 г/см^3 (гранат, ставролит). К наиболее крупнозернистым фракциям приурочены минералы с плотностью менее 4,0 г/см^3 (дистен, пироксены, амфиболы, турмалин, силлиманит, биотит). Биотит попадает в самую крупнозернистую часть, что объясняется, по-видимому, не только его низкой плотностью, но и пластинчатой формой зерен, которая способствует повышению плавучести минерала.



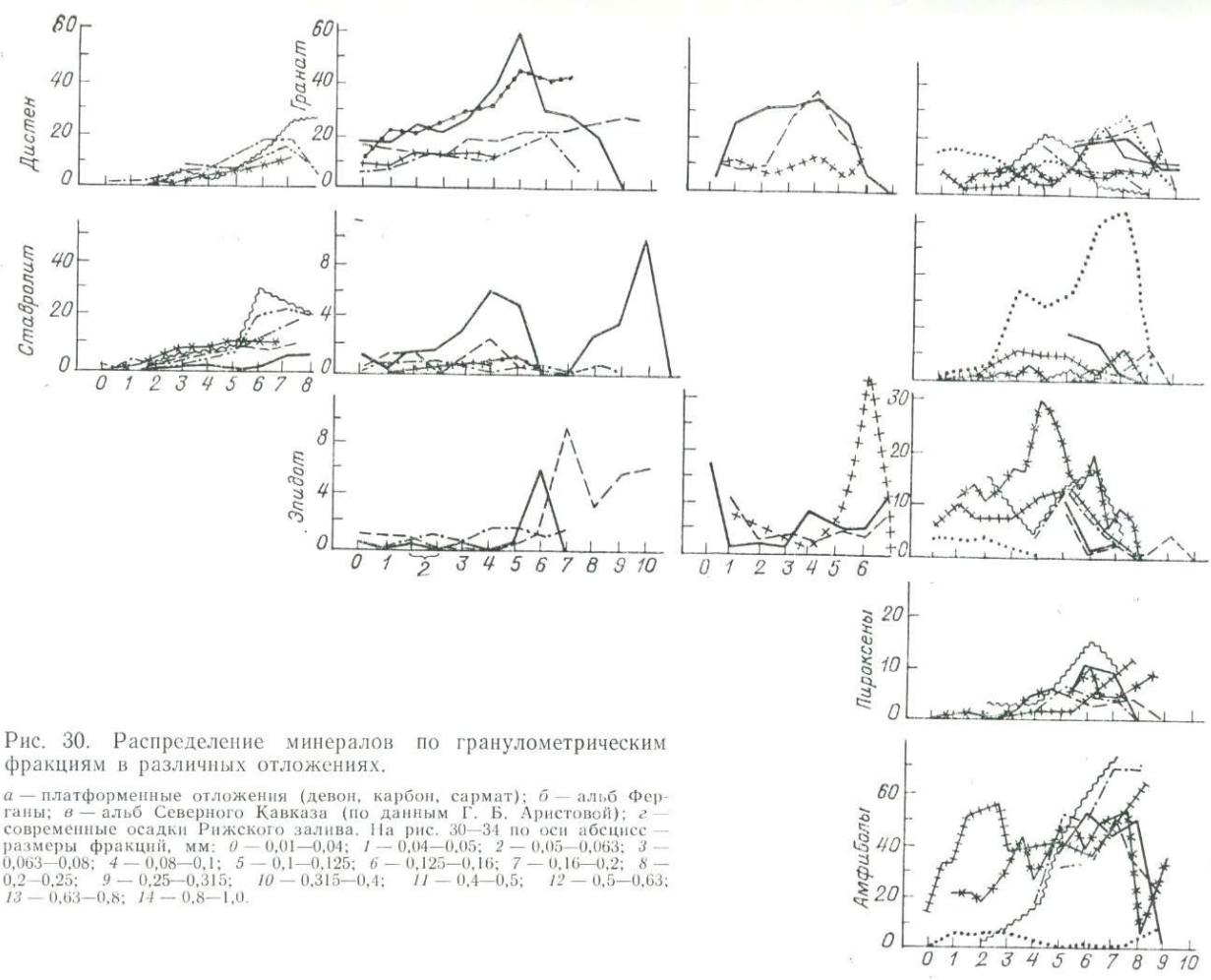


Рис. 30. Распределение минералов по гранулометрическим фракциям в различных отложениях.

а — платформенные отложения (девон, карбон, сармат); *б* — альб Ферганы; *в* — альб Северного Кавказа (по данным Г. Б. Аристовой); *г* — современные осадки Рижского залива. На рис. 30—34 по оси абсцисс — размеры фракций, мм: *0* — 0,01—0,04; *1* — 0,04—0,05; *2* — 0,05—0,063; *3* — 0,063—0,08; *4* — 0,08—0,1; *5* — 0,1—0,125; *6* — 0,125—0,16; *7* — 0,16—0,2; *8* — 0,2—0,25; *9* — 0,25—0,315; *10* — 0,315—0,4; *11* — 0,4—0,5; *12* — 0,5—0,63; *13* — 0,63—0,8; *14* — 0,8—1,0.

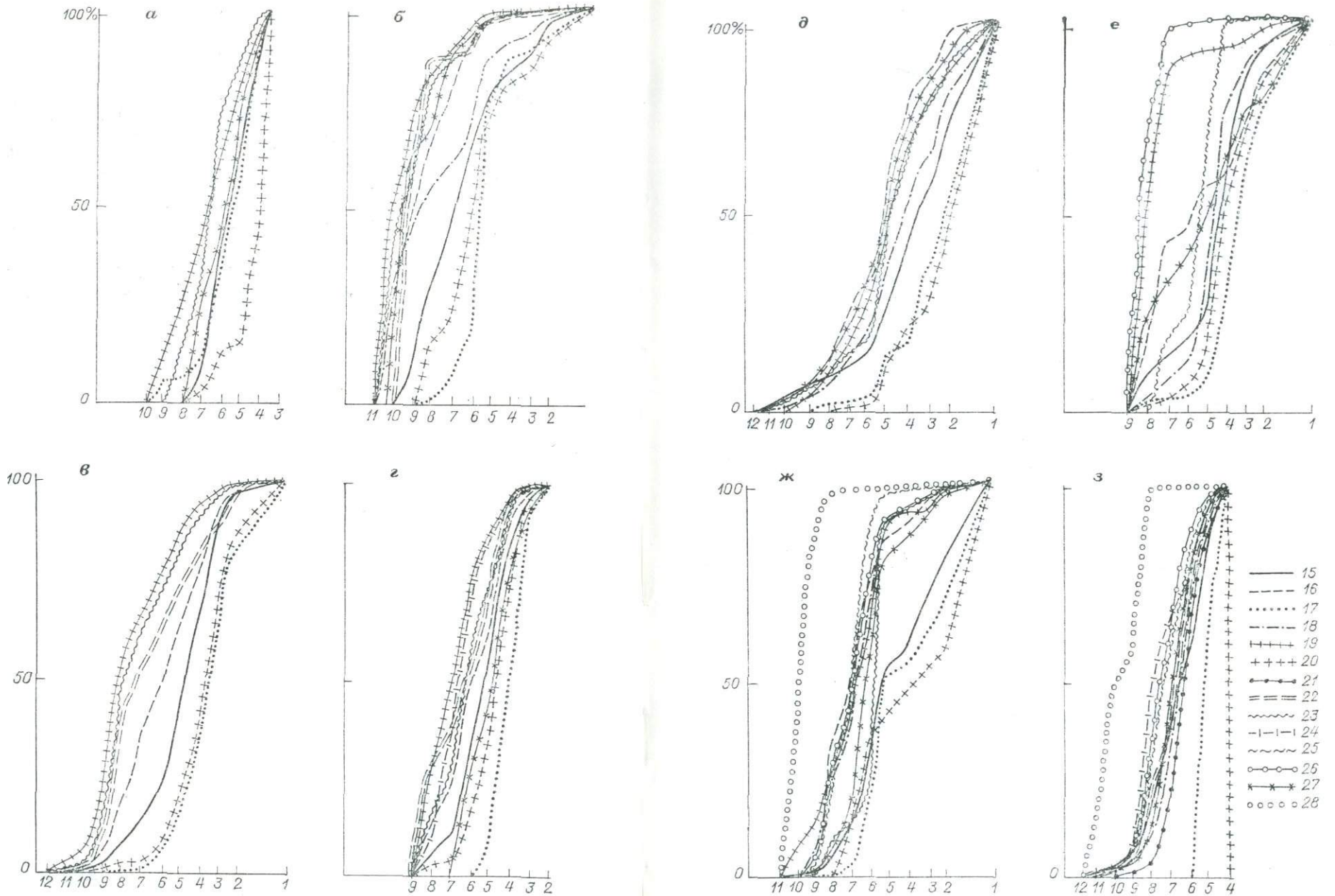


Рис. 31. Кумулятивные кривые распределения тяжелых минералов в различных отложениях.

а — кембрий Ленинградской области; *б* — фран Прибалтики; *в* — сармат Украины; *г* — альб Кавказа; *з* — современные осадки Рижского залива; *1—14* — размерные фракции (см. рис. 30); Ферганы; *д* — визе Тульской области; *е* — визе Пермской области; *ж* — альб Северного Кавминералы: *15* — ильменит, *16* — лейкоксен, *17* — циркон, *18* — гранат, *19* — турмалин, *20* — рутил, *21* — сфен, *22* — дистен, *23* — ставролит, *24* — силлиманит, *25* — пироксен, *26* — амфибол, *27* — эпидот, *28* — биотит

Если рассматривать последовательность расположения кумулятивных кривых распределения минералов, построенных для образцов из различных отложений (рис. 31), то намечается следующий порядок расположения минералов от мелких фракций к крупным, соответствующий плотности минералов, г/см^3: циркон (4,7) — рутил (4,3) — ильменит (4,7) — гранат (3,7—4,3) — ставролит (3,7) — дистен (3,6) — пироксен (3,4) — амфибол (3,2) — силлиманит (3,2) — турмалин (3,0) — биотит (3,0). Этот ряд соответствует ряду гидравлической крупности минералов, проводимому Ф. Петтиджоном и др. [1976].

Наблюдаются некоторые отклонения от общей закономерности расположения минералов по их плотности. Некоторые минералы в разных отложениях тяготеют к разным частям гранулометрического спектра. Это относится к минералам, неустойчивым при переносе. Так, эпидот в отложениях, не претерпевших длительной транспортировки (альбские отложения Ферганы, Кавказа), приурочен к более крупнозернистой части, в то время как в платформенных каменноугольных и сарматских отложениях он тяготеет к более мелкозернистым фракциям. Это связано с длительным переносом и переотложением платформенных осадков, в результате которых неустойчивые при переносе эпидота истираются и переходят в более мелкозернистую часть. Часто рутил находится в более мелкозернистой части, чем циркон и ильменит, хотя его плотность и меньше. Это можно, по-видимому, объяснить присутствием примесей, которые повышают плотность рутила, либо его аутигенным происхождением.

Отмечается, что в древних осадках дифференциация минералов по фракциям выражена более отчетливо, чем в современных. В последних наблюдается иногда относительное обогащение мелкозернистых фракций такими минералами, как турмалин, ставролит. Это связано, видимо, с исходным размером зерен в материнских породах и недостаточной отсортированностью и переработкой современных отложений. Однако и для современных аллювиальных отложений, по данным Б. С. Лунева [1967], выявляется строгая зависимость распределения минералов по гранулометрическим фракциям от их плотности.

Распределение легких минералов по гранулометрическим фракциям происходит несколько иначе. Основные минералы, слагающие легкую фракцию,— кварц и полевые шпаты — обладают близкими плотностями, но различной устойчивостью при транспортировке. Этим объясняется то, что вблизи от источников снова распределение легких минералов по размерам соответствует их распределению в исходных материнских породах и размерность зерен кварца и полевых шпатов почти одинакова. С удалением от области сноса полевые шпаты, как менее устойчивые, измельчаются и переходят в более мелкозернистую часть. Поэтому в отложениях, удаленных от области сноса, наблюдается смещение полевых шпатов в мелкозернистую часть, а кварца и обломков пород — в более крупнозернистую. С этим связана наблюдаемая

в платформенных отложениях приуроченность полевых шпатов к более мелкозернистым фракциям, что отмечалось также А. Б. Роновым и др. [Эволюция..., 1963].

Таким образом, распределение минералов по гранулометрическим фракциям зависит от физических свойств минералов и прежде всего от их плотности. Форма зерен имеет подчиненное значение и проявляется в основном в распределении пластинчатых минералов (биотит).

Вторым фактором, влияющим на распределение минералов, является их устойчивость при транспортировке. Неустойчивые при переносе и переотложении минералы могут перемещаться по гранулометрическому спектру в зависимости от удаленности осадков от области сноса и их переработанности, попадают в более мелкозернистую часть, чем в осадках, расположенных вблизи от источников сноса.

Соответственно с изменением соотношений минералов в разных размерных фракциях меняется минеральный состав пород различной размерности. Мелкозернистые породы в общем случае содержат больше таких минералов, как ильменит, циркон, рутил и т. д., в более крупнозернистых преобладают турмалин, лейкоксен, дистен, ставролит, амфиболы и т. д.

Изучение поведения минералов в гранулометрическом спектре может быть использовано для суждения о степени переработанности материала, дальности его переноса, расположении источников сноса и путях транспортировки. Поскольку в разных отложениях могут наблюдаться свои специфические черты распределения минералов по фракциям, необходимо перед началом реконструкций по терригенным минералам изучать особенности распределения минералов по гранулометрическим фракциям, свойственные этим отложениям.

Глава 13

ПРИНЦИП ГИДРАВЛИЧЕСКОЙ ЭКВИВАЛЕНТНОСТИ И ЕГО ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРИ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЯХ

При распознавании генетической принадлежности осадков может применяться принцип гидравлической эквивалентности. Дж. Гриффитс [1971, с. 65] пишет: «Сравнение моделей гидравлической эквивалентности распределения размеров зерен, подверженных и не подверженных диагенетическим изменениям, будет мощным средством интерпретации условий осадконакопления древних осадочных толщ».

Особенно большое значение приобретает применение принципа гидравлической эквивалентности при палеогеографических рекон-

струкциях, связанных с поисками литологических ловушек, для детальной диагностики фаций прибрежных отложений.

Принцип гидравлической эквивалентности основан на законе падения частиц Стокса, согласно которому одновременно осаждающиеся зерна легких и тяжелых минералов имеют разные размеры: чем больше их плотность, тем меньше величина. Согласно формуле Стокса скорость падения частиц (v) определяется следующими величинами:

$$v = \frac{g}{18} D_{\text{м}}^2 \frac{d_{\text{м}} - d_{\text{с}}}{\eta},$$

где $D_{\text{м}}$ — диаметр частиц данного минерала; $d_{\text{м}}$ — плотность этого минерала; $d_{\text{с}}$ — плотность среды осаждения; η — вязкость среды осаждения. Чем большей плотностью обладает минерал, тем меньше размер его зерен.

Л. Б. Рухин был первым, кто указал на возможность использования принципа гидравлической эквивалентности для восстановления условий отложения осадков, поскольку, зная размеры тяжелых и легких минералов в породе, можно на основании формулы Стокса определить плотность среды отложения осадков. В частности, он предложил по разности размеров зерен тяжелых и легких минералов определять осадки, отложенные в водной или воздушной среде. Физическая модель предложенного метода заключается в следующем. Соотношение радиусов легких и тяжелых минералов при переносе их в определенной среде может быть выражено отношением

$$\frac{r_1}{r_2} = (d_2 - d)/(d_1 - d),$$

где r_1 и r_2 — радиусы легкого и тяжелого минералов; d_1 и d_2 — плотности этих минералов; d — плотность перемещающей среды. Поскольку плотность воздуха незначительна, ее можно не учитывать, и формула приобретает вид $r_1/r_2 = d_2/d_1$. При переносе в воде с плотностью, равной 1 г/см^3, уравнение приобретает другой вид: $r_1/r_2 = (d_2 - 1)/(d_1 - 1)$. Следовательно, в осадках, отложенных водой, отношение радиусов тяжелых и легких минералов должно быть больше, чем у осадков, отложенных ветром.

Для количественного выражения разности размеров тяжелых и легких минералов Л. Б. Рухин предложил использовать коэффициент смещения, равный стократной разности медианных размеров тяжелых и легких минералов. Для определения коэффициента смещения строятся кумулятивные кривые распределения тяжелой и легкой фракций, определяются медианные размеры тяжелых и легких минералов и высчитывается их разность. Изучение современных эоловых и водных песков позволило Л. Б. Рухину определить, что коэффициент смещения для водных песков равен 3—40, а для эоловых он не превосходит 2.

В. Энгельгардтом [Engelgardt W., 1940 г.] было показано, что для песков, отложенных водой, отношение радиусов зерен кварца к радиусам зерен граната составляет 1,67—2,03, в то время

как в дюнных песках оно колеблется от 1,41 до 1,54. Для кварца и магнетита соответственные величины имеют значения 2,14—2,38 в водных песках и 2,0—2,08 — в эоловых.

Дж. Фридман [Friedman G. M., 1961] предложил диаграмму для разделения эоловых и аллювиальных отложений по соотношению средних размеров и сортировки тяжелых и легких минералов. На диаграмме по оси ординат откладываются отношения средних размеров тяжелых и легких минералов, по оси абсцисс — отношения стандартных отклонений, выделяются поля дюнных и речных песков. Диаграмма была проверена Дж. Фридманом на 267 образцах, отобранных из дюн, с океанических берегов, побережий рек и озер, и оказалась вполне удовлетворительной для установления различий между дюнными и речными песками.

За последнее десятилетие интерес к изучению принципа гидравлической эквивалентности для установления породы осадков значительно усилился, о чем свидетельствует появление большого числа работ, посвященных этому вопросу.

В работах Р. Г. Лоурайта [Lowright R. H., 1972 г., 1973] рассматривается возможность использования соотношения скоростей осаждения в седиментационной трубке тяжелых и легких минералов для распознавания дюнных, пляжевых и прибрежных осадков. В результате изучения современных осадков оз. Эри Р. Г. Лоурайт приходит к выводу, что изучение распределения скоростей осаждения в единичных образцах позволяет совершенно точно разделить дюнные и пляжевые осадки и умеренно точно разделить пляжевые и флювиальные осадки. Когда исследуются образцы из прибрежной зоны, выяснение условий их отложения на основании одного образца невозможно в связи с полным перекрытием точек, которые отражают скорости осаждения материала образцов, взятых из этих условий, другими. Точки, отвечающие пескам из прибрежной части, перенесенным на короткие расстояния, падают на график вместе с точками флювиальных песков, в то время как пески, отобранные после длительной вдольбереговой транспортировки, попадают на графике в поле пляжевых песков. Однако изучение гидравлической эквивалентности может быть использовано в том случае, если опробуется несколькими образцами один стратиграфический горизонт на большой площади. Р. Г. Лоурайт и др. [Lowright R. H. e. a., 1973 г.] предложили использовать изучение соотношения скоростей осаждения тяжелых и легких минералов для поисков россыпных месторождений. Ими была разработана диаграмма, на которой по оси абсцисс откладываются скорости осаждения тяжелых, а по оси ординат — скорости осаждения легких минералов; в точке гидравлического равновесия наиболее вероятно нахождение ценного тяжелого минерала.

Дж. Р. Уайт и Э. Г. Вильямс [White J. R., Williams E. G., 1967 г.] применяли изучение скоростей осаждения тяжелых и легких минералов для восстановления условий формирования градационной слоистости.

Можно было бы назвать еще много работ разных авторов, причем необходимо отметить, что методика обработки материала была различна: некоторые измеряли размеры зерен под микроскопом, другие рассеивали образцы на ситах с последующим разделением в тяжелых жидкостях, некоторые пользовались для изучения скоростей осаждения седиментационными трубками.

В нашей стране методика, предложенная Л. Б. Рухиным, не получила широкого распространения, хотя в работах Н. В. Логвиненко [1974], В. Н. Шванова [1969] имеются указания на то, что существует тенденция в изменении гранулометрического состава водных и эоловых песков без определенной числовой границы.

В связи с важностью и перспективностью использования принципа гидравлической эквивалентности для распознавания прибрежных осадков при поисках литологических ловушек автором были проделаны эксперименты по изучению соотношения размеров тяжелых и легких минералов в различных отложениях.

Было проведено изучение соотношения размеров тяжелых и легких минералов в современных прибрежных осадках западной части Рижского залива [Окнова Н. С., 1974 г.]. Для этого были исследованы образцы, отобранные Г. Ф. Рожковым по профилям, начиная от прибрежных дюн к субаэральному и субаквальному пляжу. Образцы рассеивались на дробные гранулометрические фракции, каждая размерная фракция разделялась в бромоформе на легкую и тяжелую части, высчитывался гранулометрический состав легкой и тяжелой фракции и строились гистограммы и кумулятивные кривые распределения тяжелых и легких минералов (рис. 32, 33).

В дюнных песках моды тяжелых и легких минералов совпадают или же мода тяжелых минералов слабо смещена в более крупнозернистую часть. В субаэральных пляжевых песках отмечается смещение моды тяжелых минералов в более мелкозернистую часть, причем в тяжелой фракции распределение бимодальное. В песках субаквального пляжа моды тяжелых минералов значительно (на две размерные фракции) смещены относительно моды легких минералов в мелкозернистую часть. Отмечается и отчетливое увеличение коэффициентов смещения от дюнных песков к субаэральным пляжевым, а от них к субаквальным. Если в дюнных песках коэффициент смещения колеблется от —0,5 до 1,0, то в субаэральных пляжевых песках он увеличивается до 3,0—4,0, а в одном образце наблюдается увеличение до 7,5, что связано, видимо, с преобладанием на этом участке пляжа водной переработки над воздушной. В отложениях субаквального пляжа коэффициент смещения увеличивается до 4,0—6,0.

Поскольку методика определения коэффициентов смещения разделением каждой фракции в тяжелой жидкости очень трудоемка, нами была сделана попытка определения коэффициента смещения по измерениям осей зерен нерассеянных тяжелой и легкой фракций под микроскопом. Было выяснено, что для опре-

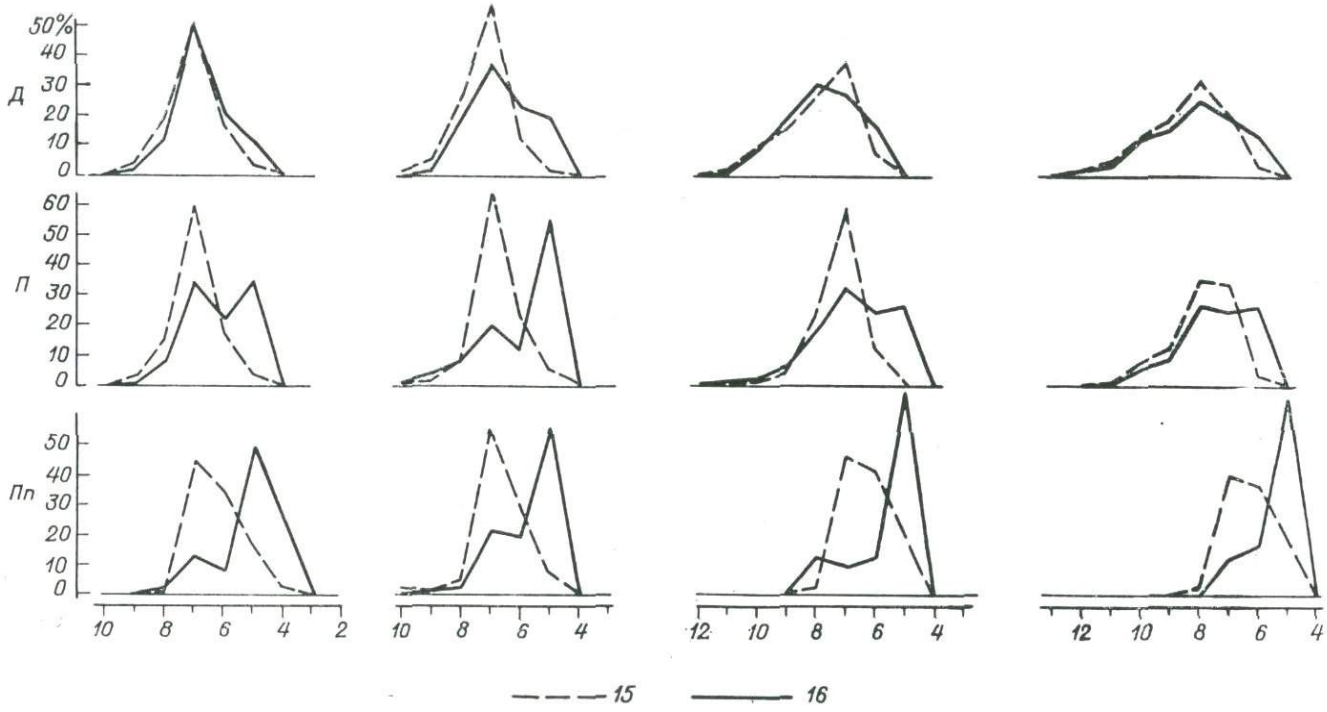


Рис. 32. Кривые распределения гранулометрического состава легкой (*15*) и тяжелой (*16*) фракций в современных осадках Рижского залива.

1—14 — размерность фракций (см. рис. 30). На рис. 32—34: *Д* — дюны ($Д_1$ — подножие, $Д_2$ — склон); *П* — субаэральный пляж; *Пп* — субаквальный пляж.

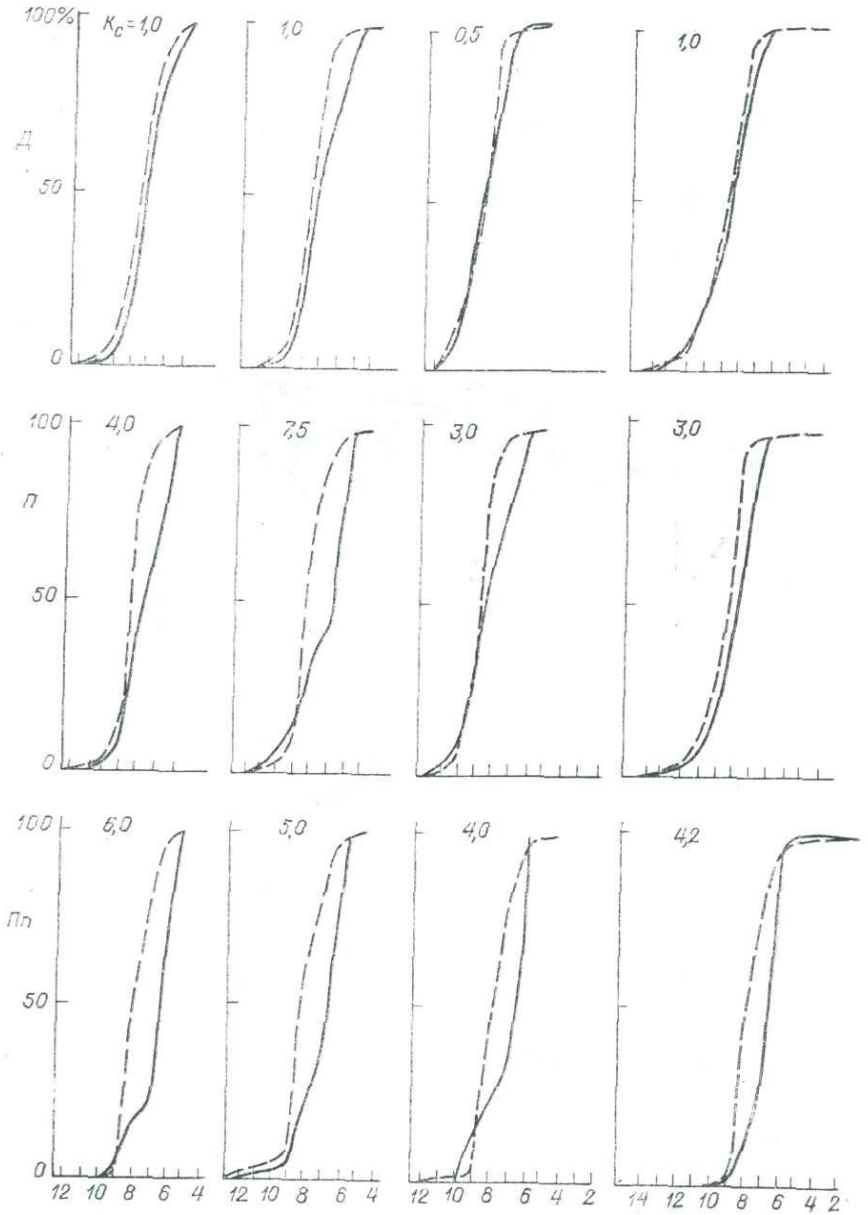


Рис. 33. Кумулятивные кривые распределения легкой и тяжелой фракции в современных осадках Рижского залива.

деления соотношения размеров зерен под микроскопом достаточно подсчитать 200 коротких осей зерен отдельно в тяжелой и легкой фракциях. Изучение образцов из прибрежных отложений Куршского залива показало, что коэффициенты смещения закономерно увеличиваются от 1—7 в дюнных песках до 9—23 в субаквальных прибрежных песках (рис. 34). Подсчет размеров зерен под микроскопом производится быстро и не требует сложных пересчетов.

Еще более быстрым является метод определения соотношения размеров тяжелых и легких минералов при помощи оптико-электронного устройства «Квантимент-720», на котором подсчет площадей зерен производится автоматически и поэтому не содержит субъективных ошибок. Изучение образцов прибрежных отложений показало также увеличение коэффициента смещения в прибрежных субаквальных отложениях по сравнению с дюнами.

Для проверки возможности использования выводов, полученных при изучении современных осадков, для исследования древних осадочных толщ было изучено поведение коэффициентов смещения в древних эоловых и сопутствующих им водных песчаниках мелового возраста Ферганской впадины. Песчаники, относимые к эоловым, обладают четко выраженной перекрестной слойчатостью, сравнительно хорошей сортировкой, хорошей округленностью песчаных зерен, преобладанием матовых округлых, окатаных ветром зерен, т. е. чертами, которые в других песчаниках не отмечаются. Изучение коэффициентов смещения в указанных эоловых песчаниках и прослоях песчаников водного генезиса показало, что для водных песков коэффициенты смещения составляют 14 и 18, в то время как для образовавшихся за счет их переветривания эоловых песков они равны соответственно 5 и 10. Таким образом, проявляется существенная, обычно более чем двукратная разница коэффициентов смещения в водных и эоловых песках. Это является дополнительным критерием правильности генетической интерпретации рассматриваемых отложений.

В то же время полученные данные показали, что в изученных древних породах значения коэффициентов смещения значительно больше, чем считается типичным для современных отложений. Возможно, что во всех генетических типах песчаников и древних отложениях коэффициенты смещения должны иметь большие значения, чем в соответствующих аналогах современных отложений, в связи с отчетливо различным составом комплексов тяжелых минералов в современных и древних осадках, а именно обычно резкой обогащенностью современных осадков неустойчивыми минералами (пироксены, амфиболы, эпидот), которые в древних отложениях практически отсутствуют вследствие частичного или полного уничтожения их постседиментационными процессами, и преобладанием в древних породах устойчивых минералов (циркона, рутила, ильменита). Согласно принципу гидравлической эквивалентности перечисленные неустойчивые минералы вследствие их более низкой плотности присутствуют в более крупных

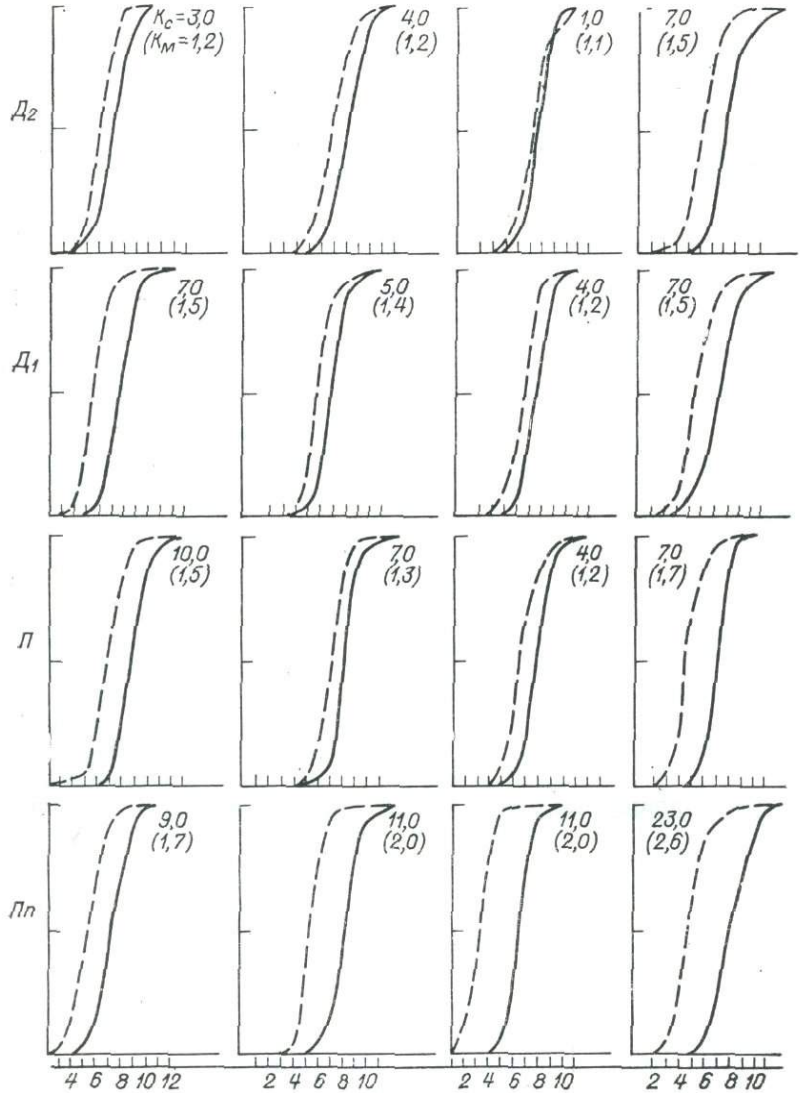


Рис. 34. Кумулятивные кривые распределения легких и тяжелых минералов в осадках Куршского залива (по измерениям зерен под микроскопом). K_c — коэффициент смещения; $K_м$ — коэффициент медианного отношения.

фракциях, а устойчивые — в более мелких. В таком случае полученные коэффициенты могут быть типичными для древних пород, образовавшихся в водных условиях, и осадков, образовавшихся при переработке водноотложенного материала эоловыми процессами.

Но коэффициенты смещения можно применять для разграничения не только водных и эоловых песков, но и прибрежных субаквальных осадков. Так, М. Померанклам [Pomeranclum M., 1966] исследовала соотношения размеров тяжелых и легких минералов (кварца и роговой обманки) в осадках континентального шельфа Израильского побережья Средиземного моря. Ею были выделены три группы осадков:

1) береговые пески, в которых зерна кварца значительно крупнее зерен роговой обманки;

2) песчаный пояс до глубины 37 м, где нет значительной разницы между размерами зерен тяжелой и легкой фракций;

3) глинистый пояс от 37 до 110 м, где размер зерен кварца и роговой обманки варьирует, зерна роговой обманки значительно длиннее, чем зерна кварца, но ширина у них одинаковая.

Различие в гидравлическом соотношении между размерами кварца и роговой обманки обозначает разницу среды седиментации:

1) первая зона — это высокодинамичная среда, контролируемая волнами и ветрами;

2) вторая — среднединамичная среда, контролируемая течениями Средиземного моря, волнами;

3) третья — низкоподвижная среда, где осаждаются тонкозернистые частицы.

По аналогии с этой схемой нами были исследованы прибрежные песчано-алевритовые осадки визейского возраста Ижма-Печорской впадины (рис. 35, 36). Поскольку в древних отложениях такие неустойчивые минералы, как роговая обманка, отсутствуют, для изучения соотношения размеров зерен тяжелых и легких минералов использовалось отношение зерен кварца и суммы тяжелых минералов (лейкоксена, ильменита, циркона, турмалина). Поэтому числовые значения коэффициентов получались иные, чем для современных осадков, но тенденция изменения соотношения размеров зерен с глубиной была такой же, как в современных осадках.

По данным измерения 200 коротких осей зерен тяжелых и легких минералов было установлено, что наибольшие коэффициенты смещения наблюдаются в образцах из скв. Югид (14,3) и Печоро-Кожвинской (8,0). Это районы с высокодинамичной средой осадконакопления — дельтовые или подводные сильные течения. Кривые распределения гранулометрического состава тяжелых и легких минералов сильно растянуты, показывая плохую сортировку осадков. Медианный размер зерен 0,17—0,28 мм. Также довольно высокими значениями коэффициентов смещения обладают образцы из обнажения Б. Соплес (6,0). Среда осадконакопления с несколько более слабой динамикой, отвечающей прибрежным осадкам, соответствует первой высокодинамичной, контролируемой волнами среде, выделяемой М. Померанклам.

Следующую группу, соответствующую среднеподвижной зоне современных осадков, представляют образцы из Печоргородской

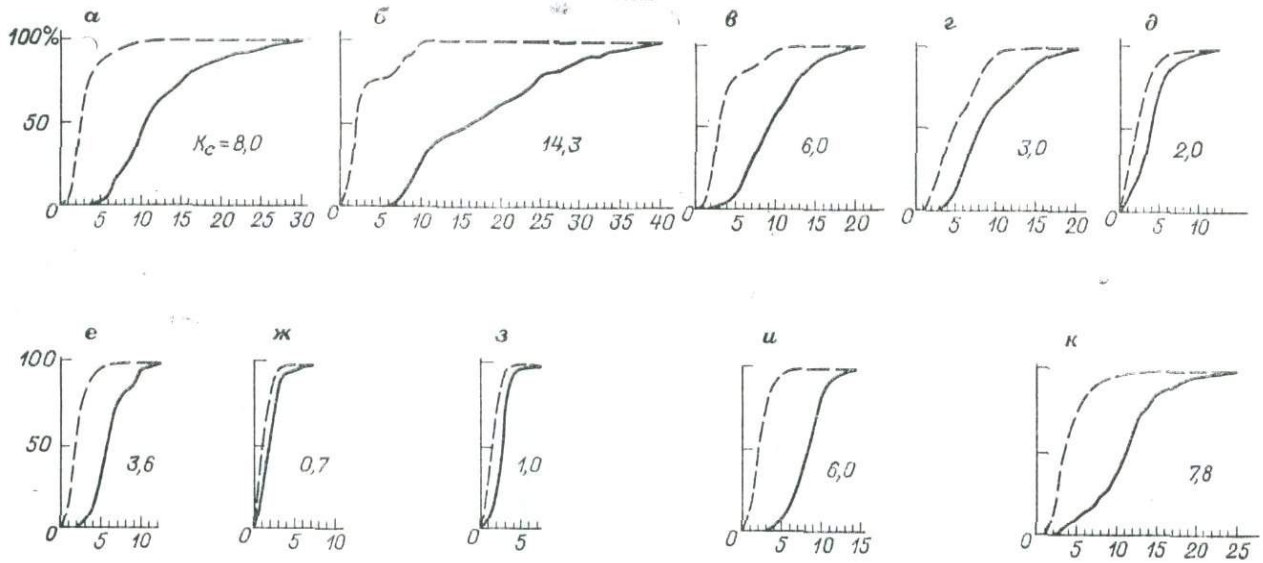


Рис. 35. Коэффициенты смещения в породах визейской терригенной толщи Печоро-Кожвинского мегавала.

На оси абсцисс — размеры зерен в делениях микроскопа; *а* — Печоро-Кожвинская площадь, скв. 62, обр. 168; *б* — Югидская площадь, скв. 21, обр. 86; *в* — Б. Соплес (среднее); *г* — Усть-Воя, обн. 7 (среднее); *д* — Печоргородская (среднее); *е* — Переборская (среднее); *ж* — Аранец (среднее); *з* — Б. Паток, обр. 2; *и* — Еджид-Кырта, обн. 6, обр. 63; *к* — Подчерем, обн. 7816, обр. «а».

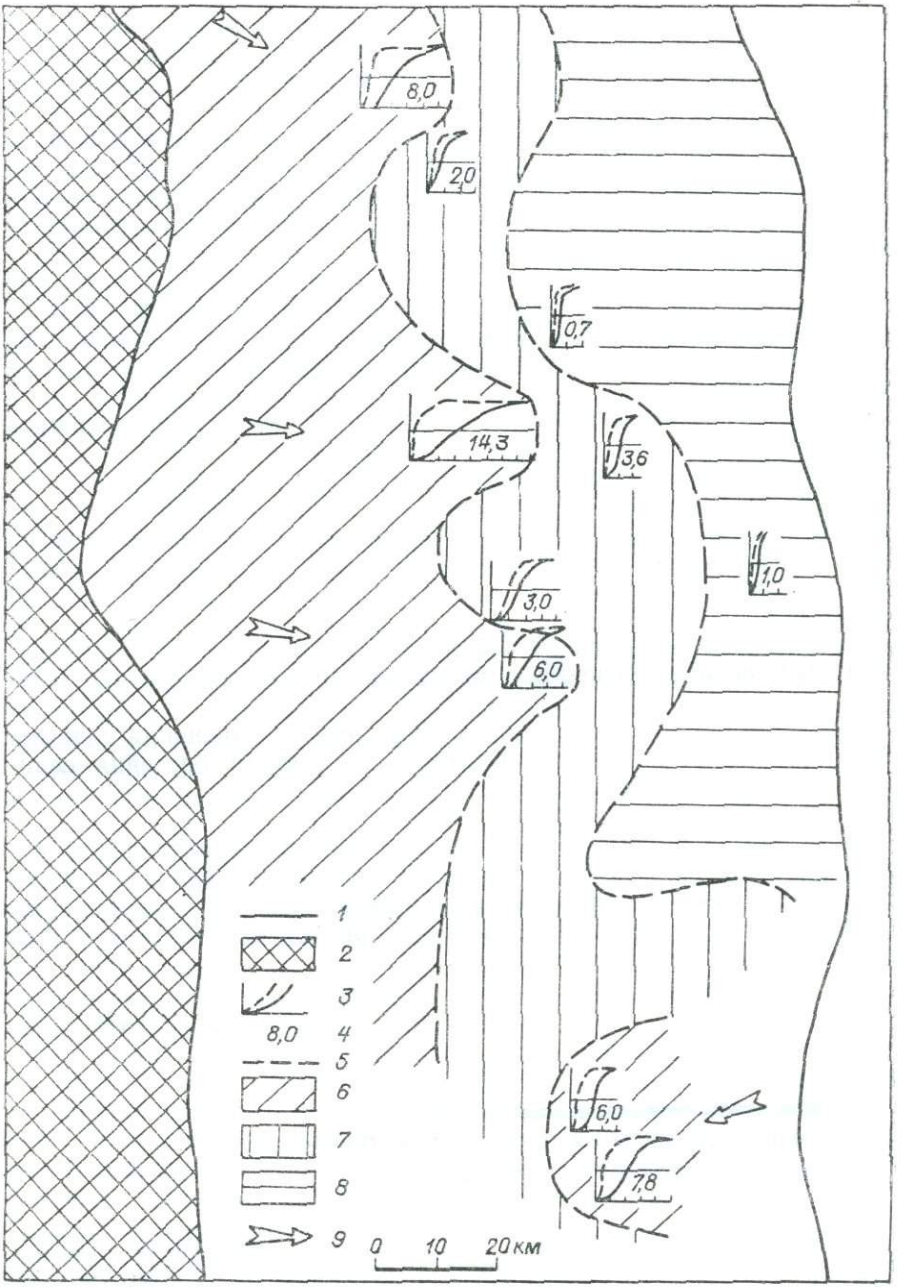


Рис. 36. Карта распределения значений коэффициентов смещения в отложениях визейской терригенной толщи Печоро-Кожвинского мегавала.

1 — граница распространения визейских терригенных отложений; *2* — суша; *3* — кумулятивные кривые распределения легкой и тяжелой фракций; *4* — значения коэффициента смещения; *5* — граница зон с различной гидродинамикой; *6* — зона прибрежных осадков при впадении рек; *7* — зона мелководных прибрежных осадков; *8* — зона более глубоководных осадков (более 100 м); *9* — направление сноса материала.

и Переборской площадей (коэффициенты смещения соответственно 2,0 и 3,6). Осадки обладают хорошей сортировкой. Соответствуют второй среднеподвижной зоне, контролируемой течениями.

Наименьшими коэффициентами смещения характеризуются образцы из двух точек — Аранецкой (0,7) и Б. Паток (1,0). Эти образцы соответствуют третьей зоне низкоподвижной среды. Осадки отлагались в более глубокой части бассейна с глубинами более 100 м.

