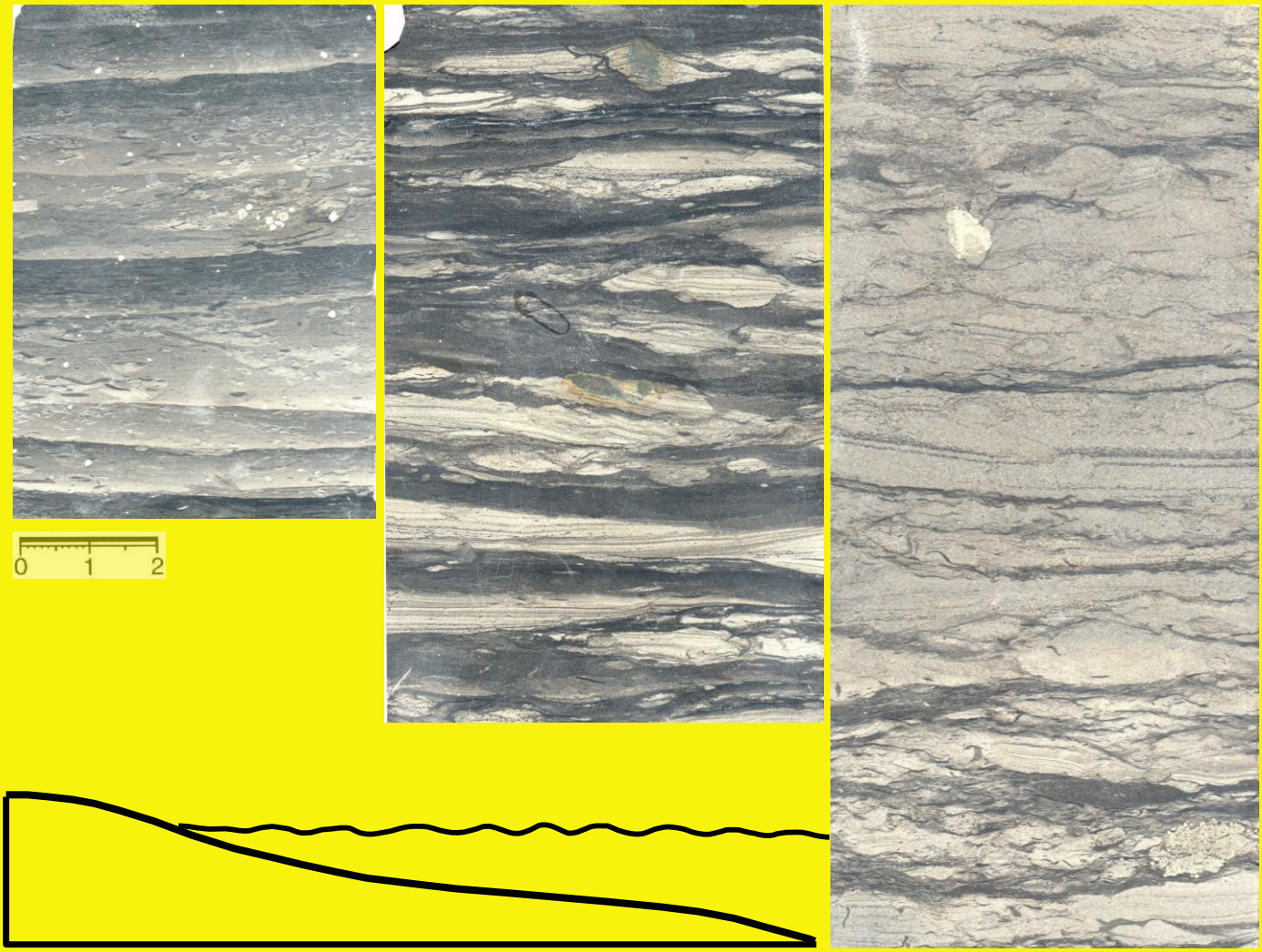
СОСТАВ И ГЕНЕЗИС ОТЛОЖЕНИЙ ТЮМЕНСКОЙ СВИТЫ ШАИМСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО РАЙОНА

(Западная Сибирь)



Екатеринбург
2007

Федеральное агентство по образованию

Государственное образовательное учреждение
высшего профессионального образования
«Уральский государственный горный университет»

СОСТАВ И ГЕНЕЗИС ОТЛОЖЕНИЙ ТЮМЕНСКОЙ СВИТЫ ШАИМСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО РАЙОНА (Западная Сибирь)

Научное издание

Под редакцией В. П. Алексеева

Екатеринбург
2007

УДК 551.31/.35+552.51(571)
С66
С66 Состав и генезис отложений тюменской свиты Шаимского нефтегазоносного района (Западная Сибирь)/ В. П. Алексеев, Ю. Н. Федоров, А. В. Маслов и др.; под ред. В. П. Алексеева. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2007. 209 с.