В обнажениях Еджид-Кырта и Подчерем коэффициенты смещения большие (6,0 и 7,8), соответствуют прибрежным осадкам с активной динамикой. Здесь по измерениям косой слоистости обнаружено течение, направленное с востока, со стороны Уральских островов.

В методическом отношении из этих построений можно сделать следующие выводы.

1. Максимальные значения коэффициента смещения 6,0 и более наблюдаются в прибрежной зоне и при впадении рек, где наиболее активно проявляется динамика среды осадконакопления. Сортировка материала здесь слабая, что проявляется в сильной растянутости кумулятивных кривых как легкой, так и тяжелой фракций.

2. Средние значения от 2,0 до 6,0 характерны для прибрежных мелководных осадков с активным движением донных течений.

3. Минимальные значения коэффициента смещения (менее 2,0) наблюдаются в более глубоководной части бассейна седиментации со спокойной динамикой среды осадконакопления, на глубинах более 100 м.

Следовательно, изучение гидравлической эквивалентности может быть использовано при палеогеографических реконструкциях для распознавания прибрежных субаквальных и субаэральных осадков, что имеет большое значение при поисках ловушек нефти и газа литологического типа.

Глава 14

МАТЕМАТИЧЕСКАЯ ОБРАБОТКА ДАННЫХ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

В настоящее время, по мнению Дж. Гриффитса [1971], «прогресс научных исследований в любой специальной области обычно измеряется степенью насыщенности предмета математикой».

В гл. 11 было показано, как статистические методы могут применяться при обработке данных детального минералогиче-

ского анализа. В гл. 5 было продемонстрировано применение дискриминантного анализа для сравнения типоморфных особенностей кварца и циркона в кристаллических и осадочных породах.

Необходимость применения математических методов возникает и при сравнении ассоциаций минералов для установления их сходства или различия как при палеогеографических реконструкциях, так и при сопоставлении и корреляции разрезов. Математическая обработка данных дает возможность получить объективную оценку и сопоставить закономерности распределения переменных.

Простейшим методом сопоставления данных минералогического анализа является парная корреляция. Впервые парная корреляция для данных минералогического анализа была применена А. Б. Вистелиусом при сравнении парагенезисов минералов кемских и ящерских слоев среднего девона Ленинградской области [Вистелиус А. Б., Белоусова В. Т., 1947 г.].

Для сравнения минеральных ассоциаций различных комплексов может применяться также метод многократной корреляции, предложенный Ю. К. Бурковым [Боровиков Л. И., Бурков Ю. К., 1968]. Применение этого метода дает возможность не только установить положительные или отрицательные связи между отдельными парами минералов, но и выявить наиболее общие минеральные ассоциации, свойственные тем или иным комплексам пород, и порядок вхождения минералов в эти ассоциации. Все это открывает возможности для сравнения отложений различных комплексов пород по их минеральному составу.

Автором был проведен опыт применения метода многократной корреляции для сравнения одновозрастных отложений тортона Подолии (юго-западная часть Восточно-Европейской платформы) и чокрака Северо-Восточного Кавказа [Окнова Н. С., 1972а].

Вопрос о происхождении чокракских песков Северо-Восточного Кавказа неоднократно обсуждался в литературе. Одни авторы вслед за В. П. Батуриным считают, что они имеют платформенное происхождение, другие выражают мнение о кавказском и даже иранском источнике сноса для этих отложений. В. А. Гроссгейм [1961 г.] в результате изучения истории терригенных минералов в мезо-кайнозое Северного Кавказа пришел к выводу, что платформенная ассоциация присутствует в осадках Кавказской геосинклинали начиная с верхов юры. Нашей задачей было сравнить минеральные ассоциации чокракских отложений с заведомо платформенными ассоциациями тортона Подолии с целью установления сходства или различия этих ассоциаций.

Для сравнения было использовано 150 анализов из 44 разрезов тортонских отложений Подолии (обработанных автором) и 977 анализов из 94 разрезов чокрака Северо-Восточного Кавказа (определения Л. П. Гмид, К. Ф. Коротковой и автора). Анализы были обработаны по программе, составленной З. В. Агукиной, на ЭВМ БЭСМ-4. В результате многократной корреляции (шесть циклов для тортонских отложений и семь циклов для чокракских

ТАБЛИЦА 15

Порядок корреляционных связей между минералами
Тортонские отложения Подолии

	Ilm	Lc	Zr	Gr	Tur	Rut	Sf	Px	Amf	Di	St	And	Sil	Ep	Shp
Shp	−6	+6	+6	+6	+6	+6	+6	−1	−6	−6	−6	−6	−6	+6	
Ep	−6	+6	+6	+5	+5	+6	+5	+6	−5	−5	−5	−5	−5		
Sil	+6	−5	−6	−5	−5	−6	−6	−6	+4	+3	+3	+5			
And	+6	−6	−6	−4	−5	−6	−4	−6	+5	+6	+5				
St	+6	−5	−5	−5	−5	−6	−6	−6	+3	+6					
Di	+6	−5	−5	−6	−5	−6	−6	−6	+3						
Amf	+6	−5	−6	−5	−5	−6	−6	−6							
Px	−6	+6	+6	+6	+6	+6	+6								
Sf	−6	+6	+6	−2	+6	+6									
Rut	−6	+4	+6	+6	+6										
Tur	−5	+6	+6	+6											
Gr	−6	+6	+6												
Zr	−6	+5													
Ilm															

Чокракские отложения Северо-Восточного Кавказа

Shp	+7	−5	−4	−4	−4	−5	−5	+7	+4	+6	−6	+7	+4	+4	
Ep	+7	−6	−4	−4	−4	−4	−5	+7	+5	+6	−4	+7	+6		
Sil	+6	−3	−5	−5	−5	−6	−6	+7	+3	+3	−6	+7			
And	+6	−6	−7	−7	−7	−7	−7	+4	+7	+7	+6				
St	−7	+7	+5	+6	+5	+4	+5	−6	−5	−7					
Di	+5	−3	−6	−6	−6	−7	−6	+7	+4						
Amf	+7	−4	−4	−4	−5	−6	−5	+7							
Px	+7	−7	−7	−7	−7	−7	−7								
Sf	−7	+6	+5	+5	+5	+5									
Rut	−7	+6	+4	+4	+4										
Tur	−7	+6	+4	+4											
Gr	−7	+6	+3												
Zr	−7	+6													
Ilm															

Примечание. Ilm — ильменит, Lc — лейкоксен, Zr — циркон, Gr — гранаты, Tur — турмалин, Rut — рутил, Sf — сфен, Px — пироксен, Amf — амфибол, Di — дистен, St — ставролит, And — андалузит, Sil — силлиманит, Ep — эпидот, Shp — шпинель.

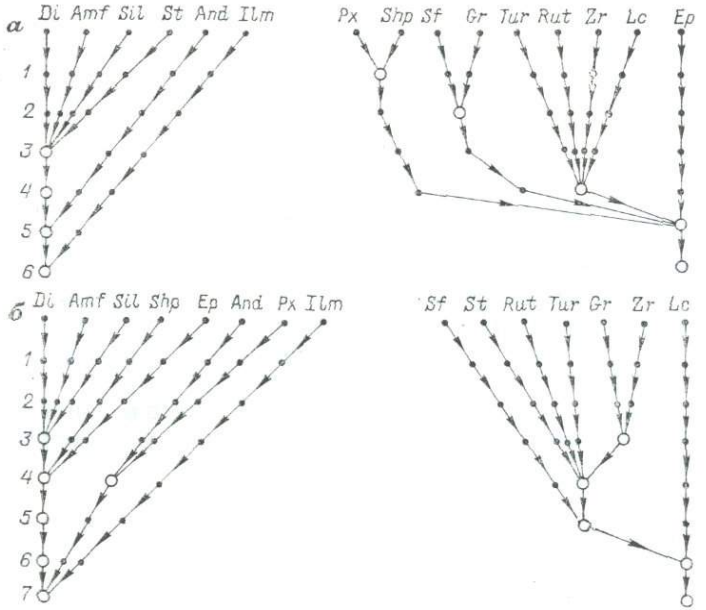


Рис. 37. Графики многократной корреляции ассоциаций минералов в тортонских отложениях Подолии (*а*) и чокракских отложениях Северо-Восточного Кавказа (*б*).

Обозначения см. в тексте.

отложений) были получены связи разных порядков, приведенные в табл. 15. На основании полученных данных были построены корреляционные графики, приведенные на рис. 37. На графиках кружками показаны ассоциации минералов, стрелками — последовательность вхождения минералов в ассоциации, в горизонтальных рядах цифрами показаны ассоциации соответственно 1—7-го порядков.

При сравнении ассоциаций видно, что они сходны между собой. В обеих ассоциациях выделяются две ведущие группы минералов. Первая группа включает минералы метаморфической группы — дистен, силлиманит, в Подолии — ставролит и амфиболы. Андалузит связан с этой группой связью более низкого порядка (5-го). Еще слабее связан с ней ильменит (связь 6-го и 7-го порядков).

Вместе с тем намечаются и некоторые различия чокракской и тортонской ассоциаций. В чокракских отложениях выделяется связь 4-го порядка между андалузитами и пироксенами. Эти минералы, видимо, обязаны своим происхождением Кавказской области сноса (кристаллические сланцы и вулканические породы). В тортонской ассоциации наблюдается положительная связь второго порядка между гранатом и сфеном, возможно поступавших из карпатских метаморфических комплексов. Кроме того,

в тортонской ассоциации наблюдается сильная положительная связь между пироксеном и шпинелью, минералами и ультраосновных изверженных пород, в чокракской же ассоциации шпинель связана с эпидотом и тяготеет, видимо, к метаморфическим комплексам.

Несмотря на эти специфические различия, отмечается общее принципиальное сходство минеральных ассоциаций в чокракских и тортонских отложениях, которое можно объяснить общностью их происхождения из переотложенных осадков Восточно-Европейской платформы. Это служит подтверждением мнения о проникновении платформенного материала в чокракский бассейн Северо-Восточного Кавказа. Намечающиеся различия свидетельствуют о том, что часть материала поступала в чокракский бассейн с Кавказской суши.

Приведенный пример показывает, что метод многократной корреляции может применяться для установления сходства или различия минеральных комплексов и сопоставления их между собой.

Наиболее полным методом статистической обработки данных минералогического анализа является статистическая обработка с использованием комплекса методов многомерной статистики, рекомендованного для решения подобного типа геологических задач М. Д. Белониным и др. [1976].

Нами было проведено сравнительное изучение минералогических ассоциаций в альбских отложениях Ферганской впадины и сравнительное изучение с применением многомерной статистики выделенных ТМП (использование критерия Стьюдента, расстояния Махаланобиса, линейные дискриминантные функции) и отдельно каждой из них (корреляционный, факторный анализы).

Для альбского бассейна Ферганской впадины были выделены три ТМП: Северо-восточная, Юго-восточная и Юго-западная (рис. 38).

Северо-восточная провинция может быть названа циркон-гранат-биотитовой. Из рудных минералов наиболее широким развитием пользуются здесь бурые гидроокислы железа; устойчивые минералы представлены цирконом, гранатом, турмалином и небольшим количеством рутила, метаморфические минералы представлены небольшим количеством дистена и более значительным количеством ставролита (до 7—8 %). Пироксены и амфиболы обнаруживаются в незначительных количествах в отдельных точках (соответственно 2 и 9 %). Эпидот образует более значительные скопления (до 35—40 %) вблизи береговой линии, из слюд наибольшим распространением пользуется биотит (до 85 %), в восточной части присутствует хлорит (до 25 %). Снос материала в провинцию происходил с северо-восточного борта впадины, где развиты терригенно-сланцевые толщи древних комплексов и основные эффузивы.

Юго-восточная ТМП мало отличается по составу минералов и может быть названа циркон-ставролит-биотитовой. Из рудных

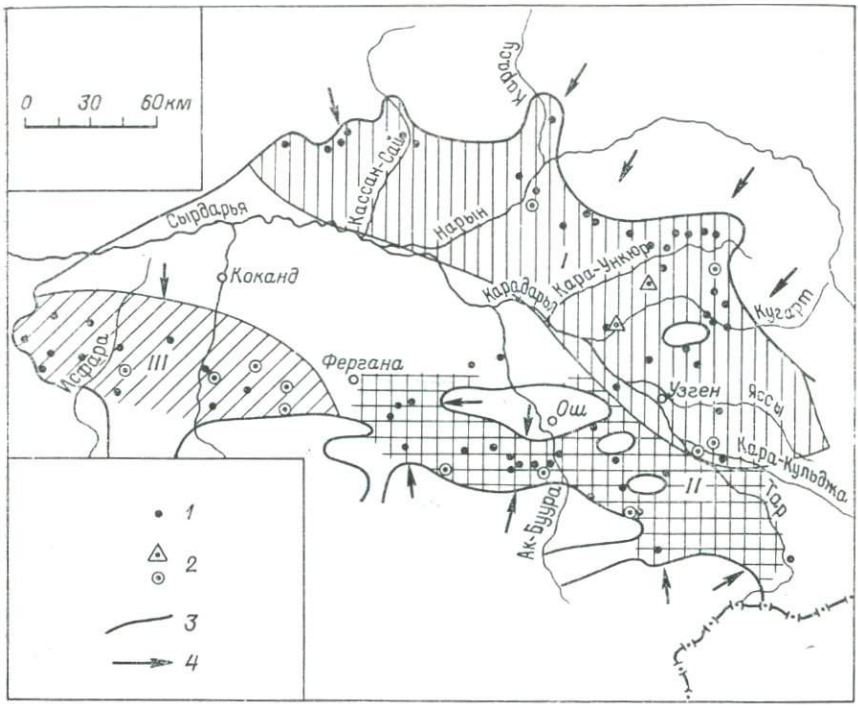


Рис. 38. Карта ТМП альбского бассейна Ферганской впадины.

1 — разрезы; *2* — скважины; *3* — граница бассейна седиментации; *4* — преобладающее направление сноса; ТМП: *I* — Северо-восточная, *II* — Юго-восточная, *III* — Юго-западная.

минералов преобладают бурые гидроокислы железа, широким развитием пользуются все минералы группы устойчивых, отличительной чертой является присутствие дистена в южной части, примыкающей к Алаю, хотя содержания его и незначительны. Максимумы содержания ставролита также тяготеют к южной части ТМП. Пироксены и амфиболы присутствуют спорадически в небольших количествах, концентрации эпидота более значительны. Из слюд превалирует биотит, почти всюду его концентрации превосходят 25 %. От Северо-восточной ТМП Юго-восточная отличается присутствием дистена и более значительными концентрациями рутила, сфена, хлорита. Снос материала происходил с юго-востока, где большим развитием, по-видимому, пользовались метаморфизованные породы. В основном область сноса сложена сланцевыми толщами силура.

Юго-западная ТМП характеризуется ильменит-турмалин-ставролитовой ассоциацией минералов. Бурые гидроокислы присутствуют в более значительных количествах, чем черные рудные. Содержание циркона понижено по сравнению с другими ТМП и чаще всего не превышает 2 %. Гранатов также меньше, чем

в других ТМП. Концентрации турмалина довольно значительны и в северо-западной части провинции достигают 33 %. Рутил встречается только в восточной части провинции. Из метаморфических минералов присутствует только ставролит. Пироксены и амфиболы образуют небольшие скопления в основном у южного борта бассейна, вблизи Алайской суши. Содержание эпидота также выше на юге бассейна. Слюд встречается мало. Снос материала происходил с севера и северо-востока, со стороны Кураминского хребта, дополнительный материал поступал с юга.

Как видно из вышеописанного, комплексы минералов в разных провинциях сходны по качественному составу и отличаются только по количественному.

Для выяснения различий минеральных комплексов разных провинций проведена статистическая обработка, для чего использовано 205 анализов из 53 разрезов. Для каждой ТМП (совокупности) были определены значения средних содержаний каждого минерала. Сравнение средних по t-критерию Стьюдента показывает на различие Северо-восточной и Юго-восточной провинций в большей степени по биотиту и в меньшей — по ильмениту, ставролиту и пироксену. Расстояние Махаланобиса для этих четырех признаков свидетельствует о практически полном отсутствии различий сравниваемых совокупностей по каждому отдельно взятому признаку: наибольшее значение зафиксировано для биотита (0,92), но и оно не говорит о сколько-нибудь хорошем разделении совокупностей.

Гипотеза о сходстве этих совокупностей не опровергается и при сравнении их по всей совокупности признаков: обобщенное расстояние Махаланобиса равно 2,4475, что соответствует классификационной ошибке 22 %.

Различие Северо-восточной и Юго-западной ТМП более значительно. Наибольшие значения t-критерия Стьюдента имеют хлорит (2,044) и эпидот (2,013). Для лимонита, мусковита и биотита эти значения меньше (соответственно 1,946; 1,925; 1,869). Обобщенное расстояние Махаланобиса составляет 10,7888, т. е. провинции имеют значительные различия (классификационная ошибка равна 5,05 %).

Юго-восточная и Юго-западная ТМП различаются по биотиту, критерий Стьюдента для которого составляет 3,824. Остальные минералы плохо различаются по t-критерию (апатит — 1,538, амфиболы — 1,486 и т. д.). Расстояние Махаланобиса для биотита составляет 2,32086. Обобщенное расстояние Махаланобиса для Юго-восточной и Юго-западной провинций равно 5,7894, классификационная ошибка 11,5 %, различие между ними более существенное, чем между Северо-восточной и Юго-западной ТМП.

Сравнение минеральных комплексов различных провинций позволило выделить ряды информативности минералов. Наиболее информативными для разных провинций являются разные минералы, но в общем можно выделить как наиболее информативные биотит, хлорит, амфиболы и эпидот.

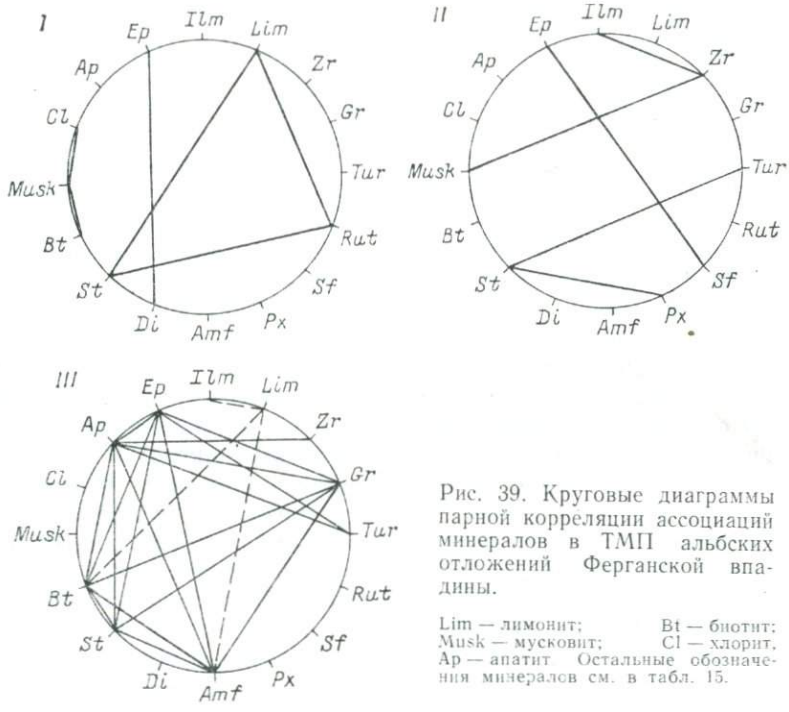


Рис. 39. Круговые диаграммы парной корреляции ассоциаций минералов в ТМП альбских отложений Ферганской впадины.

Lim — лимонит; Bt — биотит; Musk — мусковит; Cl — хлорит, Ap — апатит. Остальные обозначения минералов см. в табл. 15.

Для уточнения парагенезисов минералов внутри провинций и их происхождения для каждой провинции анализировались линейные корреляционные связи между минералами. Они представлены в виде круговых диаграмм (рис. 39).

Для Северо-восточной ТМП характерны положительные связи между лимонитом, рутилом и ставролитом и между эпидотом и дистеном (0,636). Другую группу минералов, положительно связанных между собой, составляют биотит, мусковит и хлорит. Такие ассоциации образовались, видимо, за счет размыва палеозойских сланцевых толщ.

В минеральном комплексе Юго-восточной провинции наблюдаются положительные связи ильменит—циркон—мусковит, турмалин—ставролит—пироксен и эпидот—сфен. Ильменит-циркон-мусковитовая ассоциация связана, видимо, с герцинскими гранитоидными породами, турмалин-ставролит-пироксеновая и эпидот-сфеновая — со сланцевыми силурийскими толщами.

Юго-западная провинция отличается тесной положительной связью всех минералов (циркона, гранатов, турмалина, амфиболов, дистена, ставролита, биотита, апатита и эпидота). Наиболее тесная связь (+ 1,0) наблюдается между амфиболами и биотитом. Отрицательные связи существуют между лимонитом, с одной стороны, и ильменитом, амфиболами и биотитом — с другой. Возможно, это является результатом окисления последних минералов

и переходом их в лимонит. Ассоциация минералов связана со сланцевыми комплексами палеозоя и герцинскими гранитоидными породами. Как видно из круговых диаграмм, по внутренним связям минералов провинции различны между собой.

Факторный анализ, проведенный для всех провинций, позволяет говорить о существовании в Северо-восточной провинции фактора, оказывающего существенное влияние прежде всего на ильменит, лимонит, гранаты, рутил, пироксены, ставролит и отрицательное влияние на дистен. Видимо, комплексы размывшихся метаморфических пород не содержали последнего минерала, поэтому фактор имеет отрицательное значение. Действие второго фактора сказывается положительно на три минерала — биотит, мусковит, хлорит и отрицательно — на рутил и ставролит. Этот фактор связан, видимо, с размывом слюдистых сланцев. Третий фактор оказывает однонаправленное воздействие на сфен и эпидот, связанные, очевидно, с основными эффузивами.

В Юго-восточной ТМП первый фактор оказывает положительное воздействие на ильменит, циркон, турмалин, рутил, ставролит и отрицательное — на лимонит. Возможно, из различных толщ поступали устойчивые (ильменит, циркон, турмалин, рутил) и окисленные (лимонит) минералы. Обнаруживается также противодействие амфиболов и пироксенов, амфиболов и хлорита. Это связано, по-видимому, с переходами этих минералов одного в другой. Можно сделать вывод, что размываемые толщи подвергались значительным изменениям в процессе катагенеза.

Почти все минералы Юго-западной провинции (циркон, гранаты, турмалин, амфиболы, ставролит, апатит, биотит, эпидот) испытывают однонаправленное воздействие первого фактора. Видимо, размывался однородный комплекс пород, представленный метаморфическими разностями. Лимонит испытывает отрицательное воздействие этого же фактора. Турмалин и сфен, связанные между собой положительно, происходят, очевидно, из гранитоидных пород.

В целом статистическая обработка данных минералогии по альбским отложениям Ферганской впадины показала незначительное различие Северо-восточной и Юго-восточной провинций по комплексам минералов, несколько более значительное различие между Юго-восточной и Юго-западной провинциями и достаточно существенное различие между Северо-восточной и Юго-западной. Это связано с тем, что комплексы пород, размывавшихся на северо-востоке и юго-востоке, были сложены сходными терригенно-сланцевыми толщами. В породах, служивших источником сноса для осадков Юго-западной провинции, присутствовало значительное количество интрузивных гранитоидных пород, которые поставляли в осадки иной комплекс минералов. Исследование показало, что метод комплексной многомерной статистики дает положительные результаты при обработке данных минералогического анализа.

Приведенные примеры математической обработки данных минералогического анализа показывают применимость метода математической статистики при любом масштабе исследований.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Минералогические исследования для палеогеографических реконструкций в комплексе с другими литолого-палеогеографическими исследованиями применяются при поисках залежей углеводородов, но особенно большое значение приобретают они при поисках залежей литологического типа. Если для прогнозирования структурных залежей основное значение имеют тектонические критерии, то при поисках литологических ловушек главное внимание уделяется литологическим факторам, среди которых немаловажную роль играют минералогические исследования.

Большое значение имеют минералогические исследования при прогнозировании региональных зон выклинивания. Литологические региональные зоны выклинивания приурочены обычно к береговым зонам бассейнов седиментации и дельтам и авандельтам палеорек. Минералогические исследования помогают выявлению этих зон, что основано на закономерностях пространственной эволюции комплексов терригенных минералов. Наиболее богатые комплексы минералов, ближе всего соответствующие составу пород в областях сноса, приурочены обычно к береговым участкам бассейнов седиментации. С движением в глубь бассейнов ассоциации закономерно изменяются, что обусловлено, с одной стороны, уничтожением нестойких разностей минералов в процессе переноса, а с другой — дифференциацией минералов по гидравлической крупности, в результате которой вблизи от береговой линии скапливаются гидравлически более крупные минералы, а вдали от нее — гидравлически более мелкие. Картирование распределения минералов по площади дает возможность установить береговые линии, проследить пути миграции терригенного материала, границы его распространения и наметить возможные региональные зоны выклинивания.

При более детальных поисках минералогические исследования также становятся более детальными и сосредоточиваются на участках, наиболее благоприятных для поисков литологических ловушек. Детальное картирование минералов дает возможность проследить расположение линии выклинивания по изменению содержаний этих минералов. Кроме картирования минералов целесообразно также картирование различных минеральных коэффициентов. Коэффициенты источников сноса позволяют разграничивать материал различного происхождения, тектонические коэффициенты используются для установления положения конседиментационных структур, седиментационные коэффициенты позволяют судить о дальности переноса и степени переработанности материала. При более детальных минералогических исследова-

ниях применяется также изучение типоморфизма минералов, чаще всего кварца как наиболее распространенного породообразующего минерала.

При помощи терригенно-минералогических построений может быть уточнен рельеф дна бассейна седиментации и выявлены конседиментационные структуры, на которых возможны комбинированные ловушки в локальных зонах выклинивания.

Для уточнения генетической принадлежности осадков можно прибегать к изучению гидравлических соотношений зерен тяжелых и легких минералов. Поскольку литологические ловушки чаще всего связаны с прибрежными отложениями, определение микрофаций в этих отложениях имеет большое значение. Изучение коэффициентов смещения в таких отложениях позволяет отделить осадки, отложенные в водной и воздушной среде, а также отложенные на разных глубинах прибрежной зоны.

При поисках залежей углеводородов большое значение приобретает изучение как терригенных, так и аутигенных минералов в зонах древних водонефтяных контактов. Нефть, приходя в пласты-коллекторы, затормаживает процессы вторичного минералообразования, но в то же время создает условия для интенсификации геохимических процессов, происходящих вокруг залежи. Индикаторами этих процессов могут служить акцессорные минералы. Изучение вертикальной и горизонтальной зональности распределения минералов дает возможность наметить продуктивные зоны и определить время прихода нефти в пласты-коллекторы.

Минералогические исследования должны проводиться в комплексе с другими литолого-палеогеографическими исследованиями. Комплексное применение литолого-палеогеографических и геолого-геофизических методов может решить задачу прогнозирования литологических залежей углеводородов. Минералогические исследования являются необходимым звеном в комплексе этих исследований.

Часть III

ТЕКСТУРНЫЙ АНАЛИЗ

Одним из основных частных методов палеогеографических реконструкций является текстурный анализ. Несмотря на то что изучение текстур за последние десятилетия значительно продвинулось, метод этот в практике палеогеографических исследований не получил достаточно широкого распространения.

Ниже речь будет идти о динамических текстурах, т. е. о текстурах, возникающих в результате деятельности донных течений и в меньшей мере волнений. В первую очередь к ним относятся косослойчатые текстуры, знаки ряби, гиероглифы. Кроме того, будет рассмотрена ориентировка песчинок и вытянутых органических остатков. Конечным результатом изучения ориентировки упомянутых выше образований являются карты донных течений, позволяющие проследить пути миграции терригенного материала по дну бассейнов седиментации.

Карты эти базируются на положении о том, что в результате деятельности донных течений создаются плотные потоки, которые загружены терригенным материалом, перемещающимся по дну бассейнов. Эти течения предопределяют ориентировку песчинок, включений и наклонов серий косых слойков. Эта ориентировка параллельна течениям (особенно это касается косослойчатых текстур). В подавляющем большинстве случаев соответствие ориентировок и направлений течений полное.

Глава 15

КОСОСЛОЙЧАТЫЕ ТЕКСТУРЫ

Наиболее широко для составления карт течений прибегают к изучению ориентировки косослойчатых текстур. Она присуща большинству фанеромерных пород, и измерения ориентировки этих текстур не составляют большого труда. Поэтому они используются в первую очередь.

Косослойчатые текстуры формируются в осадках поступательными движениями среды осадконакопления (реки, донные течения, ветер) и ее колебательными движениями (прибой) и хорошо

моделируются в лотках. Естественно, что в разных условиях образуются морфологически разные типы текстур. Их изучение показало большое разнообразие серий косых слойков, что привело к попыткам диагноза фаций по морфологии серий исходя из принципа актуализма [Жемчужников Ю. А., 1940; Ботвинкина Л. И., 1962]. Это направление изучения текстур весьма плодотворно, однако надо иметь в виду, что текстуры упомянутыми авторами изучались только в одном сечении пласта. Но косослойчатые текстуры объемны, и, следовательно, в основу их классификации и интерпретации следует положить не плоскостную, а пространственную модель [Смирнов Л. С., 1966 г.]. Объемная классификация косослойчатых текстур наиболее разработана Э. И. Кутыре-

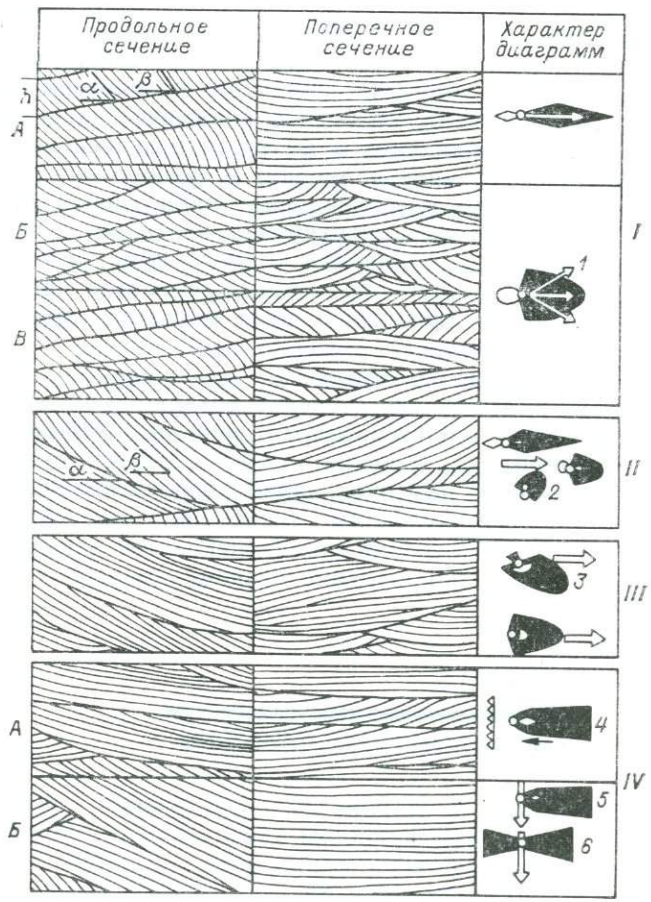
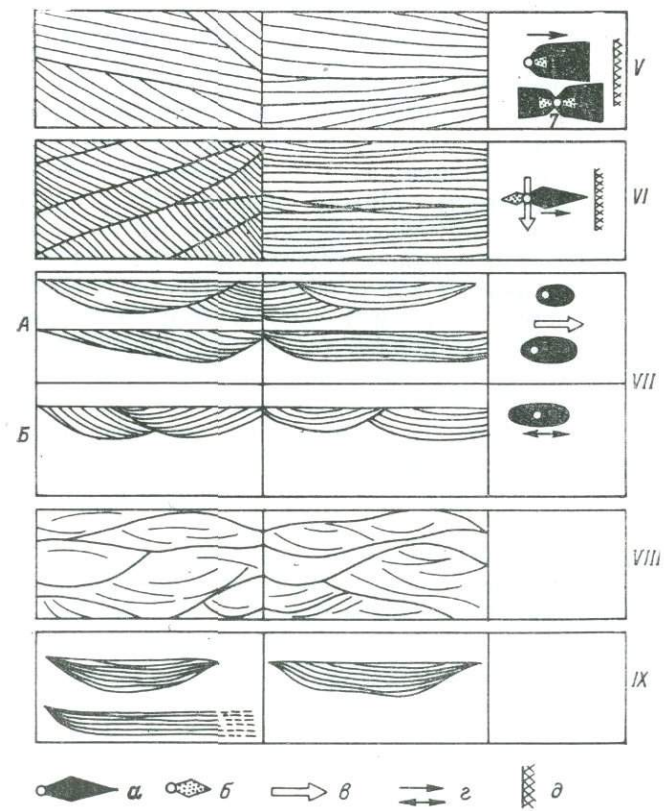


Рис. 40. Морфологические типы косой слойчатости (по Э. И. Ку

а, *б* — диаграммы-розы, построенные по измерениям ориентировки (*а* — правление течений; *г* — направление результирующей волнения; *д* — поло клона ложа или кровли косослойчатой серии; β — угол наклона косых

вым [1968] (рис. 40). Все-таки остается еще много вопросов, которые требуют уточнения и более глубокого рассмотрения. Например, масштаб косой слойчатости (мощность серий). Вряд ли можно считать дюну высотой 200 м серией косых слойков. Можно усомниться в том, что наносы передвигались под каким-то углом к направлению действия ветра или течений. В конце концов нас интересует направление движения осадков, а тут уж соответствие ориентировки наклонов серий косых слойков с направлением перемещения осадков сомнений не вызывает. Э. И. Кутыревым разработан вопрос об определении фациальной принадлежности осадков (пород) по форме диаграмм-роз частот ориентировки наклонов косых слойков.

На рис. 41 изображена объемная модель косослойчатой текстуры, так называемая чашка. В трех взаимно перпендикулярных направлениях получаются разные рисунки текстуры, значительно



тыреву).

направлений наклона серий косых слойков, *б* — серийных швов); *в* — наложение береговой линии относительно лучей диаграмм-роз; α — угол наслойков.

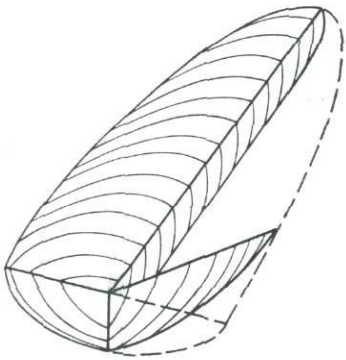


Рис. 41. Элементарная серия косых слойков в разных срезах (чашка).

отличающиеся друг от друга. В плоскостных классификациях они могут быть отнесены к разным генетическим типам косых слойков. Поэтому пока, до дополнительных исследований можно пользоваться таблицей Э. И. Кутырева (рис. 40), хотя она и носит провизорный характер. Если в экстремальном случае серия косых слойков представлена чашкой, то наиболее распространен тип строения серии А (рис. 40). На другом конце ряда окажется прямая серия, где в сечении, перпендикулярном к направлению движения, будут наблюдаться косые слойки, а в параллельном сечении мы увидим ровную слойчатость. Между обоими типами существуют все возможные промежуточные случаи. Все эти косослойчатые серии образуются при грядном режиме передвижения песков, а разница в морфологии текстур обусловливается характером потока, формирующего гряды: импульсивного в случае чашки и равномерного — во втором. Наиболее наглядно грядный режим проявляется в сериях косых слойков «типа знаков ряби», когда песчаный пласт располагается между двумя пластами глин и ему соответствует одна косая серия. В таком случае нижняя поверхность пласта обычно ровная, а верхняя скульптурирована знаками ряби. Более крутые склоны гряд ориентированы в направлении течения.

Так или иначе, а для накопления нового материала и для интерпретации его по имеющимся схемам при изучении морфологии косослойчатых текстур по обнажениям или по керну нужно их тщательно описывать в объемном варианте. При этом лучше всего пользоваться анкетой Ю. А. Жемчужникова [1940]. Во всяком случае необходимо отмечать:

а) контакты серий с ниже- и вышезалегающими пластами (есть ли серийные швы, имеются ли признаки несогласия и перерыва);

б) характер следов косых слойков на дневной поверхности (ровные, вогнутые, выпуклые, выполаживающиеся кверху или книзу);

в) мощность серий;

г) чем маркируется слойчатость (величиной зерен, вещественным составом).

Эти сведения, подтвержденные фотографиями и зарисовками, могут облегчить проведение фациального анализа изучаемых осадков.

Формированию косослойчатых текстур посвящена обширная литература (Вейхер А. А. [1946]; Allen I. R. D., [1963 г.]; Jopling A. B., [1962 г.]; Русанов И. Я. [1958] и др.). Было установлено, что гряды формируются и продвигаются в сторону направления донных течений путем скатывания зерен с вершин гряд в подвалье. А. А. Вейхер показал, что чем больше угол наклона серий косых слойков, тем с меньшей скоростью передвигаются осадки.

Глава 16

ПОЛЕВОЕ ИЗУЧЕНИЕ ОРИЕНТИРОВКИ КОСОСЛОЙЧАТЫХ ТЕКСТУР

32. ОПРОБОВАНИЕ

Работа в поле состоит в измерении ориентировки наклонов поверхности косых слойков. При этом надо учитывать разнообразные условия обнаженности, разное строение исследуемых объектов и разные типы косослойчатых текстур.

Самым общим принципом для составления карт донных течений является производство максимального числа измерений в максимальном числе пунктов наблюдения (много измерений во многих точках). Основу карт следует насытить максимальным количеством материала.

Для производства измерений большое значение имеет залегание изучаемого стратона. Если угол падения оказывается меньше 4—5°, таким наклоном можно пренебречь и считать эту свиту залегающей горизонтально. В этом случае измеренная ориентировка наклона серий косых слойков будет соответствовать первичной ориентировке, возникшей в процессе осадконакопления. Если же породы залегают с углом наклона более 5°, то для получения первичной ориентировки наклона серий косых слойков необходимо делать два измерения — общего падения пород (первично-горизонтальные слои) и ориентировки наклона косых слойков (первично-наклонные слойки).

Исходя из строения косослойчатых серий (чашек), можно утверждать, что даже самое тщательное и точное измерение на прекрасно отпрепарированной площадке не может считаться «истинным», потому что в чашке, т. е. в естественном геологическом теле, сформированном донными течениями, в разных ее частях измерения будут различаться (рис. 41), так как в общем

случае поверхность напластования косого слойка является криволинейной (иногда со значительной кривизной). По-видимому, наиболее точно направление течения будут отражать измерения в центре чашки, характеризующиеся наибольшими углами наклона. Однако при достаточно большой величине чашки (измеряющейся метрами, а то и десятками метров) вероятность того, что дневная поверхность ограничивает именно ее центральную часть, мала. Понадобились бы большие вскрышные работы, чтобы отпрепарировать чашку и наметить положение ее центральной части. Независимо от ориентировки дневной поверхности, получая результаты измерения, мы не можем быть уверены в том, что они соответствуют основному направлению течения. Для выявления этого направления нужно большое число измерений, причем в одной чашке (серии) надо стремиться делать по нескольку (2—3) измерений, выбирая сечения с максимальными углами наклонов. Известно, что если суммировать азимуты на противоположных бортах чашки и поделить пополам, то получим азимут основного направления. При опробовании разрезов свит (избранных стратонов) надо придерживаться принципа равномерного изучения всех частей разреза. Для этого в каждом пласте косослойчатого песчаника следует производить одинаковое число измерений (2—3 на пласт или серию). Нельзя поддаваться соблазну сделать много измерений в хорошо обнаженном пласте, а в других — с худшими косыми слойками — лишь одно. Все дело именно в равномерности опробования. При этом установка на массовость измерений является наиболее рациональной. Статистически представительная диаграмма-роза должна строиться не менее чем по 20—25 измерениям. Все же в зависимости от характера изучаемого разреза и от обнаженности число измерений следует несколько варьировать, но общая установка на равномерность опробования и на получение представительной выборки является обязательной.

Один из вопросов, которые решаются во время полевых работ, а чаще и до этого, — это выбор стратиграфического интервала для карты донных течений. Опыт показывает, что чем меньше этот интервал, тем карты получаются более четкими. Поэтому в идеале надо стремиться составлять карты по минимально возможным интервалам, вплоть до одного пласта. Если сравнить карты, составленные для Восточного Предкавказья по среднему миоцену в целом, с картами для чокрака и карагана в отдельности, а тем более с картами по избранным песчаным пластам ($\sum_7$ — для чокрака и S_6 — для карагана) [Вассоевич Н. Б., Гроссгейм В. А., 1951а], то можно легко убедиться в правильности нашего утверждения. Можно также сравнить карты донных течений бассейна Северо-Западного Кавказа для всего кампанского века и для одного пласта Аврора (рис. 42) [Гроссгейм В. А., 1973], чтобы убедиться в том же. В обоих примерах при сохранении направлений донных течений схемы их при сужении интервалов разреза становятся проще и единообразнее. Исчезают дополнительные направления и расплывчатость ориентировок в одной точке.

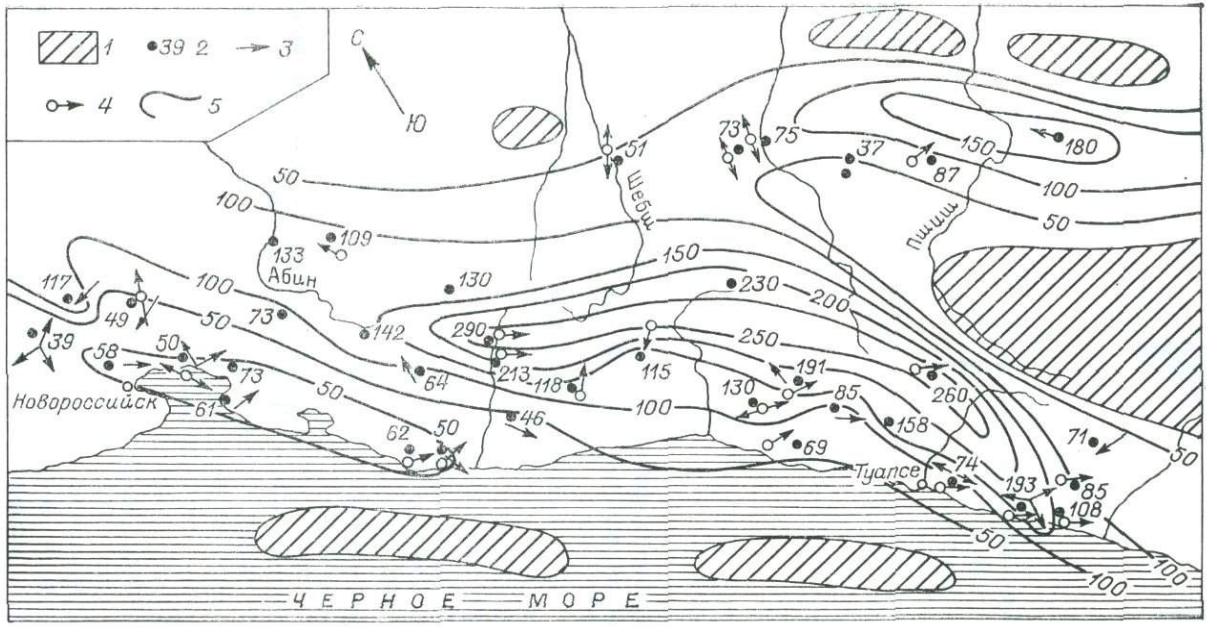


Рис. 42. Схематическая карта течений в бассейне ритма Аврора (кампан Северо-Западного Кавказа) (по В. А. Гроссгейму).

1 — предполагаемая суша; *2* — точки наблюдений (цифра — мощность, см); *3* — направление донных течений по измерениям ориентировки наклонов серий косых слойков; *4* — направление донных течений по измерениям ориентировки гиероглифов; *5* — изопахиты, см.

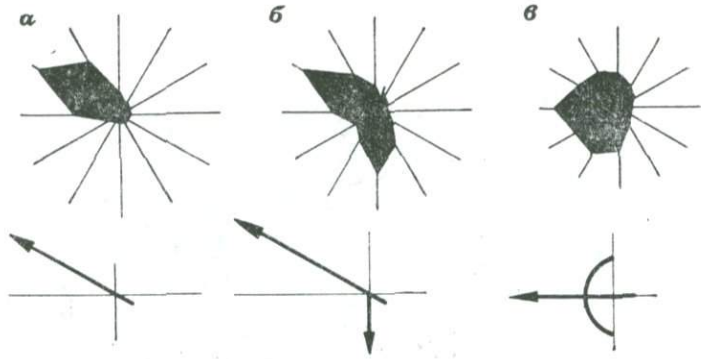


Рис. 43. Различные типы диаграмм-роз частот ориентировок наклонов серий косых слойков в зависимости от разброса результатов измерений и их изображение стрелками на картах.

Течение: *а* — однонаправленное стабильное; *б* — изменившее в какой-то момент направление; *в* — с неустойчивым направлением.

На практике дело приходится иметь, как правило, с толщами, отвечающими ярусу, подъярусу или свите, а не с отдельными пластами.

На рис. 43 показаны различные возможные типы диаграмм-роз частот ориентировок наклонов серий косых слойков: *а* — диаграмма-роза для стабильного однонаправленного течения, *б* — для течения, сменяющего направление в течение времени формирования изучаемого стратона, *в* — для неустойчивых по направлению во времени течений. Вообще по форме розы можно в какой-то мере судить о рельефе дна бассейна осадконакопления. Так, при больших уклонах дна роза становится очень узкой и четкой, так как отклонений от основного направления почти не происходит. Наоборот, при плоском дне, т. е. при меньших скоростях донных течений, розы оказываются очень расплывчатыми, а течения очень изменчивыми. Смена направлений течений связывается в общем случае с азимутальным изменением наклона дна, вызываемым тектоническими подвижками. Для более точных специальных исследований, естественно, нужно проводить более детальный обмер чашек, чего при ординарной работе не требуется.

Разрезы одного и того же стратона различаются в разных выходах по характеру обнаженности. Некоторые из них отлично обнажены на полную мощность стратона (например, в карьерах или в глубоких ущельях), а другие — лишь частично (небольшие карьеры, меандрирующие реки, формирующие обнажения лишь у крутых поворотов). В последнем случае может оказаться, что в разных местах обнажены разные части разреза изучаемого стратона. В случае большого однообразия ориентировок по разрезу (известны случаи, когда ориентировки оказываются стабильными на протяжении 7000—8000 м по мощности разреза, охваты-

вающего несколько систем) это небольшая беда. В таком случае в каждой точке наблюдения мы имеем право фиксируемые азимуты наклонов серий косых слойков распространять на весь разрез (например, майкоп Северного Кавказа или ергенинская серия юга Восточно-Европейской платформы). Хуже, когда изучается неустойчивый бассейн с часто меняющими направление донными течениями. К счастью, таких бассейнов очень мало — мы даже затрудняемся привести убедительный пример. Чаще в некоторых разрезах фиксируется одноразовая смена ориентировок, хотя и на азимут не более 30—40°, например в разрезе майкопа по р. Чанис-цхали в Мегрелии или же в пярнуской свите среднего девона по р. Пярну у с. Тори в Эстонии, но почти всегда общая схема донных течений сохраняется на больших территориях, меняясь во времени лишь в деталях. Что касается закрытых районов, где измерения ориентировок наклонов серий косых слойков производятся по керну, надо отметить, что объемы бурения, как правило, ограниченны, и это при небольшом выходе керна снижает представительность результатов измерений. Чаще всего песчаных пород подымают мало (да и они расходятся в первую очередь на изучение коллекторских свойств), далеко не всегда они несут косослойчатые текстуры, так что для увеличения достоверности исследований необходим тщательный просмотр керна, чтобы выявить максимальное число штуфов с динамическими текстурами. При этом в одну диаграмму-розу следует включить результаты измерений в нескольких скважинах, расположенных на одной разведочной площади.

Опыт показывает, что реконструкции схем донных течений для какой-то части бассейна седиментации производятся на основе какой-то сети точек наблюдения (обычно первые десятки точек), для каждой из которых составляется диаграмма-роза частот ориентировок наклона серий косых слойков. Выбор точек наблюдения приходится производить в зависимости от обнаженности района исследований. Как правило, надо стараться по возможности использовать все выходы изучаемого стратона на дневную поверхность. При этом в первую очередь опробуются хорошо обнаженные полные разрезы нашего стратона. Эту опорную сеть в ряде случаев приходится сгущать за счет отдельных обнажений, в которых удается произвести очень небольшое число измерений (иногда единицы). В случае стабильной системы ориентировок такой материал пополняет закономерную картину и может быть использован полностью. В сомнительных случаях данные по небольшим розам-диаграммам или отдельным измерениям лучше не принимать во внимание. Следует еще раз подчеркнуть, что учеными разных стран установлено, что если исследование производилось на большом и систематически подобранном фактическом материале («много измерений во многих пунктах»), то всегда получается закономерная картина, отражающая схему донных течений, действовавших на изученной территории в заданный отрезок времени.

Чем с большей точностью делаются измерения ориентировок, тем более достоверным получается конечный результат. Однако на практике требования к точности измерений определяются строением серий косых слойков, возможностями горного компаса и особенностями технологии производства измерений. Строение серий косых слойков в общем случае таково, что, имея дело не с плоскостями, а с поверхностями наслоения косых слойков, мы в разных частях серии (чашки) получаем результаты измерения, отличающиеся друг от друга, хотя и на небольшое значение (азимутально 3—8°, а по падению — 2—5°), но вполне ощутимое. А так как (о чем мы говорили выше) срезы пород дневной поверхностью различны, то мы невольно вынуждены измерять ориентировку в случайных сечениях чашки. Технология измерений также снижает их точность, особенно если наблюдения производятся не по отпрепарированной площадке. Наименее точными оказываются измерения по одной стенке в очень плотных породах, потому что пластинка, приставленная к следу пересечения косого слойка с дневной поверхностью, может быть наклонена неправильно, что зависит от субъективной оценки элементов залегания лицом, производящим наблюдения. Неточность измерений может быть усугублена при редукции, хоть и на небольшое значение, вследствие того что принятый и рекомендованный нами способ редукции не учитывает первичного наклона дна и изменения при короблении пласта не только угла наклона, но и азимута. Сама конструкция горного компаса формально позволяет производить измерения с погрешностью до 1° по азимуту и 1° по вертикали. Однако небрежность при снятии отсчетов может увеличить погрешность. Принимая во внимание все изложенное, можно представить, что точность результатов оставляет желать лучшего.

Однако для решения с помощью текстурного анализа реальных задач даже такая точность в подавляющем большинстве случаев оказывается достаточной. Иногда нам надо получить ответ с погрешностью до 90, а то и 180°. Можно решать ряд принципиальных вопросов палеогеографии конкретного объекта исследований. Например, при изучении косослойчатых текстур песчаников продуктивной толщи Апшеронского полуострова надо было решить вопрос, с какой стороны шел терригенный материал — с севера или с Кавказского горного сооружения (разность азимутов приближается к 90°). Такая же задача стояла и при исследованиях среднего миоцена Дагестана и Черных гор, т. е. с платформы или же с Кавказа сносился терригенный материал (разница в азимутах около 180°). Наконец, можно указать, что в Западной Сибири, в ее центральной части, существует фациальный переход валанжинских песков, которые к западу замещаются глинами. Для прогноза поведения песчаной толщи необходимо знать, с востока ли поступал песчаный материал или он приносился меридиональными донными течениями параллельно линии выклинивания

коллекторов. Разница в направлениях около 90°. Решение этой задачи под силу самому грубому текстурному анализу.

Вернемся, однако, к производству измерений. Следует рассмотреть несколько случаев. В платформенных условиях, где общее падение не превышает 2—3°, делается одно измерение, которое дает первичную ориентировку наклона серий косых слойков, существовавшую в бассейне осадконакопления. В случае рыхлых (сыпучих) песков следует ножом или молотком подготовить две взаимно перпендикулярные стенки со следами пересечения косослойчатой текстуры с дневной поверхностью. При помощи целлулоидной (или фанерной) пластинки (примерно 10 × 14 см) по двум следам реконструируют поверхность напластования косого слойка. Это делается при помощи установки пластинки так, что одна ее сторона упирается в след на одной стенке, а другая — на другой. Компас приставляют к пластинке и снимают отсчеты азимута и угла падения.

Если породы имеют среднюю крепость, то чаще всего можно отпрепарировать поверхность напластования косых слойков, создав площадку хотя бы в несколько квадратных сантиметров. На эту площадку накладывают плотно целлулоидную пластинку так, чтобы она как бы продолжала отпрепарированную поверхность и делают измерение.

Наибольшие трудности создает третий случай — при очень плотных породах, выступающих сплошной стенкой. Пластинку приходится приставлять к следу. При этом по линии соприкосновения пластинки со срезом возникает шарнир, и определить, какой же наклон придать пластинке, нелегко. Надо стараться отколоть кусочек породы, чтобы хотя бы увидеть, как располагаются следы в другом случайном сечении и соответственно сориентировать на весу пластинку. Если такая ориентировка удалась для одного измерения, то для других логично пластинку устанавливать субпараллельно достоверной установке. Если серии косых слойков вогнуты, т. е. в разных частях имеют различные углы наклона, то надо стараться измерение угла падения производить в средней части пласта (серии косых слойков).

В геосинклинальных областях углы падения первично-горизонтальных пород достигают значений гораздо больше 5—6°. Для того чтобы получить элементы залегания первично-наклонных косых слойков, надо применить более тонкую методику. При этом могут встретиться сложные случаи, например при опрокинутом залегании пород. Поэтому после записи общего падения пород совершенно необходимо отмечать в полевой книжке, нормальное это залегание или опрокинутое. В полевой книжке перед каждым записанным значением отмечают его принадлежность к общему падению или наклонам серий косых слойков (рис. 44). Измерения общего падения в поле нужно производить как можно чаще. Это увеличивает точность редукции. В случае частого переслаивания пород найти граничную поверхность между двумя пластами не составляет труда. Если же мы имеем дело с мощным монолитным

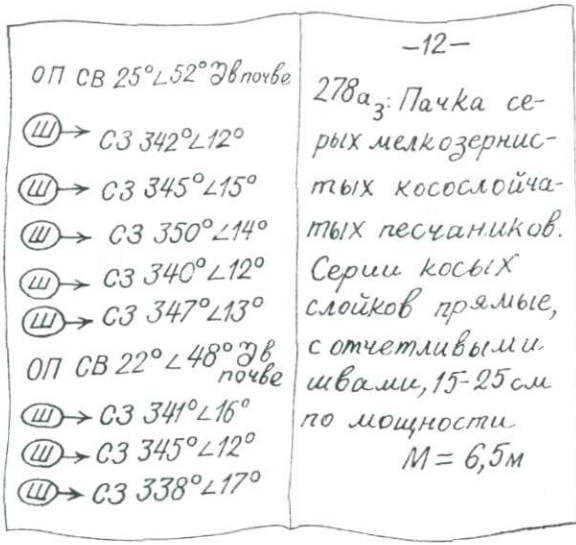


Рис. 44. Запись в полевой книжке.

песчаным пластом, образованным многими сериями косых слойков, то измерения общего падения следует производить по отпрепарированным серийным швам или по кровле и подошве пласта (если они обнажаются). В общем случае на одно измерение общего падения пород приходится несколько измерений наклонов серий косых слойков.

34. ТЕХНИКА РЕДУКЦИИ

Редукция, т. е. восстановление изначальных элементов залегания, производится при помощи стереографической сетки Вульфа [Вассоевич Н. Б., Гроссгейм В. А., 1951б]. В горизонтальное положение приводится плоскость падения первично-горизонтальных пластов. При этом плоскость, отвечающая наклону серии косых слойков, примет положение, соответствующее изначальной их ориентировке (до дислокации слоев). Наиболее удобно для редукции приспособление, состоящее из укрепленной на доске (или дикте) сетки Вульфа, имеющей в центре выступающую наружу иглу. На эту иглу насаживается целлулоидная тонкая прозрачная пластинка (круг, равный сетке Вульфа), которая может свободно вращаться вокруг иглы. Для удобства поверхность целлулоидного круга делается слегка матовой. На круг наносится окружность, соответствующая окружности сетки, которая градуируется штрихами (по 5°, как на сетке), а между 0 и 180° и 90 и 270° проводятся два диаметра. Диаметр 90—270° называется экватором.

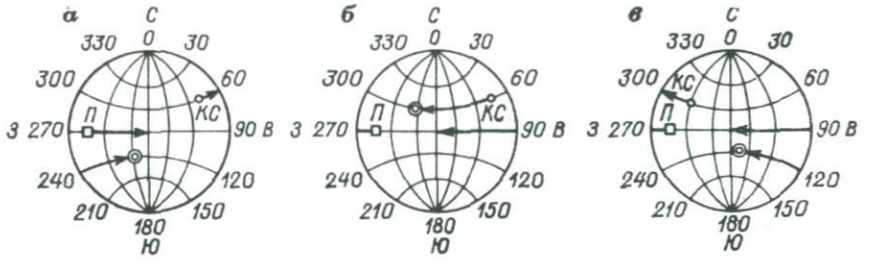


Рис. 45. Разные случаи редукции результатов измерений косых слойков на сетке Вульфа (по Н. Б. Вассоевичу и В. А. Гроссгейму).

В общем случае редукция производится следующим образом.

1. На круг (пластинку) наносят карандашом точку, отвечающую измеренным в поле элементам залегания косых слойков (одно измерение). Для этого, вращая пластинку вокруг оси, устанавливают деление на окружности пластинки, соответствующее азимуту наблюдения против окончания экватора на сетке. Угол падения отсчитывают от центра сетки по направлению к периферии и ставят точку. Ее можно заключить в кружок или квадратик или рядом написать КС (косые слойки).

2. Таким же образом на пластинку наносят элементы залегания пласта — носителя текстуры. Пластинку фиксируют в установленном положении, т. е. с точкой ОП (общее падение) на экваторе просвечивающей сетки Вульфа.

3. Редукцию производят путем перенесения точки КС вдоль широты сетки Вульфа по направлению, субпараллельному экватору, в сторону центра, на число градусов, соответствующее углу общего падения. Ставят новую точку, которая будет отвечать редуцированному значению.

4. Для считывания элементов залегания этой точки ее выводят на экватор поворотом пластинки (круга). У конца экватора на окружности снимают азимут, а угол падения определяют числом градусов от центра сетки до точки по экватору. Это и будут элементы залегания первично-наклонной плоскости косых слойков.

Разберем на конкретных примерах несколько наиболее сложных случаев редукции (рис. 45).

1 (рис. 45, *а*). Первично-горизонтальные пласты падают под большим углом. Первично-наклонные находятся в опрокинутом положении. Например, общее падение З 270°∠75°, падение косых слойков по измерению СВ 59°∠74° (в действительности же угол падения равен 180 — 74 = 106°).

В этом случае после нанесения точек КС и ОП мы убеждаемся, что они оказываются по разные стороны от центрального меридиана, а при приведении точки ОП к центру точку КС приходится переносить на 180° на другую сторону окружности. В остальном техника редукции не отличается от изложенной выше. После

редукции падение первично-наклонных слойков определяется как ЮЗ 220°∠40°.

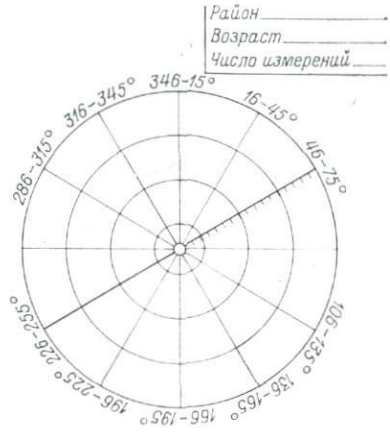
2 (рис. 45, *б*). Первично-горизонтальные пласты опрокинуты. Первично-наклонные залегают нормально. Например, общее падение (опрокинутое) З 270°∠75°, падение первично-наклонных слойков СВ 59°∠74°.

В этом случае, для того чтобы привести в первично-горизонтальное положение плоскость общего падения пород, точку ОП надо вести не к центру, а к периферии — сначала к внешней окружности, затем перевести ее в диаметрально противоположный пункт этой окружности (т. е. изменить азимут на 180°; для нашего примера это будет 270 — 180 = 90°) и уже отсюда довести точку ОП до центра. Точку же КС надо переместить по ее параллели (дуге) на 180 — 75 = 105°, т. е. вычесть измеренный угол падения первично-горизонтальных слоев. Дальнейшие операции на сетке Вульфа те же, что и для более простых случаев. В нашем примере залегание плоскости первично-наклонных слойков после редукции будет СЗ 320°∠40°.

3 (рис. 45, *в*). Первично-горизонтальные пласты и первично-наклонные (косые) слойки находятся в опрокинутом положении. Например, падение первично-горизонтальных пластов З 270° ∠75°, а первично-наклонных — СЗ 300°∠68°. В этом случае, как и в предыдущем, для приведения точки ОП к центру (что будет отвечать горизонтальному положению пласта), нужно вести ее сначала в сторону большой окружности, а затем, изменив ее азимут на этой окружности на 180°, довести до центра. Точку же КС надо передвинуть по ее параллели также до большой окружности на угол α, затем перенести ее в диаметрально противоположный пункт окружности (т. е. изменить азимут на 180°; для данного примера 300 — 180 = 120°) и перемещать по соответствующей дуге дальше в прежнем направлении на угол, равный 180° минус угол падения первично-горизонтальных слоев и минус угол α (в нашем случае 180 — 75 — α). В конце концов точка КС переместится (в два приема) на угол, равный 105°. Действительно, в первый раз она переместилась на угол α, во второй — на угол 180—75—α, а в общей сложности на угол $\alpha + 180 - 75 - \alpha = 105°$. Дальнейшие операции не отличаются от описанных выше. В результате получаем первичный наклон косых слойков ЮВ 154° ∠35°.

Описанный способ редукции основан на предположении о том, что при короблении пластов дислокации происходят только в одной плоскости (т. е. изменяется только угол наклона пластов). Однако в действительности может измениться и азимут, что необходимо иметь в виду при сложной тектонике геосинклинальных областей. До сих пор, однако, мы не научились определять эти отклонения азимутов, а следовательно, лишены возможности внесения соответствующих поправок при редукции. Первичный наклон дна, также не учитываемый при предложенном способе редукции, может очень мало повлиять на точность конечных результатов,

Рис. 46. Бланк для диаграммы-розы частот ориентировок наклонов косых слойков.



так как эти наклоны весьма незначительны (1—2°). Нельзя учесть также влияние деформации текстур под действием динамометаморфизма в областях с очень напряженной тектоникой. Следует отметить только, что измерения ориентировки динамических текстур в таких регионах производятся очень редко.

Существуют и аналитические методы редукции (например, предложенный Л. Раупом и У. Мишем [Raup L., Mish W., 1957 г.], однако никакого распространения они не получили. При хорошей практике редукции на сетке Вульфа за рабочий день можно легко обработать 200—300 измерений.

Для записи результатов измерений косых слойкой в процессе редукции хорошо иметь специальные бланки, разработанные Н. Б. Вассоевичем (табл. 16). Существуют бланки и для построения диаграмм-роз (рис. 46).

ТАБЛИЦА 16

Бланк для записи результатов измерения косых слойков и для редукции (по Н. Б. Вассоевичу)

ВНИГРИ
Ленинград
Литейный пр., д. 19

Район _____ Запись _____

Примечания _____

Номер полевой книжки и страницы	Обнажение	Номер слоя	Дата	Первично-горизонтальные		Первично-наклонные		После редукции		Примечание
				Азимут падения	Угол	Азимут падения	Угол	Азимут падения	Угол	

Диаграммы-розы частот ориентировок наклонов серий косых слойков строятся по редуцированным значениям (при горизонтальном залегании — по измерениям, сделанным непосредственно в поле).

Круг делится на секторы, посередине сектора проводится радиус, разделенный на небольшие равные отрезки, соответствующие результату одного измерения (в случае обилия значений масштаб может быть изменен). Для удобства построения диаграммы-розы на бланке проводят несколько концентрических окружностей через равные интервалы масштабной шкалы. При этом лучше у центра оставлять небольшой круг, от которого и вести отсчет числа измерений. Интервалы, по которым производится группировка значений, заметно варьируют (от 10 до 45°). Наш опыт показывает, что наиболее рациональным является интервал 30°. Очень большое число интервалов скрадывает характерность и величину пиков, а слишком малое позволяет производить лишь очень грубый анализ. Секторы располагаются так, чтобы средние радиусы совпадали с азимутами С, В, Ю и З (т. е. 346—15, 16—45, 46—75, 76—105° и т. д.). Такую диаграмму-розу легче читать.

На радиусах откладывается число измерений, азимуты которых входят в интервал, охватывающий сектор. Концы отрезков радиуса, соответствующих числу приходящихся на них измерений, соединяются прямыми линиями и образовавшийся полигон для наглядности закрашивается в черный цвет (рис. 47, *а*). В США распространены диаграммы-розы, на которых секторы закрашиваются целиком до окружности, соответствующей числу измерений, попавших в данный сектор. Нам этого типа диаграммы-розы кажутся менее наглядными (рис. 47, *в*). Можно изображать результаты измерений на круге с полярной сеткой координат и отдельными точками показывать не только азимут, но и угол наклона (рис. 47, *б*). Такие усложненные диаграммы-розы трудно читаются. Гораздо целесообразнее анализ ориентировок и углов наклона производить раздельно. На карту можно наносить непосредственно диаграммы-розы или же генерализовать их при помощи стрелок (рис. 43, *а—в*). При этом если на диаграмме-розе отражены два направления ориентировки, то соответственно из одной точки показываются две стрелки. Большой разброс ориентировок обозначается стрелкой с дугой в ее основании («лук со стрелой»).

Диаграммы-розы часто бывают громоздкими и нехарактерными и при достаточной густоте точек наблюдения карты с нанесенными диаграммами-розами трудно читаются. Поэтому изображать на картах направление донных течений стрелками более целесообразно и наглядно. Величина стрелок может быть стандартной, но можно длину их соотнести с числом измерений в каждой точке. Для анализа углов наклонов у стрелок хорошо записывать минимальный, средний и максимальный углы. Существует

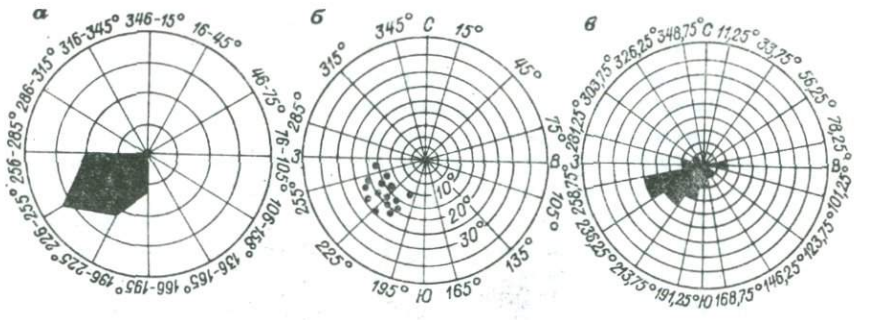


Рис. 47. Типы диаграмм-роз частот ориентировок наклонов серий косых слойков.

а — рекомендуемый; *б* — тип, на котором можно учесть углы наклона серий; *в* — принятый в США.

целый ряд статистических способов определения основного направления, дающих возможность сделать это с большой точностью. Но все они исключительно трудоемки по сравнению с визуальной оценкой, а точность, которую дает последняя, вполне достаточна для построения карт течений. Надо еще иметь в виду, что законность применения к нашего типа выборке статистических методов исследования может быть оспорена в связи с тем, что результаты измерения относятся к различным отрезкам времени, иногда довольно значительным. Можно картировать средние (но лучше максимальные) мощности серий и углы наклонов серий косых слойков (средние или относящиеся к моде на диаграмме-розе).

36. ОРИЕНТИРОВКА КОСОСЛОЙЧАТЫХ ТЕКСТУР ПО КЕРНУ СКВАЖИН

При палеогеографических исследованиях последнее время все чаще приходится сталкиваться с объектами, имеющими ограниченные поверхностные выходы, а также (при поисках неантиклинальных залежей) выяснять обстановку седиментации на локальных участках. Отсюда возникает необходимость разработки новых методик и в том числе методики восстановления направления течений по косослойчатым текстурам на ориентированном керне как разрешения одной из частных задач при реконструкции обстановок седиментации в закрытых районах. Если морфологическое изучение текстур пород в керне для целей фациального анализа практически не отличается от аналогичных исследований по обнажениям и лишь усложняется в силу фрагментарности текстуры (косослойчатой серии, знаков ряби и т. д.), то использование косослойчатых текстур для восстановления направлений течений требует ориентированного керна.

Уместно отметить, что восстановление направлений течений при помощи текстурного анализа, дающего прямые и наиболее

точные результаты по определению направления сноса и путей разноса терригенного, и в первую очередь песчаного, материала, не всегда и не везде применяется при палеогеографических исследованиях. Можно было бы указать ряд регионов с достаточно хорошей обнаженностью, где в определенных стратиграфических интервалах широко распространены косослойчатые текстуры и они используются для определения фаций, но по ним не произведена реконструкция древних течений. В закрытых же районах такие реконструкции до последнего времени не проводились вообще. Между тем при комплексном подходе к решению задач палеогеографического характера восстановление палеотечений необходимо.

При решении вопроса ориентации керна были использованы идеи и основы палеомагнетизма. Палеомагнетизм горных пород широко применяется при решении ряда геологических задач, одной из которых является ориентация керна в системе современных географических координат.

Опыты по ориентации керна с использованием магнетизма пород известны с конца 30-х — начала 40-х годов. Впервые такие разработки были начаты в 1937 г. в США, а затем с 1939 г. и в СССР [Морозов Г. С., Строцкий Г. Н., 1939 г.; Фролов Н. Ф., 1940 г.]. Однако ввиду слабой теоретической обоснованности и недостаточно совершенной аппаратуры метод этот не получил широкого применения.

С начала 70-х годов палеомагнитологи вновь стали предпринимать попытки решения этой задачи [Ржевский Ю. С., 1970; Зоткевич И. А., Коротун В. В., 1970 г., 1974]. Причем если прикладной целью в более ранних работах было определение элементов залегания горных пород, определение пространственного залегания трещин и т. д., то в дальнейшем ориентация керна предпринималась для решения интересующей нас задачи — восстановления направлений донных течений по косослойчатым текстурам [Зоткевич И. А., Коротун В. В., 1974]. Последние работы по палеомагнитной ориентации керна скважин привели к усовершенствованию этой методики [Буров Б. В., 1978 г.; Ржевский Ю. С., 1981 г.].

Исследования, проведенные для выявления сопоставимости результатов палеомагнитной отработки образцов (стратиграфически идентичных) из скважин и близко расположенных естественных обнажений, а также работы, позволившие провести геологический контроль результатов, полученных при изучении текстур на ориентированном керне, позволяют рекомендовать широкое использование данной методики.

Не вдаваясь в подробности палеомагнитной методологии лабораторных исследований и статистической обработки результатов изучения образцов керна, которые приводятся в специальных работах [Палеомагнетизм палеозоя, 1974 г.; Зоткевич И. А., Коротун В. В., 1974; Буров Б. В., 1978 г.; Ржевский Ю. С., 1981 г.], укажем, что суть методики заключается в определении стабиль-

ной или, наоборот, нестабильной компоненты естественной остаточной намагниченности.

В первом случае после определения стабильной компоненты керн ориентируется таким образом, чтобы выделенный вектор совпал с направлением древнего геомагнитного поля, установленного для изучаемого стратиграфического интервала данного района. При совмещении этих направлений керн получает истинное положение. Во втором случае используется компонента вектора, приобретенная породой в силу влияния различных факторов в последующие периоды ее геологической истории. Эта компонента в большинстве случаев нестабильна и может быть снята размагничиванием в переменном поле или термообработкой с интервалами температуры, устанавливаемыми экспериментальным путем. При использовании второго способа керн ориентируется путем совмещения направлений выделенной компоненты и современного геомагнитного поля, но данный способ требует доказательств того, что разрушенная компонента вектора обусловлена современным геомагнитным полем.

При изучении образцов из скважин с косослойчатыми текстурами для определения на ориентированном керне векторов древних течений нужно учитывать следующее. В подавляющем большинстве случаев непрерывный керн отсутствует, поэтому определить, является ли данная наклонная слоистость фрагментом крупной косослойчатой серии или первично-горизонтальной слоистостью, выведенной тектоническими движениями из горизонтального положения, не всегда представляется возможным. Исходя из этого, для данного вида анализа целесообразен отбор образцов с мелкой (или микро) косой слойчатостью. Отбор же образцов с фрагментами крупных косослойчатых серий возможен только в случае, когда в непрерывном столбике керна виден и серийный шов этой же косослойчатой серии. По той же причине (отсутствие непрерывного керна) в прослое, содержащем направленные текстуры, не всегда удается установить азимут и угол общего падения пород и соответственно произвести редукцию результатов измерения косых слойков. В этом случае применение данной методики будет ограничено платформенными районами, где заведомо известно, что углы общего падения пород не превышают 8—10°.

Естественно, что интерпретация результатов обработки кернового материала будет усложняться и при значительной кривизне скважин.

Подготовка образца керна с косослойчатой текстурой перед лабораторными измерениями производится следующим образом. Выпиливается кубик, в котором нижняя и верхняя грань перпендикулярны образующей цилиндра (керна). Боковые же грани кубика должны выпиливаться с таким расчетом, чтобы на двух из них, сходящихся под прямым углом, были видны два следа косого слойка, один из которых отвечал бы максимальному углу падения косого слойка. На полученный образец наносится система прямо-

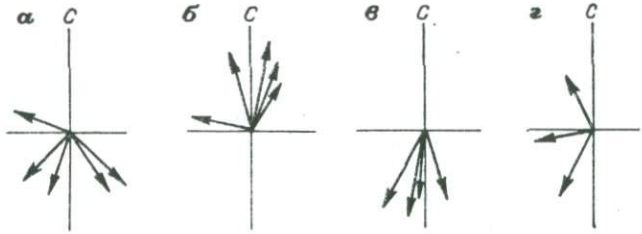


Рис. 48. Векторы ориентировки наклонов косых серий по ориентированным образцам керна тюменской свиты Обь-Иртышского междуречья [по Зоткевичу И. А., Коротуну В. В., 1974].

Скважины: *а* — Юбилейная 401; *б* — Соболиная 172; *в* — Черемшанская 1; *г* — Моисеевская 2.

угольных координат *xyz* (ось *z* направлена вниз по оси цилиндра и определяет положение керна «верх—низ», необходимое при ориентации керна первым способом). В этой системе координат определяются палеомагнитные характеристики образца с целью его ориентации. Методика лабораторных измерений, аппаратура и обработка данных приводятся в специальных работах, упомянутых выше. Методика измерений в ориентированном образце практически не отличается от таковой в естественных разрезах. Измеряется максимально возможное число азимутов косых слойков (углы падения во избежание ошибок и ввиду отсутствия редукции не измеряются) и по этим данным строятся диаграммы-розы частот ориентировок наклонов серий косых слойков. В случае малого числа наблюдений на карту наносятся векторы палеотечений.

Приведем несколько примеров палеогеографического характера, в которых используется ориентированный керн для восстановления донных течений.

Одной из первых работ подобного рода, приводимых в литературе, была статья И. А. Зоткевича и В. В. Коротуна [1974]. Ориентация керна производилась на основе выделения стабильной компоненты естественной остаточной намагниченности и сопоставления ее с древним геомагнитным полем. В образцах керна из четырех скважин (тюменская свита — нижняя—средняя юра) Обь-Иртышского междуречья после их ориентации были измерены азимуты падения косой слойчатости (рис. 48). Полученная ориентировка линий падения косой слойчатости, как видно из рисунка, имеет незначительный разброс в разрезе каждой скважины и существенный — на отдельных площадях. Эта дисперсия, по мнению авторов, обусловлена изменением направлений течений во времени и по площади, а также погрешностями при проведении эксперимента.

Нами была проведена работа по восстановлению донных течений в ранне-среднедевонских бассейнах Прибалтики [Геращенко И. Л., Курше В. М., Ржевский Ю. С., 1981]. Одновременно с изучением палеомагнитных характеристик коллекции девонских образцов из обнажений и карьеров были сориентированы 60 об-

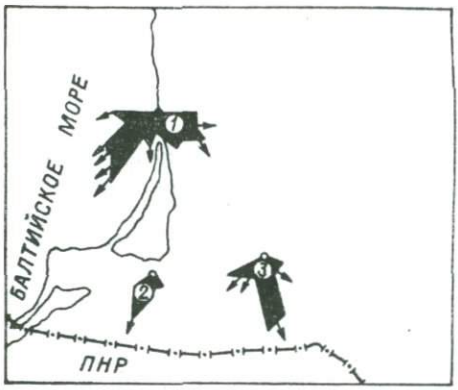


Рис. 49. Схема донных течений бассейна юго-западной части Советской Прибалтики в гарджайское время (ранний девон).

Скважины: *1* — Паланга 318; *2* — Славская 1; *3* — Неманская 6.

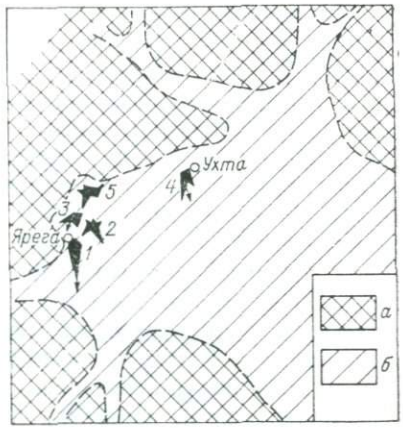


Рис. 50. Схема донных течений в Ярегской губе живетского века (контуры бассейна по Б. А. Яцкевичу).

а — область эрозионного палеоподнятия; *б* — аллювиальная дельтовая прибрежная аккумулятивная равнина; *1* — шахта № 1; *2* — скв. 14-ПР-1; *3* — скв. 15-Р; *4* — скв. Б-1 Чибью; *5* — скв. 33-Р-1.

разцов керна из различных площадей юга Прибалтики. Отбор образцов керна, их ориентация и измерения косослойчатых текстур производились по упомянутым выше методикам. По результатам измерений были составлены для каждого основного этапа развития ранне-среднедевонского бассейна сводные (по скважине) диаграммы-розы (рис. 49). Интерпретация реконструированных донных течений позволила расширить и подтвердить палеогеографические реконструкции для данного района и, что особо важно, для его закрытой части. Основным полученным при этом выводом было подтверждение господствующего поступления терригенного материала с севера в гарджайское, кемерское и пярнуское время. Отмечено влияние Белорусско-Мазурской антеклизы в два последних отрезка времени.

Следующий пример дает представление о восстановлении донных течений на ограниченном участке бассейна седиментации [Геращенко И. Л., Голубева И. И., 1981]. Выбор объекта — район Ярегского месторождения (Ухтинский район) — был обусловлен возможностью сравнения результатов реконструкции палеотечений, восстановленных по измерениям косой слойчатости на ориентированном керне и по прямым измерениям на стенках штреков. По ряду скважин отбирался керн (более 80 образцов) из отложений живетского яруса. Все точки наблюдений (скважины) расположены в северо-западной тыловой части палеодельты, установленной палеогеографическими исследованиями.

Измерения косых слойков на ориентированном керне и построенные по ним диаграммы-розы по трем скважинам дали четкое южное и юго-западное направление донных течений. Диаграмма-роза по одной из скважин имеет довольно расплывчатый характер. Это может быть объяснено в первую очередь ее местоположением в зоне седиментации: возвышенный участок палеорельефа (в современном плане живетские отложения в данной скважине залегают на 150—300 м выше, чем в остальных рассматриваемых скважинах), — а также тем, что сводная диаграмма-роза суммирует векторы, отражающие изменения характера палеотечений (стоковые, вдольбереговые, приливные и т. д.) во времени. Для контроля результатов по керну были проведены измерения косослойчатых текстур по стенкам штрека в III рабочем пласте (старооскольского горизонта живетского яруса) мощностью около 3 м. Диаграмма-роза азимутов падений косых слойков также дала южное направление течения (рис. 50).

Глава 17

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ КАРТ ДОННЫХ ТЕЧЕНИЙ

За основу интерпретации карт донных течений следует взять положение о компенсационном их характере, т. е. что они являются агентом седиментации, агентом перераспределения терригенного материала под влиянием сил гравитации. Гравитационный эффект создается неравномерным тектоническим прогибанием дна бассейна осадконакопления. Для поддержания динамического равновесия системы или, другими словами, для компенсации прогибания осадконакоплением и вступают в действие силы гравитации, которые вынуждают осадки перемещаться из менее интенсивно в быстрее прогибающиеся участки дна. Как правило, овалы прогибания соответствуют бассейнам осадконакопления. Распределение осадков по мощности подчиняется геотектоническому режиму, синхронному накоплению осадков. Направление донных течений (ориентировка наклонов серий косых слойков) должно соответствовать направлению перемещения осадков от краев бассейнов к их центральным частям, во всяком случае от области малых мощностей к участкам с большей мощностью осадков.

Имеющиеся факты в виде нескольких десятков реконструкций донных течений, опубликованных во многих странах мира, больше всего в СССР и США, подтверждают нашу концепцию. Как примеры в первую очередь могут быть использованы реконструкции, охватывающие бассейны осадконакопления целиком (или их значительные части) с совмещенными изопахическими схемами. Такое соотношение видно на реконструкции схемы донных течений триасового бассейна пограничных областей Франции и ФРГ [Forche K. по Potter P. E., Pettijohn F. I., 1963]. На рис. 51 на-

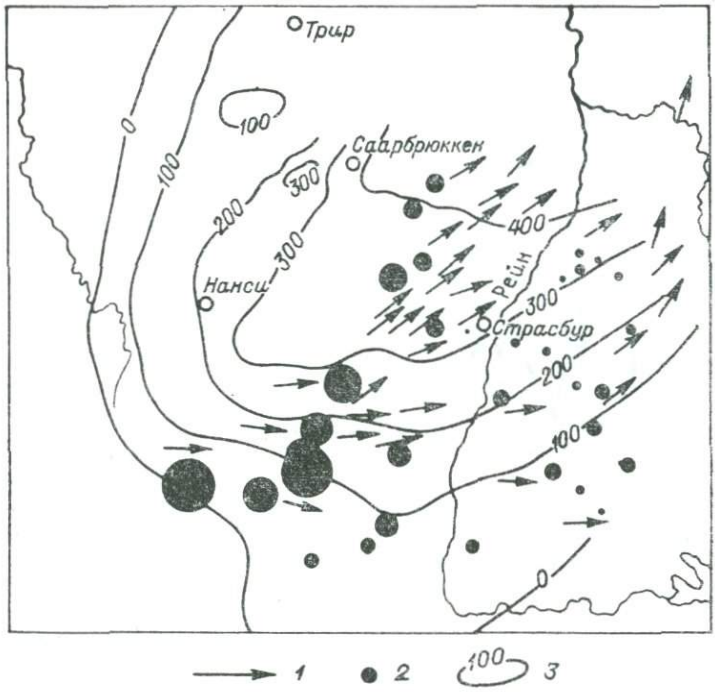


Рис. 51. Схема донных течений триасового бассейна смежных областей Франции и ФРГ (по К. Форхе).

1 — ориентировка наклонов серий косых слойков; *2* — относительный размер песчаных зерен; *3* — изопахиты, м.

несены не только стрелки, показывающие направления донных течений, но и схема изопахит, а также очень схематично (в виде кружков различной величины) гранулометрический состав осадков. Из рассмотрения этой карты можно сделать вывод, что в целом направления донных течений совпадают с направлением уменьшения грубости осадков и увеличением их мощности. Однако в левой части карты и в области меньших мощностей стрелки направлены не поперек, а параллельно изопахитам. К этому мы еще вернемся.

Для раннеятулийского бассейна района оз. Янгозеро В. З. Негрущей составлена карта течений, сочетающаяся с картой изопахит (рис. 52). На этой карте подавляющее большинство стрелок смотрит в глубь бассейна, в область бóльших мощностей.

В монографии В. А. Соколова, Л. П. Галдобиной и других [1970 г.], посвященной ятулию Карелии, приведено несколько схем донных течений, совмещенных с изопахитами и фациальными зонами. На всех картах подавляющее большинство стрелок направлено в сторону увеличения мощностей, или точно перпендикулярно изопахитам, или же под некоторым углом к ним с сохра-

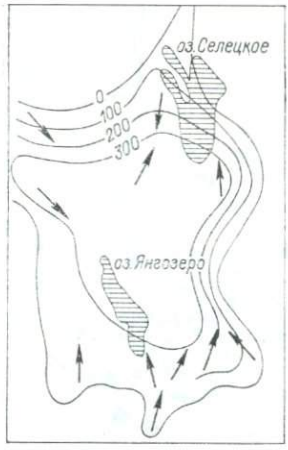


Рис. 52. Карта донных течений в раннеятулийском бассейне района оз. Янгозеро, Карелия (по В. З. Негруце).

Изолинии представляют собой изопахиты, м.

нением общей тенденции. Однако есть и исключения (ориентировки параллельно изопахитам и изредка в сторону меньших мощностей). Все эти исключения относятся к тем фациальным зонам, которые определены как «области бассейна терригенного осадконакопления с периодическим осушением» и «области прибрежной фациальной обстановки», т. е. к самым мелководным участкам бассейнов осадконакопления.

Реконструкция У. К. Гемблина [Hamblin W. K., 1962 г.] для франконской формации (кембрий) бассейна Верхней Миссисипи представляет собой карту изопахит с наложенными на нее стрелками, показывающими направление донных течений. В целом течения устремлялись из области меньших мощностей (75 м) к центру овала прогибания (200 м).

В работе Н. Н. Форша [1970 г.] по верхней перми Волго-Уральской области приведены карты донных течений, одна из которых (белебеевское время) совмещена с изопахитами. Стрелки направлены в южные румбы, куда увеличиваются мощности.

Довольно хорошо увеличение мощности песчаников серии Честер совпадает с направлением донных течений на карте, составленной П. Поттером [Potter P. E., Glass R. K., 1958 г.] для южной части штата Иллинойс.

Г. Бриггс [Briggs H., 1963 г.] отмечает, что данные по изопахитам песчаников р. Бразос (нижний мел) округа Пало-Пинто (США, штат Техас) близко соответствуют данным по азимутам ориентировки наклонов косой слойчатости. Некоторый разброс ориентировок при общей их направленности в сторону бóльших мощностей объясняется тем, что это результат воздействия континентальных и морских мелководных условий седиментации.

Можно сослаться на большое количество примеров, но и приведенные достаточно отчетливо показывают, что основной тенденцией, доминирующей в любой реконструкции, является сочетание увеличения мощностей осадков к центру овалов прогибания с ори-

ентировкой наклонов серий косых слойков в ту же сторону. Это подтверждает логическую схему, по которой осадки перемещаются в область максимальных прогибаний, а донные течения служат механизмом этого перемещения. Однако явление это значительно сложнее, чем сказано выше. Из тех же и других примеров следует, что в прибрежно-мелководной зоне морских бассейнов (периферические области наиболее грубых осадков, обладающих минимальной мощностью) схемы донных течений усложняются — течения действуют или параллельно берегам, или еще более сложным образом. Вероятно, это связано, во-первых, с малыми уклонами дна на мелководье (напомним, что наиболее четкими диаграммы-розы частот ориентировок наклонов косых слойков являются при относительно крутых уклонах дна бассейнов седиментации), а также с тем, что ветровые и волновые перемещения водных масс верхних слоев воды при очень малых глубинах контролируют в значительной степени перемещение терригенного материала по дну бассейна. К тому же в мелководной области бассейнов рельеф дна обладает наибольшей сложностью (бары, отмели, банки и т. д.), что, естественно, также влияет на перемещение терригенного материала в глубь бассейнов и что, с другой стороны, облегчает при помощи карт донных течений реконструкцию этого рельефа.

Не намного отличается от нашей принципиальной установки в отношении интерпретации карт донных течений позиция американских исследователей. Они также считают, что терригенный материал перемещается при помощи донных течений вниз по склону дна бассейна седиментации под влиянием сил гравитации. Но если мы стараемся осмыслить каждое измерение в отдельности, особое внимание обращаем на аномальные (т. е. расходящиеся с направлением большинства стрелок) направления донных течений, то американские исследователи стараются, наоборот, осреднить, генерализовать свои схемы. Отсюда родился метод квадратов, который применяется в США [Farkas S., 1960]. В результате американские исследователи оценивают общее простирание (вернее, падение) палеосклона бассейна седиментации. Не отрицая правомерности постановки и решения этой задачи, мы считаем, что ею далеко не ограничиваются возможности текстурного анализа.

Признав тектоническую природу динамических текстур, мы должны соответствующим образом воспринимать и интерпретировать фактический материал, заложенный в карты донных течений. При их помощи можно решать целый ряд геологических задач, краткий обзор которых следует ниже.

Изучение косослойчатых текстур подтвердило и окончательно утвердило точку зрения В. П. Батурина на северное происхождение кварцевых песков продуктивной толщи (средний плиоцен) Апшеронского полуострова, высказанную им еще в 1926 г. [Батурин В. П., 1947] и основанную на особенностях ее минералогического состава (дистен и ставролит — минералы, характерные

для Балтийского щита и для осадков Восточно-Европейской платформы). Проведенное И. А. Конюховым [1949] изучение ориентировки косослойчатых текстур в разрезах продуктивной толщи на Апшеронском полуострове показало, что терригенный материал перемещался с севера на юг.

Такие же споры велись в свое время и о происхождении среднемиоценовых песков Северо-Восточного Кавказа и Предкавказья. Минералогический состав указывал на привнос песков с севера, а ареалы распространения песков тяготели как к северу, так и к югу. Только изучение ориентировки текстур и составление в результате карт донных течений позволило сделать вывод, что течения были направлены с севера на юг [Вассоевич Н. Б., Гроссгейм В. А., 1951а].

В ряде случаев наблюдается большая выдержанность ориентировок наклонов косых слойков на громадных пространствах (главным образом на платформах). Например, в альбском бассейне Европейской части СССР, от Дмитрова и Яхромы до Волги, по данным Т. Д. Базановой, в сотнях пунктов наблюдается одно и то же направление донных течений — с северо-запада на юго-

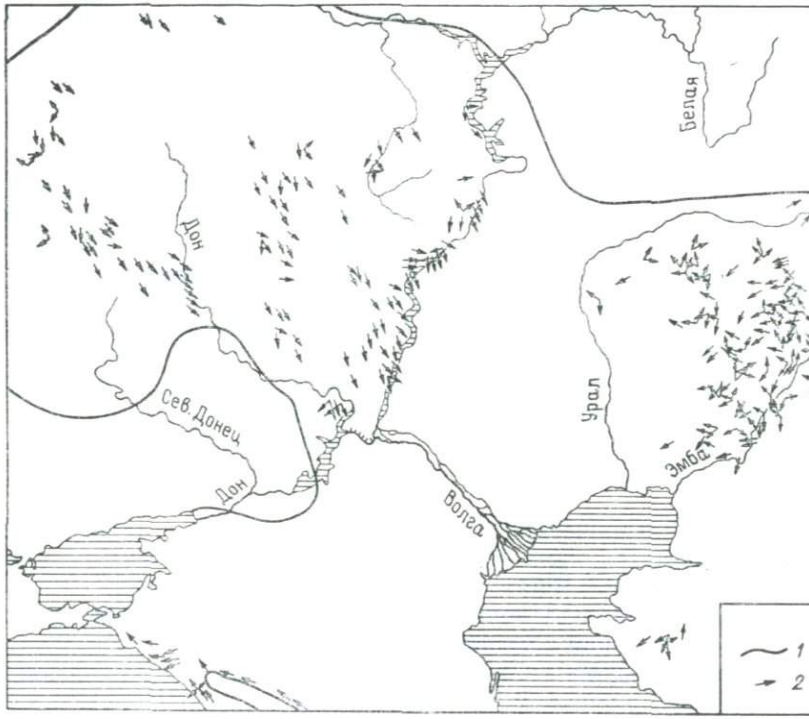


Рис. 53. Схема донных течений Восточно-Европейского бассейна альбского времени (по Т. Д. Базановой, И. Л. Геращенко, В. А. Гроссгейму и др.).

1 — предполагаемая береговая линия; *2* — ориентировка наклонов серий косых слойков.

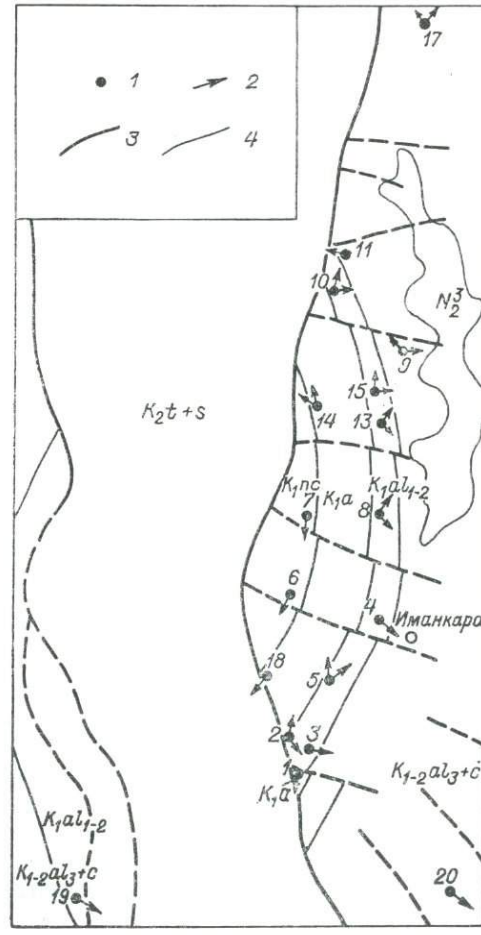


Рис. 54. Схема донных течений, действовавших в раннемеловую эпоху на куполе Иманкара (Эмба) (по И. Л. Геращенко и В. А. Гроссгейму).

1 — точки наблюдений; *2* — ориентировка наклонов серий косых слойков; *3* — линии сбросовых нарушений; *4* — геологические границы.

восток, т. е. от Балтийского щита в сторону Прикаспийской впадины, интенсивно прогибавшейся в альбский век. В восточной половине впадины со стороны Урала и Мугоджар донные течения также переносили продукты размыва Урала к центру Прикаспийской впадины — зоне максимального прогибания. Следует отметить, что в области широкого развития соляных куполов при сохранении общего генерального направления донных течений наблюдаются значительные местные ориентировки косых слойков, связанные с конседиментационным ростом солянокупольных структур. В рельефе дна бассейна они отражены в виде подводных возвышенностей, которые огибались донными течениями (рис. 53).

Что огибание имело место, было проверено на одном из соляных куполов (Иманкара) Эмбенской солянокупольной области [Гроссгейм В. А., Геращенко И. Л., 1972]. Хорошая обнаженность нижнего мела, облекающего в настоящее время соляной шток, позволила при помощи очень густой сети точек наблюдения охарактеризовать ориентировку наклонов серий косых слойков в разных частях разреза (рис. 54). При этом вырисовалась следующая картина. В барремский век донные течения были направлены на юг. Возможно, что в северной части купола они имели (по вероятной аналогии с аптом) другое направление. В аптский век донное течение явно огибало купол, который несомненно служил препятствием для него, т. е. был выражен в рельефе дна бассейна седиментации возвышенностью. На границе аптского и альбского веков произошла некоторая перестройка тектонического плана

всей Прикаспийской впадины, что нашло отражение и на описываемом участке, так как направление донных течений сменилось на встречное. О рельефе дна в районе купола Иманкара можно судить по тому, что диаграммы-розы чаще всего имеют два основных направления, а это всегда свидетельствует о том, что рельеф дна был уплощенным. Следовательно, можно предположить, что купол к этому времени прекратил свой рост и был к началу альба значительно снивелирован. В альб-сеноманское время новый рельеф этого участка стабилизировался на долгое время.

Другим примером выдержанности направлений донных течений на больших пространствах являются девонские бассейны Главного девонского поля [Рухин Л. Б., 1957 г., 1969; Куршс В. М., 1975; Куршс В. М., Геращенко И. Л., 1980 г.]. Течения были направлены от Балтийского щита в глубь Прибалтийской синеклизы, с севера на юг.

Еще один наглядный пример обтекания донными течениями растущей структуры, вернее подводной возвышенности, ей соответствующей, мы находим на Ставрополье [Гроссгейм В. А., 1964 г.]. Карта донных течений, составленная для крупной Янкульской антиклинали, дала возможность установить факт огибания Янкульской подводной возвышенности в среднемиоценовое время донными течениями. Свод складки в настоящее время глубоко размыт (до олигоцена), поэтому анализ мощностей для установления времени начала роста структуры применить было нельзя. Лишь характер донных течений дает указание на то, что эта складка формировалась уже в среднем миоцене. Сложную картину рельефа дна раннемеловых бассейнов Таджикской депрессии удалось установить Г. Ф. Рожкову [1966 г.]. Судя по картам, все современные поднятия уже тогда выделялись в рельефе дна бассейнов осадконакопления, что наглядно устанавливается по ориентировке наклонов серий косых слойков. Особенно четко фиксируются локальные поднятия, которые донные течения, как правило, огибают.

Карты донных течений позволяют фиксировать время прекращения роста и залечивания тектонических поднятий (возвышенностей) на дне бассейнов. Так удалось установить, что Мерчанское погребенное поднятие на геосинклинальном борту Кубанского передового прогиба прекратило рост и снивелировалось на границе раннего и позднего апта. Это с очевидностью вытекает из рассмотрения двух карт донных течений, составленных для соответствующих стратонов (рис. 55). В раннем апте южные направления течений фиксируют источник сноса на севере, а в позднем — это поднятие уже не ощущается. Надо отметить, что сейсмическая съемка, проведенная после составления этих карт [Гроссгейм В. А., 1969б], подтвердила наличие погребенного поднятия с резко уменьшенной мощностью нижнемеловых отложений (за счет неокома).

Анализ карт донных течений позволяет решать вопросы о возрасте разрывных нарушений. На южном склоне Гиссарского

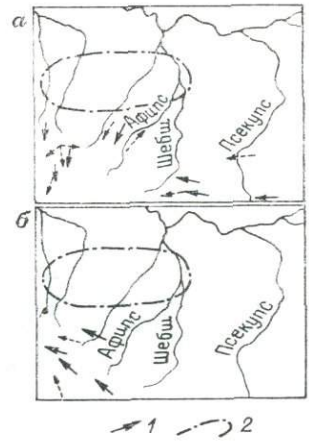


Рис. 55. Донные течения ранне- (*а*) и поздне- (*б*) аптского бассейна района Мерчанского поднятия (Северо-Западный Кавказ) (по В. А. Гроссгейму и Л. С. Смирнову).

1 — ориентировка наклонов серий косых слойков; *2* — граница Мерчанского поднятия.

хребта есть выходы мезозойских и кайнозойских пород, залегающих почти горизонтально на сильнодислоцированных метаморфических и магматических образованиях палеозоя. Некоторые выходы обломочных пород раннемелового возраста в горстах занимают сейчас наивысшие гипсометрические положения, а в грабенах они залегают значительно ниже. Однако и в том и в другом случаях косая слойчатость ориентирована на юг. Следовательно, подвижки по нарушениям, создавшие блоковую структуру хребта, произошли позже отложения осадков нижнего мела [Гроссгейм В. А., 1969б].

Можно привести и обратный пример. Для определения возраста сброса Путь гремучей змеи (Юго-Западный Иллинойс, США) Дж. А. Дисбороу [Desborough G. A., 1961] изучил ориентировку наклонов косых слойков в поле развития слоев каменноугольного возраста, примыкающем к сбросу. Оказалось, что на участке, удаленном от сброса, донные течения действовали в сторону сброса, перпендикулярно ему, а в непосредственной близости заворачивали на юго-восток параллельно сбросу, т. е. в это время поднятый блок уже служил препятствием для миграции терригенного материала, а следовательно, сброс возник до отложения слоев со следами течения (рис. 56).

Можно решать и более сложные задачи. Э. Тен Гаф [Ten Haaf E., 1957 г.], изучая ориентировку косослойчатых текстур в осадках олигоцена Северных Апеннин, установил, что в полосе выходов этих осадков течения действовали параллельно простиранию современной альпийской складчатости. Направление это выдерживается на большом расстоянии. Этот вывод был сделан на основании большого числа измерений ориентировки текстур в сотнях пунктов и относится к автохтону. По периферии складчатых сооружений обнаружены отдельные изолированные блоки пород, представляющие собой гравитационные покровы, перемещенные на значительные расстояния. При скольжении эти покровы

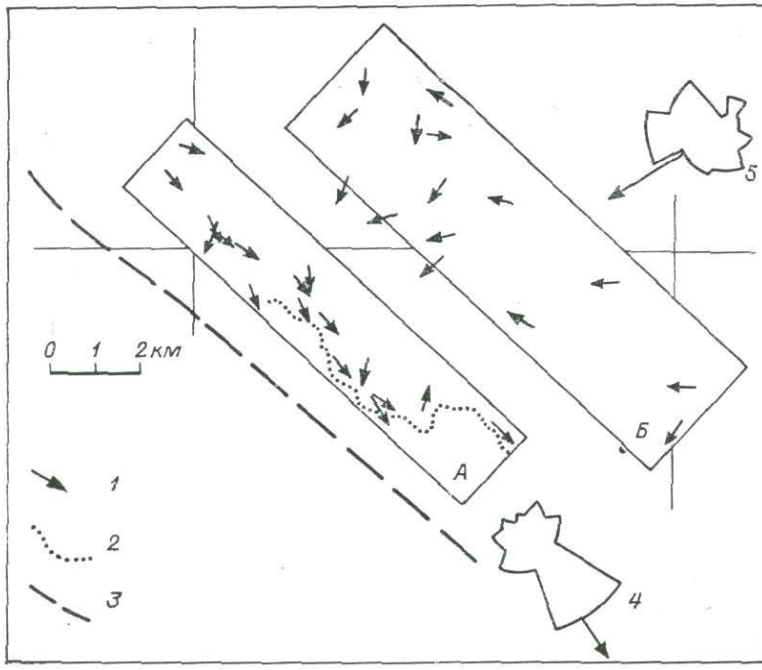


Рис. 56. Результаты изучения ориентировки косослойчатых текстур в базальных *слоях пенсильванских осадков (Юго-Западный Иллинойс) к северо-востоку от* сброса Путь гремучей змеи (по Дж. А. Дисбороу).

1 — ориентировка наклонов серий косых слойков; *2* — контакт пенсильванских и миссисипских пород; *3* — сброс Путь гремучей змеи; *4* — суммарная диаграмма-роза частот ориентировок наклона серий косых слойков на участке *А* (90 измерений); *5* — то же, на участке *Б* (51 измерение).

захватывали довольно крупные глыбы пород олигоцена. Ориентировка динамических текстур в этих глыбах отличается от общего простирания иногда довольно значительно. Это свидетельствует о том, что глыбы при перемещении поворачивались вокруг оси на угол до 90°, что другим способом установить было бы почти невозможно.

Как видно из приведенного обзора, у текстурного анализа имеется достаточно возможностей для решения вопросов не только седиментации, но и тектонических (возраст складчатости, начало и конец роста локальных структур и разломов, вращение покровов).

Представляет интерес выявление закономерностей поведения донных течений в бассейнах, приуроченных к различного типа надпорядковым структурам. При этом (в первую очередь это касается геосинклинальных областей) на разных этапах их развития, естественно, схемы течений будут меняться. Для примера можно привести Северо-Западный Кавказ, для которого В. А. Гроссгеймом и Л. С. Смирновым [1971 г.] было составлено

15 карт донных течений на разных стратиграфических уровнях (от валанжина до позднего палеоцена). На первой, аспидной, стадии развития геосинклинали она представляла собой широкий прогиб, изобилующий внутренними поднятиями. В нашем случае, не представляющем исключения, северным ограничением геосинклинали являлась Скифская суша (платформа), с которой и поступала в прогиб основная масса терригенного материала. Действительно, направление донных течений в ранне- и среднеюрскую эпоху, судя по не особенно большому числу диаграмм-роз, было с севера на юг, т. е. от суши в глубь бассейна.

Начиная с поздней юры до палеоцена включительно произошла инверсия, растянувшаяся во времени. Уже к валанжину появилось центральное поднятие, постепенно разраставшееся. Этим обстоятельствам подчинены направления донных течений, которые в меловой период были ориентированы с центрального поднятия к месту наибольшего прогибания земной коры — центру Таманo-Керченского овала прогибания. На самом деле реальное осадконакопление шло сложней и картина перемещения терригенного материала также была более сложной, так как дифференциация Кавказской геосинклинали на ряд частных прогибов и поднятий, естественно, оказывала существенное влияние на ориентировку палеосклонов, а следовательно, и на ориентировку наклонов серий косых слойков. Однако, генерализуя схему течений, можно утверждать, что общий контроль над осадконакоплением осуществлялся взаимодействием крупного поднятия (которое морфологически соответствовало области размыва) и овала активного прогибания, к центру которого осадки становились все более и более глинистыми. Бассейны, сменявшие друг друга в течение мелового периода, то углублялись, то обмелялись. И это отражалось не только на грубости осадков, но и на схемах донных течений. При этом погрубение и локальное увеличение песчанистости разрезов в стадии обмеления (например, конец готерива или начало апта) сочеталось с тем, что диаграммы-розы становились многовершинными и расплывчатыми, что характерно для малых глубин дна бассейнов. Более четкие диаграммы-розы и более стройные схемы донных течений отмечены для более глубоких бассейнов, для случая, когда на формирование серий косых слойков не влияли волновые процессы (баррем, поздний апт, сеноман). В палеоцене влияние разросшегося внутреннего поднятия усилилось. Продолжавшийся его рост привел к тому, что направления донных течений (особенно на участках бассейна, примыкающих к северному склону поднятия) сменились на северные от островной суши по палеосклону в глубь бассейна, т. е. в конце концов установились направления, обратные тем, которые наблюдались в ранней юре—валанжине. В более позднее время направления донных течений оставались такими же, т. е. от внутреннего поднятия в глубь бассейна. В удалении от берега они поворачивали на запад, в сторону главного овала прогибания. Это касается и Лабинского, и Сочинского районов. На этом примере можно убе-

диться, что схемы течений за время геосинклинального развития этого участка земной коры в точности соответствуют нашим представлениям о формировании складчатых систем геосинклинальных областей.

Для олигоцена была составлена карта донных течений, охватывающая весь Кавказ [Гроссгейм В. А., 1969б] (рис. 57). На этой карте, относящейся к раннемолассовой стадии развития геосинклинали, хорошо видно, что в центральной части Кавказского острова донные течения были направлены вниз по склону дна бассейна, перпендикулярно береговой линии. На западе же они действуют в западном направлении (как к северу, так и к югу от Кавказской суши), а на востоке стрелки ориентированы в восточные румбы. Это свидетельствует о существовании уже в это время в центральной части Кавказа тенденции к более интенсивному воздыманию поднятия (Дзирульский массив, Ставропольский выступ, разделяющий Черноморский и Каспийский овалы прогибания).

Развитие геосинклиналей можно проследить и по другим схемам донных течений, составленных многими авторами для различных участков земной коры как на территории СССР, так и в разных частях земного шара и для различных стадий развития геосинклиналей. Особо следует упомянуть об «Атласе палеотранспорта обломочного материала Карпато-Балканской горной системы» [1976 г.], в котором по ярусам (нижний мел) составлены карты палеотранспорта, т. е. донных течений, для огромного сложно построенного региона, изобилующего геосинклиналями. Однако карты эти составлены не столько по косослойчатым текстурам, сколько по ориентировке гиероглифов, вытянутых фрагментов органических остатков и т. д. Карты, судя по ужасному разбросу ориентировок, не отредактированы достаточно тщательно, фактический материал не подвергался, по-видимому, достаточной селекции и анализ результатов дан слишком краткий. Однако саму идею составления подобного атласа необходимо поддержать, и сделать это надо на более высоком уровне.

Что касается платформенных областей, то и для них в разных частях света делается большое число реконструкций. Для платформ труднее проследить историю развития земной коры, так как изменения режима в течение геотектонического цикла менее контрастны и менее интенсивны, чем это наблюдается в геосинклинальных областях. Для платформ (как древних, так и молодых) характерна гораздо большая выдержанность ориентировок наклонов серий косых слойков, нежели для геосинклиналей. Это хорошо видно на картах донных течений, составленных по Восточно-Европейской платформе для альбского века или по западной ее части для среднего девона. Число таких примеров можно было бы значительно умножить. Для геократических моментов развития платформ следует отметить, что схемы течений отражают главным образом направления переноса терригенного материала по речным долинам и, следовательно, трассируют русла рек. В качестве

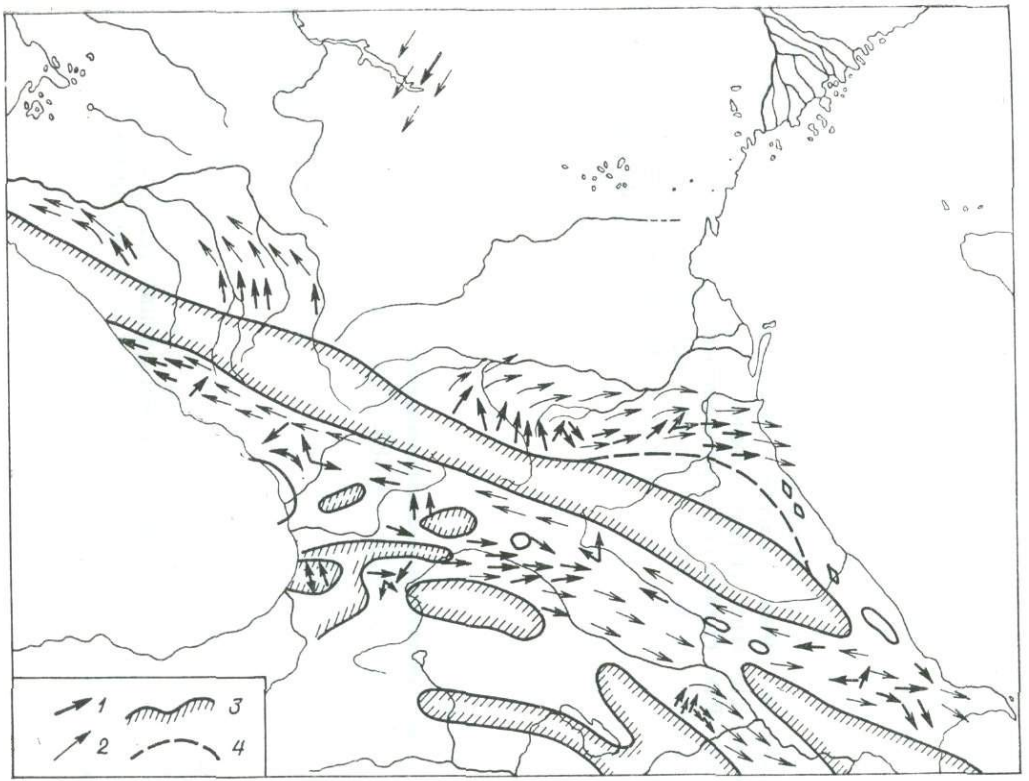


Рис. 57. Карта донных течений в Кавказском бассейне олигоценового времени (по В. А. Гроссгейму).

1 — ориентировка наклонов серий косых слойков; *2* — предполагаемые направления течений; *3* — предполагаемые береговые линии; *4* — граница Дагестанского клина.

примера можно сослаться на карту Восточно-Европейской платформы для бобриковского времени визейского века.

При интерпретации данных по косым слойкам значение имеет и их морфология, как это мы отмечали выше. Несколько слов надо сказать также об углах падения косых слойков в сериях. Анализ углов падения косых слойков следует производить, руководствуясь положением о том, что в общем случае чем меньше угол падения, тем большей была скорость течения (А. А. Вейхер). Обычно к такому анализу прибегают редко, ограничиваясь рассмотрением лишь азимутов ориентировки наклонов серий косых слойков. По этим углам можно контролировать правильность редукции. Так, если получаются малые углы (менее 5°), то результат надо признать ошибочным — при таких углах мы измерений общего падения не производим. Если же углы оказываются более 35° (от силы 40°), то надо учесть, что углов бóльших, чем угол естественного откоса, в косых сериях не бывает, и, значит, результат ошибочен.

Глава 18

ДРУГИЕ ДИНАМИЧЕСКИЕ ТЕКСТУРЫ

Менее, чем косослойчатые, исследуются другие динамические текстуры, хотя они используются (У. Нихоф, С. Джулинский, В. Новак, М. Ксенжкевич, В. А. Гроссгейм) и дают приемлемые результаты. Все же надо сразу отметить, что, кроме гиероглифов, развитых в породах лишь определенных формаций (флиш, шлир), работа с остальными знаками течений очень трудоемка. Мы остановимся в этом разделе на более распространенных методиках и разберем лишь ориентировку гиероглифов, песчинок и вытянутых (главным образом органических) включений.

37. ГИЕРОГЛИФЫ

Гиероглифами называются различного типа и происхождения барельефные знаки на нижней, значительно реже на верхней поверхности пластов фанеромерных пород. Часть из них (механоглифы) образовалась в результате деятельности донных течений. Это так называемые язычковые и бороздчатые гиероглифы. Они имеют ориентировку, соответствующую направлениям донных течений. Опыт показывает, что ориентировка гиероглифов бывает часто более четкой и согласованной, чем в случае косых слойков, и в общем случае совпадает с ориентировкой последних. Язычковые гиероглифы дают однозначный ответ при установлении направлений течения. Острия натеков (язычков) смотрят в сторону, противоположную направлению течения, так как гиероглифы яв-

ляются слепками с лощинок, промытых течениями в субстрате (чаще всего пелит), а промоины растут, так же как и овраги, регрессивно. Если же мы имеем дело с бороздчатыми гиероглифами (в виде субпараллельных валиков), то ответ получается двузначным. Оба направления отличаются друг от друга на 180°. Выбор одного из них производится по другим признакам, например по изменению гранулометрии или минералогии.

Как и в случае с косыми слойками, измерения производятся от пласта к пласту во всем изучаемом интервале разреза, причем таким образом, что редукция осуществляется во время самого измерения. К нижней поверхности пласта-знаконосителя прикладывается горизонтально целлулоидная (лучше) или фанерная пластинка (от 10 × 12 до 14 × 16 см). Эту пластинку опоясывает подвижная резинка (какую употребляют для упаковки продуктов или укрепления колпачков на пузырьках с лекарствами). Пластинка выводится из горизонтального положения и прикладывается к поверхности пласта путем вращения ее вокруг стороны, упирающейся в пласт [Применение..., 1969]. В этом положении передвигают резинку и закрепляют ее так, чтобы она фиксировала направление, параллельное ориентировке гиероглифов. После этого пластинку возвращают в первоначальное горизонтальное положение, однако на ней уже обозначена первичная ориентировка гиероглифов, существовавшая до выведения пласта из горизонтального залегания тектоническими движениями. На пластинку кладут горный компас длинной стороной параллельно резинке и измеряют азимут. При этом измеряется и записывается направление в сторону язычка (потом изменяемое для нанесения стрелки на карту на 180°), хотя можно приспособиться сразу измерять азимут и записывать нужное направление. Но это надо делать, чтобы не запутаться, единообразно в процессе всей работы.

Диаграммы-розы строят так же, как и в случае косых слойков, с теми же интервалами. Результаты наносят на карту или в виде диаграмм-роз, или в виде стрелок. Можно картировать также величину язычков (их длину и глубину рельефа). Для наглядности было предложено [Гроссгейм В. А., 1946] покрывать на карте изучаемое поле зарисовкой скульптуры гиероглифов (рис. 58). При этом в разных частях изученной территории можно показать, как меняется ориентировка и рельефность гиероглифов. В качестве примера можно указать, что в центральной части флишевого трога гиероглифы менее рельефны и ориентировка их становится более разбросанной, что, скорее всего, связано с плоским характером дна центральной части трога (верхний мел Юго-Восточного Кавказа).

В другом случае (ритм Аврора; кампан Северо-Западного Кавказа) было отмечено [Гроссгейм В. А., 1973], что наиболее глубокий рельеф гиероглифов (до 10 см) при очень большой величине язычков (до 60 см в длину) наблюдается в центральной части трога. Однако надо иметь в виду, что трог на Северо-Западном Кавказе делится центральным поднятием на Абино-Гунай-

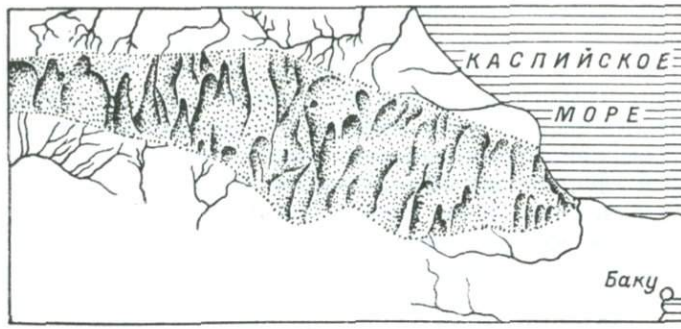


Рис. 58. Ориентировка язычковых гиероглифов в породах сеномана флишевого бассейна Юго-Восточного Кавказа (по В. А. Гроссгейму).

Течение шло с севера на юг.

ский прогиб на севере и Новороссийский и Лазаревский прогибы на юге. А упомянутые гиероглифы наблюдались в полосе центрального поднятия. Величина гиероглифов (язычков) достаточно отчетливо коррелирует с мощностью пласта-знаконосителя. В этом случае можно предположить, что наиболее мощное донное течение действовало в полосе центрального поднятия, выраженного в рельефе подводной возвышенностью.

Результатами изучения ориентировки гиероглифов широко пользуются при исследовании флишевых бассейнов [Crowell H., 1965 г.; Meinard N. W., 1962 г.; Dzulinsky S. и др., 1959 г.; Гроссгейм В. А., 1973]. Для флишевых бассейнов характерна периодическая и частая смена условий осадконакопления. Было установлено [Гроссгейм В. А., 1973], что схемы течений по гиероглифам всегда более четкие, чем по ориентировке косых слойков. Это не альтернатива, так как гиероглифы возникали в начальный момент формирования флишевого ритма в обстановке максимальной динамики среды осадконакопления, а косослойчатые текстуры образовывались позже, при падении энергетического уровня среды осадконакопления. В целом же сходимость схем донных течений по ориентировке гиероглифов и косых слойков вполне удовлетворительна.

38. ВЫТЯНУТЫЕ ОРГАНИЧЕСКИЕ ОСТАТКИ

В ряде случаев при отсутствии видимых текстур, сформированных течениями (главным образом в пелитах, карбонатах, реже на поверхностях напластования фанеромерных пород), для реконструкции направления донных течений приходится прибегать к изучению ориентировки вытянутых предметов, в первую очередь органических остатков, заключенных в породу. К ним принадлежат обуглившиеся фрагменты растений, белемниты, гастроподы, тентакулиты, граптолиты, фрагменты скелетов рыб и т. д.

Вытянутые органические остатки могут в массовом количестве встречаться на небольшом пространстве, но могут быть и рассеянными в виде единичных экземпляров. Предпочтительнее иметь дело с первым случаем, при котором плитки пород, ориентированные по странам света, откалываются в поле, а измерения делаются уже в камеральный период. При невозможности по каким-либо причинам отколоть плиту в поле, ориентировку измеряют в поле на обнажении. Это делается так же, как для гиероглифов, при помощи пластинки с резинкой, однако для верхней поверхности пластов. При камеральном варианте отколотую пластинку устанавливают на столе и ориентируют компасом по знакам, указывающим страны света, сделанным еще в поле. Иногда бывает удобно перенести контуры органических остатков на кальку. После этого компасом снимают азимуты с каждого вытянутого органического остатка. Если эти остатки утоняются в одну сторону (ортоцерасы, тентакулиты, белемниты и т. д.), то азимуты определяют для тупых концов изучаемого объекта. Если же оба конца остатка одинаковы (например, стволики растений), то результатом измерения будут два азимута, различающиеся на 180°. Для каждого пласта в этом случае строится отдельная диаграмма-роза частот ориентировок вытянутых органических остатков, и общее направление течений для исследуемого стратона должно определяться суммированием пластовых диаграмм-роз. Однако если вытянутые органические остатки редки, то измерения делаются для всего стратона в целом в разных пластах по всей его мощности. Чаще оценка направления течений производится именно так.

Судя по небольшому опыту, накопленному к настоящему времени, розы, составленные по разбросанным редким значениям, не обладают достаточно четкой ориентировкой, во всяком случае они в разных точках наблюдения могут существенно различаться по ориентировке, как об этом можно судить по картам, приложенным к работам В. Нихофа [Niechof W., 1958 г.], И. В. Бауш ван Бертберга [Bausch van Bertberg J. W., 1940 г.] или С. Джулинского [Dzulinsky S. и др., 1959 г.], да и по фрагментам карт «Атласа палеотранспорта обломочного материала Карпато-Балканской горной системы» [1976 г.]. В случае же массового скопления органических остатков на отдельных плитках, если эти скопления обработаны донными течениями, то ориентировка оказывается очень четкой [Булач М. Х., 1951; Ляшенко Г. П., 1959, табл. XV—XVI, XXIV и др.]. Иногда бывает трудно решить — перпендикулярно или параллельно действовавшим течениям вытянуты остатки. Л. Б. Рухин [1969] считает, что при действии прибоя остатки захороняются перпендикулярно, а под воздействием течения — параллельно его направлению. Мы в свое время отмечали для чокракских отложений Северо-Восточного Предкавказья, что возможны оба случая [Вассоевич Н. Б., Гроссгейм В. А., 1951а], и этот вопрос оставляли открытым. По-видимому, большие разбросы ориентировок на упомянутых выше картах частично вызваны различными соотношениями ориентировок и направлений течений.

В целом же, хотя этот метод реконструкции донных течений имеет некоторое распространение, его можно рекомендовать как вспомогательный и к результатам его применения относиться как к провизорным. Если существует контроль результатов другими методами, то это позволяет считать их в достаточной мере достоверными.

Интересно упомянуть о реконструкции Р. В. Рюдемана [Ruedeman R. W., 1897 г.], произведенной по измерениям простирания граптолитов. Оказалось, что ориентировки их скоплений очерчивают акваторию, внутри которой, вероятно, располагался халистаз. Эта ситуация очень напоминает современное Саргассово море (море без берегов).

39. ПЕСЧИНКИ

Для целей нефтяной геологии методы изучения ориентировок галечников имеют очень ограниченное значение. Описание этих методов можно найти у А. В. Хабакова [1933], С. Г. Саркисяна и Л. Т. Климовой [1955 г.] и в ряде общих руководств. Поэтому на этой методике мы здесь останавливаться не будем. Гораздо важнее и менее известны методы изучения ориентировки песчаных зерен (песчинок). Практически их можно применять к любой песчано-алевритовой породе, в том числе и к не имеющей видимой текстуры. Однако это не значит, что укладка зерен под влиянием донных течений в них отсутствует. Она выявляется только специально разработанными методами. Наиболее подробно описан метод изучения ориентировки песчинок, предложенный Э. К. Даппльсом и Дж. Ромингером [Dappls E. C., Rominger J., 1945 г.]. В. К. Головенок [1955 г.] предложил изучать ориентировку оптических осей на федоровском столике. Метод этот описан также Г. Шелтоном [Shelton H., 1970 г.].

Однако наиболее рационально пользоваться методом, изложенным ниже. В поле отбираются ориентированные образцы песчаных пород, достаточно плотных, чтобы они могли выдержать длительную транспортировку. На верхней поверхности штуфа, перед тем как отколоть образец (достаточно иметь плитку размером 9×12 см), прочерчивают линию север—юг со стрелкой в сторону севера. Ориентировку можно закрепить другой стрелкой в сторону падения пласта. Из каждого разреза следует отобрать по нескольку образцов на разных стратиграфических уровнях. Поверхность образца (имеется в виду поверхность напластования) фотографируют с таким расчетом, чтобы после увеличения на отпечатке зерна имели видимую величину не менее 0,5 см по длинной оси. Поверхность образца перед съемкой хорошо покрыть окисью магния, что улучшает качество фотографии.

После получения отпечатка на него накладывают кальку, на которой очерчивают контуры вытянутых зерен. Вокруг этих контуров описывают прямоугольники или же прочерчивают линии большого диаметра зерна. Затем на кальку с образца переносят

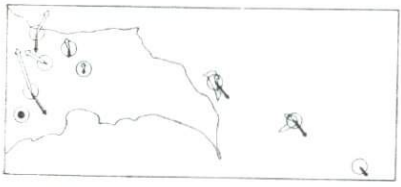


Рис. 59. Схематическая карта ориентировки песчинок в отложениях подкирмакинской песчаной свиты Апшеронского полуострова (по Т. Е. Грязновой).

Две стрелки означают наличие двух максимумов в распределении: черными стрелками показаны южные максимумы, белыми — северные. Радиус круга равен результату двух измерений и длина стрелок показывает число измерений. Черный маленький круг означает отсутствие ориентировки.

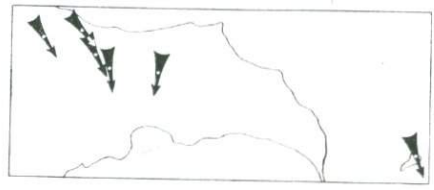


Рис. 60. Схема донных течений в подкирмакинском песчаном бассейне Апшеронского полуострова (по И. А. Конюхову).

Стрелками показана ориентировка наклонов серий косых слойков.

стрелку север—юг и при помощи транспортира измеряют ориентировки зерен по длинным сторонам описанного прямоугольника или по большому диаметру зерна. Азимуты направления течений измеряют исходя из того, что донные течения действуют от тупого конца зерна в сторону более заостренного, как это следует из гидродинамики. По результатам измерений можно построить диаграмму-розу частот ориентировок песчинок. Надо иметь в виду, что для данного случая вполне применимы статистические методы проверки нормальности распределения частот-ориентировок, так как все измеренные зерна отложились в одно и то же время. Т. Е. Грязнова [1947], описавшая этот метод, рекомендует строить не диаграмму-розу, а гистограмму. По нашему мнению, последняя менее наглядна, и карта по гистограммам получилась бы очень невыразительной. На карту течений переносится диаграмма-роза или она заменяется (как и в случае с косыми слойками) стрелкой.

В качестве примера карт течений, построенных по ориентировке песчинок, можно привести карты Апшеронского полуострова для отдельных отрезков времени, за которые отлагались свиты, составляющие продуктивную толщу (рис. 59). Эти карты сопровождаются для контроля картами, составленными по ориентировке косых слойков, с которыми они хорошо совпадают (рис. 60).

Надо отметить, что описанный метод не получил большого распространения, так как он очень трудоемок. Для каждого стратиграфического интервала надо строить много диаграмм-роз, чтобы результат оказался представительным.

40. АНИЗОТРОПИЯ

Для решения вопроса о направлении течений не лишено смысла исследование анизотропии ориентированного штуфа породы. Течения формируют упаковку зерен, и, надо думать, что проницаемость породы, измеренная в направлении, параллельном донному

течению, должна быть максимальной, а в перпендикулярном направлении — минимальной, о чем можно судить по характеру упаковки зерен. Песчинки вытянуты по длинной оси вдоль течения, а проводящие каналы в большем количестве вытягиваются также вдоль длинных осей песчинок. Экспериментально это удалось показать для среднего девона Усинского месторождения. В четырех скважинах из ориентированного керна были выпилены через 45° цилиндрики и определена проницаемость в восьми направлениях. Оказалось, что в одном направлении, во всех четырех скважинах одинаковом (север—юг), проницаемость оказалась вдвое большей, чем в перпендикулярном, и, следовательно, течения действовали меридионально. Анизотропию можно выявлять и при помощи ультразвукового просвечивания.

Часть IV

КАРТЫ ПЕСЧАНИСТОСТИ

Карты песчанистости являются одним из звеньев комплексного решения задач палеогеографического характера при поисках литологических ловушек. По существу, это карты литофациальные, и особенность их состоит в количественной оценке песчанистости осадков.

Основное назначение карт песчанистости — установление распределения песчанистости разрезов по площади, выявление зон выклинивания песчаных отложений как в региональном плане, так и по отношению к отдельным тектоническим структурам и их элементам (свод, крылья и т. д.), определение зон литологического замещения. Не менее важными задачами, которые решаются при помощи карт песчанистости, являются диагностика фациальных мелководных обстановок; трассирование песчаных тел, связанных с морскими течениями, в случае морской седиментации; выявление палеорусел при континентальном осадконакоплении; выявление путей миграции терригенного материала, что в совокупности с другими данными позволяет реконструировать палеогеографическую обстановку в пределах бассейна седиментации.

Помимо решения этих чисто палеогеографических задач карты песчанистости, по сути своей являясь схематическими, когда они приводятся для больших территорий и по крупному стратиграфическому интервалу (ярус, свита и т. д.), дают и первое представление о распределении эффективных мощностей исследуемого объекта, т. е. несут определенную нагрузку по выявлению терригенных коллекторов, и, как правило, контуры изолиний суммарных мощностей песчано-алевритовых пород и процентных отношений этих пород к общей мощности в общих чертах будут повторять границы классов коллекторов.

Карты песчанистости обычно строятся в двух вариантах — в абсолютных и относительных значениях. В первом случае картируются суммарные мощности песчано-алевритовых пород. Если же предоставляется возможность точной литологической интерпретации промыслово-геофизических данных, т. е. разграничения на каротажных кривых песчаников (песков) и алевролитов (алевритов), то для этих разностей карты строятся раздельно и информативность их увеличивается. Во втором варианте картируется процентное отношение суммарной мощности песчано-алев-

ритовых пород или раздельно песчаников (песков), алевролитов (алевритов) к общей мощности пород выбранного интервала, т. е. коэффициент песчанистости.

Помимо этих двух основных вариантов на том же материале при условии достоверной корреляции границ стратона могут быть составлены карты числа песчаных пластов. Эти карты позволяют уточнить представления о тектоническом режиме отдельных частей бассейна седиментации.

Для того чтобы получать правильные выводы из информации, которую заключают в себе карты песчанистости, интерпретацию их следует производить в комплексе с другими геологическими материалами (карты мощностей, палеогеологические карты и т. д.) и результатами анализов (текстурный, гранулометрический, минералогический и т. д.). Рассматриваемые карты широко используются в практике работ отечественных геологов, а также, судя по литературным данным, и за рубежом [Стратиграфические и литологические залежи. . ., 1975; Буш Д. А., 1977].

При составлении карт песчанистости объем стратиграфического интервала или литологического комплекса зависит от поставленных целей. При выяснении палеогеографической обстановки крупных бассейнов анализируемый интервал разреза может составлять ярус, при изучении небольшого района, участка, площади, а также при детальных исследованиях по поискам литологических ловушек интервал должен быть сужен до горизонта, пласта. При этом очевидно, что достоверность интерпретации полученных результатов будет зависеть от детальности стратиграфического расчленения и корреляции разреза, правильности отбивок границ рассматриваемого интервала каротажем. Особое значение приобретают определения стратиграфического объема объекта при исследованиях толщ (свит) с резкой фациальной изменчивостью, имеющих к тому же часто скользящие во времени границы.

Масштабы построений определяются размерами территории, выбранной для исследований, поставленными задачами, разбуренностью территории и т. д. Естественно, что более тонкие исследования, более детальные построения (крупного масштаба) проводятся на участках с достаточной плотностью бурения и обилием промыслово-геофизического материала.

В целях получения исходных данных для построения карт песчанистости используются все возможные виды каротажа — стандартный электрокаротаж, БКЗ, кавернометрия, гамма-каротаж, гамма-нейтронный каротаж и т. д. Обработка этих данных описана в ряде руководств — В. Н. Дахнова, С. Г. Комарова, Н. А. Перькова, С. Дж. Пирсона, С. С. Итенберга и др. В настоящее время используется цифровая форма обработки диаграмм с дальнейшим использованием ЭВМ, что упрощает трудоемкую работу по выделению в разрезе песчаников и алевролитов [Сохранов Н. Н., 1973 г.; Состояние и пути использования ЭВМ для интерпретации промыслово-геофизических данных,

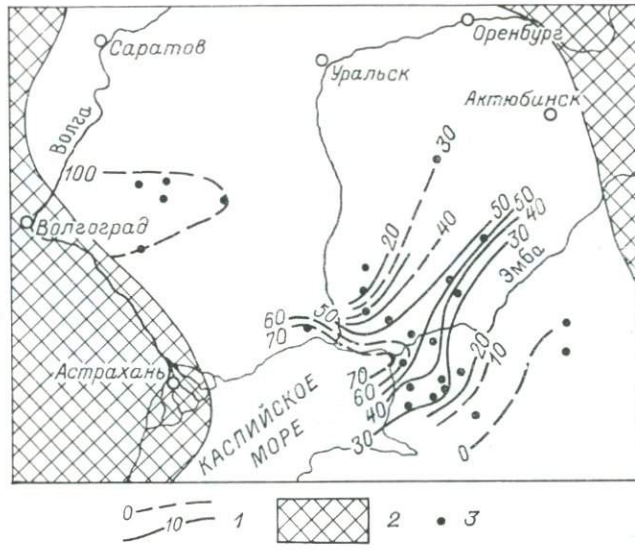


Рис. 61. Схема процентного содержания песчано-алевритовых пород берриас-валанжинских отложений Прикаспийской впадины.

1 — изолинии процентного содержания песчано-алевритовых пород; *2* — суша; *3* — скважины.

1974 г.]. В случае достаточной обнаженности территории, наличия полных разрезов стратона, подлежащего изучению, естественные разрезы также используются при построении, а в случае малой фациальной изменчивости отложений служат и контролем над каротажным материалом.

Приведем несколько примеров построений и интерпретации карт песчанистости. Примером мелкомасштабных построений, охватывающих бассейн седиментации в целом, может служить работа, проведенная И. Л. Геращенко [1973] по раннемеловому бассейну Прикаспийской впадины. Задачи исследований сводились к выявлению региональных зон выклинивания песчано-алевритовых пород и выяснению палеогеографической обстановки бассейна седиментации (направление сноса терригенного материала, положение береговой линии и т. д.). Поярусно были составлены карты песчанистости в двух вариантах (в процентах песчанистости и в суммарных мощностях песчано-алевритовых пород).

Своеобразие строения региона: солянокупольная тектоника, слабая разбуренность межкупольных пространств, различная степень минерализации пластовых вод в различных частях региона и изменение ее по разрезу — создает определенные трудности в интерпретации геолого-промысловых данных и, как следствие, в составлении карт песчанистости. Поэтому приводимые материалы правильнее называть схемами (схематическими картами) песчанистости.

На рис. 61—63 показаны схемы песчанистости по берриас-валанжинским, готеривским и альбским отложениям, выраженные

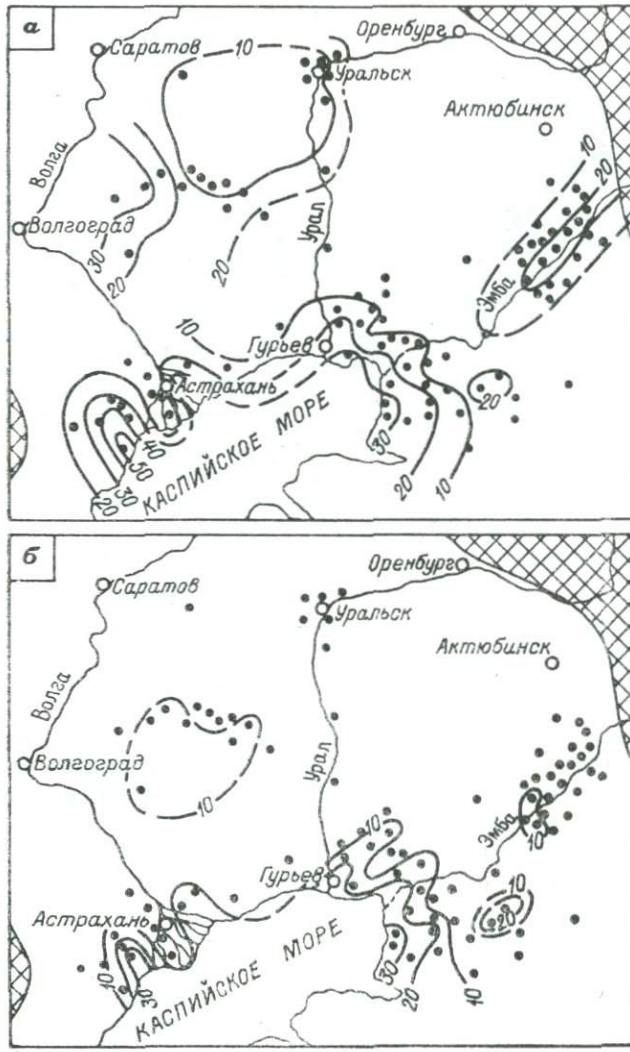


Рис. 62. Схемы процентного содержания (*а*) и мощностей (*б*) песчано-алевритовых пород готеривских отложений Прикаспийской впадины.

Изолинии на рис. *б* представляют собой изопахиты песчано-алевритовых пород, м; остальные обозначения те же, что на рис. 61.

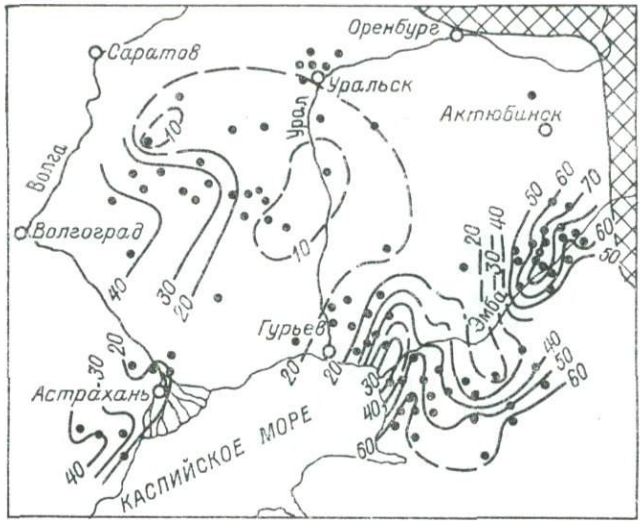


Рис. 63. Схема процентного содержания песчано-алевритовых пород альбских отложений Прикаспийской впадины.

Условные обозначения те же, что на рис. 61.

в процентных отношениях, а по готеривским отложениям, кроме того, и в суммарных мощностях песчано-алевритовых пород. В данном случае второй вариант карты приводится как пример необходимости построения карт в относительном и абсолютном выражении, ибо при сопоставлении возможны случаи как одновременного увеличения (или уменьшения) значений (в процентном и суммарном выражении), так и их неоднозначности. Увеличение процентного содержания песчанистости в определенном направлении и уменьшение суммарных мощностей песчано-алевритовых пород в этом же направлении позволяют с определенной достоверностью трассировать зоны литологического выклинивания. В результате интерпретации только карт песчанистости уже можно было установить и проследить во времени изменение направлений привноса терригенного материала и судить о положении зон выклинивания песчаников. Было показано, что нижнемеловые отложения Прикаспийской впадины характеризуются увеличением песчанистости к западной бортовой зоне, начиная с баррема — к южной и, исключая отложения аптского яруса, к восточной бортовой зоне, что позволяет рассматривать эти участки как приближенные к источникам сноса и указывает на направление привноса терригенного материала. Было также установлено положение зон литологического выклинивания по берриас-валанжинским отложениям на юго-восточном борту впадины и по аптским — в районе Северной Эмбы. В ходе комплексного изучения региона чисто литологическими и общегеологическими методами были подтверждены (и дополнены) общие палеогеографические выводы, полученные

только по результатам распределения песчанистости. В то же время можно указать и на то, что общий комплексный анализ всех результатов применения различных методов исследований позволил более глубоко раскрыть сущность закономерностей распределения песчанистости [Геращенко И. Л., Рожков Г. Ф., 1969, 1975; Геращенко И. Л., 1972].

В результате этого анализа определилось, что зоны с повышенной песчанистостью отвечают прибрежным (южный и западный борта) или речным (восточный борт — пра-Эмба) фациальным обстановкам, а локальные максимумы песчанистости на региональном фоне приурочены к приподнятым в рельефе участкам дна бассейна седиментации.

Аналогичные построения были выполнены И. Л. Геращенко и В. А. Гроссгеймом [1970 г.] по Северо-Западному Кавказу. По проинтерпретированному А. М. Бедчером и другими сотрудниками лаборатории геофизики КФВНИИнефть (г. Краснодар) промыслово-геофизическому материалу были составлены карты песчанистости по готерив-альбским отложениям, также являвшиеся составной частью комплексных исследований по выявлению зон выклинивания в этом районе.

В данном случае район исследований не охватывает весь бассейн седиментации. В пределах рассматриваемой территории он ограничен в готерив-альбское время береговой линией на юго-востоке (северо-западный выступ Кавказской суши), а в готерив-барремское, кроме того, и восточной береговой линией.

Общей тенденцией распределения песчанистости по всем изученным отложениям является уменьшение ее по мере приближения к береговой линии, что связывается с характером разноса терригенного материала донными течениями.

В готеривское время в рассматриваемом районе максимальная песчанистость отмечается на юго-восточном окончании Западно-Кубанского прогиба, уменьшение ее наблюдается по направлению к суше — в южном и восточном направлении. На карте относительной песчанистости выделяется полоса меридионального простирания (район р. Белой) с высоким процентным ее содержанием (более 80 %), что позволило установить направление привноса песков с севера (южное направление течения подтверждается и результатами измерения косослойчатых текстур в этом районе). Достигнув южного берега, течение, *приносившее эти пески*, ослабевало, ассимилировалось вдольбереговым западным течением, и далее транспортировка осадков шла параллельно берегу Кавказской суши на запад. В результате песчаный материал скатывался в центральную часть Западно-Кубанского прогиба, образуя выклинивания на бортах его, вверх по восстанию.

В барремское время зональность распространения терригенного материала совпадает с общекавказским простиранием (рис. 64). Картина распределения песчанистости близка к готеривской: *по мере погружения* Западно-Кубанского прогиба песчанистость возрастает как в абсолютных, так и в относительных

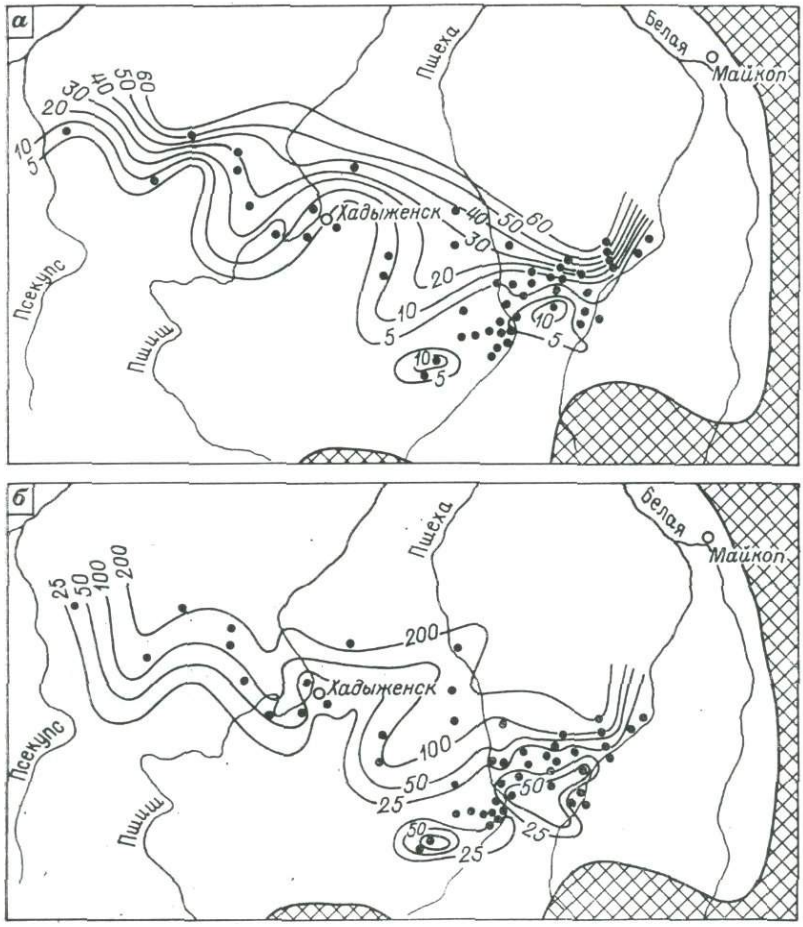


Рис. 64. Схемы процентного содержания (*а*) и мощностей (*б*) песчано-алевритовых пород барремских отложений Северо-Западного Кавказа.

Изолинии на рис. *б* представляют собой изопахиты песчано-алевритовых пород, м; остальные обозначения те же, что на рис. 61.

значениях. В то же время полоса северных песков, которая зафиксирована в готеривском бассейне, в барремском не отмечена, хотя северный источник сноса, установленный по другим литологическим материалам, продолжает действовать. Главный же поставщик терригенных осадков — Кавказская суша. На юге вблизи от побережья на общем фоне падения песчанистости наблюдаются участки увеличения роли песчано-алевритовых пород. Эти же участки (Червяковско-Самурская и Дагестанская площади) фиксировались и в готеривских отложениях, что подчеркивает конседиментационный характер поднятий, связанных с этими песчаными линзами. Извилистый характер изолиний, отмечаемый на схемах

песчанистости, вызван рельефом дна бассейна седиментации. В зоне выклинивания, или, как в данном случае, в полосе минимальных значений песчанистости, в сочетании с прочими благоприятными условиями (структурный план, выклинивание коллекторов вверх по восстанию и т. д.) такая конфигурация изолиний песчанистости может рассматриваться как положительный фактор для образования ловушек литологического типа.

Общий характер изменения песчанистости — уменьшение ее при приближении к северной береговой линии Кавказской суши — сохраняется и в аптское время. Мощность песчаных пород и их процентное содержание в разрезе значительно увеличились в сравнении с готерив-барремскими отложениями. Схема в варианте процентного содержания более четко отражает распределение песчано-алевритового материала по территории рассматриваемого района. На ней выделяется несколько ареалов максимальной песчанистости. Основные крупные ареалы расположены на востоке и северо-западе Восточно-Кубанского прогиба и в полосе, простирающейся от северо-западной части Адыгейского поднятия до южного окончания Западно-Кубанского прогиба. Песчанистость в этих зонах достигает 90 % и более. Схема суммарных мощностей песчано-алевритовых пород выглядит проще. Ареалы максимальных суммарных мощностей практически совпадают с ареалами высоких процентных содержаний, исключая северо-западную часть Восточно-Кубанского прогиба. Отличительной чертой распределения мощностей песчано-алевритовых пород является плавное, постепенное уменьшение их к востоку от р. Белой (с максимумом до 300 м на северо-западном окончании Адыгейского выступа) и быстрое падение этих мощностей на небольших расстояниях в западной части района. Например, суммарная мощность песчаных пород 648 м на площади Мирная балка (скв. 7) падает до 182 м на Северо-Кубанской площади (скв. 11), т. е. на расстоянии в 6—7 км.

Данные по распределению песчанистости на обеих схемах позволили высказать предположение об основном поступлении осадков с востока и миграции их в широтном направлении на запад. Частично песчаные осадки поступали в район Восточно-Кубанского прогиба с севера. Выводы эти были подтверждены текстурным, гранулометрическим и другими видами анализа в ходе дальнейших комплексных исследований.

Схемы песчанистости альбских отложений практически идентичны по конфигурации изолиний относительной и абсолютной песчанистости. Полоса максимального содержания песчаных осадков протягивается, так же как и на аптских схемах, в широтном направлении по центральной части изучаемой территории. К северу и к югу от этой зоны максимального развития песчанистости происходит ее уменьшение до нулевых значений на юго-западе (к югу от г. Хадыженска) и на севере района (Косиновская площадь). Таким образом, на юге западной половины района — на моноклинали междуречья Пшеха—Псекупс устанавливается вы-

клинивание песчано-алевритовых пород вверх по восстанию пластов, а на севере происходит их литологическое замещение на фоне увеличения общей мощности. На востоке территории — Восточно-Кубанский прогиб и северо-восток Адыгейского поднятия — обособляется ареал песчанистости с уменьшением ее к центру прогиба и к участку современного отсутствия альбских отложений (район нижнего течения р. Уруп).

Таким образом, и в этом районе карты песчанистости, помимо решения своей основной задачи (изменение мощности и процентного содержания песчано-алевритовых пород по площади), позволили наметить зоны выклинивания и протрассировать пути миграции песчаного материала. Сравнивая результаты распределения песчанистости в двух приведенных районах, мы видим, что близость береговой линии не всегда определяет наличие около нее максимальных значений мощностей песчано-алевритовых пород и высоких их процентных содержаний. Зависит это от состава размываемых пород, системы донных течений, от рельефа дна, фациальной обстановки и ряда других факторов.

Характерным примером выделения песчаных тел древних баров по литологической интерпретации электрокаротажных диаграмм в комплексе с детальными петрографическими, текстурными и экологическими исследованиями по керновому материалу служит работа Ф. Ф. Сабинса [Sabins F. F. jr., 1963 г.], которая часто приводится в обобщенных работах американских геологов, посвященных литологическим и стратиграфическим залежам нефти и газа.

На месторождении Бисти (бассейн Сан-Хуан, США, штат Нью-Мексико) (рис. 65) литологическая ловушка позднемелового возраста, расположенная на моноклинальном склоне, представлена тремя сходными пачками баровых песчаников, рассматриваемыми как баровый комплекс Бисти. Ширина бара около 5 км, протягивается он на 48 км параллельно береговой линии позднемелового бассейна. Подстилаются и перекрываются породы барового комплекса глинистыми отложениями. К северу баровые песчаники Бисти переходят в алевритистые (предбаровые фации открытого моря), а к югу — в песчанистые глины (морские забаровые фации).

Примером выделения и прослеживания палеорусел с использованием карт песчанистости могут служить результаты исследований, проведенные В. Б. Белозеровым, Е. Е. Даненбергом, Л. М. Спольским [1980] по среднеюрским отложениям на юго-востоке Западно-Сибирской плиты (рис. 66). Основным методом картирования аллювиальных палеосистем была интерпретация промыслово-геофизических данных (стандартный, акустический и гамма-каротаж, кавернометрия) с использованием керна. Метод этот, комплексируемый с палеотектоническим анализом мощностей отложений, фациальным (по составу углей) анализом, позволил установить генезис песчаных тел и отнести данные песчаники к русловым фациям. Вполне понятно, что выявленные закономер-

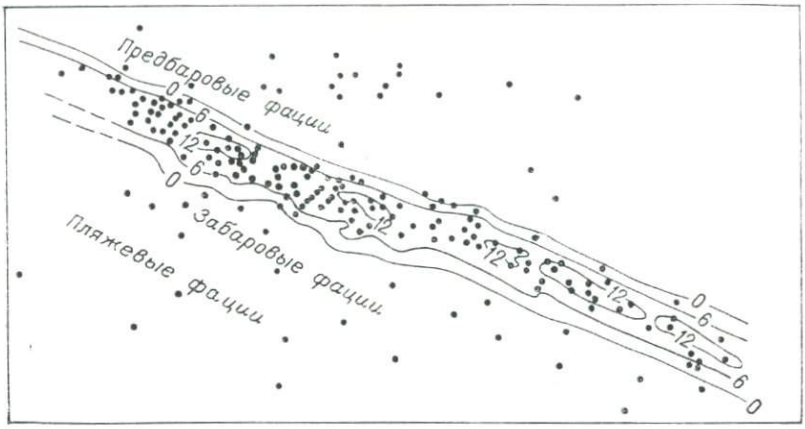


Рис. 65. Карта изопахит, м, всех баровых песчаников месторождения Бисти (по Ф. Ф. Сабинсу [Sabins F. F. jr., 1963 г.] с упрощением).

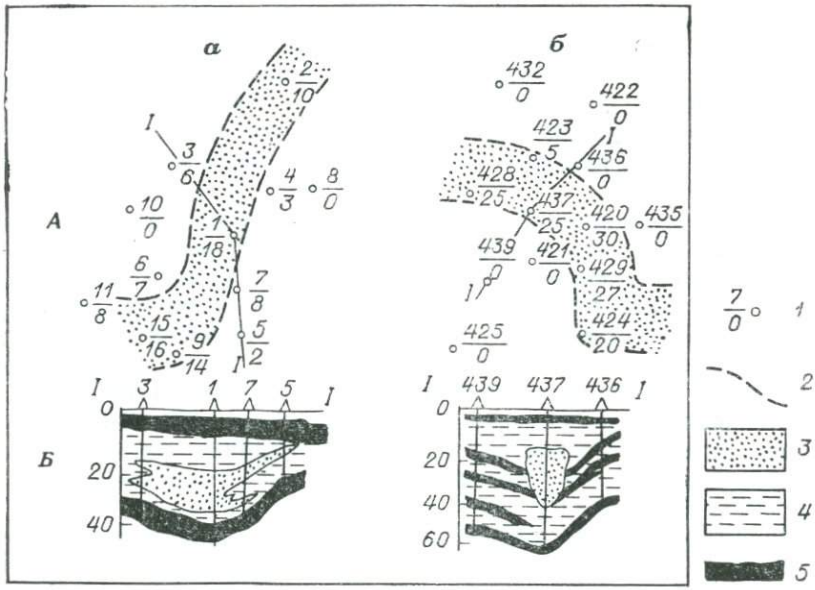


Рис. 66. Типы русловых аллювиальных систем среднеюрских отложений Нюрольской впадины на примере Калиновой (*а*) и Останинской (*б*) площадей (по В. Б. Белозерову и др. [1980] с упрощениями).

А — предполагаемое положение трассируемых русел; *Б* — геологические разрезы по линии *I—I*; *1* — номер скважины и мощность руслового песчаника; *2* — предполагаемая граница развития основного русла; *3* — песчаник; *4* — аргиллито-алевролитовая толща; *5* — уголь.

ности в строении русловых отложений базировались на применении сверх того целого ряда различных методик, но, приводя данный пример, мы хотим обратить внимание на то, что даже постро-

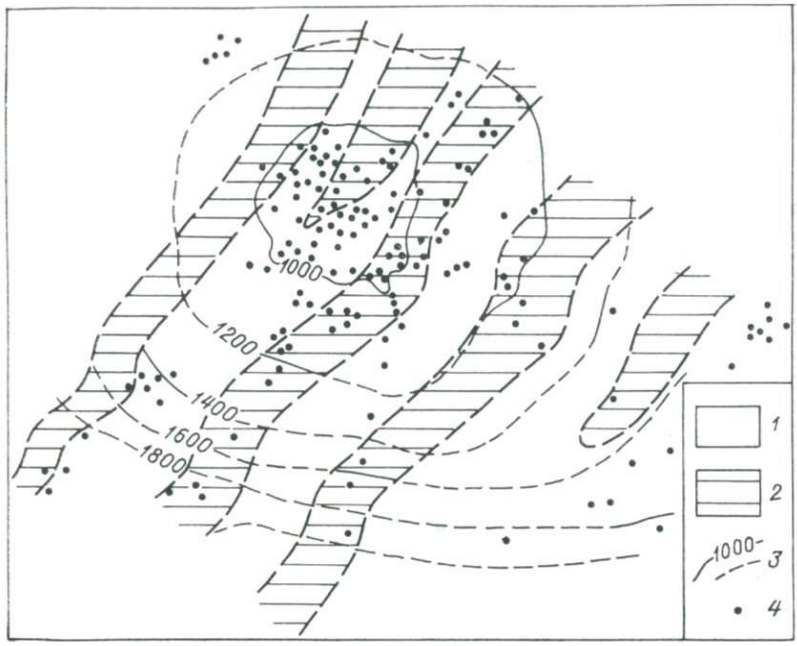


Рис. 67. Карта распространения продуктивного пласта V верхнего апта на Центрально-Каракумском своде (по З. Б. Хуснутдинову, [1972 г.] с упрощениями).

1 — зоны развития пород-коллекторов; *2* — зоны замещения пласта-коллектора глинами; *3* — изогипсы кровли пласта, м; *4* — скважины.

ение только одной карты мощностей песчаных пород, рисовка изопахит в плане дает иногда возможность оценить фациальную природу осадков, а соответственно и связанные с ней типы (в данном случае рукавообразные) ловушек. Как указывают авторы, к данным русловым песчаникам приурочены залежи нефти и газа, связанные с рукавообразными ловушками.

Своеобразное зональное распространение песчано-алевритовых пород отмечается в верхнеаптских отложениях Центрально-Каракумского свода (Центральная Туркмения). По промыслово-геофизическим материалам З. Б. Хуснутдиновым [1972 г.] были составлены для отдельных продуктивных пластов верхнего апта карты распространения песчано-алевритовых и глинистых пород. Одна из таких карт приводится на рис. 67. Результаты построений показали полосообразное замещение пластов-коллекторов глинами. Простирание этих чередующихся полос имеет северо-восточное—юго-западное направление, что соответствует направлению течений, существовавших в морском бассейне седиментации аптского времени. Юго-западное направление обусловливается региональным палеонаклоном пород (на юго-запад), наличием источников сноса на севере и востоке и соответственно направлением миграции терригенного материала. Последнее было установ-

лено В. А. Гроссгеймом и И. Л. Геращенко [1967 г.], изучившими ассоциации терригенных минералов и построившими карты терригенно-минералогических провинций по Средней Азии.

Полосообразное распределение терригенного материала вполне объяснимо сортировкой его в процессе перемещения донными течениями, а также характером рельефа дна бассейна. Связь с рельефом дна подтверждается и тем, что простирание линий литологического замещения практически совпадает с простиранием изопахит верхнеаптских отложений.

Построение карт распределения песчано-алевритовых пород и зон их замещения глинистыми являлось звеном в комплексном изучении отложений при поисках литологических залежей углеводородов. Выделение литологически экранированной ловушки производилось путем определения площади развития коллекторов, ограниченной по восстанию глинистым экраном.

Однако далеко не всегда распространение песчанистости имеет зональный характер. Линии равной песчанистости часто не совпадают ни с очертаниями береговой линии, ни с простиранием изопахит отложений, включающих эти песчаные породы. Примером этому может служить работа В. С. Кузнецова [1981 г.], посвященная нижнемеловым отложениям Центрального и Восточного Предкавказья. Корреляция разрезов, выделение проницаемых (песчано-алевритовых) пород по разрезу проводились по промыслово-геофизическим данным (электрокаротаж, кавернометрия, гамма-каротаж, микрозондирование и т. д.) с использованием кернового материала. Исследованиями В. С. Кузнецова были охвачены значительные части бассейнов Предкавказья, сменявших друг друга в течение раннемеловой эпохи. Оказалось, что песчанистость (как абсолютная, так и относительная) осадков распределена неравномерно. Наблюдаются участки, на которых песчанистость резко возрастает или, наоборот, убывает. Такие локальные ареалы иногда вытягиваются в цепочки, простирающиеся перпендикулярно береговой линии. Тогда их можно трактовать как крупные протоки аванделыт. Сравнимые ситуации наблюдаются на картах песчанистости, составленных Г. М. Яриковым для правобережья Средней Волги (между Волгоградом и Саратовом) для бобриковского времени. Цепочки ареалов с максимальной песчанистостью вытянуты, слегка расходясь от устья Саратовско-Рязанской палеореки, что позволяет достоверно оценивать этот участок как палеодельту.

Возвращаясь к Предкавказью, следует сказать, что не всегда закономерности распределения песчанистости интерпретируются так однозначно. Особенно это касается удаленных от береговой линии участков бассейна. В таких случаях надо прибегать к помощи палеотектонического анализа, что позволяет выявлять палеоседиментационные структуры и микроинверсии.

Таким образом, карты песчанистости дают очень существенный материал для палеогеографических реконструкций и оконтуривания песчаных тел — участков развития гранулярных коллекторов.

Часть V

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ УЧЕНИЯ О КОЛЛЕКТОРАХ

Эта часть посвящена гранулярным коллекторам нефти и газа, и кроме общих вопросов формирования коллекторских свойств пород в ней обсуждено значение палеогеографических исследований в изучении коллекторов для палеогеографических реконструкций. И прямая, и обратная задачи имеют вполне определенный смысл и должны решаться обе. Палеогеографические реконструкции дают возможность прогноза изменений первичных (седиментационных) свойств породы-коллектора (структур и текстур коллектора и отчасти распространения первичных цементов, в первую очередь глинистых), и это является одной из задач нашей работы.

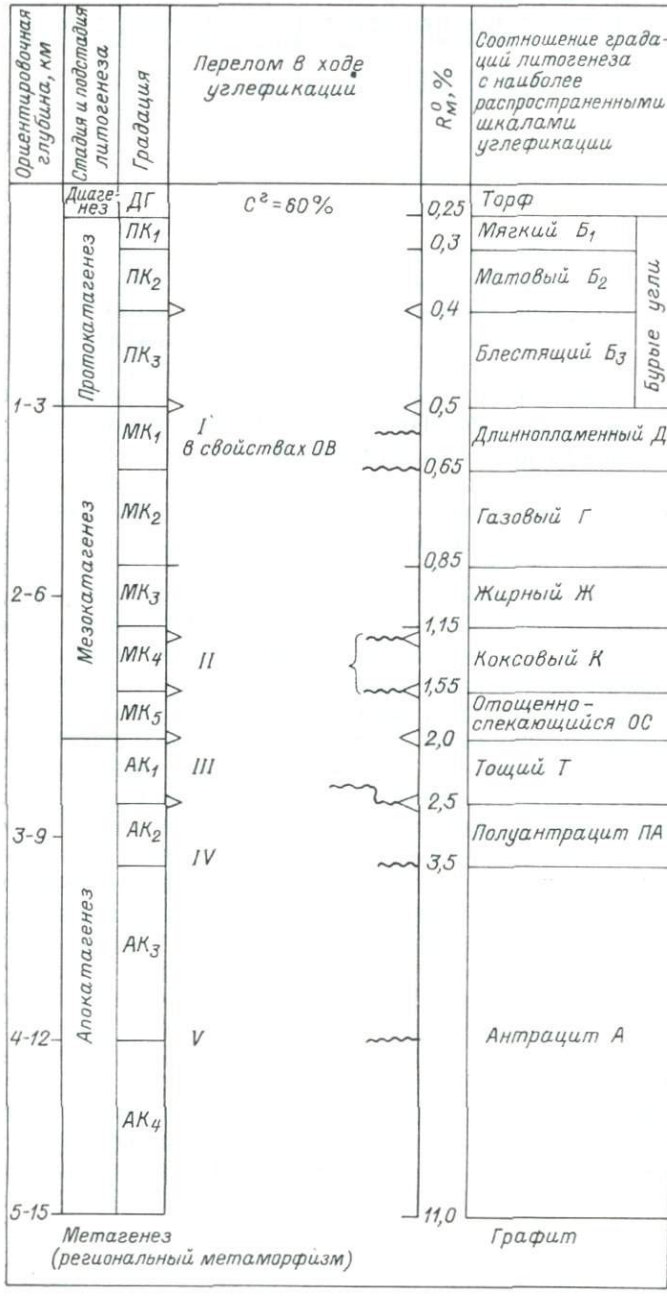
Однако порода-коллектор под влиянием вторичных, постседиментационных, процессов иногда меньше, иногда больше видоизменяется, что отражается на ее емкостных и фильтрационных свойствах. Дело в том, что многие вторичные процессы приводят или к коррозии зерен, а следовательно, к уменьшению их размеров, или к их регенерации, что, наоборот, увеличивает размеры зерен. Это, естественно, искажает первичный гранулометрический состав породы и может натолкнуть на неправильные выводы о палеогеографических условиях формирования первичного осадка. Нужно научиться снимать эффект от результатов вторичных преобразований, для того чтобы реконструировать первоначальный, седиментационный, гранулометрический состав. Этот вопрос недостаточно разработан, во всяком случае в количественном плане. Однако надо, хотя бы качественно, уметь определять влияние наложенных процессов, для того чтобы оценить достоверность гранулометрических построений. Поэтому в данной части большое внимание уделено не только первичным, но и вторичным характеристикам пород-коллекторов. Это представляется совершенно необходимым.

В истории развития осадочной породы можно различать три главные стадии: седиментогенез, т. е. собственно накопление рыхлых образований, диагенез — превращение осадка в породу и само бытие породы — катагенез. Дальнейшие преобразования или коренным образом изменяют породу (метаморфизм), или разрушают ее (гипергенез).

Стадии седиментогенеза и раннего диагенеза находят свое отражение в минералогическом составе пород, их структурных и

ТАБЛИЦА 17

Шкала градаций катагенеза



текстурных особенностях. Особенно сильно минералообразование протекает в стадию седиментогенеза, когда среда достаточно обводнена и поэтому благоприятна для развития химических процессов и бактериальной деятельности. В раннем диагенезе отмечается обезвоживание и уплотнение осадка, в связи с чем затрудняется обмен и циркуляция растворов.

Для катагенеза мерой интенсивности являются стадии углефикации рассеянного органического вещества (РОВ). Стадии углефикации являются индикатором максимальных палеотемператур, под воздействием которых протекал катагенез. Шкала градаций катагенеза (табл. 17) нами берется по Н. Б. Вассоевичу [1974 г.]. Так, для среднедевонских отложений Тимано-Печорской провинции выделяются стадии углефикации: жирная, коксовая, отощенно-спекающаяся, что говорит о разной степени измененности рассматриваемых пород. В катагенезе большое значение приобретает цементация, перегруппировка и перераспределение отдельных компонентов. Поэтому для восстановления характера этапов необходимо изучить вещественный состав пород, выделить аутигенные компоненты, определить возможные признаки изменения в мути или в осадке.

Как правило, в какой-то мере под влиянием пластовых вод, в основном путем метасоматических замещений, минеральный состав основной массы пород изменяется. Действие механического уплотнения в основном направлено на снижение первичной и вторичной пористости в результате изменений размера, формы и сортировки терригенного материала. Вторичные, наложенные процессы окончательно формируют породу как коллектор, улучшая или ухудшая ее емкостные и фильтрационные свойства. В известной мере характер процессов диагенеза и катагенеза зависит от первичных, седиментационных, условий формирования породы.

Глава 19

ПЕРВИЧНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ

В процессах осадконакопления закладываются первичные особенности породы как коллектора. В эту стадию наибольшее значение для формирования коллекторских свойств осадка имеет структура (гранулометрический состав), отсортированность, окатанность (форма зерен), характер упаковки обломочных зерен. Рассмотрим эти свойства раздельно.

41. МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ПЕРВИЧНОГО ПОРОВОГО ПРОСТРАНСТВА

Размер обломочных зерен. Гранулометрический состав осадка имеет определяющее значение при формировании скелета

породы-коллектора. Гранулометрический анализ подробно рассмотрен ранее (ч. I). Нами здесь обсуждаются лишь те аспекты, которые влияют на коллекторские свойства пород. Повышение гранулометрического уровня, в общем, приводит к увеличению пористости и проницаемости при хорошей отсортированности осадка. Однако явление это значительно сложнее. Так, наибольшей пористостью обладают глины, хотя они не являются коллектором ввиду отсутствия проницаемости. Теоретически при увеличении размеров зерен (при их максимальной сферичности и одинаковом размере всех зерен) пористость должна оставаться постоянной. Однако даже поющие пески состоят из нескольких размерных фракций, так что в природе нет однофракционных песков. А если песок представляет собой смесь нескольких фракций, то при значительной разнице в размерах зерен многие из них могут располагаться в поровом пространстве, уменьшая, таким образом, пористость. Это происходит в породах даже при отсутствии глинистых частиц, исключительно за счет гранулометрического состава. Естественно, что максимальная пористость при этом достигается при наибольшей отсортированности песка, т. е. в случае, если подавляющее большинство зерен имеет одинаковый диаметр. Из этого следует, что поскольку гранулометрический состав определяется динамикой среды осадкообразования, т. е. палеогеографическими условиями, то эти условия и влияют на формирование первичных коллекторских свойств свежего осадка. Надо иметь в виду еще, что в природе исключительно редко, только в конце геотектонических циклов, зерна приобретают форму, близкую к шаровидной,— они большей частью представляют собой трехосные эллипсоиды вращения, а то и просто угловатые обломки, далеко не всегда изометрические. Это зависит от состава размываемых пород и от дальности и энергии транспортировки осадков, т. е. опять же от палеогеографических условий.

Установлено, что размеры обломков (зерен) уменьшаются в направлении, в котором транспортируется терригенный материал, что, по мнению Ф. Петтиджона [1957 г.], объясняется двумя процессами — истиранием и сортировкой, а также выпадением более крупных зерен в осадок по мере уменьшения интенсивности течения. При этом более тонкий материал течения проносят дальше. Г. Уоделл [Wadell H., 1932 г.] называет четыре процесса, вызывающие уменьшение размеров частиц: растворение, истирание, откалывание и раскалывание. Различия между последними в первую очередь определяются соотношением размеров отделенных частей первоначального обломка. Растворение может происходить либо в тонкой форме, либо в коллоидной. Если обломок сокращается на видимую величину, но не менее чем на 1/150 своего размера, то процесс определяется как истирание. Если отделяемая часть относительно крупнее, например сколотый угол зерна, процесс называется откалыванием. Если же при разрушении зерна образуется два примерно равных обломка, то применяется термин раскалывание.

На сводах конседиментационных поднятий, развивающихся на мелководье (в зоне действия волн), наблюдаются более грубые осадки, чем на крыльях и периклиналях. Формирование осадков на сводах определяется периодическим взмучиванием их волнами. При этом самые мелкие частицы (пелиты и мелкие алевриты) выносятся к склонам и даже подножиям поднятий, а взмученные более крупные зерна опускаются снова на свод. В результате на сводах первичные коллекторские свойства оказываются лучшими, чем на крыльях. В качестве примеров можно привести своды поднятий Колвинского, Шакинско-Юрьяхинского, Печоро-Кожвинского и других валов Печоро-Колвинского авлакогена (среднедевонские и нижнекаменноугольные отложения), где коллекторы на сводах локальных поднятий характеризуются лучшей пористостью и проницаемостью первичного типа.

Надо отметить, что если характеризовать скелет породы только максимальным или средним размером зерен, то коэффициент парной корреляции этих параметров с пористостью, проницаемостью, глубиной погружения и плотностью оказывается низким или зависимость не отмечается вовсе. Это является результатом того, что современные емкостные и фильтрационные свойства породы-коллектора зависят не только от первичных характеристик коллектора, но и от вторичных. При этом надо иметь в виду, что вторичные процессы могут существенно изменить и саму структуру осадка. Величина зерен уменьшается в результате выщелачивания и коррозии зерен, а процессы регенерации (например, кварца) ведут, наоборот, к увеличению размеров зерен. Иногда структура осадка по этим причинам может заметно измениться. Реконструкция первичного гранулометрического состава представляет значительные трудности и до сих пор еще не разработана в количественном варианте. Тем не менее при интерпретации гранулометрии для палеогеографических реконструкций необходимо учитывать возможное искажение структуры осадка. Для этого как минимум необходимо по шлифам установить наличие коррозии и регенерации (часто эти процессы протекают последовательно) и оценить, хотя бы визуально, их возможную роль в изменении первичных размеров зерен. Разработка этой методики должна стать делом ближайшего будущего. Для исследования структуры осадков мы рекомендуем применение дробного ситового анализа со статистической обработкой результатов на ЭВМ по методике Г. Ф. Рожкова и В. Д. Куликова [1975].

Форма и окатанность зерен. Форма и окатанность зерен осадка являются очень важным фактором формирования коллекторских свойств. Вопрос этот был затронут выше при описании типоморфизма минералов, однако для оценки качества коллекторов эти параметры являются особо важными, поэтому остановимся на них более подробно.

При изучении гранулярных коллекторов в разных регионах Советского Союза было установлено, что форма кварцевых зерен (наиболее распространенного минерала, слагающего гранулярные

коллекторы) довольно изменчива. При этом наблюдается тенденция зерен приобрести форму, приближающуюся к сферической или эллипсоидальной. Степень окатанности обломков зависит от их размеров, физических свойств, длительности транспортировки. При одном и том же пути переноса крупные зерна оказываются окатанными лучше, чем более мелкие. Песчаные зерна становятся тем более округлыми, чем интенсивнее проходят процессы выветривания и истирания зерен во время транспортировки. Минеральный состав также влияет на форму песчаных зерен. В первую очередь она определяется формой первичных кристаллов и спайностью [Петтиджон Ф., 1981].

Ф. Петтиджон [1957 г.] различает следующие градации окатанности зерен, мм: угловатые (0,10—0,15), полуугловатые (0,15—0,25), полуокатанные (0,25—0,40), окатанные (0,40—0,60) и хорошо окатанные (0,60—1,00). Впервые попытка количественной характеристики формы обломочных частиц была произведена У. Мэкки в 1833 г. Оценка формы выполнялась по трехбалльной шкале, в которой округлые частицы характеризовались баллом 1, полуугловатые — 2 и угловатые — 1. Подсчитывая число зерен данного минерала в песке, классифицируя их по типам и умножая число зерен каждого на отвечающий им балл, У. Мэкки получал средневзвешенную числовую характеристику исследованных им песков. Эти характеристики оказались весьма простыми и удобными и нашли широкое применение. Для оценки формы зерен Д. Ламар [Lamar J. E., 1927 г.] предложил способ, основанный на определении пористости песка. Он исходил из предположения, что пористость уплотненного песка равна пористости породы, состоящей из плотно упакованных сферических частиц с координационным числом 14, т. е. 25,95 %. Если частицы отклоняются от сферической формы, то пористость при этом растет.

Первым, кто разграничил понятия о первоначальной форме зерен и степени их округленности, был Г. Уоделл [Wadell H., 1932, 1933, 1935 г.]. Он считал, что зерно может быть сферичным (изометричным), но сильно угловатым или далеким от сферической формы, но весьма округленным. Сферичность во многом зависит от первоначальной формы зерен, округленность определяется главным образом процессами транспортировки и перекатывания (в условиях пляжа, например). Г. Уоделл показал необходимость измерения по меньшей мере двух параметров, характеризующих форму зерен, и пытался дать гидродинамическое обоснование одному из предложенных им коэффициентов. Он предложил использовать два коэффициента — сферичности (степени приближения формы частиц к шару) и округленности (степени сглаженности углов на поверхности зерна). Коэффициент округленности определяется как разность от деления суммы всех радиусов кривизны выступов на контуре обломка на число измеренных радиусов кривизны и на радиус максимальной окружности, вписанной в контур. Измерения производятся в 200 зернах, контуры которых переносятся под микроскопом на бумагу. Палетка представляет

собой серию концентрических окружностей, одна из которых вписывается в часть контура зерна, имеющего индивидуальный радиус кривизны. Данные об окатанности (коэффициент округленности) можно картировать, получая при этом представление о направлении миграции терригенного материала. Так, по В. А. Гроссгейму [1950 г.] окатанность караганских кварцевых песков Дагестана увеличивается к югу. В этом же направлении перемещался терригенный материал.

Для визуальной оценки степени окатанности Р. Рассел и Р. Тейлор [Russel R. D., Taylor R. E., 1937 г.] предложили пятибалльную шкалу и способ ее использования. Совершенно несглаженным обломкам присваивается балл 0, со следами сглаживания ребер — 1, со сглаженными углами — 2, хорошо окатанным — 3, идеально окатанным — 4. Для определения средней окатанности оценивают 50—100 зерен. Сумму окатанности каждого зерна делят на число оцененных обломков и умножают на 25. Результаты получают в процентах. Для визуальной оценки окатанности Л. Б. Рухин предложил использовать эталонные силуэты нескольких зерен каждого балла. У. Крамбейн [Krumbein W. C., 1941 г.] отметил, что степень окатанности является функцией разности между окатанностью в любой точке поверхности зерна и неким значением предельной окатанности — показателем, в известной степени зависящим от материала и гидрогеологического режима конкретного потока или пляжа. Для ускорения и упрощения определения радиуса зерен У. Крамбейн предложил стандартные зарисовки формы обломков на плоской максимальной проекции с известными значениями радиуса. Этот метод был усовершенствован А. Б. Вистелиусом [1948 г.]. Им составлен на основании измерений 2600 зерен кварца во фракции 0,21—0,29 мм трафарет по контурам зерен. А. Б. Вистелиус учитывает длину выступов на контуре зерна и близость последнего к плавному контуру эллипса. Коэффициент E представляет собой сумму расстояний, которые измерены по перпендикулярам, соединяющим контур зерна и контур описанного эллипса.

Форму песчаных зерен нужно всегда исследовать в определенной размерной фракции, лучше всего в узкой, так как окатанность зерен сильно меняется по гранулометрическому спектру [Шванов В. Н., 1969]. Обычно изучают фракции в диапазоне 0,15—0,30 мм. Общим недостатком методов как визуальной оценки, так и оценки формы частиц на плоскости по проекциям является низкая воспроизводимость результатов, определяемая субъективностью восприятия формы одних и тех же зерен не только у разных наблюдателей, но даже у одного и то же наблюдателя [Гриффитс Дж., 1971]. Более перспективным представляется изучение формы зерен с помощью наклонных поверхностей. Первые опыты в этой области были проведены Д. Ламаром [Lamar J. E., 1927 г.] и И. А. Преображенским [1940 г.]. Они были основаны на измерении формы зерен по длине пробега на

наклонной плоскости при разных углах наклона. В таком виде метод не нашел широкого применения на практике.

В 1949 г. Л. Б. Рухин выдвинул идею исследования песчаных зерен путем их разделения на быстро вибрирующей наклонной плоскости. Конструктор Д. А. Плисс реализовал эту идею в вибросепараторе, который был усовершенствован в дальнейшем и сейчас в рабочем состоянии находится в литологической лаборатории ВСЕГЕИ. Методика разделения на фракции окончательно отработана Д. С. Кашиком. Фракции различной формы избирают разные пути на наклонной вибрирующей деке и попадают в различные бункера. Они взвешиваются и вычисляются проценты содержания каждой фракции более дробной, чем в общепринятой шкале, состоящей из пяти классов. Эти классы можно получить, суммируя по две-три фракции, определяемые вибросепаратором. При этом в вибросепаратор закладывается совокупность зерен, принадлежащих к одной узкой размерной фракции (0,25—0,315 мм). В морфометрии оптимальным для исследований обычно считается размер 0,15—0,30 мм [Шванов В. Н., 1969]. Зерна этого размера в большинстве случаев присутствуют в пробе в достаточном количестве. Д. С. Кашиком установлено, что форма зерен размером 0,25—0,315 мм меняется в наиболее широком диапазоне и, следовательно, с наибольшей полнотой отражает морфометрический спектр осадка.

Для проведения морфометрических исследований на вибросепараторе нами были отобраны образцы из песков (размерная фракция 0,25—0,315 мм) среднего девона Усинской площади (Тимано-Печорская провинция). Они были проанализированы Г. М. Ромм. Результаты анализов сведены в табл. 18. Как следует

ТАБЛИЦА 18

Данные морфометрических и физических параметров пород-коллекторов

Номер скважины	Содержание зерен, %			Проницаемость K, мД
	окатанных	полуокатанных	угловатых	
179	45,76	54,16	0,03	130—662
729	48,58	51,24	0,18	240—527
339	62,77	37,09	0,14	42—60
215	30,22	65,18	4,58	4,5—5,0

из этой таблицы, наибольшей проницаемостью обладают породы-коллекторы, содержащие наименьший процент угловатых зерен. Даже примесь угловатых зерен около 5 % сильно снижает проницаемость пород. Надо иметь в виду, что форма зерен не является единственной причиной формирования проницаемости, однако, несмотря на ограниченное количество данных, о тенденциях измене-

ния проницаемости в первом приближении можно судить. Надо учитывать, что первичная форма обломочных зерен в процессе катагенеза может быть изменена за счет коррозии и регенерации.

Характер структуры порового пространства пород. В начальной стадии литогенеза размеры и форма пор определяются гранулометрическим составом осадка, окатанностью зерен, их упаковкой, отсортированностью и другими первичными характеристиками. В общем случае проницаемость зависит от размерности поровых каналов и от размера пор (рис. 68). Чем шире поровые каналы и чем больше размер пор, тем проницаемость выше. Таким образом, геометрия порового пространства обусловливает изменение фильтрационных свойств и полезной емкости породы.

Так, хотя микроскопически песчинки среднего девона Колвинского мегавала (Тимано-Печорская провинция) очень сходны между собой, однако структура порового пространства разных песчаников, даже на одном месторождении, весьма различна. П. П. Авдусин и М. А. Цветкова [1938 г.] в основу своей классификации коллекторов положили структурные параметры рыхлых песчаных пород — величина и форма их поровых каналов. По этим признакам гранулярные коллекторы делятся на пять классов: большой емкости (эффективная пористость $П_{эф} > 20\%$ — класс A и 15—20 % — класс B), средней емкости ($П_{эф} = 10 \div 15$ % — класс C и 5—10 % — класс D) и малой емкости ($П_{эф} < 5$ % — класс E) (рис. 69). По степени сложности поровых каналов породы разбиваются на три группы: коллекторы, имеющие более или менее изометрическое сечение поровых каналов (при значительной скорости фильтрации), коллекторы с более узкими сечениями поровых каналов (при средней скорости фильтрации) и коллекторы, отличающиеся сложной структурой порового пространства (при минимальной скорости фильтрации). Чем проще строение поровых каналов, тем больших скоростей достигает флюид в песчаных пластах.

Для суждения о характере поровых каналов строят так называемые порометрические кривые. На оси абсцисс откладывают диаметры сечения этих каналов, а на оси ординат — суммарные площади сечения поровых каналов S, %. Сопоставляя эти кривые, мы можем судить о том, как меняется структура эффективных поровых каналов (рис. 68).

Все известные в настоящее время методы изучения распределения поровых каналов в пористой среде основаны на процессе вытеснения смачивающей жидкости, заполняющей объем пор, несмачивающей средой или на процессе внедрения флюида в поровое пространство пород. По данным А. А. Ханина [1963 г.], оказалось, что однородные по своим емкостным свойствам породы имеют различную структуру порового пространства. В одних случаях различны доминирующие диаметры пор, в других — процентное содержание пор с доминирующими диаметрами (табл. 19).

Исследования, проведенные нами, показали, что для рассматриваемых песчаников, находящихся на определенной стадии лити-

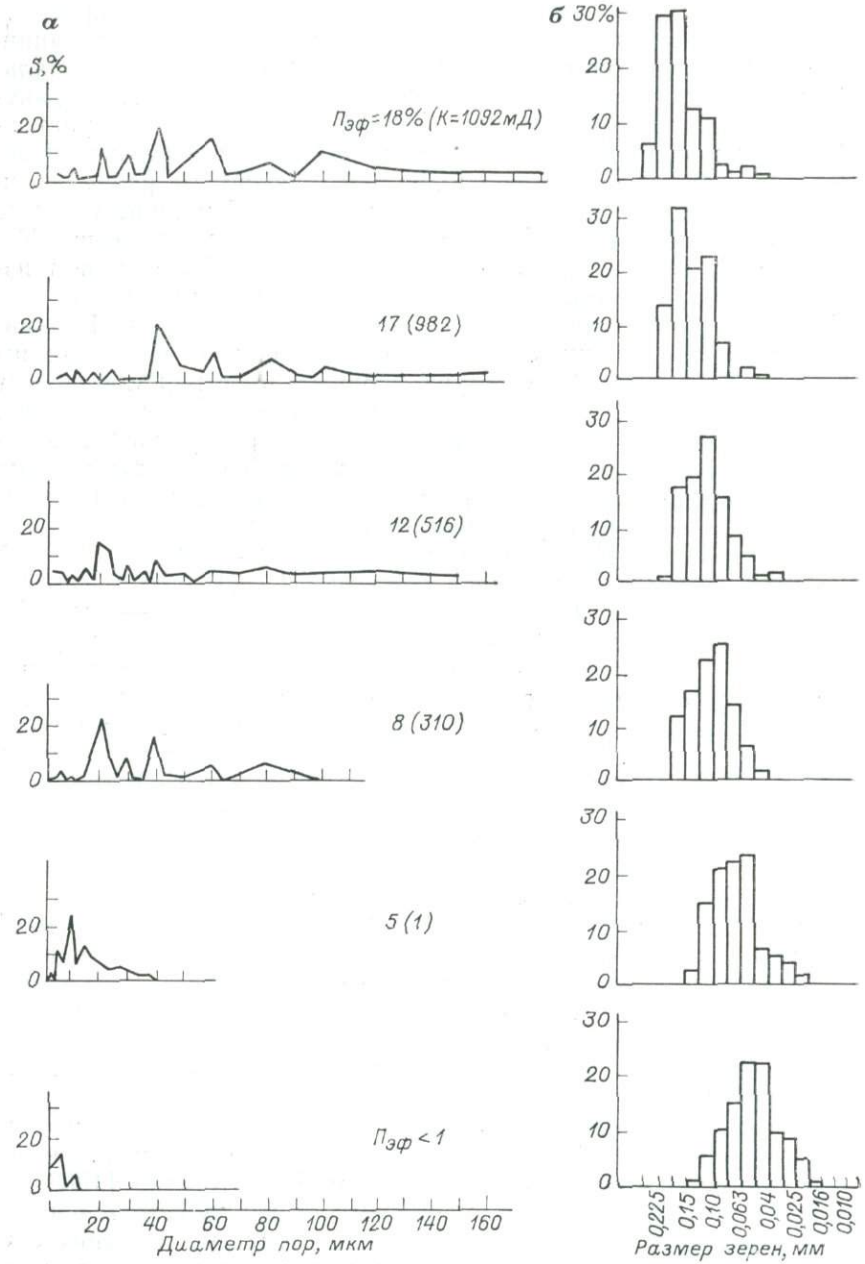


Рис. 68. Влияние гранулометрического состава (*б*) на порометрическую характеристику песчаных пород (*а*) [по Смирновой Н. В., 1976 г.].

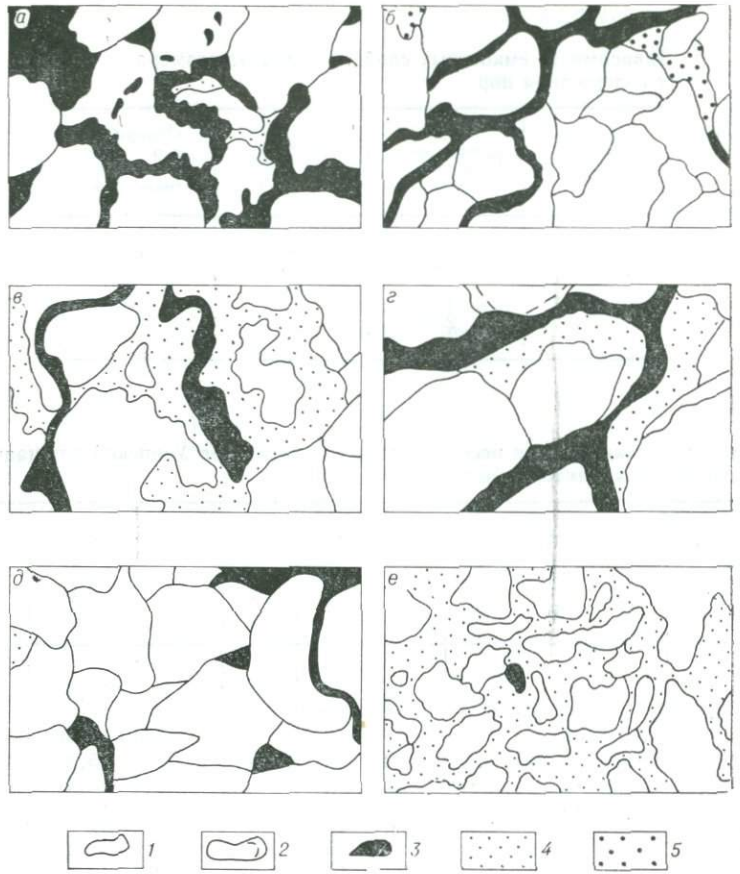


Рис. 69. Структура порового пространства песчаных коллекторов среднего девона Тимано-Печорской провинции.

Емкость пород-коллекторов: *а* — большая (класс А), $П_{эф} > 20$ %; *б* — большая (класс В), $П_{эф} = 15 \div 20$ %; *в*, *г* — средняя (класс С), $П_{эф} = 10 \div 15$ %; *д* — малая (класс D), $П_{эф} = 5 \div 10$ %; *е* — малая (класс Е), $П_{эф} < 5$ %; *1* — зерна минералов; *2* — регенерированные зерна; *3* — поры и трещины; *4* — цемент карбонатный, кальцитовый и битумный; *5* — каолинитовый цемент.

фикации, четкой связи между гранулометрическим составом пород и пористостью не обнаружено (табл. 20). Это можно объяснить влиянием наложенных процессов, не учитываемым примененным на этой стадии исследования методом. Для пород, находящихся на более ранних стадиях литогенеза, такая связь выявляется более четко (глубины залегания менее 2500 м).

Оказалось, что проницаемость возрастает с увеличением диаметров доминирующих пор и с повышением роли пор с доминирующими диаметрами (табл. 19).

ТАБЛИЦА 19

Зависимость емкостных свойств пород от размера и содержания пор

Открытая пористость, %	Проницаемость, мД	Доминирующий диаметр пор, мкм	Содержание пор с доминирующим диаметром, %
21	3200	30	35
20	850	30	19
19	122	10	24
19	238	10	55

ТАБЛИЦА 20

Гранулометрический состав песчаных пород-коллекторов Усинской площади и их физические характеристики

Гранулометрический состав, %							Растворимость, %	Плотность, г/см³	Пористость открытая, %	Газопроницаемость, мД
>1,0 мм	1—0,5 мм	0,5—0,25 мм	0,25—0,10 мм	0,10—0,05 мм	0,05—0,01 мм	<0,01 мм				
—	0,98	57,34	25,22	5,36	1,10	7,20	—	2,25	15,83	228
—	0,02	15,40	64,58	8,76	4,24	7,00	—	2,24	15,74	137
—	0,18	65,06	26,32	1,78	0,51	6,12	—	2,25	15,46	388
0,12	1,18	60,12	28,70	4,38	0,50	5,00	—	2,26	15,30	327
—	0,02	7,02	79,91	4,61	0,62	7,80	—	2,23	15,41	190
—	0,02	3,82	74,82	11,34	1,50	8,50	—	2,27	14,53	132
—	27,86	58,22	5,16	1,92	0,30	4,50	—	2,28	13,90	680
—	1,84	61,15	29,85	2,68	1,09	3,36	—	2,90	12,67	104
—	0,04	17,04	67,66	10,16	1,28	10	—	2,33	12,20	35
—	0,39	59,90	16,16	6,40	3,78	4,34	9,0	2,42	10,95	171
0,33	10,61	50,52	22,52	7,52	3,71	0,20	4,0	2,44	8,80	16

Наличие крупных пор в песчаных породах связано главным образом с первичным гранулометрическим составом осадка, который обусловливает своеобразную арочную структуру пор.

Отсортированность. Для оценки отсортированности осадков применяется коэффициент вариации дробного гранулометрического анализа. Так, на своде структур Колвинского мегавала (Тимано-Печорская провинция) отсортированность терригенного материала оказалась хорошей и очень хорошей, в то время как на крыльях она ухудшается. Это является общей закономерностью для конседиментационных поднятий.

Данные парной корреляции показали, что коэффициент отсортированности мало влияет на открытую (первичную) пористость. Коэффициент корреляции составляет всего —0,386. Однако на проницаемость пород отсортированность оказывает большое влия-

ние: лучше отсортированным породам соответствует наибольшая проницаемость (коэффициент корреляции +0,727). Однако надо иметь в виду, что значимость этого коэффициента корреляции с глубиной уменьшается и на глубинах более 3000 м вышеназванная закономерность несколько нарушается — коэффициент корреляции уже составляет только +0,440. На глубинах менее 300 м между отсортированностью и проницаемостью не отмечается никакой зависимости. Наиболее тесная связь между обсуждаемыми величинами наблюдается в интервале глубин 1500—2500 м. Надо отметить, что примесь зерен гравийной размерности ухудшает отсортированность (коэффициент корреляции +0,793). В целом же при изучении коллекторов рассмотрение вопроса об отсортированности осадков и связи ее с коллекторскими свойствами полезно. В общем случае при прогнозе коллекторов должны учитываться и данные по отсортированности, зависящей от режима осадконакопления. При более активной среде осадконакопления, которая способствует выносу пелитовых частиц, отсортированность улучшается. Поэтому картирование отсортированности помогает наметить зоны с лучшими фильтрационными свойствами, например своды конседиментационных поднятий, что и подтверждено на многих площадях.

Характер упаковки обломочных зерен. К числу важных признаков относится характер упаковки (укладки) обломочных зерен. Плотная упаковка приводит к сокращению объема порового пространства и размера пор, что существенно сказывается на пористости и проницаемости пород.

Упаковка породы определяется условиями седиментации, характером взаимного расположения обломочных зерен, соотношением зерен между собой по размерам (гранулометрическим составом), формой зерен. Интерес представляют типы контактов зерен между собой, среди которых можно различать первичные и вторичные. Вторичные контакты возникают под влиянием внутрислойного растворения, вызываемого изменением горного давления. В зависимости от компактности упаковки зерен находится и плотность породы в целом. Этот параметр, таким образом, может служить для самой общей оценки качества коллектора. Чем ниже пористость, тем выше плотность и тем больше скорость упругих колебаний (коэффициент корреляции между скоростью и пористостью —0,91). Скорость, определяемая на приборе ИПА-2, может помочь в оценке пористости коллектора. Так, при пористости песчаника 20—22 % скорость упругих колебаний составляет 1,7—2,0 км/с, при 19—20 % — 2,5—2,7, при 17—18 % — 3,0—3,1, при 2—3 % — 4,5—6,0.

Упаковка зерен влияет и на проницаемость, но тут соотношение сложнее (см. ниже). Более значительная связь между коллекторскими свойствами и глубиной отмечается для глубин менее 2500 м. На больших глубинах эта связь часто нарушается. По-видимому, влияние вторичных процессов становится большим и это сказывается весьма ощутимо.

Соотношение зерен между собой. Характер сочленения зерен в породе в основном обусловлен способом отложения из среды осадконакопления большого количества зерен различного размера и различной формы (окатанности). Необходимо учитывать также уплотнение пород под действием химических и физических процессов.

Для обозначения первых нами [Бескровная О. В., 1982 г.] введен термин химическое уплотнение, т. е. уплотнение под влиянием растворов, действующих под давлением.

В прозрачных шлифах изучались соотношение зерен в породе, характер контактов между зернами. Учитывается в первую очередь число свободных зерен (зерна «плавают» в цементе, не соприкасаются между собой), число тангенциальных (зерна соприкасаются в одной точке), удлиненных (зерна соприкасаются по какой-то части, линейной, ограничивающего их контура), конформационных (выпукло-вогнутых), сутурных, инкорпуляционных (одно зерно внедряется в другое) и регенерационных контактов. Нами предложен в развитие идей Р. Тейлора [Taylor R. E., 1950 г.] коэффициент уплотнения φ [Бескровная О. В., Савкевич С. С., 1964]. Он находится из выражения

$$\varphi = Q/P,$$

где Q — все вторичные контакты (конформационные, регенерационные, сутурные); P — все первичные контакты (тангенциальные и удлиненные) в процентах от общего числа контактов. Число контактов на одно зерно нами не учитывалось, ибо оно само по себе не может быть показателем вторичных изменений, на что еще указывала Г. Н. Перозио [1967 г.].

Количественная оценка по коэффициенту уплотнения даст картину изменения структуры порового пространства. Первичные контакты (точечные и удлиненные) возникают в песчаниках на ранних стадиях литогенеза, вторичные — в результате гравитационного уплотнения песчаников, приводящего к внедрению зерен друг в друга (рис. 70, *а*). Под влиянием горного давления изменяется структура порового пространства, меняются типы контактов, а вместе с этим и коэффициент уплотнения. По коэффициенту уплотнения О. В. Бескровной [1971 г.] выделяются зоны слабого (на глубинах до 1500 м, $\varphi < 5$), среднего (1500—2500 м, $\varphi = 5 \div 10$) и сильного уплотнения (свыше 2500 м, $\varphi > 10$). Это достаточно условные цифры, не учитывающие процессов расцементации пород, когда $\varphi = 1{,}2 \div 1{,}5$ на глубинах свыше 2500 м. Как показали работы М. Т. Хилда [Heald M. T., 1956 г.], А. В. Копелиовича [1965 г.] и др., растворимость зерен является главным показателем устойчивости сохранения формы при взаимодействии с другими зернами. Процессы приспособления зерен друг к другу имеют физико-химическую, а не просто механическую природу и сводятся главным образом к растворению под давлением. Изучение процентного соотношения типов межзерновых контактов позволило сделать следующие выводы: для пород-коллекторов порового типа

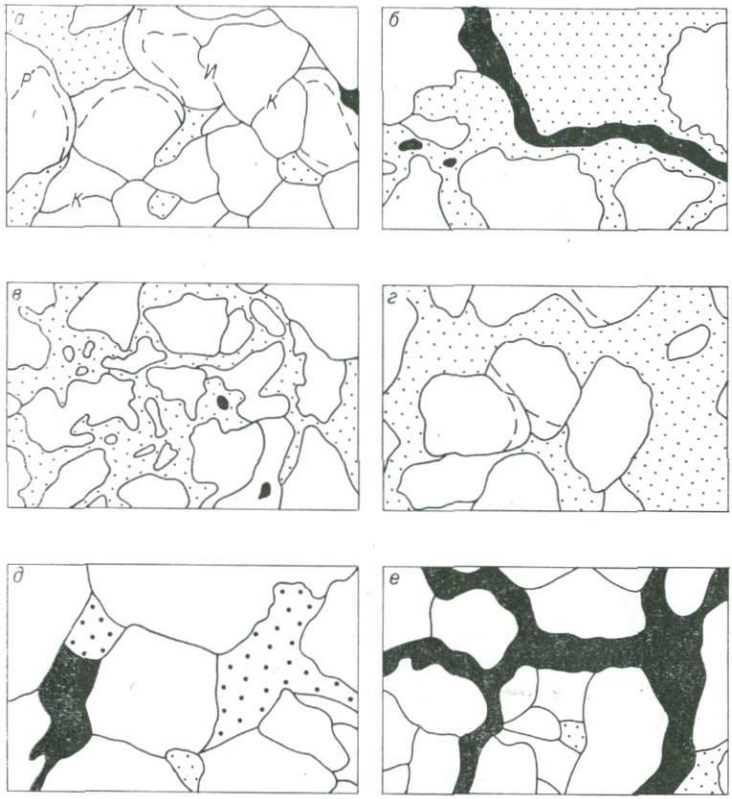


Рис. 70. Соотношение скелета пород-коллекторов среднего девона Тимано-Печорской провинции с цементом.

а — типы межзерновых контактов (*Т* — тангенциальные, *Р* — регенерационные, *К* — конформационные, *И* — инкорпуляционные); *б—г* — коррозия зерен кальцитом (*в* — значительная, *г* — слабо выраженная); *д* — характер заполнения порового пространства каолинитом; *е* — характер межзерновых каналов. Условные обозначения см. на рис. 69.

первичные контакты составляют 65—80, вторичные — 35—20 % ($\varphi = 0{,}2 \div 3{,}0$), для пород порового трещинного и трещинно-порового типа содержание первичных контактов 30—10, а вторичных — 70—90 % ($\varphi = 3 \div 8$). Для пород со слабо экранирующими и экранирующими свойствами число первичных контактов сокращается до 5 %. Соответственно увеличивается до 95 % число вторичных контактов ($\varphi > 10$).

Структуру порового пространства усложняет неравномерная уплотненность обломочных зерен. В пределах даже одного шлифа буквально рядом сосуществуют высокопористые, с преобладанием тангенциальных контактов и уплотненные участки с широким развитием конформационных и инкорпуляционных контактов (четыре-пять контактов на зерно) (рис. 70, *а*). На этом примере видно, что характер сочленения обломочных зерен является важ-

ным фактором, определяющим объем и конфигурацию порового пространства. Это особенно важно для песчаников с небольшим содержанием цемента (менее 15 %).

На изменение структуры порового пространства большое влияние оказывает давление. Так, на глубинах более 3500 м отмечаются песчаники, в которых преобладают конформационные и тангенциальные контакты (до 70 %), а на глубинах менее 3000 м отмечаются породы со сплошной массой развития конформационных и инкорпуляционных контактов (до 85 %), а также контактов регенерационного типа (15 %). В первых песчаниках отмечается сравнительно высокая пористость и газопроницаемость, что, скорее всего, обусловлено спецификой гранулометрического состава пород и характером укладки самых крупных зерен, принявших на себя основную нагрузку, по мнению С. С. Савкевича [1973 г.], и обеспечивающих просветность реликтовых пор. Первичная укладка зерен происходит под влиянием седиментационных факторов, из которых определяющими служат наличие придонных течений и их сила. Наиболее распространенным типом укладки является вытянутость неизометричных зерен субпараллельно течению с небольшим наклоном их в сторону движения терригенного материала (имбрикация). Это создает анизотропию, на которой мы остановимся ниже.

Некоторое влияние на уплотнение оказывает и состав обломочного материала. Быстрее всего уплотнению подвергаются полимиктовые песчаники, содержащие обломки более или менее пластичных пород.

Изучение морфологических типов контактов между зернами скелета породы имеет важное значение при интерпретации коллекторских свойств пород.

Об эффекте анизотропии. Анизотропия гранулярных пород-коллекторов проявляется в том, что в разных направлениях фильтрация флюидов происходит с различной скоростью, что зависит от значений проницаемости, измеренной по разным направлениям. В отличие от проницаемости, измеренной в случайном, неориентированном направлении (как это повсеместно практикуется сейчас), которую следует называть скалярной, величина, измеренная в ориентированном по странам света направлении, является векторной. При составлении схем разработки нефтяных залежей, как правило, принимают, что проницаемость породы-коллектора одинакова во всех направлениях, в то время как на самом деле это далеко не так. В результате расстановка скважин и ориентировка их рядов носят случайный характер, что отражается на суммарной добыче флюида из пласта. Мы уже разобрали вопрос о форме зерен и убедились, что обычно зерна в породе не изометричны, а в какой-то степени вытянуты. В случае закономерной укладки зерен в породе (осадке) в стадию седиментогенеза в результате деятельности течений или других агентов транспортировки зерна вытягиваются субпараллельно направлению этих течений и тем создают соответствующую упаковку

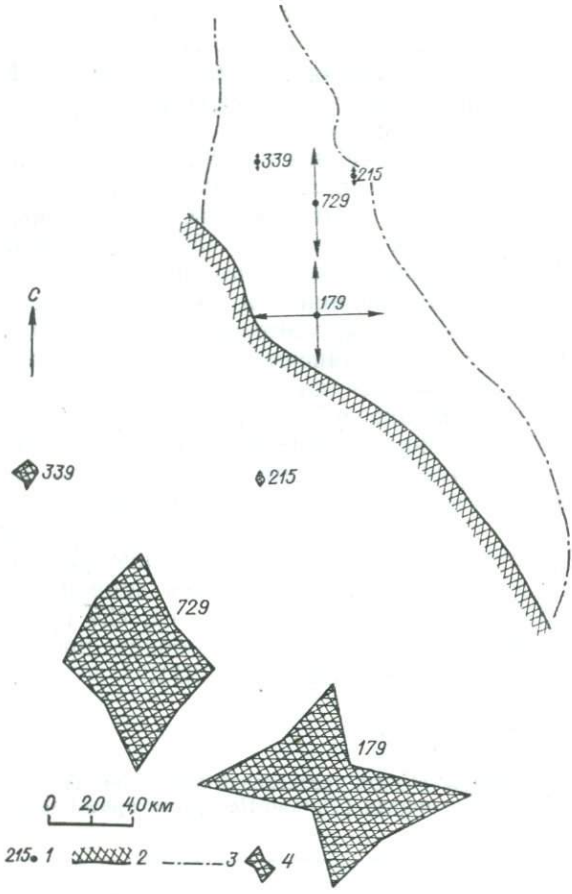


Рис. 71. Анизотропия пород-коллекторов среднего девона Усинского месторождения (Тимано-Печорская провинция).

1 — расположение и номер скважины; *2* — линия условного выклинивания песчаных пород; *3* — контур нефтеносности; *4* — диаграммы-розы значений газопроницаемости.

терригенного материала, которая, по данным В. А. Гроссгейма и О. В. Бескровной [1982 г.], и формирует анизотропию пород-коллекторов, т. е. различие проницаемости в разных направлениях. Из этих предпосылок вытекает необходимость при изучении для практического использования анизотропии вместо скалярных исследовать векторные величины проницаемости.

О результатах можно судить по эксперименту, проведенному на Усинском месторождении нефти В. А. Гроссгеймом и О. В. Бескровной (Тимано-Печорская провинция). Было отработано четыре керна длиной около 30 см каждый в четырех скважинах. Скважины расположены в разных зонах развития цементов и в разных частях нефтяного поля (рис. 71). Керн был ориентирован

по странам света палеомагнитным методом И. Л. Геращенко. Затем из каждого керна было выпилено по четыре стандартных цилиндрика для определения проницаемости (С—Ю, СВ—ЮЗ, В—З, ЮВ—СЗ). Цилиндрики выпиливались параллельно напластованию. Для каждого выпиленного столбика определялась проницаемость в двух направлениях (например, север и юг—север). Таким образом, получалось восемь ориентированных направлений через 45°. По результатам измерений были построены диаграммы-розы. На векторах (радиусах) через 45° были отложены отрезки в одном масштабе, пропорциональные значениям проницаемости. Вершины этих отрезков соединились ломаной линией, так что получились многоугольники, которые и были нанесены на карту (рис. 71). Оказалось, что максимальная проницаемость во всех четырех случаях приходится на одно и то же направление (север—юг). Это направление субпараллельно трендам осадконакопления, т. е. линиям равных значений седиментационных параметров (средний размер зерен, отсортированность, эксцесс, асимметрия эмпирического полигона распределения и т. д.), что, естественно, зависит от первичных свойств коллектора. Самая высокая проницаемость отмечается в песчаниках зоны развития каолинитового цемента (647 мД), меньшая — в зоне регенерационного цемента (60 мД), а минимальная — в зоне, где преобладает глинисто-карбонатный цемент, причем карбонат представлен кальцитом базального типа (5,07 мД) (табл. 21).

ТАБЛИЦА 21

Результаты векторных определений проницаемости по Усинской площади (Тимано-Печорская провинция), мД

Азимут	Скв. 179	Скв. 729	Скв. 339	Скв. 215
0°	457	527	58,8	5,04
45	130	240	45,2	3,96
90	647	359	60,0	2,30
135	329	359	53,5	4,61
180	505	527	52,8	5,07
225	140	248	42,8	3,91
270	662	366	58,9	2,30
315	392	359	54,4	4,54

Из таблицы видно, что отношение между минимальной и максимальной проницаемостью в ряде случаев больше чем 1 : 4, что весьма существенно может отразиться на режиме эксплуатации. Для контроля были сделаны ориентированные шлифы по напластованию. Оказалось, что, действительно, многие терригенные зерна имеют вытянутую форму, причем они, т. е. длинные их оси,

ориентированы субпараллельно линии север—юг. Таким образом, именно закономерная ориентировка зерен ответственна за различие проницаемости в разных направлениях. Максимальная проницаемость присуща направлению вдоль длинных осей зерен.

Представляют интерес исследования коллекторских свойств пород в ориентированных образцах, проведенные Д. Брестоном [Breston J. H., 1951 г.] и П. Гринкорном [Grinkorn P. A., 1964 г.]. Оба исследователя пришли к выводу об анизотропном характере брадфорских песчаников (девон) в Пенсильвании. Для определения большого и малого векторов проницаемости на основе измерений также в восьми направлениях (через 45°) в горизонтальной плоскости они использовали тензорные методы.

При разработке залежей нефти и газа учет анизотропии при установлении размеров и ориентировки сетки скважин может быть полезен для полного извлечения жидкости (нефти) из недр. Учет анизотропии позволит улучшить экономические показатели эффективности разработки месторождений нефти.

42. УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СКЕЛЕТА ПОРОДЫ-КОЛЛЕКТОРА

Выше мы рассмотрели основные первичные параметры гранулярных коллекторов, связанные с начальным этапом формирования коллекторов — этапом осадконакопления. В целом при помощи изучения структуры (дробный ситовый анализ), формы зерен и их упаковки удалось вывести некоторые общие закономерности поведения фанеромерных осадков по отношению к агентам осадконакопления. Роль донных палеотечений сводится к разносу терригенного материала по дну бассейна, формированию гранулометрического состава в условиях конседиментационного роста структур (рельефа дна) и механической дифференциации осадков. На сводах таких конседиментационных поднятий отлагается более крупный и более зрелый терригенный осадок, обладающий в силу благоприятных условий седиментации наилучшими первичными коллекторскими свойствами. Гидродинамические условия осадконакопления оказали существенное влияние не только на характер распределения обломочного материала, но и на вещественный состав цемента, что очень важно для формирования коллекторских свойств. Ниже нами рассмотрены минералы цемента песчаных пород как индикаторы характера среды осадконакопления.

К минералам цемента принадлежат в основном аутигенные минералы, а также глинистые минералы, имеющие во многих случаях обломочный характер. Аутигенные минералы можно разбить на регионально и локально встречающиеся. К группе регионально встречающихся минералов относятся кварц, кальцит, пирит, лейкоксен (табл. 22). К группе локально встречающихся относятся минералы, распространенные неповсеместно, но в ощутимых количествах, такие как сидерит, кальцит и др. Образование таких

ТАБЛИЦА 22

Распространение аутигенных минералов в песчано-алевритовых породах среднего девона Тимано-Печорской провинции

Регионально распространенные		Локально распространенные	
>3 %	<3 %	>3 %	<3 %
Кальцит	Анатаз	Сидерит	Доломит
Кварц	Брукит	Кальцит	Ангидрит
Пирит	Рутил	Каолинит	Каолинит
Лейкоксен	Гранаты	Гидроокислы железа	Барит
	Халцедон		
	Турмалин	Вторичный кварц	
	Цеолиты		
	Сфалерит	Хлорит	

минералов цемента, как кальцит, регенерационный кварц, каолинит, вызывает изменения фильтрационной способности пород-коллекторов нефти и газа. В отдельных регионах большое значение приобретает ангидрит (Восточная Сибирь), в других — хлорит (Западная Сибирь). Отмечается примесь и других минералов, не оказывающих существенного влияния на изменение коллекторских свойств пород. В общем же цементация представляет собой процесс выполнения порового пространства аутигенными образованиями физико-химического и биохимического происхождения, при котором в породу включаются присутствующие в осадках аллотигенные компоненты [Чилингар Дж. В. и др., 1971 г.].

Карбонатный цемент обычно распределен в породах неравномерно (от долей до 35 %). Кальцит присутствует в виде тонко-, мелко- и средне-крупнозернистых агрегатов, образующихся в результате перекристаллизации сингенетического кальцита на месте. Разрастание цемента сопровождается раздвиганием обломочных зерен, их коррозией и даже полным замещением обломочного материала — кварца или полевого шпата (рис. 70, *б—г*). Обильному накоплению карбонатного (кальцитового) материала способствует изменение физико-химических условий среды. Присутствие кальцитового цемента в широкой гамме пород, по данным У. Крумбейна [Krumbein W. C., 1952 г.], объясняется независимостью обоих его ионов (Ca^{2+} и CO^{2-}) от параметра Eh.

Цементация кремнеземом имеет незначительное распространение. Наиболее распространенной формой цементации кремнеземом являются каемки регенерационного кварца вокруг обломочных зерен, а также оптически согласованное разрастание кварцевых зерен (рис. 70, *а*). Зерна охватываются каймой неравномерно: на одних зернах полностью, что отмечается крайне редко, на других кайма фиксируется лишь на отдельных участках. Неодинаковая окварцованность четко проявляется при сравнении пород раз-

личного гранулометрического состава: в более крупнозернистых песчаниках отмечается очень слабая регенерация, в среднезернистых — более заметная, а в мелкозернистых — значительная. Эта закономерность не связана с глубиной залегания. Наибольшее содержание регенерационного кварца отмечается в водонасыщенных (более 10 %) в сравнении с нефтенасыщенными песчаниками, где максимальное его содержание составляет всегда менее 10 %, обычно 1—2 %.

Развитие окварцевания только в первично-пористых разностях песчаных пород свидетельствует о важной роли растворов в процессе окварцевания. Вода, содержащаяся в порах, при благоприятных условиях (минерализация, давление, температура) частично растворяла кварц около контактов и переотлагала его в порах на поверхности зерен (пример химического уплотнения). При наличии аутигенного кварца в виде наростов отмечается увеличение размеров зерен, что ведет к неправильной оценке первичного размера зерен, а следовательно, к искажению гранулометрического состава и его генетической интерпретации. С другой стороны, коррозия зерен кварца кальцитом уменьшает размеры терригенных зерен, а иной раз и полностью их разъедает, что также ведет к искажению гранулометрического состава, но уже в другую сторону. Оба эти процесса надо научиться оценивать количественно, чтобы вносить поправки в результаты дробного ситового анализа.

Большое значение на формирование цементирующего вещества в породах оказывают условия осадконакопления. Обычно в спокойной среде осадконакопления отлагаются тонкие осадки, в которых доминируют гидрослюда и смешанослойные образования. В результате того что скорость передвижения у каолинита выше, чем у других глинистых минералов (по Д. Мюллеру она возрастает в направлении монтмориллонит—гидрослюда—каолинит), он отлагался в сильно подвижной гидродинамической обстановке. Под действием волн происходило неоднократное взмучивание глинистого осадка, его перемыв. В такой обстановке на дне отлагались наиболее крупные, хорошо окристаллизованные частицы каолинита. Тонкие же мелкочешуйчатые формы каолинита вместе с гидрослюдой и смешанослойными образованиями выносились в более отдаленные участки, характеризующиеся невысокой гидродинамической активностью. Хотя в процессе диагенеза глинистые минералы значительно усложняются, тем не менее они могут дать информацию о климате провинции, области сноса этих минералов. Известно, что каолинит образуется в условиях теплого гумидного климата, а монтмориллонит — в основном в аридном и умеренном. Таким образом, отдельные глинистые минералы можно использовать для суждения о климате.

Хлорит в цементе пород встречается в виде мелкочешуйчатой массы, заполняющей поры в породах. Он часто образует тонкозубчатую поверхность стенок, суживает устья каналов и тем самым создает сопротивление движению флюидов по пласту. Хлорит

встречается не только в виде чешуек, но и в форме мелкоагрегатной субстанции и в виде щеточек на аллотигенных зернах кварца (Западная Сибирь — Вэнгопурское месторождение). Как показали исследования Р. С. Сахибгареева [1967 г., 1971 г.], подвижный хлорит образуется по биотиту и деградированным триоктаэдрическим гидрослюдам. Этот процесс имел начало еще в корах выветривания областей размыва вследствие выщелачивания межслоевого калия, поскольку соотношение разбухающего компонента в смешанослойных образованиях заведомо диагенетических конкреций, по существу, не отличается от того, что мы наблюдаем в глинистых породах. Скорее всего, терригенный материал поступал из области питания в сильно опресненные морские лагуны, ибо в нормальных условиях в различной степени деградированные гидрослюды приобрели бы устойчивую структуру собственно гидрослюды за счет фиксации калия. Образование же пленочного хлорита шло из интерстиционных растворов кремния, железа и алюминия в диагенезе. По мнению Н. М. Страхова [1960 г.], превращения железистых минералов в диагенезе в основном обусловлены воздействием захороненного органического вещества в осадке.

Наличие пленочного хлоритового цемента препятствует сближению зерен, а следовательно, и образованию вторичных контактов. Коэффициент уплотнения в таких песчаниках будет меньше, чем в песчаных коллекторах с хлоритовым цементом порового типа, в которых наблюдаются вторичные контакты (конформационные) и реже встречаются первичные (тангенциальные). Можно сделать вывод, что при пленочном типе цементации породы обладают лучшими коллекторскими свойствами.

Сказанное выше позволяет сделать вывод, что уже в диагенезе в песчаных осадках происходят сложные физические и химические процессы. Изучение геологической истории развития песчаных пород дает в руки ключ к познанию условий формирования первичного коллектора. Поэтому имеет смысл строить карты вторичных преобразований, в частности карты зон цементации. Эти карты составляют по преобладающему содержанию того или иного цемента в песчаниках. Для воссоздания условий осадконакопления строят карты палеогидродинамических условий седиментации по данным динамогенетической диаграммы Г. Ф. Рожкова асимметрия—эксцесс, а также серию карт по гранулометрическим параметрам. Особое значение имеют карты распространения аутигенных минералов. Они строятся на основе содержания минерала в шлифах и дают представление о формировании первичного коллектора.

В сумме изучение условий формирования скелета породы и аутигенного минералообразования позволяет районировать породы по их коллекторским свойствам и прогнозировать развитие коллекторов высокого класса.

Глава 20

ВТОРИЧНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ

Качество пород-коллекторов определяется как их первичными свойствами, формирующимися в процессе осадконакопления, так и вторичными процессами, формирующимися в период диагенеза и катагенеза пород. Существенное значение при этом приобретают геохимические процессы, процессы аутигенной минерализации, выщелачивания и др.

43. ГЕОХИМИЯ НАЛОЖЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

Геохимические условия оказали существенное влияние на формирование коллекторских свойств фанеромерных пород, на накопление или растворение минералов как скелета породы, так и цемента. Почти во всех песчано-алевритовых породах протекают процессы регенерации. Иногда они протекают весьма интенсивно (кембрий Восточной Сибири), а иногда слабо (палеозой Тимано-Печорской провинции).

Бóльшая окремнелость пород объясняется бóльшим влиянием циркулирующих растворов, насыщенных SiO_2. В кембрии Восточной Сибири зерна кварца трещиноваты (раскрытость трещин до 0,015 мм), что способствовало более активному движению вод. Дополнительным источником кремнезема являлся SiO_2, перешедший в поровый раствор вследствие растворения обломочных зерен кварца на контактах зерен в результате горного давления. Перемещаясь, растворы под давлением могли попадать в нейтральную среду, в которой кремнезем осаждался и образовывал регенерационные каемки и кварцевый цемент породы.

Исследования К. В. Краускопфа [Krauskopf K. W., 1977 г.] показали, что растворимость кремнезема вызывается следующими причинами:

1) увеличением pH раствора в результате потребления иона водорода при растворении полевого шпата

$$\underset{\text{калиевый полевой шпат}}{2KAlSi_3O_8} + \underset{\text{раствор}}{2H_2CO_3} + 9H_2O \rightleftarrows \underset{\text{каолинит}}{Al_2Si_2O_5(OH)_4} +$$

$$+ \underset{\text{раствор}}{2K^+} + \underset{\text{кремневая кислота}}{4H_4SiO_4} + \underset{\text{раствор}}{2HCO_3};$$

2) растворением кремнезема при участии гидрокарбонатов (гидролиз)

$$SiO_2 + 2H_2O \rightleftarrows \underset{\text{раствор}}{H_4SiO_4};$$

$$\underset{\text{раствор}}{H_4SiO_3} \rightleftarrows \underset{\text{раствор}}{H_3SiO_4^-} + \underset{\text{раствор}}{H^+};$$

$$\underset{\text{раствор}}{H_4SiO_4} + \underset{\text{раствор}}{HCO_3^-} \rightleftarrows \underset{\text{раствор}}{H_3SiO_4^-} + \underset{\text{газ}}{CO^2} + \underset{\text{жидкость}}{H_2O};$$

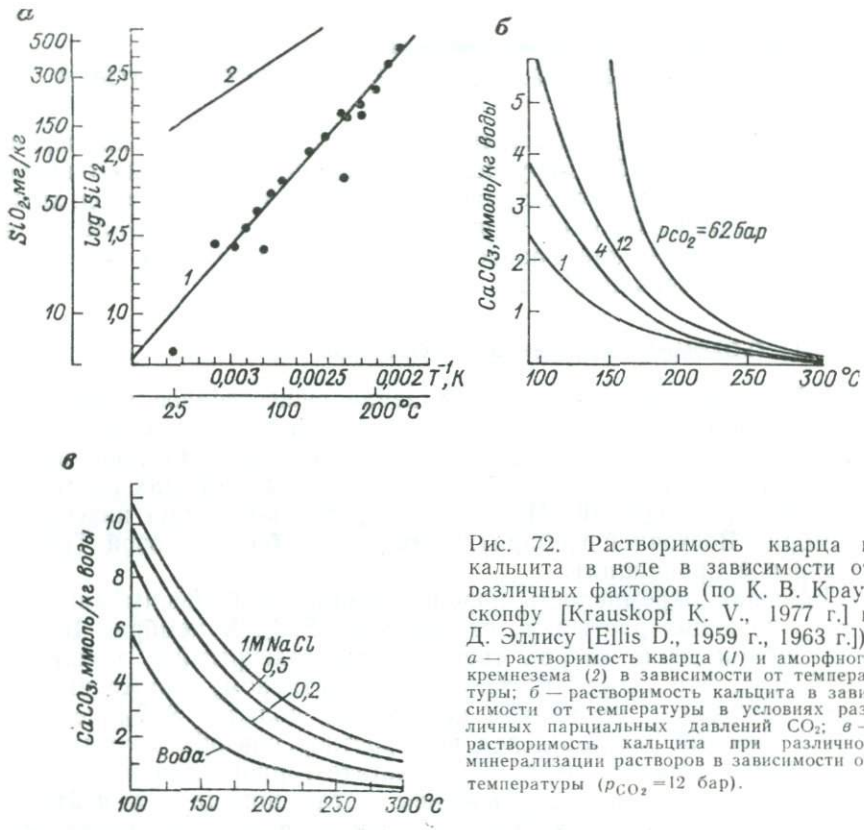


Рис. 72. Растворимость кварца и кальцита в воде в зависимости от различных факторов (по К. В. Краускопфу [Krauskopf K. V., 1977 г.] и Д. Эллису [Ellis D., 1959 г., 1963 г.]). *а* — растворимость кварца (*1*) и аморфного кремнезема (*2*) в зависимости от температуры; *б* — растворимость кальцита в зависимости от температуры в условиях различных парциальных давлений CO_2; *в* — растворимость кальцита при различной минерализации растворов в зависимости от температуры (p_{CO_2} =12 бар).

3) увеличением растворимости кварца с увеличением температуры (рис. 72, *а*).

На участках, где наблюдается низкая минерализация вод (до 60 г/дм³ — Тимано-Печорская провинция), а массовая доля CO_2 в водах составляет 0,4 %, отмечается преобладание кварцевого регенерационного цемента. Двуокись углерода, находясь в свободной форме, способствует понижению pH среды до слабокислой реакции, что и благоприятствует осаждению кремнезема. Надо отметить, что щелочность среды обусловливается количеством органического вещества в пелитах, что вызывает избыток CO_2, которая растворяется в водах, и выщелачивание $CaCO_3$ из глинистых пород. Кремнезем и кальцит выпадают из растворов не одновременно. Сначала осаждается кремнезем, на что указывает коррозия зерен кальцитом. При наличии кальцита зерна кварца неизменно обнаруживают признаки растворения. Они корродированы и частично или полностью замещены кальцитом. Такое явление можно объяснить обратной зависимостью кальцита от pH [Correns C. W., 1950]. При увеличении значений pH растворимость кремнезема увеличивается, а кальцита уменьшается.

Кальцитовый цемент в гранулярных породах-коллекторах нефти и газа распространен весьма широко, хотя распределение его отличается неравномерностью (от нескольких до 35 %). При этом отмечаются и разные типы цементации (поровый, порово-базальный и базальный), что немаловажно при прогнозе качества коллекторов. Легче всего выщелачивается кальцит порового типа, труднее — порово-базального, а при базальном типе цемента порода становится непроницаемой. Лучшие коллекторы с кальцитовым цементом характеризуются поровым типом цементации. Имеет значение и величина кристаллов кальцита. Так, в палеозое Тимано-Печорской провинции, а также в миоцене Восточного Предкарпатья, где кальцит осаждался позднее, чем кремнезем, он представлен мелко-, средне- и крупнозернистым разностями. В диагенетическую стадию формировался мелко-среднезернистый кальцит с реликтами мелкозернистого и со следами слабой коррозии обломочного материала. Во вторую стадию происходила интенсивная перекристаллизация кальцитового материала в уже сформированной породе с образованием крупных кристаллов и более интенсивной коррозией зерен кварца, иногда с их полным замещением. Образование крупных кристаллов кальцита возможно при медленном проникновении в породу карбонатных растворов, что может быть обусловлено достаточной уплотненностью пород.

Цемент может доходить до пойкилитового типа, который часто отмечается, например, в песчаниках нижнего кембрия Иркутского амфитеатра. Для образования такого типа цемента нужны специфические условия медленной диффузии CO_2 при медленном же притоке порций бикарбонатов, что может иметь место в достаточно уплотненном осадке. Возможно, что перемещение растворов кальцита обусловливается до некоторой степени перемещением органического вещества из одних осадков в другие. По В. В. Веберу [1951 г.], такое перемещение может происходить на стадии превращения осадков в породу. В условиях нормальных пластовых давлений кальцит может стать нерастворимым на глубине ниже 3048 м из-за уменьшения растворимости CO_2 [Mc Bride E. F., 1977]. При аномально высоком пластовом давлении в коллекторах, содержащих газ или конденсат, на значительных глубинах отмечается растворение карбонатов благодаря увеличению растворимости CO_2 [Parker C. A., 1974] (рис. 72, *б*, *в*). Растворение кальцита, постепенный его вынос и замещение глинистым веществом возможны лишь при повышенном содержании в осадке CO_2, т. е. при достаточно устойчивых условиях.

Н. М. Страхов [1960 г.] установил, что формирование карбонатных минералов, рассеянных в терригенных породах, осуществляется главным образом на стадии диагенеза. Он считает, что на стадии диагенеза главным фактором являются биогенные процессы, обусловливающие развитие микроорганизмов, которые разрушают органические вещества, содержащиеся в осадках, и выделяют в ил CO_2, CH_4, H_2S и другие газы. В результате

обилия CO_2 происходит обогащение ила бикарбонатом и отложение ею растворенных карбонатов. Наличие в большом количестве кальцитового цемента является индикатором щелочной среды (pH=7,8÷8,5, что соответствует области устойчивости кальцита).

Следует коснуться и роли карбонатов, в первую очередь сидерита, анкерита и доломита. Содержание сидерита и анкерита тем больше, чем меньше в песчаниках кальцита. По мнению Л. В. Пустовалова [1940 г.] и Г. И. Теодоровича [1947 г.], сидерит образуется в зоне с дефицитом свободного кислорода при избыточном содержании CO_2, которая повышает растворимость карбонатов кальция и магния и уменьшает растворимость карбонатов железа. При разложении органического вещества в осадке концентрируется CO_2 и H_2S, что ведет к тому, что железо из окисных форм переходит вначале в закисные, а затем, обогащаясь CO_2,— в сидерит. Минеральный ряд карбонатов по последовательности образования выглядит следующим образом: вначале образуется сидерит, потом анкерит, далее кальцит и после него доломит (для него нужна резко щелочная среда с pH>8,5). Карбонаты железа распространены в осадках ограниченно.

В песчаниках и алевролитах развиваются и процессы, требующие более кислой среды, в первую очередь каолинитизация кластического материала и появление аутигенного каолинита. По данным исследований М. Ф. Викуловой [1957 г.], каолинит в морских условиях сильно изменяется и может сохраниться как примесь лишь в прибрежных частях бассейнов, где почти не осаждаются карбонаты, а морские воды несколько опреснены. Аутигенный каолинит встречается сравнительно редко. Он отмечается по стенкам пор в количестве 1—2 % от площади шлифа. Наблюдается совместное нахождение каолинита, сидерита и пирита, что говорит о смене обстановок от окислительной к нейтральной и сильно щелочной (от окислительных до сильно восстановительных геохимических фаций). Исходными глинистыми минералами служат гидрослюды и монтмориллонит. Иногда его оказывается значительное количество (до 10 %) в валанжине Вэнгопурского месторождения, Западная Сибирь). Внедрение неравновесных с породами растворов приводит к полному выщелачиванию монтмориллонита и образованию каолинита (Тиман, Днепровско-Донецкая впадина). В Западной Сибири каолинит чаще образуется по гидрослюдам в наиболее хорошо проницаемых породах-коллекторах. Надо упомянуть, что регенерационный кварцевый цемент своим происхождением в ряде случаев обязан кремнезему, освободившемуся при каолинитизации гидрослюд и биотита. Р. С. Сахибгареев показал, что существует прямая корреляционная связь (коэффициент корреляции 0,7) между количеством кварцевого и каолинитового цемента в нефтенасыщенных песчаниках. В водонасыщенных песчаниках такая связь отсутствует. Понижение pH пластовых вод, обусловливающих гидролиз глинистых минералов, происходит за счет как разложения органического вещества, пиг-

ментирующего исходный глинистый материал, так и поступления в проницаемые породы CO_2, что в конечном итоге благоприятствует образованию каолинита.

44. МИНЕРАЛЫ — ИНДИКАТОРЫ ВТОРИЧНЫХ ПРОЦЕССОВ

Некоторые из наиболее распространенных минералов, как терригенных, так и аутигенных, можно использовать как индикаторы условий среды осадконакопления. Такие условия седиментогенеза, как тип климата, интенсивность денудационных процессов и процессов накопления обломочного материала, дальность, скорость транспортировки обломочного материала и особенности среды осадконакопления, оказывают существенное влияние на состав ассоциации терригенных и аутигенных минералов. Отсюда можно поставить и обратную задачу: по известным особенностям состава терригенно-минералогической и аутигенно-минералогической ассоциаций расшифровать палеогеографическую обстановку седиментации.

С повышением динамической активности среды осадконакопления относительно легкие и более подвижные минералы тяжелой фракции (силлиманит, турмалины, амфиболы и др.) выносятся, а наиболее тяжелые и менее подвижные (циркон, ильменит и др.) концентрируются в осадке. Так, хорошо отмечается повышенное содержание циркона, рутила в участках, где динамика среды осадконакопления была более активной. Примером могут служить осадки среднего девона Усино-Возейского месторождения (Тимано-Печорская провинция). Повышенное содержание на сводах складок рассматриваемых минералов составляет более 20—25 %, а на периклиналях — менее 20 и 15 %. Более полную характеристику условий осадконакопления и происходящих в дальнейшем вторичных процессах дает изучение минералов аутигенного типа. Мы остановимся только на самых главных из них, а именно на кальците, каолините и пирите.

К а л ь ц и т. Практика поисков и разведки очень часто сталкивается со вторичной пористостью, вызванной растворением кальцита, а также, но в меньшей мере, доломита. При изучении песчано-алевритовых пород обычно бросается в глаза разная степень выщелоченности кальцитового цемента. Например, в поддомаников ых породах Тимано-Печорской провинции наблюдаются изменения степени растворенности кальцита в зависимости от типа его цементации. При прочих равных условиях легче всего выщелачивается кальцит порового типа, а при порово-базальном и базальном типе цементации кальцит чаще сохраняется в породе. При этом сами песчаники и алевролиты приобретают пятнистый облик за счет неравномерного выщелачивания. Светлые участки с порово-базальным и базальным типом цемента чрезвычайно контрастно выделяются на черном фоне битумонасыщенных участков. При выщелачивании порового кальцитового цемента емкость макро- и микроучастков заметно увеличивается по сравнению

с теми участками, которые все время были заполнены углеводородами.

В песчаниках среднего девона Тимано-Печорской провинции, в которых отмечаются реликты кальцитового цемента по краям открытых пор и которые неравномерно выщелочены, отмечается высокая эффективная пористость (9—12 %) при открытой 14—18 %. Неравномерная выщелоченность кальцитового цемента наблюдается во всех регионах, варьируя в интенсивности. Наиболее сильно выщелоченными и более высокопористыми оказались песчаники среднего девона Ярегского месторождения (Тимано-Печорская провинция). Эффективная пористость их составляет до 22 % при открытой до 26 %. Можно сделать вывод, что катагенный кальцит является важным минералогическим индикатором выщелачивания карбонатов.

Каолинит. Большое внимание следует уделить глинистой (пелитовой) составляющей пород-коллекторов. Данные рентгеноструктурного анализа глинистой составляющей на рефрактометре ДРОН-2 с использованием характера излучения Cu-антикатода показали, что нефтенасыщенные песчаники среднего девона Тимано-Печорской провинции содержат участками до 88 % каолинита (это в процентах от общего количества цемента в породе), в то время как в слабо нефтенасыщенных песчаниках содержание каолинита составляет до 20 % цемента, остальное — гидрослюды и смешанослойные образования. Отмечается крайне неравномерное распределение каолинита, наибольшее его содержание приходится на более пористые и проницаемые песчаники. Вторичный каолинит образует мелкочешуйчатые выделения, составляющие в отдельных случаях до 15 % цемента. В средне-, крупно- и разнозернистых песчаниках происходит формирование крупнопакетных агрегатов, размеры которых составляют 0,03—0,06 мм; они располагаются в поровом пространстве довольно свободно под различными углами друг к другу, что способствует образованию между ними вторичного пустотного пространства — межпакетных пор (рис. 70, *д*). Открытая пористость таких песчаников в Тимано-Печорской провинции, залегающих на глубинах 3—4 км, достигает 18—20 % при проницаемости 400—600 мД. В районе Днепровско-Донецкой впадины, где песчаники залегают на глубине свыше 4,5 км, пористость составляет 12 % при проницаемости 9—12 мД (обычная пористость песчаников 3—5 % при проницаемости 2—4 мД).

Образование каолинита в цементе песчаников идет за счет гидрослюды и гидрослюдисто-смешанослойных образований, что сопровождается образованием значительной вторичной емкости. Вторичное образование емкости в результате каолинитизации характерно для зон с повышенными емкостными и фильтрационными свойствами. Таким образом, каолинит является важным минералом для определения возможности существования залежей углеводородов.

Пирит. В песчано-алевритовых породах пирит имеет весьма широкое распространение как в мелкорассеянном состоянии, так и в окисленных скоплениях. В основном пирит развивается по органическим остаткам, захороняющимся в восстановительной среде. Отмечается коррозия пиритом как зерен кварца, так и его регенерационных каемок. Пирит встречается и в карбонатном и в ангидритовом (Восточная Сибирь) цементах. Выделения пирита отмечаются по окисленной и уже затвердевшей нефти (Ярега, Уса, Возей — Тимано-Печорская провинция). В общем случае при увеличении содержания пелитов в породе-коллекторе увеличивается и содержание пирита. Это проверено на материале Тимано-Печорской провинции. Безусловно, увеличение содержания пирита ведет к сокращению порового пространства и уменьшению полезной емкости коллектора. Обычно в менее проницаемых разностях отмечается повышенное содержание пирита. В восстановительных условиях среда быстро становится щелочной и высокие значения pH могут удерживаться длительное время. Проницаемые же породы более благоприятны для развития аэробной флоры, которая поддерживает низкое значение pH до тех пор, пока не израсходуется большая часть органического вещества. Исходя из этого можно сказать, что в зонах, где динамика среды осадконакопления была более высокой, количество пирита невелико по сравнению с застойными зонами. Наименьшее содержание пирита отмечается на сводах конседиментационных поднятий по сравнению с их периклинальными частями.

Можно выделить три процесса, оказывающих влияние на формирование вторичного порового пространства, за которые ответственны аутигенные минералы: метасоматический (замещение с привносом и выносом вещества), выпадение минералов из растворов, циркулирующих в свободном поровом пространстве, и переотложение вещества в самой породе. Если первые два процесса приводят к уменьшению порового пространства, то в третьем случае создается новая структура, при которой суммарная пористость породы будет меняться в сторону или увеличения, или уменьшения. Можно также отметить процесс выщелачивания, который ведет к увеличению порового пространства. По аутигенным минералам можно судить о сменах геохимических обстановок в процессе литогенеза. Если образование анатаза происходило в окислительной обстановке, то сидерит характеризует уже слабовосстановительную. В катагенезе из растворов выпадают аутигенный кварц, пирит, кальцит, каолинит и другие минералы в последовательности, совпадающей с повышением их растворимости, что тесно увязывается с геохимической историей пластовых вод.

Развитие карбонатного цемента песчаников, так же как и выщелачивание, обусловлены подземными водами. Карбонатные минералы очень чувствительны к режиму циркулирующих в породе растворов (к температуре, концентрации и давлению) и поэтому могут играть роль индикатора обстановок породообразования. Большое значение принадлежит химическому составу вод.

О растворимости кальцитового цемента (местами ангидритового) свидетельствуют корродированные зерна кварца и фрагментарные, разобщенные остатки кальцита (ангидрита). О том, что кальцит первоначально заполнял большой объем, говорит его одновременное погасание в скрещенных николях. Таким образом, результатом выщелачивания является приобретение породой коллекторских свойств. На стадии накопления осадков и начала диагенеза погребенные воды отжимаются в водоем (диффундируют) и при отсутствии области разгрузки активно не перемещаются. В катагенезе при активной циркуляции подземных вод все большее значение приобретает их начальная минерализация. Значение минерализации пропорционально содержанию кальцитового цемента (девон Тимано-Печорской провинции). При повышенной минерализации кальцитовый цемент выражен базальным и базально-поровым типом, т. е. емкость коллектора понижается.

По литературным данным известно, что растворение большинства минералов происходит в формационных водах, содержащих CO_2, которая образовалась при термальном или бактериальном распаде углеводородов. Имеющиеся данные по растворимости CO_2 в воде устанавливают общую тенденцию повышения растворимости с ростом давления и температуры.

В обстановке, в которой формировались рассматриваемые нами породы, доминирующее влияние на растворимость минералов цемента и на их выпадение из растворов оказывала CO_2. Увеличение ее концентрации в воде снижает значение pH. Интенсивность растворения кальцита выше на сводах положительных структур, что можно связать с повышенной трещиноватостью, способствующей активной циркуляции подземных вод. На участках с повышенным содержанием гидрокарбонатного иона и незначительной степенью метаморфизации подземных вод интенсивно шли процессы каолинитизации, приводившие к значительным поступлениям в подземные воды Na^+ и HCO_3^-. При этом подземные воды обогащались также кремнеземом, который переносился водами и переотлагался в других местах в виде регенерационного кварца. Например, в своде Усинской складки минерализация составляет не более 65 г/л при концентрации гидрокарбонатного иона около 600 мг/л, а на крыльях минерализация более 65 г/л при концентрации гидрокарбонатного иона не более 120 мг/л. Большое количество CO_2, мигрируя по зонам крупных нарушений, насыщало подземные воды. На участках с замедленной циркуляцией вод минералогические преобразования шли медленнее, на что указывает присутствие в цементе пород гидрослюдистых и смешанослойных образований.

Таким образом, породы несут следы протекания эпигенетических процессов под влиянием циркулирующих растворов, что приводит к избирательному растворению на отдельных участках породы некоторых ее компонентов, а затем к осаждению таких минералов, как кальцит, доломит, гипс. Гидродинамический режим

пластовых вод и состав растворенных солей и газов являются основными факторами, определяющими направленность вторичных процессов в коллекторе. Поэтому результаты этих процессов получаются различными. От состава растворенных солей, как указывает Л. Н. Капченко [1974 г.], зависит и состав поглощенного компонента, который оказывает влияние на проницаемость глинистых пород и коллекторов: натрий относительно понижает проницаемость, а кальций, наоборот, повышает. В общем, одни аутигенные минералы, разрастаясь вокруг аллотигенных зерен, усложняют морфологию порового пространства, другие же, стремясь заполнить все поровое пространство, приводят к уменьшению или полной потере эффективной емкости коллектора.

45. ВТОРИЧНОЕ ПОРОВОЕ ПРОСТРАНСТВО ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ

До стадии катагенеза размеры и строение пор определяются в основном гранулометрией, формой, окатанностью, отсортированностью, характером упаковки обломочного материала, а также первичной цементацией осадка. Если в первичных, слабосцементированных песчаниках структура порового пространства была сравнительно однородной, то в дальнейшем под влиянием давления, температуры и агрессивных растворов структура породы изменялась, изменялись формы и размер пор, появлялись вторичные поры, а первичные местами залечивались (рис. 73).

Если уменьшение первичной пористости с глубиной является непреложной закономерностью, то этого нельзя сказать о вторичной пористости, характер которой предопределяется наложенными процессами. На разных участках эти процессы проявляются с различной эффективностью. Для изучения структуры порового пространства и трещинного в шлифах под микроскопом применяется пропитка коллекторов поляризующей смесью на основе метилметакрилата, предложенная С. С. Савкевичем [1970 г.]. Это позволяет выявлять различия в морфологии порового пространства, которые возникают под влиянием факторов, благоприятствующих формированию коллектора. Вторичная пористость чаще всего является результатом растворения несиликатных составляющих (карбонаты, сульфаты, хлорит и др.), возникновения трещиноватости и уплотнения.

Пористость растворения обычно развивается на глубинах 1,5—2,5 км. При дальнейшем погружении благодаря повторной цементации она несколько уменьшается, но процесс децементации может вновь повториться. Эти процессы ответственны за преобразование малопроницаемых песчаников в пористые и проницаемые еще до прихода в них углеводородов. Можно выделить виды пористости, возникающие в результате: 1) растворения обломочного материала, 2) неравномерного (пятнистого) развития карбонатного или эвапоритового цемента, 3) разъедания зерен полевого шпата (поры напоминают соты), 4) незначительной коррозии зерен с краев, 5) образования трещиноватости (рис. 73). От пер-

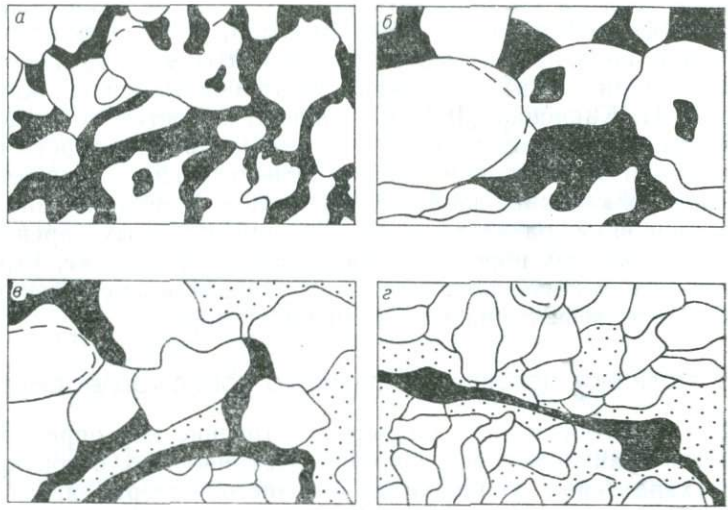


Рис. 73. Разновидности межзерновой пористости.

а — поры, образованные в результате растворения обломочных зерен и цемента; *б* — порода-коллектор с унаследованной межзерновой и вторичной внутризерновой пористостью; *в* — расширение межзерновых пор в виде «ниш» при растворении обломочных зерен; *г* — поры, возникшие в результате образования трещиноватости. Условные обозначения те же, что на рис. 69.

вичных вторичные поры отличаются усложнением внешних контуров зерен (коррозия) и сложным пространственным распределением реликтов цемента. По размерам и морфологии вторичные поры не совпадают с первичными, седиментационными, порами. Размеры их, как правило, превышают размеры обломочных зерен, часто они щелевидны, длина пор составляет 1—2 мм. Иногда при растворении образуются мелкие каверны («ниши»), являющиеся продолжением пор. Стенки пор растворения карбонатов и сульфатов имеют корродированный характер. Они соединены между собой тонкими межзерновыми каналами (0,015—0,02 мм), образующими дополнительную емкость (рис. 73, *б*). В уплотненных участках наблюдаются тупиковые поры. Первичные цементы (кальцит, гипс), возникающие на малых глубинах, при погружении теряют равновесие с окружающей средой и растворяются. Неравномерное растворение повышает трещиноватость, вызываемую неравномерным распределением горного давления. В Тимано-Печорской провинции наблюдается межзерновая пористость, обусловленная щелевидными протяженными порами. При незначительном увеличении открытой пористости (которая в основном является эффективной) улучшается фильтрационная способность коллектора (при эффективной пористости 10—12 % проницаемость достигает 700 мД).

Незначительное развитие в полимиктовых песчаниках имеет избирательное растворение отдельных систем двойников плаги-

оклазов, хотя это явление не оказывает существенного влияния на эффективную пористость. Такую пористость можно назвать внутризерновой.

Морфологические разновидности вторичного порового пространства не обнаруживают связи с глубиной залегания, о чем говорит сравнение вторичных пор на глубинах от 1,5 до 5 км. Морфология контролируется вещественным составом пород, структурой, а главным образом химизмом пластовых флюидов и палеогидрогеологическим режимом. На структуру пород-коллекторов наибольшее влияние оказывает выпадение из растворов минералов, образующих каемки вокруг обломочных зерен (регенерированный кварц). Почти одновременно на одном и том же участке может происходить растворение обломочного кварца, а рядом отложение кальцита, что приводит, с одной стороны, к возникновению крупных вторичных пор, а с другой — к образованию цемента. В результате создается новая структура, при которой суммарная пористость будет значительно меняться.

46. КАРТИРОВАНИЕ СОВРЕМЕННОГО СОСТОЯНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ

Вторичные процессы изменяют первичный коллектор иногда в значительной степени, что приводит к ухудшению или улучшению коллекторских свойств породы. Надо подчеркнуть, что течение вторичных процессов в какой-то мере зависит от первичного состава пород, состава реликтовых поровых вод, в общем, в какой-то степени, иногда больше, иногда меньше, предопределяет результаты воздействия вторичных процессов на породу. Однако термобарические условия в процессе литогенеза могут иметь свою зональность, не совпадающую с фациальной зональностью первичных осадков. Поэтому нужно результаты вторичных процессов картировать отдельно.

Общепринятыми являются карты: 1) открытой пористости, 2) проницаемости (в идеале не по скалярным, а по векторным величинам), 3) трещиноватости. Надо лишь отметить, что строятся они по максимальным значениям. В качестве вспомогательных можно рекомендовать карту минерализации вод, карту температур пласта и карту распределения гидрокарбонатного иона и CO_2. Эти карты подготавливают основу для более точного прогноза зон с повышенной емкостью и проницаемостью.

Большое значение имеет также 4) карта зон цементов. В цементах отражаются наиболее полно результаты действия наложенных процессов, и они наиболее существенно изменяют первичные коллекторские свойства. Можно рекомендовать для построения этих карт использование больших шлифов. Принимая количество всего цемента за 100 %, мы выделяем различные цементы по их вещественному составу и определяем площадь, занимаемую ими в долях от 100 %. Например, если цемент породы составляет 15 % от площади шлифа (поля), причем на долю регенерационного

цемента приходится 3, кальцитового — 10 и глинистого — 2 %, то, пересчитывая на 100 %, определяем, что преобладающим цементом является кальцитовый (66 %), затем следует регенерационный (20 %) и глинистый (14 %). Карту надо строить по преобладающим цементам. По ним можно судить о ведущей роли того или иного постседиментационного процесса. Для определения участков с наилучшими коллекторами следует наложить карту зон цементов на карту с простиранием трендов осадконакопления (т. е. одну из карт первичных гранулометрических параметров — среднего размера зерна, суммы песчаных фракций, отсортированности).

Можно привести в качестве примера средний девон Усинского месторождения нефти (стратиграфический тип залежи) и нижнемеловое Вэнгопурское месторождение нефти (литологический тип залежи). Влияние специфических условий в случае стратиграфической и литологической залежи на протекание процессов диагенеза и катагенеза бесспорно. Однако скелет гранулярного коллектора формируется в период осадконакопления, и его емкостные и фильтрационные свойства определяются условиями седиментации. Зональность распределения различных гранулометрических параметров в случае стратиграфической залежи определяется не седиментационными факторами, а границей размыва, которая может и не быть связана с простиранием зон осадконакопления, а в случае литологической залежи контролируется линией фациального замещения, и зоны цементов субпараллельны этой линии. В случае литологической залежи зоны распределений первичных и вторичных (наложенных) процессов субпараллельны и контролируются линией литологического выклинивания фанеромерных пород. В случае стратиграфической залежи гранулометрические зоны субпараллельны оси конседиментационной складки, а зоны цементации субпараллельны линии выклинивания фанеромерных пород (рис. 74). Наилучшие коллекторы окажутся на участке, обладающем наилучшими первичными и наилучшими вторичными свойствами, что и подтверждается картами пористости и проницаемости (рис. 75).

Таким образом, палеогеографические реконструкции непосредственно используются для определения качества коллекторов и изменения этого качества по изучаемой площади. В первую очередь для этих целей употребляются результаты некоторых промежуточных построений (гранулометрических). Изучение вторичных процессов имеет самостоятельный интерес, однако надо иметь в виду, что ход этих процессов в значительной мере определяется первичными (седиментационными) свойствами породы-коллектора — его вещественным составом, упаковкой зерен и их формой. Поэтому и для решения этого вопроса необходимы знания о первоначальных особенностях породы-коллектора. С другой стороны, возникает и обратная задача. Изменение формы зерен в процессе литогенеза искажает гранулометрический состав и в некоторых

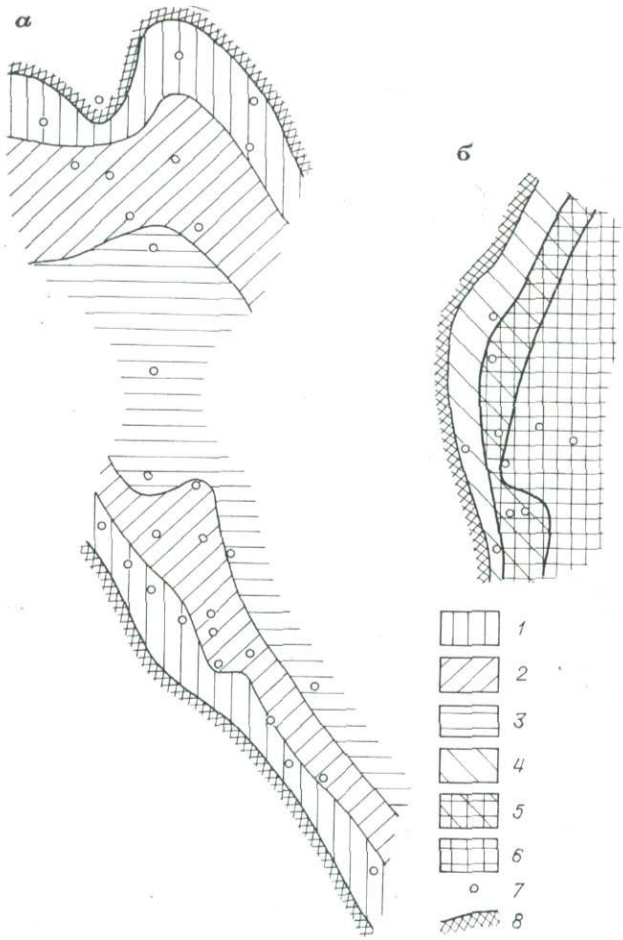


Рис. 74. Зоны цементов в полосе выклинивания гранулярных коллекторов.

а — стратиграфическая залежь (Усинское месторождение); *б* — литологическая залежь (Вэнгопурское месторождение); цемент: *1* — преимущественно кварцевый, *2* — каолинитовый, *3* — глинисто-карбонатный, *4* — преимущественно гидрослюдистый, *5* — преимущественно гидрослюдисто-хлоритовый, *6* — хлоритовый; *7* — расположение скважин; *8* — линия выклинивания песчаных пород.

случаях лишает возможности генетического его истолкования. Поэтому одной из задач на будущее является разработка приемов реконструкции первичного гранулометрического состава пород-коллекторов. Сейчас уже наметились пути выработки такой методики.

В целом необходимо подчеркнуть, что правильный прогноз гранулярных коллекторов может быть осуществлен только с учетом палеогеографических условий начала формирования коллектора.

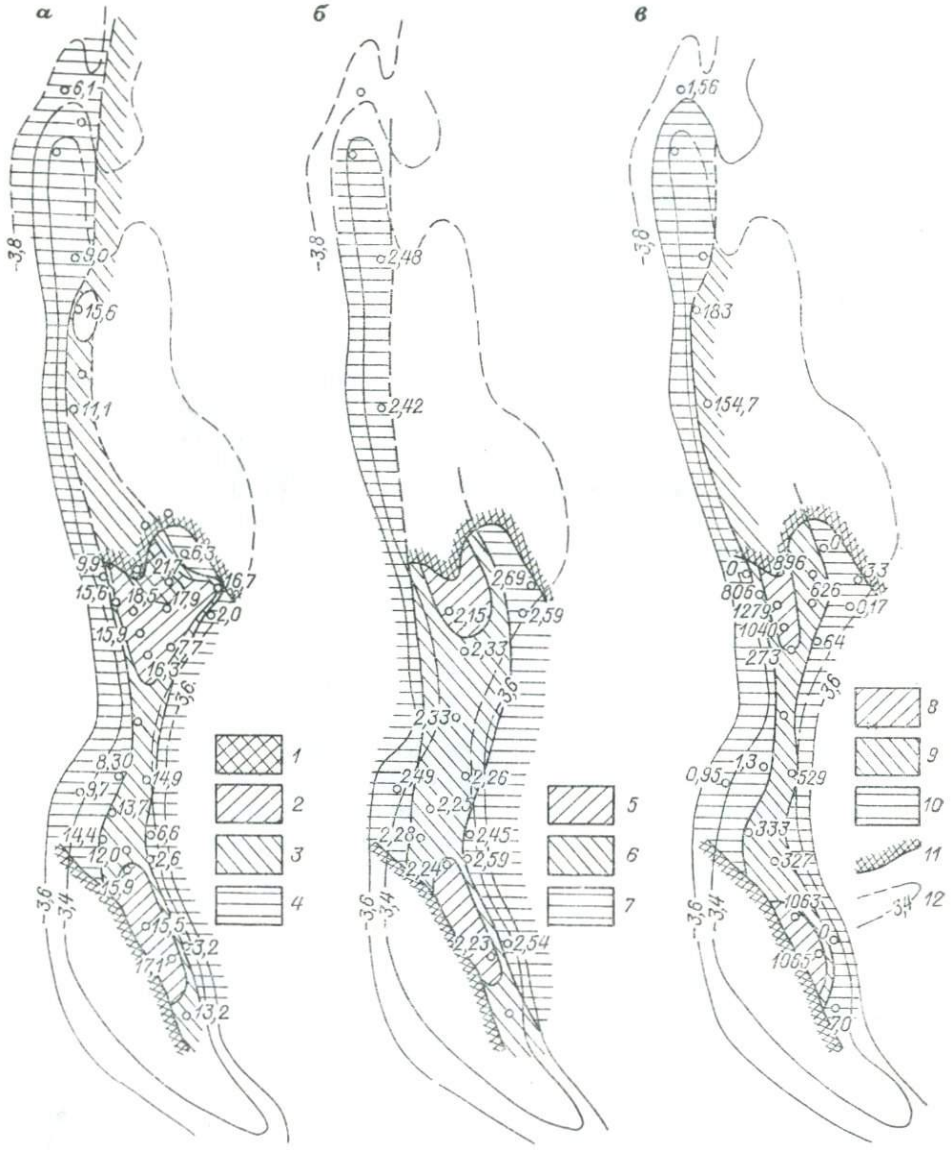


Рис. 75. Распределение физических параметров пород-коллекторов среднего девона на Усино-Возейском месторождении (Тимано-Печорская провинция).

а — открытая пористость, %; (*1* — максимальная, *2* — повышенная, *3* — средняя, *4* — минимальная); *б* — плотность, г/см³ (*5* — минимальная, *6* — нормальная, *7* — максимальная); *в* — газопроницаемость, мД (*8* — максимальная, *9* — средняя, *10* — минимальная); *11* — линия выклинивания песчаных пород; *12* — изогипсы подошвы кыновско-саргаевских отложений, км.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ. КОМПЛЕКСНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Как ни велики возможности каждого из изложенных частных методов палеогеографических реконструкций, они обеспечивают максимальную достоверность результатов только будучи примененными в комплексе. Сходимость частных решений обеспечивает взаимный их контроль и всесторонность исследования, выявляет некоторые аспекты, иногда достаточно важные для практического использования. Теперь, после описания частных методов, необходимо остановиться на сопоставимости результатов их комплексного применения.

Надо отметить, что первой задачей, которую решали при помощи практической палеогеографии геологи-нефтяники, была задача по прогнозу коллекторов — их распространению и свойствам. Однако в последнее время задачи, стоящие перед палеогеографическими реконструкциями, усложнились и основным стало использование палеогеографии при поисках литологических ловушек в зонах выклинивания гранулярных коллекторов — выявление песчаных тел, установление их формы и генезиса, их размеров и позиций. Но этим не ограничиваются задачи, решаемые палеогеографическими методами. Их применяют для поисков не только углеводородов, но и других, главным образом твердых, полезных ископаемых. В первую очередь это относится к россыпям, формирующимся в определенных географических ситуациях (пляжи). Кроме того, палеогеография используется для прогноза других стратиформных полезных ископаемых, при поисках бокситов, угля и т. д. Однако наиболее широко палеогеографические реконструкции применяются геологами-нефтяниками.

Первые палеогеографические реконструкции, которые стали осуществляться в 20-х годах нашего столетия, основывались не на комплексе, а на отдельных частных методах. Так, со времени выхода в свет работы Д. В. Наливкина «Учение о фациях» [1927 г.] большое распространение получил общий фациальный анализ осадков. Примерно в это же время В. П. Батурин [1926 г.] разработал так называемую палеогеографию по терригенным компонентам, которая решала вопросы о местоположении источников сноса и путях миграции терригенного материала. В комплекс частные методы стали объединяться во второй половине 30-х годов, а первое крупное комплексное исследование приходится на конец 40-х годов. Мы имеем в виду палеогеографическую реконструкцию востока Азербайджана для века продуктивной толщи (средний плиоцен), проведенную под руководством Л. В. Пустовалова. Это очень поучительное во многих отношениях исследование, и на нем следует остановиться несколько подробнее.

Еще в 1926 г. В. П. Батурин в результате минералогического анализа песков продуктивной толщи Апшеронского полуострова установил, что они содержат ассоциацию платформенных минералов, и сделал предположение, что пески отложились в резуль-

тате приноса терригенного материала с севера, со стороны Балтийского щита. Песчаники продуктивной толщи Кобыстана содержали совсем другой комплекс минералов, с преобладанием малоустойчивых компонентов, характерных для более древних пород Малого Кавказа. В. П. Батурин высказал мысль, что источником сноса для продуктивной толщи Кобыстана являлся Малый Кавказ. Однако не все согласились с ним и продолжали считать, что областью размыва для Апшеронского полуострова являлся Юго-Восточный Кавказ, несмотря на большое различие в минералогическом составе, которое объяснялось механической дифференциацией терригенного материала. Л. В. Пустовалов для разрешения спора, будучи сам противником концепции В. П. Батурина, решил применить широкий спектр литологических методов, привлекая к работе квалифицированных специалистов. Более того, им было поручено не только использовать имеющиеся, но и разработать новые методики или варианты старых. В результате этих исследований были применены текстурный анализ [Конюхов И. А., 1949], изучение ориентировки песчаных зерен [Грязнова Т. Е., 1947], изучение типов кварца [Леммлейн Г. Г., Князев В. С., 1951], полевых шпатов [Шутов В. Д., 1952 г.], малофракционная гранулометрия, терригенная минералогия и др. Оказалось, что наклоны серий косых слойков на Апшероне ориентированы на юг (рис. 60), песчинки ориентированы в субмеридиональном направлении (рис. 59), кварц и полевые шпаты продуктивной толщи Апшеронского полуострова отличаются от тех же минералов мезозоя Юго-Восточного Кавказа и имеют большое сходство с кварцем и полевыми шпатами среднего миоцена Восточного Предкавказья, осадков дельты Волги и осадков палеозоя Восточно-Европейской платформы, залегающих на Балтийском щите. Все это прочно утвердило концепцию В. П. Батурина и сыграло большую роль в ориентации поисков и разведки нефтяных месторождений на море (Нефтяные Камни и др.).

Таким образом, несмотря на мнение руководителя этого исследования, факты привели исполнителей к поддержке мнения оппонента. В целом же следует обратить внимание на большую сходимость результатов применения разных частных методов, что значительно увеличило достоверность общих выводов. Надо отметить, что постановка соответствующих работ в данном случае была вызвана дискуссионностью вопроса и необходимостью при этом его однозначного решения. На это мы обращаем внимание, так как в общем случае толчком к детальным палеогеографическим исследованиям почти всегда является недостаточность накопленных материалов для решения практических вопросов поисков полезных ископаемых.

Сходная ситуация создалась и в Восточном Предкавказье в отношении терригенного среднего миоцена. Необходимость расширить территорию поисков залежей углеводородов вызвала необходимость изучения путей миграции терригенного материала для прогноза коллекторов. Под руководством Н. Б. Вассоевича

были проведены палеогеографические исследования осадков среднемиоценовых бассейнов этого региона. При этом надо было разрешить альтернативу — с севера (с Восточно-Европейской платформы) или с юга (Большой Кавказ) шел терригенный материал, сформировавший гранулярные коллекторы чокрака и карагана. И в данном случае было организовано изучение минералогического и гранулометрического состава (Л. П. Гмид), текстур (Н. Б. Вассоевич, В. А. Гроссгейм), мощностей осадков и т. д. Оказалось, что минералогический состав характеризуется платформенной ассоциацией (кварц, дистен, ставролит), а ориентировка косых слойков имеет южное направление. Эти данные позволили достоверно утверждать, что материал шел с севера и распространялся на юг и, следовательно, выклинивание песчаников происходит в южном направлении, а это определяет направление поисков зон выклинивания и ловушек в них.

Также из дискуссии возникло исследование визейских (бобриковских) песчаников Нижнего Поволжья, проведенное под руководством В. А. Гроссгейма. Еще до начала этих работ в печати шла полемика между сторонниками дельтового и авандельтового происхождения бобриковских песков упомянутого региона [Теодорович Г. М. и др., 1970 г.; Познер В. М. и др., 1957 г.; Гостинцев К. К. и др., 1970 г.] и теми, кто трактовал генезис этих песков как мелководно-морской [Яриков Г. М., Смирнов А. В., 1965 г.; Яриков Г. М., 1967 г.]. Необходимость прогноза поисков литологических ловушек (залежей) в Саратовском Заволжье привела к палеогеографической реконструкции этого региона для бобриковского времени. В работах кроме руководителя приняли участие И. Л. Геращенко (текстуры), Н. С. Окнова (терригенная минералогия) и Г. Ф. Рожков (гранулометрия). Для решения вопроса о природе осадков Среднего Поволжья пришлось выйти далеко за пределы этого сравнительно небольшого участка и привлечь материалы не только геологов-нефтяников, но и угольщиков, которые достаточно плотно разбурили Подмосковный буроугольный бассейн.

В результате палеогеографических исследований удалось закартировать долину крупной речной артерии (рис. 76), которую мы назвали Рязано-Саратовской палеорекой, от истоков до устья. В районе современного г. Тихвина В. А. Котлуков отметил довольно солидный размах рельефа. Водоразделы покрыты корами выветривания, а долины — песчаными осадками и углями. Ниже по течению в районе г. Боровичи удалось установить фрагмент долины. По ориентировке косослойчатых текстур бобриковских песков сделано заключение, что течение реки было направлено на юг. Лучше всего долина исследована на территории Подмосковского буроугольного бассейна. По результатам многочисленных измерений ориентировки наклонов серий косых слойков (часть измерений выполнена В. П. Масленниковым) и по конфигурации песчаных тел вырисовывается не только главная артерия, но и ряд притоков (главным образом левых). Реконструкции способ-

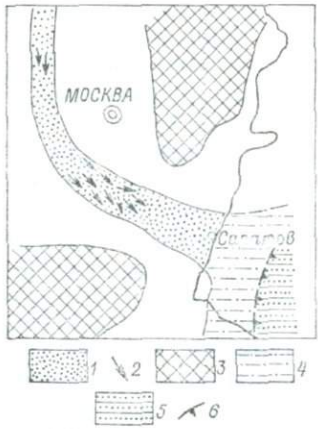


Рис. 76. Рязано-Саратовская палеорека визейского века.

1 — долина палеореки, заполненная аллювиальными осадками; *2* — ориентировка наклонов серий косых слойков; *3* — палеосводы, выраженные в палеорельефе возвышенностями; *4* — авандельтовые песчано-глинистые осадки; *5* — мелководные песчано-глинистые осадки; *6* — граница авандельты.

ствовала довольно густая сеть разведочных на уголь скважин. Материалы бурения были обобщены В. С. Яблоковым [1973]. Правый борт долины, ограниченный Воронежским выступом, был более крутым, а левый — пологим и низменным, открывающимся на Московскую низменность. Долина прослежена до г. Скопина, т. е. до седловины между Токмовской и Воронежской возвышенностями. Уже на восточной стороне седловины в створе с описанной выше долиной вновь появляются глинисто-песчаные бобриковские осадки. Их характерной особенностью на Саратовском поле является быстрая литологическая изменчивость, сочетающаяся с изменчивостью мощностей.

На картах, составленных К. К. Гостинцевым, Л. П. Съестновой и И. Н. Орловой, показано, что увеличение песчанистости и мощности разрезов приурочено к врезам в добобриковский субстрат, т. е. мы имеем дело с протоками дельты и авандельты реки. Полосы песков наблюдаются в восточном и юго-юго-восточном направлениях, постепенно теряясь среди глинистых осадков, в которых встречаются фораминиферы. Минералогические исследования показали, что минеральный состав речного аллювия и осадков проток очень близок. Анализ гранулометрического состава подтвердил, что диагностика фаций была сделана правильно. Далее на восток и юго-восток — в сторону Урала и Прикаспийской впадины бобриковские глины переходят в мергельно-глинистые, а еще дальше — в известняково-мергельные осадки с морской фауной. Более подробно результаты исследований изложены в статье В. А. Гроссгейма, Н. С. Окновой и Г. Ф. Рожкова [1975]. Практические выводы из реконструкции сводятся к тому, что наиболее благоприятными участками для поисков зон выклинивания и литологических ловушек являются поля развития осадков авандельты.

Надо сказать, что геократический (бобриковский) эпизод в истории Восточно-Европейской платформы предоставляет редкую

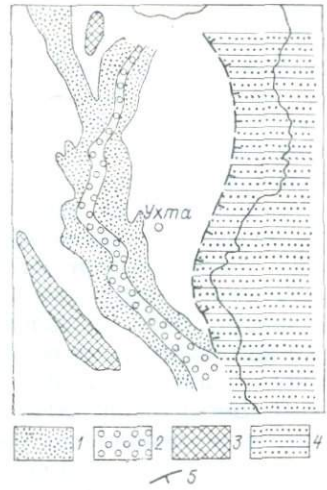


Рис. 77. Тиманская палеорека визейского века.

1 — речные отложения; *2* — пойменные отложения; *3* — возвышенности; *4* — морские песчано-глинистые осадки; *5* — предполагаемая береговая линия.

возможность изучения континентального рельефа в столь древние времена, так как осадки Тульской трансгрессии очень быстро перекрыли рельеф и прочно забронировали его плотной известняковой плитой. Известны и другие речные долины этого времени (две долины вдоль Днепровско-Донецкой впадины, долины, зафиксированные в Камско-Кинельской системе прогибов, и др.). Мы остановимся еще на одной — лучше изученной. Речь идет о Тиманской палеодолине. Специальные исследования проводили те же авторы (В. А. Гроссгейм, И. Л. Геращенко, Н. С. Окнова, Г. Ф. Рожков). На этот раз большую помощь оказали материалы поискового бурения на бокситы на Тимане. Была закартирована долина протяженностью около 400 км, ориентированная в меридиональном направлении (В. Г. Колокольцев). Геоморфологически она очень хорошо выражена, и можно различить пойменные и склоновые осадки. Дельта реки фиксируется на Южном Тимане в районе с. Помозово, но сама дельта мало изучена. Ближе к Уралу (рис. 77), в полосе, в которой мелководные осадки бобриковского времени полностью выклиниваются с востока на запад (в районе г. Печора), отмечены дельтовые протоки другой реки и довольно сложный рельеф прилегающего мелководья. Ориентировка динамических текстур (на юго-восток) показывает направление от берега в глубь бассейна. Полоса мелководья (южная часть Печорской гряды) сменяется по направлению к Уралу в Сынинской впадине областью развития несколько более глубоководных глинистых осадков открытого моря. На Урале кое-где имеются выходы мергельно-глинистых морских осадков. Южнее, примерно на широте Вуктыла, встречены снова песчано-глинистые породы бобриковского горизонта (по р. Подчерем), которые резко отличаются по минералогическому составу от пород западной части бассейна осадконакопления и несут косослойчатые текстуры,

ориентированные на запад. Это дало основание предположить существование острова (или островов), вокруг которого возникал ареал фанеромерных осадков, мигрировавших в западном направлении вниз по склону. Таким образом, специальные исследования помогли значительно детализировать палеогеографическую обстановку, существовавшую в то время на Печорском участке бассейна осадконакопления.

Практические выводы из палеогеографической реконструкции сводятся к оценке возможностей поисков зон выклинивания и ловушек в них. Наиболее перспективной представляется зона выклинивающихся песков вверх по восстанию западного борта северной периклинали Верхнепечорского прогиба. Литологическое выклинивание коллекторов на восток происходит вниз по падению и практического значения не имеет. Кроме того, реконструкция позволила О. В. Бескровной дать оценку коллекторов на Печорском участке бассейна осадконакопления. Песчанистость разреза нарастает к западу, и коллекторские свойства фанеромерных пород также улучшаются к западу. Цементы в западной полосе карбонатные, восточнее — каолинитовые и кальцитовые, а еще восточнее — гидрослюдисто-монтмориллонитовые и кальцитовые. Таким образом, в предполагаемой зоне выклинивания развиты лучшие коллекторы.

Для раннего мела Прикаспийской впадины (И. Л. Геращенко, Г. Ф. Рожков) поярусно были выполнены реконструкции, основанные на данных малофракционной гранулометрии, минералогии и текстурного анализа. Они показали, что дно бассейна седиментации имело довольно сложный рельеф, особенно в восточной половине бассейна, где в это время формировались соляные купола. Их влияние можно оценить по рис. 54 и комментарию к нему. Лучше других бассейнов изучен альбский. Ориентировка текстур и другие литологические данные говорят о том, что терригенный материал устремлялся с бортов Прикаспийской впадины к ее центру — области наибольшего прогибания (рис. 62, *б*, 63). Минералогический состав осадков, пришедших с Восточно-Европейской платформы и с Южного Урала и Мугоджар, резко различен (кварц, дистен, ставролит с запада и сфен, эпидот с востока). Гранулометрические построения отражают сложный рельеф дна бассейна седиментации. В целом реконструкция позволяет ставить поиски на локальных зонах выклинивания.

Еще одним интересным примером комплексных палеогеографических исследований, проведенных Г. Ф. Рожковым, является ранний мел Таджикской депрессии, на котором мы остановимся несколько подробнее. Нижнемеловые отложения на валах обнажены достаточно детально, чтобы можно было создать довольно плотную сеть точек наблюдения. Расчленяется нижний мел здесь на свиты, приблизительно отвечающие ярусам. Естественно, что для каждого вида исследований были составлены серии карт, из которых мы приводим лишь наиболее характерные (рис. 78).

Самыми выразительными оказались результаты исследований пород калигрекской свиты (верхний апт) [Рожков Г. Ф., 1966 г.]. На рис. 78, *б* видно, что песчанистость разрезов калигрекской свиты убывает от периферии бассейна седиментации к его центральной части. Серия карт, посвященных изменениям гранулометрического состава (дробный ситовый анализ), отражает, в общем, ту же картину — убывание крупности песчано-алевритовых осадков к центру бассейна. Приводим лишь итоговую карту распределения палеофаций в калигрекском бассейне седиментации по данным динамогенетической диаграммы (рис. 79, *а*). Карта терригенно-минералогических провинций (рис. 78, *в*) указывает на разницу комплексов терригенных минералов, поступавших с разных частей окружавшей бассейн седиментации суши, и ареалы распространения каждого комплекса.

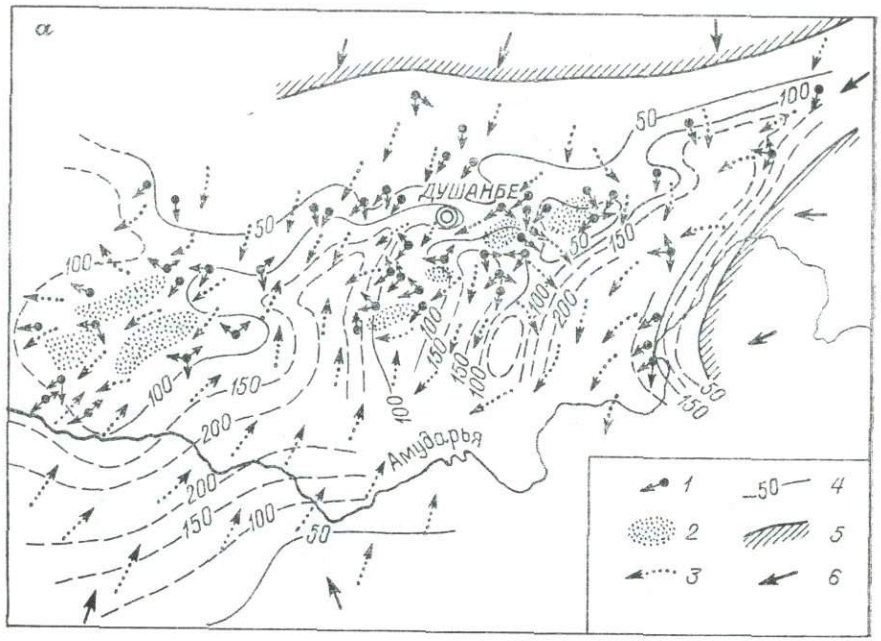
На рис. 78, *а* показана схема донных палеотечений, которая вполне согласуется с данными гранулометрии и минералогии осадков. Из обобщения этих материалов вытекает итоговая палеогеографическая карта (рис. 78, *б*), показывающая, что в калигрекское время наблюдается сильная дифференциация ареалов речных и субаквальных (мелководное озеро?) фаций. Речные фации связаны с палеосклонами, а субаквальные — с центральной частью депрессии. Влияние южного источника сноса заметно в юго-западной части рассмотренной территории (Термезская терригенно-минералогическая провинция, направления донных течений).

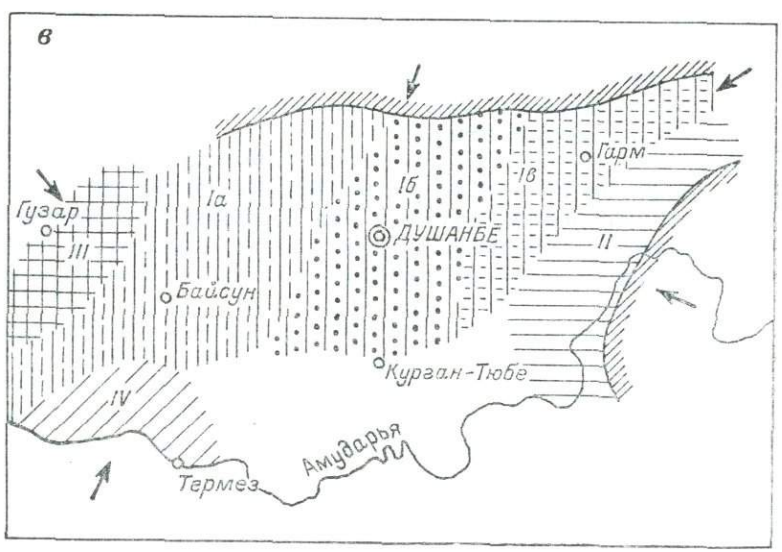
В целом же расчленение депрессии на ряд частных валов и прогибов было заложено уже в раннем мелу и они развивались, в общем, конседиментационно.

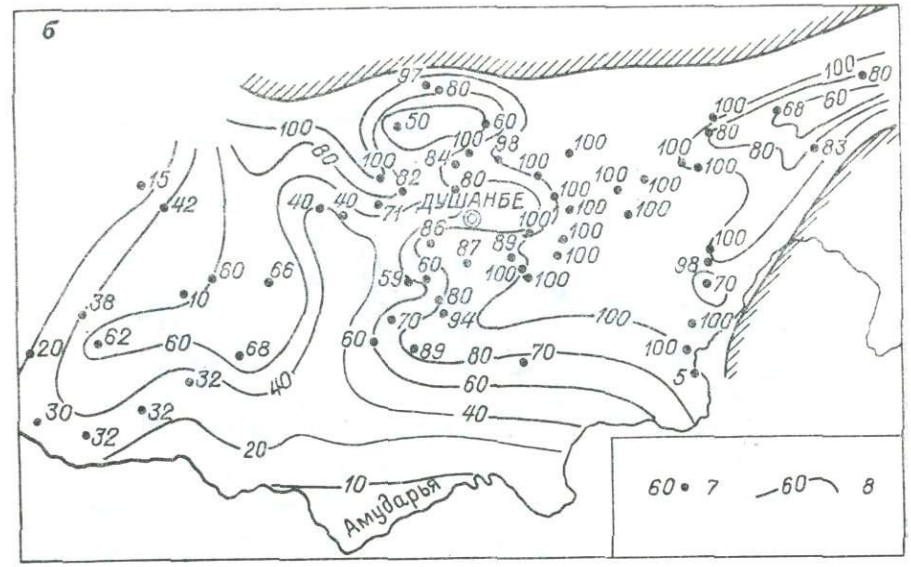
Анализ мощностей и песчанистости позволил установить, что области наиболее интенсивного прогибания не всегда совпадали с наиболее глубоким положением дна бассейна и именно полосы, расположенные между двумя этими линиями, являются наиболее перспективными для литологического выклинивания фанеромерных пород (рис. 79, *в*).

Изучение комплексом литологических методов осадков среднего девона Тимано-Печорской провинции (В. А. Гроссгейм, О. В. Бескровная, И. Л. Геращенко, К. К. Гостинцев, Н. С. Окнова, Г. Ф. Рожков) позволило выявить крупную авандельту ископаемой реки палео-Ярега. Сама долина в теле Тимана выявлена при поисках бокситов А. М. Скловским, В. Л. Косоруковым, И. В. Мусатовым и О. В. Шумовым [1980 г.]. Дельта ее изучена гранулометрически и по ориентировке косых слойков на шахтных полях месторождения Ярега (рис. 50), а авандельта фиксируется по изменению песчанистости и по детальной гранулометрии (рис. 78, *б*). Некоторые ее части могут представить интерес для поисков зон выклинивания коллекторов и ловушек в них.

Наверное, приведенных примеров достаточно, чтобы показать действенность описанной выше методики и ее практическую направленность.







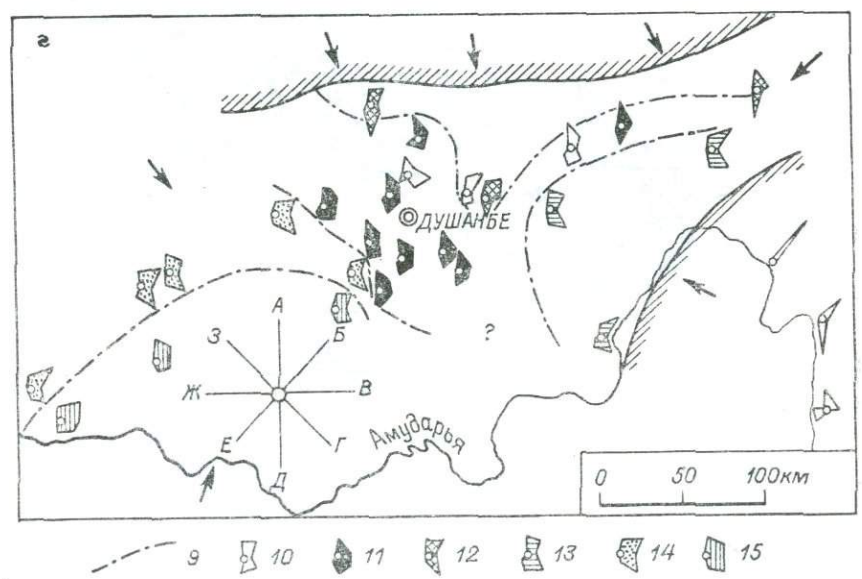
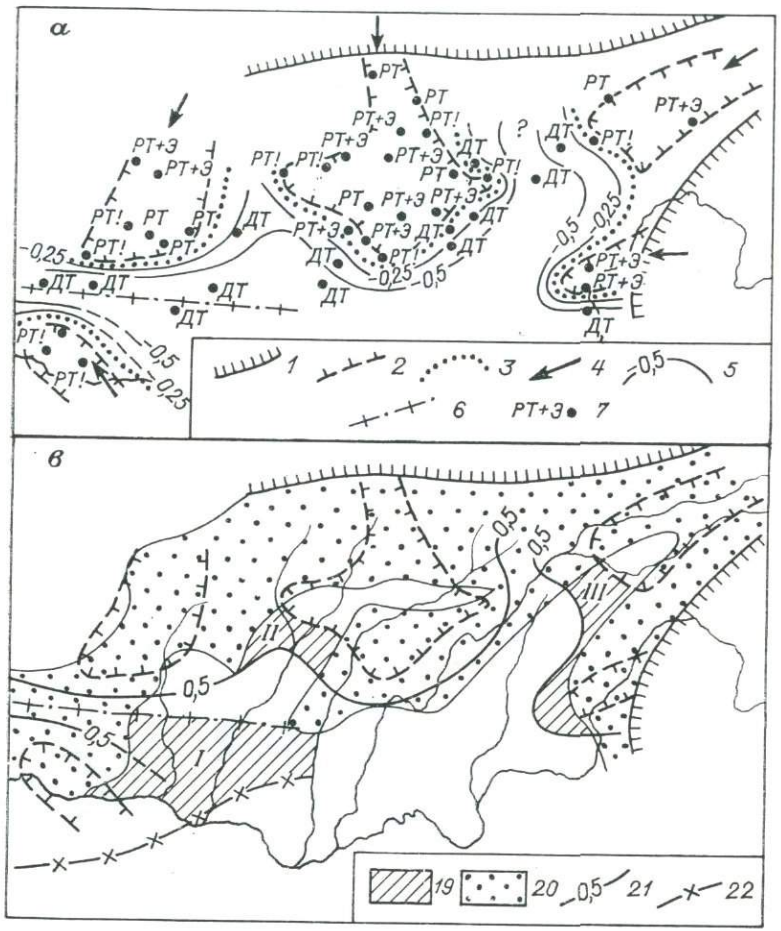


Рис. 78. Литолого-фациальные карты отложений калигрекской свиты (апта) Тад

а — карта изопахит и палеотечений (*1* — направления палеотечений по ориентировке наклонов косых слойков, *2* — конседиментационные поднятия, *3* — предполагаемые направления донных палеотечений, *4* — изопахиты, м, *5* — предполагаемые границы бассейна седиментации, *6* — направления регионального сноса обломочного материала — падения палеосклонов); *б* — карта песчанистости (*7* — точка наблюдения и значение коэффициента песчанистости, *8* — изолинии песчанистости отложений, %); *в* — карта *терригенно-минералогических провинций* (*Iа—Iв* — Южно-Гиссарская с подпровинциями: *Iа* — Байсунская, *Iб* — Душанбинская, *Iв* — Гармская; *II* — Придарвазская; *III* — Гузарская; *IV* — Термезская); *г* — карта распределения типов кварца (*9* — границы зон различных ассоциаций типоморфных особенностей кварца, *10* — розы-диаграммы типов кварца из пород палеозоя, *11—15* — то же, калигрекских песчаников. Координатные оси для построения роз-диаграмм различных типов кварца: *А* — трещиноватый, *Б* — с крупными включениями, *В* — с субмикроскопическими включениями, *Г* — полупрозрачный, *Д* — непрозрачный, *Е* — прозрачный, *Ж* — с игольчатыми включениями, *З* — опалесци рующий).

жикской депрессии.



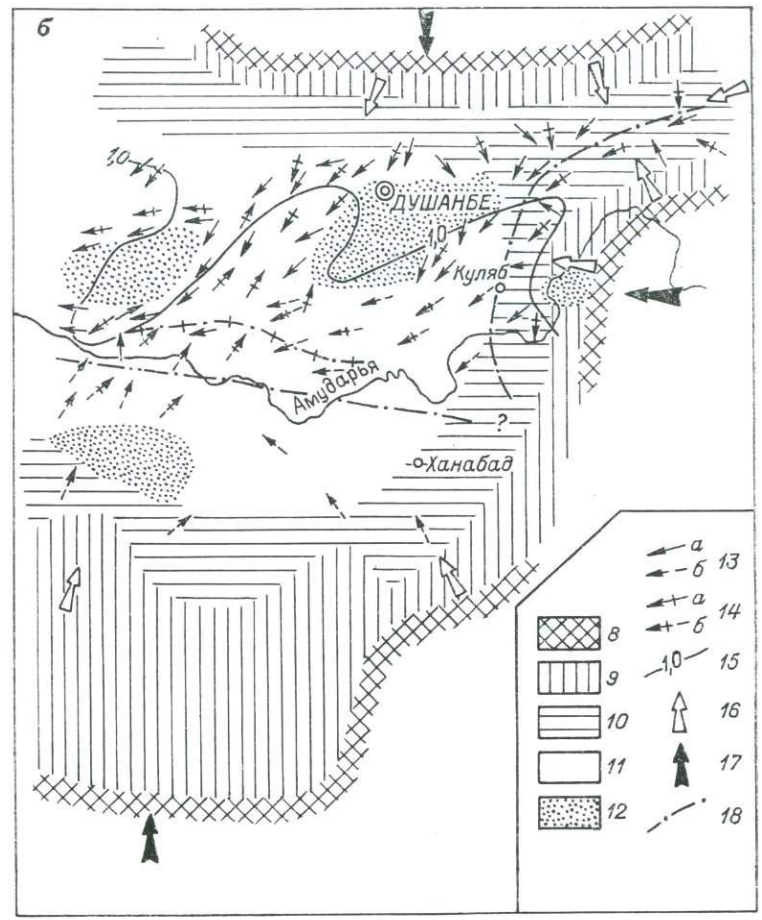


Рис. 79. Палеогеография Таджикской депрессии в калигрекское время и прогноз зон регионального выклинивания терригенных коллекторов нефти и газа.

а — карта распределения палеофаций по данным механической дифференциации обломочного материала песчано-алевритовой размерности, выполненная на основе динамогенетической диаграммы асимметрия—эксцесс по косвенному счету зерен (*1* — границы бассейна седиментации, *2* — границы речных фаций, аллювиальных равнин, дельт, *3* — границы древней аквагранулометрического состава осадков, изолиния —0,5 соответствует нейтральной линии на торий, *4* — региональный снос обломочного материала, *5* — изолинии значений асимметрии ные индексы палеофаций, снятые с динамогенетической диаграммы. *РТ* — речные гравитаподводном палеосклоне, *6* — батиметрическая ось бассейна, *7* — точки наблюдения и буквен донные течения, преимущественно стокового типа. Восклицательный знак указывает на ционные течения, *РТ+Э* — эоловая переработка речных осадков, долины палеорек, *ДТ* — сокогорные области сноса, *9* — низкогорные области сноса, площади спорадического накопбольшую достоверность в определении палеофации); *б* — палеогеографическая карта (*8* — вы брежные равнины, периодически затопляемые морем, фации лагун и озер; *12* — древние ления мощных конгломератовых толщ, *10* — аллювиальные равнины, *11* — низменные, при зоны максимальной виргации донных гравитационных палеотечений, *13* — направления донконусы выноса, банки, подвижные отмели, связанные с конседиментационными поднятиями, ные (*а*) и предполагаемые (*б*), *14* — направления донных гравитационных палеотечений, ных гравитационных течений, существовавших в валанжинский и готеривский века, измерен южная граница распространения хорошо отсортированных песков аптских песчаников по существовавших в барремский и аптский века, измеренные (*а*) и предполагаемые (*б*), *15* — ления сноса терригенного материала, *17* — направления падения региональных палеосклонов, данным дробной ситовой гранулометрии — по усредненным значениям вариации, *16* — направ терригенных коллекторов, перспективных участков для проведения детальных геофизических *18* — линия сочленения региональных палеосклонов; *в* — карта прогноза зон выклинивания дов нижнемеловых отложений на дневную поверхность, *21* — нейтральная линия на подводработ, (*19* — перспективные участки выклинивания и их номера *I—III*, *20* — территория выхо ном палеосклоне, *22* — ось максимального прогибания).

Нужно остановиться еще на одном вопросе, имеющем принципиальное значение. Дело в том, что наши палеогеографические реконструкции строятся для довольно значительных отрезков времени, в среднем для ярусов (5 млн. лет). Но за такой срок успевают произойти значительные изменения в положении береговых линий областей максимального прогиба и характере осадков. Мы имеем возможность отразить лишь какую-то осредненную картину, иногда в какой-то мере расплывчатую. Мы уже писали выше, что надо добиваться для реконструкций выбора минимально возможных интервалов разреза. Чем меньше мощность (время отложения осадков), тем достовернее реконструкция. Географические же карты строятся для очень малых промежутков времени, и в ряде случаев можно говорить о них как о моментальных снимках. Для переброски моста от географии к палеогеографии представлялось целесообразным закартировать один песчаный пласт, несущий гиероглифы и другие текстуры.

Выбор такого пласта был труден, но нам удалось в кампанском флише Северо-Западного Кавказа (пенайская свита) выделить один маркирующий ритм. Он был изучен в 37 пунктах (станциях) на площади 10 000 км² [Гроссгейм В. А., 1973]. В каждом пункте из ритма Аврора отбиралось от 5 до 12 образцов по разрезу, что позволило проследить эволюцию осадконакопления в течение времени формирования одного ритма. В каждом образце были изучены детальная гранулометрия, минералогия, спектроскопия. В поле были исследованы динамические текстуры и их ориентировки. По вертикали кривые изменения различных параметров отражали каждый раз в верхах первого элемента ритма точку перегиба (инверсии) некоторых параметров. По этому моменту ритмы были скоррелированы и для построения карт параметров выбраны два уровня — подошва пласта и момент наибольшей стабилизации условий осадконакопления (момент инверсии). Таким образом, отрезок времени, охватываемый на картах, был сведен к минимуму и стал соизмеримым с отрезком времени, фиксируемым пробоотборниками для современных грунтов. Построенная серия карт [Гроссгейм В. А., 1973], одна из которых приведена на рис. 44, по характеру не отличается от обычных построений подобного типа для больших отрезков времени, но синхронность отобранных образцов дает возможность выявлять вполне конкретные закономерности. При этом сравнение серий карт для нижнего и для верхнего уровней отбора образцов показало, что за промежуток времени между началом формирования ритма и моментом наибольшей стабилизации условий седиментации произошли ощутимые изменения в характере осадков и их взаимоотношениях. Например, если сначала фиксировались два источника сноса терригенного материала (северный и южный), то в дальнейшем оставался только один — южный. Если перевести на мощности, то один уровень от другого отстает всего на десятки сантиметров, а если на время — то на сотни лет. Во всяком случае, эта реконструкция оказалась весьма показательной и полезной.

Заканчивая, надо подчеркнуть, что становление палеогеографии как особой отрасли геологической науки обязано ее сильно возросшей роли при прогнозировании и поисках ряда полезных ископаемых, в первую очередь стратиформных, при поисках литологических ловушек для углеводородов и россыпных месторождений ряда элементов. В связи с упрочением и развитием палеогеографии определился комплекс специальных методов палеогеографических реконструкций и способов интерпретации используемых фактических данных, главным образом аналитических минералов. Мы попытались изложить современные методы палеогеографических исследований, проиллюстрировав изложение многочисленными примерами, среди которых преобладают примеры, связанные с поисковыми работами на нефть и газ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Батурин В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М., Гостоптехиздат, 1947. 338 с.

Белозеров В. Б., Даненберг Е. Е., Спольский Л. М. Картирование аллювиальных палеосистем средней юры при поисках залежей нефти шнуркового типа на юго-востоке Западно-Сибирской плиты.— Труды СНИИГГиМС, 1980, вып. 275, с. 111—120.

Белонин М. Д. и др. Факторный анализ в геологии. М., Недра, 1982. 269 с.

Бергер М. Г., Саркисян С. Г., Корж М. В. О совершенствовании методов палеогеографических исследований по терригенным минералам.— В кн.: Палеографические исследования в нефтяной геологии. М., Наука, 1979, с. 7—23.

Бескровная О. В., Савкевич С. С. Некоторые данные о влиянии позднего катагенеза на структуру порового пространства.— Труды ВНИГРИ, 1964, вып. 228, с. 122—137.

Боровиков Л. И., Бурков Ю. К. Корреляционный анализ закономерностей распределения малых элементов для решения вопросов седиментогенеза.— В кн.: Генезис и классификация осадочных пород. М., 1968, с. 128—135.

Ботвинкина Л. И. Методическое руководство по изучению слоистости. М., Наука, 1965. 186 с.

Булач М. Х. Об ориентировке белемнитов в юрских отложениях Южного Дагестана.— Природа, 1951, № 3, с. 124—125.

Буш Д. А. Стратиграфические ловушки в песчаниках. М., Мир, 1977. 215 с.

Вассоевич Н. Б. К изучению геоформаций (предисловие)— В кн.: Осадочные формации и их нефтегазоносность. М., Изд-во МГУ, 1978, с. 3—17.

Вассоевич Н. Б., Гроссгейм В. А. К палеогеографии Северо-Восточного Кавказа в среднемиоценовую эпоху.— В кн.: Геологический сборник НИТО ВНИГРИ, 1951а, вып. 1(IV), с. 28—46.

Вассоевич Н. Б., Гроссгейм В. А. Метод определения первичной ориентировки наклона косых слойков.— Там же, 1951б, с. 79—93.

Гераничева Г. К., Марин Ю. Б. Причины морфологической изменчивости циркона.— Зап. ЛГИ, 1968, т. 65, вып. 2, с. 35—43.

Геращенко И. Л. Терригенно-минералогическое районирование нижнемеловых отложений Прикаспийской впадины.— Труды ВНИГРИ, 1972, вып. 311, с. 9—14.

Геращенко И. Л. Распределение песчанистости в нижнемеловых отложениях Прикаспийской впадины.— Труды ВНИГРИ, 1973, вып. 326, с. 48—63.

Геращенко И. Л., Голубева И. И. Палеомагнитная ориентация керна скважин с целью восстановления направлений палеотечений.— В кн.: Палеомагнетизм и вопросы палеогеографии. Л., ВНИГРИ, 1981, с. 102—112.

Геращенко И. Л., Курше В. М., Ржевский Ю. С. О направлениях течений в ранне-среднедевонских бассейнах Прибалтики по данным изучения керна, ориентированного палеомагнитным методом.— В кн.: Условия образования осадочного чехла и структур Прибалтики. Рига. Зинатне, 1981, с. 139—146.

Геращенко И. Л., Рожков Г. Ф. Опыт комплексного изучения литологических особенностей отложений альбского яруса Прикаспийской впадины.— Труды ВНИГРИ, 1969, вып. 273, с. 11—28.

Геращенко И. Л., Рожков Г. Ф. Палеодинамические условия седиментации в раннемеловом бассейне Прикаспийской впадины (по данным гранулометрического состава пород).— Труды ВНИГРИ, 1975, вып. 372, с. 32—39.

Гриффитс Дж. Научные методы исследования осадочных пород. М., Мир, 1971. 420 с.

Гроссгейм В. А. О значении и методике изучения гиероглифов (на материале Кавказского флиша).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 2, с. 82—94.

Гроссгейм В. А. Донные течения древних морей.— Природа, 1969а, № 11, с. 35—41.

Гроссгейм В. А. Донные течения кавказской части майкопского бассейна.— Труды КФ ВНИИнефть, Краснодар, 1969б, сб. 19, с. 215—220.

Гроссгейм В. А. Терригенное осадконакопление в мезозое и кайнозое европейской части СССР (в связи с поисками литологических залежей нефти и газа). Л., Недра, 1972. 247 с.

Гроссгейм В. А. Текстуры флишевых ритмов (многослоев) пенайской свиты Северо-Западного Кавказа.— В кн.: Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. М., Наука, 1973, с. 165—173.

Гроссгейм В. А., Геращенко И. Л. О связи донных течений с ростом локальных структур (на примере соляного купола Иманкара).— Докл. АН СССР. Н. С., 1972, т. 204, № 1, с. 171—174.

Гроссгейм В. А., Окнова Н. С., Рожков Г. Ф. Палеогеография среднего и нижнего Поволжья в бобриковское время.— Труды ВНИГРИ, 1975, вып. 372, с. 5—27.

Гроссгейм В. А., Рожков Г. Ф. Прогноз литологических ловушек углеводородов в михайловской свите чокрака Северного Дагестана.— В кн.: Методика прогнозирования литологических и стратиграфических залежей нефти и газа. Л., ВНИГРИ, 1981, с. 9—102.

Грязнова Т. Е. Ориентировка песчинок, методы ее изучения и использование в геологии.— Вестн. ЛГУ, 1947, № 2, с. 87—98.

Дробный ситовый гранулометрический анализ/Г. Ф. Рожков, З. Н. Ипатова, О. В. Колобзаров, Р. Н. Стайсон.— Литол. и полез. ископ., 1973, № 6, с. 121—135.

Жемчужников Ю. А. [Вводная статья к сборнику «Косая слоистость и ее геологическая интерпретация»].— Труды ВИМС, 1940, вып. 163, с. 3—38.

Зоткевич И. А., Коротун В. В. Исследование остаточной намагниченности осадочных пород тюменской свиты в целях ориентировки палеомагнитным способом керна глубоких скважин Западно-Сибирской плиты.— В кн.: Литология и геохимия нефтегазоносных областей Сибири. Новосибирск, 1974, вып. 193, с. 25—29.

Кац М. Я. Новые методы исследования минералов в гравитационном поле. М., Наука, 1966. 235 с.

Колобзаров О. В. Об усовершенствовании ситового гранулометрического анализа.— В кн.: Гранулометрический анализ в геологии. М., 1978, с. 36—45.

Конюхов И. А. К палеогеографии века продуктивной толщи Апшеронского полуострова.— Вестн. МГУ, 1949, № 9, с. 29—42.

Куршс В. М. Литология и полезные ископаемые терригенного девона Главного поля. Рига, Зинатне, 1975. 222 с.

Кутырев Э. И. Условия образования и интерпретация косой слоистости. Л., Недра, 1968. 127 с.

Лемлейн Г. Г., Князев В. С. Опыт изучения обломочного кварца.— Изв АН СССР. Сер. геол., 1951, № 4, с. 142—148.

Логвиненко Н. В. Петрография осадочных пород. М., Высшая школа, 1974. 400 с.

Лунев Б. С. Дифференциация осадков в современном аллювии.— Учен. зап. Перм. ун-та, 1967, № 174. 366 с.

Ляхович В. В. Акцессорные минералы. М., 1968. 405 с.

Ляшенко Г. П. Кониконхии девона центральных и восточных областей русской платформы. Л., Гостоптехиздат, 1959. 220 с.

Мильнер Г. Б. Петрография осадочных пород. М., Недра, 1968, т. I. 500 с.; т. II. 666 с.

Минский Н. А. Формирование нефтеносных пород и миграция нефти. М., Недра, 1975. 288 с.

Новиков В. А. Гранулометрический анализ в лабораториях системы Министерства геологии СССР.— В кн.: Гранулометрический анализ в геологии. М., ГИН АН СССР, 1978, с. 57—70.

Основа Н. С. Распространение акцессорных терригенных минералов в породах осадочного чехла Русской платформы.— Докл. АН СССР, 1972а, т. 202, № 2, с. 434—436.

Основа Н. С. К вопросу о выборе представительной фракции для минералогического анализа.— Труды ВНИГРИ, 1972б, вып. 311, с. 44—49.

Основа Н. С. Использование принципа гидравлической эквивалентности для определения фациальной принадлежности осадков.— Труды ВНИГРИ, 1977, вып. 395, с. 74—78.

Основа Н. С. Закономерности распределения минералов по гранулометрическим фракциям.— В кн.: Гранулометрический анализ в геологии. М., ГИН АН СССР, 1978, с. 81—86.

Основа Н. С. Применение минералогических исследований на разных стадиях поисков литологических и стратиграфических залежей углеводородов.— Труды ВНИГРИ, 1981, с. 71—80.

Основа Н. С., Гроссгейм В. А. Эволюция комплексов акцессорных минералов в породах осадочного чехла Русской платформы.— Вестн. ЛГУ, 1973, № 12, с. 52—59.

Петтиджон Ф. Осадочные породы. М., Недра, 1981. 752 с.

Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М., Мир, 1976. 534 с.

Постседиментационные преобразования пород-коллекторов/К. О. Чепиков, Е. П. Ермолова, Н. А. Орлова, Г. И. Суркова. М., Недра, 1972. 89 с.

Применение палеогеографических методов при поисках литологических залежей нефти и газа.— Труды ВНИГРИ, 1969, вып. 278. 44 с.

Ржевский Ю. С. К методике палеомагнитного изучения керна скважин. Материалы VIII конф. по пост. геомагн. полю и палеомагнетизму. Киев, Наукова думка, 1970, ч. II, с. 120—125.

Рожков Г. Ф. Коэффициенты асимметрии и вариации гранулометрического состава осадков — индикаторы микрофациальных условий седиментации.— Литол. и полез. ископ., 1976, № 6, с. 137—150.

Рожков Г. Ф. Методика поисков литологических ловушек нефти и газа.— Труды ВНИГРИ, 1977, вып. 395, с. 24—31.

Рожков Г. Ф. Геологическая интерпретация гранулометрических параметров по данным дробного ситового анализа.— В кн.: Гранулометрический анализ в геологии. М., ГИН АН СССР, 1978а, с. 5—25.

Рожков Г. Ф. Дифференциация обломочного материала и гранулометрическая диаграмма α—τ по косвенному счету зерен.— В кн.: Механическая дифференциация твердого вещества на континенте и шельфе. М., Наука, 1978б, с. 97—117.

Рожков Г. Ф. Гранулометрическая зрелость песков.— Литол. и полез. ископ., 1979, № 5, с. 106—125.

Рожков Г. Ф., Базанова Т. Д., Мозиас Н. М. К вопросу о формировании некоторых типов косослойчатых текстур по данным дробных гранулометрических анализов.— Литол. и полез. ископ., 1969, № 1, с 118—130.

Рожков Г. Ф., Базанова Т. Д., Сергеев Ю. Н. Гранулометрические параметры современных осадков Рижского залива и их возможная геологическая интерпретация.— Труды ВНИГРИ, 1970, вып. 274, с. 44—68.

Рожков Г. Ф., Голоудин Р. И. Некоторые гранулометрические параметры современных осадков как индикаторы тектонических движений в бассейнах седиментации.— Геология и геофизика, 1972, № 4, с. 64—76.

Рожков Г. Ф., Куликов В. Д. Методика автоматической обработки результатов дробного анализа.— Труды ВНИГРИ, 1975, вып. 372, с. 94—118.

Рожков Г. Ф., Соловьев Б. С. Систематизация результатов дробных ситовых анализов.— Литол. и полез. ископ., 1974, № 15, с. 110—117.

Рожков Г. Ф., Сухинин В. Г., Титов Б. И. Динамические условия седиментации отложений неокома на территории Восточного Каратау (Мангышлак).— Литол. и полез. ископ., 1971, № 2, с. 131—138.

Рожков Г. Ф., Трофимова З. М. Способ статистической обработки гранулометрических данных на электронной вычислительной машине (ЭВМ).— Литол. и полез. ископ., 1968, № 2, с. 142—147.

Романовский С. И. Седиментологические основы литологии. Л., Недра, 1977. 407 с.

Рухин Л. Б. Новый способ определения условий отложения древних песков.— Проблемы сов. геологии, 1937, т. VII, № 1, с. 953—959.

Рухин Л. Б. Гранулометрический метод изучения песков. Л., Изд-во ЛГУ, 1947. 213 с.

Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Л., Гостоптехиздат, 1959. 557 с.

Рухин Л. Б. Основы литологии. Л., Недра, 1969. 703 с.

Рухина Е. В., Кашик Д. С., Дюфур М. С. Определение формы песчаных зерен при помощи вибросепаратора.— Учен. зап. ЛГУ, 1962, № 310, с. 12—21.

Смирнов Л. С. Текстура и структура песчано-алевритовых пород в связи с проблемой палеогравитации.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1972, № 2, с. 88—94.

Стратиграфические и литологические залежи нефти и газа/Под ред. Р. Е. Кинга. М., Недра, 1975. 470 с.

Тихомирова Н. Я. К вопросу об изучении типоморфизма минералов для корреляции осадочных пород.— Труды ВСЕГЕИ, 1962, т. 72, с. 125—148.

Урбах В. Ю. Математическая статистика для биологов и медиков. М., Изд-во АН СССР, 1963. 323 с.

Хабаков А. В. Инструкция по изучению конгломератов. Л., ОНТИ, 1933. 86 с.

Хальд А. Математическая статистика с техническими приложениями. М., Изд-во иностр. лит., 1956. 664 с.

Шванов В. Н. Песчаные породы и методы их изучения. Л., Недра, 1969. 247 с.

Эволюция химического и минералогического состава песчаных пород/ А. Б. Ронов и др.— В кн.: Химия земной коры. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 201—252.

Яблоков В. С. Перерывы в морском осадконакоплении и палеороки (в рифее и палеозое Русской платформы). М., Наука, 1973. 216 с.

Correns C. W. Zur Geochemie der Diagenese.— Geochim. et Cosmochim. Acta, 1950, N 1, p. 49—54.

Curtis B. F. Geometry of sandstone bodies.— Tulsa, Oklahoma, USA, 1961. 251 p.

Desborough G. A. Sedimentional and structural dating of Rattlesnake Ferry fault in Southwestern Illinois.— Bul. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1961, N 8, p. 121—130.

Friedman G. M. Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics.— J. Sediment. Petrol., 1961, vol. 31, N 4, p. 514—519.

Farkas S. Cross-lamination analysis in the upper cambrian Franconia Formation of Wisconsin.— J. Sediment. Petrol., 1960, vol. 30, N 3, p. 182—196.

Krinsley D. H., Dornkamp J. C. Atlas of quartz grain surface textures.— Cambridge Univ. Press, 1973. 91 p.

Lowright R. H. Environmental determination using hydraulic equivalence studies.— J. Sediment. Petrol., 1973, vol. 43, N 4, p. 1143—1147.

McBride E. F. Secondary porosity importance in sandstone reservoirs in Texas.— Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans., 1977, vol. 27, p. 121—122.

Parker C. A. Geopressures and secondary porosity in the deep jurassic of Mississippi.— Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans., 1974, vol. 24, p. 69—80.

Pomeranclum M. The distribution of heavy minerals and their hydraulic equivalents in sediments of Mediterranian continental shelf of Israel.— J. Sediment. Petrol., 1966, vol. 36, N 1, p. 162—174.

Potter P. E., Pettijohn F. I. Paleocurrents and Basin analysis. Berlin, Göttingen, Heidelberg, Springer-Verlag, 1963. 296 p.

Pryton C. E. Seismic stratigraphy — applications to hydrocarbon exploration. Published by the American Association of Petroleum Geologists. Tusla, Oklahoma, USA, 1977. 516 p.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 3

Часть I. **Гранулометрический ситовый анализ** 6

Глава 1. Производство анализа 7

1. Подготовка проб . . . . . —
2. Рассев 11
3. Информативность 14
4. Ошибки 15
5. Перспективы увеличения уровня стандартизации и повышения производительности труда 17

Глава 2. Статистическая обработка . . . . . —

6. Переход на косвенный счет зерен . . . . . —
7. Графическое изображение результатов ситового анализа . . 20
8. Метод кумулятивных кривых 22
9. Метод статистических моментов 24

Глава 3. Геологическая интерпретация гранулометрических данных 29

10. Карбонатность . . . . . —
11. Сумма песчаных фракций . . . . . —
12. Появление наиболее крупнозернистых фракций (ПНКФ-19) 31
13. Меры размаха эмпирических полигонов распределения . . 33
14. Меры расположения эмпирических полигонов распределения . . . . . —
15. Меры рассеяния, оценка отсортированности осадков . . . 37
16. Меры отклонения эмпирических полигонов распределения от логнормального теоретического закона 43
17. Модальность в структуре осадков 48
18. Гетерогенность гранулометрического состава осадков . . . 51
19. Гранулометрическая зрелость песков . . . . . —

Глава 4. Динамогенетическая диаграмма асимметрия—эксцесс по косвенному счету зерен 59

20. Основа построения диаграммы . . . . . —
21. Модель построения диаграммы 60
22. Эталонная динамогенетическая диаграмма 61

Глава 5. Методика проведения палеодинамических реконструкций по данным дробной ситовой гранулометрии 68

23. Системы опробования . . . . . —
24. Фактор наследственности и его влияние на формирование структуры песков 69
25. Критерии оценки гранулометрических данных для палеодинамических реконструкций 71
26. Методика проведения палеодинамических реконструкций, связанных с поисками литологических ловушек нефти и газа . . . . . —

Глава 6. Пример выполнения палеодинамической реконструкции в связи с поисками литологических ловушек нефти и газа 77
27. Общие сведения . . . . . —
28. Дробная ситовая гранулометрия 79
29. Данные палеогеоморфологии 84
30. Коллекторские свойства среднеботуобинских песчаников 85
31. Выделение перспективных участков для проведения сейсморазведочных работ 86
Часть II. **Терригенно-минералогический анализ** 89
Глава 7. Методика минералогического анализа (иммерсионный метод) 90
Глава 8. Основные закономерности формирования минеральных ассоциаций 95
Глава 9. Карты распространения минералов и карты терригенно-минералогических провинций 105
Глава 10. Минералогические коэффициенты 115
Глава 11. Типоморфные особенности минералов 123
Глава 12. Закономерности распределения минералов по гранулометрическим фракциям 136
Глава 13. Принцип гидравлической эквивалентности и его использование при палеогеографических реконструкциях 143
Глава 14. Математическая обработка данных минералогического анализа 154
Заключение 163
Часть III. **Текстурный анализ** 165
Глава 15. Косослойчатые текстуры . . . . . —
Глава 16. Полевое изучение ориентировки косослойчатых текстур 169
32. Опробование . . . . . —
33. Производство измерений 174
34. Техника редукции 176
35. Диаграммы-розы 180
36. Ориентировка косослойчатых текстур по керну скважин 181
Глава 17. Интерпретация карт донных течений 186
Глава 18. Другие динамические текстуры 198
37. Гиероглифы . . . . . —
38. Вытянутые органические остатки 200
39. Песчинки 202
40. Анизотропия 203
Часть IV. **Карты песчанистости** 205
Часть V. **Палеогеографические аспекты учения о коллекторах** 217
Глава 19. Первичные условия формирования терригенных пород-коллекторов 219
41. Морфологические признаки первичного порового пространства . . . . . —
42. Условия формирования скелета породы-коллектора . . . 235
Глава 20. Вторичные преобразования пород-коллекторов 239
43. Геохимия наложенных процессов . . . . . —
44. Минералы — индикаторы вторичных процессов 243
45. Вторичное поровое пространство пород-коллекторов . . . 247
46. Картирование современного состояния терригенных пород-коллекторов 249
Заключение. Комплексные исследования 253
Список литературы 266

МЕТОДЫ
ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ
РЕКОНСТРУКЦИЙ

(ПРИ ПОИСКАХ ЗАЛЕЖЕЙ
НЕФТИ И ГАЗА)

Редактор издательства Л. А. Рейхерт
Оформление художника
Д. М. Плаксина
Технический редактор
Н. П. Старостина
Корректоры Н. Д. Баримова,
О. Г. Шаляпина

ИБ № 5347

Сдано в набор 21.12.83. Подписано в печать 28.03.84. М-38057. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага тип. № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 17. *Усл. кр.-отт. 17,5. Уч.-изд. л. 19,15. Тираж* 2000 экз. Заказ № 15/646. Цена 1 р. 40 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», Ленинградское отделение, 193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12.

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР *по делам издательств, полиграфии и книжной* торговли. 190000, Ленинград, Прачечный пер., 6.

103
1
4480