Впервые приведены развернутые данные по результатам применения известной методологии фациальных исследований терригенных (угленосных) толщ для глубоко залегающих отложений. Ее высокая разрешающая способность объясняется связующей ролью тюменской свиты для отложений раннемезозойской эпохи торфо(угле) накопления, обрамляющей Западно-Сибирскую плиту, и ранее изученных в соседних, преимущественно складчатых областях. Выполнено детальное описание выделяемых фаций. Большой объем вещественных характеристик пород в значительной степени использован для верификации фациальных реконструкций. Определено место тюменской свиты в общей истории геологического развития Шаимского нефтегазоносного района, охарактеризованы ее нижний (редукционный) и верхний (трансгрессивный) контакты. Отмечено, что история формирования отложений и их закрепление в геологической летописи удачно описываются в контексте синергетического мировидения.

Для специалистов в областях литологии и геологии горючих ископаемых.

Табл. 21. Фототабл. 23. Илл. 82. Библ. 162 назв.

Авторский коллектив: В. П. Алексеев, Ю. Н. Федоров, А. В. Маслов,
В. И. Русский, М. Ф. Печеркин, М. А. Пудовкина

Рецензенты: канд. геол.-минерал. наук В. Н. Кошевой
отдел геологии нефти и газа Регионального агентства
по недропользованию по УрФО

Печатается по решению Редакционно-издательского совета Уральского государственного горного университета.

©Уральский гос. горный университет, 2007
© Авторы, 2007

ВВЕДЕНИЕ

Вектор изучения и освоения минерально-сырьевых ресурсов во времени естественным образом преимущественно направлен в глубь от поверхности Земли. Применительно к Западно-Сибирскому осадочному бассейну это означает постоянно возрастающий интерес к наиболее глубокозалегающему нижнеплитному комплексу, сложенному отложениями нижне-среднеюрского возраста. По различным, в целом не противоречащим друг другу оценкам, с ними связано до 25-30 % общих ресурсов Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции, в том числе в пределах территории ХМАО – около 21 % начальных потенциальных геологических ресурсов нефти мезо-кайнозойского осадочного чехла [28, 74].

В то же время данный комплекс характеризуется принципиальным отличием условий его формирования от верхнего (собственно плитного), что выражено в исключительной генетической невыдержанности преимущественно внутриконтинентальных отложений. В этих условиях традиционная технология поисково-разведочных работ, в основном ориентированных на обнаружение структурных ловушек в выдержанных литологических толщах, зачастую оказывается малосостоятельной. Помимо этого, сами ловушки, как правило, относятся к неструктурным, стратиграфически и литологически экранированным [85, 97].

Перечисленное определило постановку фациально-циклических исследований юрских отложений на территории Шаимского нефтегазоносного района (НГР) группой литологов Уральского государственного горного университета начиная с 2002 г. За истекший период исследован керн более 50 скважин, достаточно равномерно распределенных по всей территории Шаимского НГР. Результаты работ опубликованы в ряде статей [2, 4-10, 12, 95], а материалы по угленосности тюменской свиты – в отдельном издании [117][*]. Предлагаемая книга является продолжением предыдущей в задуманной серии работ по вопросам геологического строения и условий формирования юрских отложений Шаимского НГР.

Еще до постановки исследований в Шаимском НГР мы прогнозировали «… актуальность использования обширных сведений, накопленных угольной геологией в целом и литолого-фациальными исследованиями угленосных отложений, в том числе, для нефтегазовых работ» [6]. Уже первые годы работы и результаты изучения первых скважин показали правомерность этого прогноза [2, 9]. Высокая разрешающая способность фациально-циклического анализа, разработанного выдающейся школой отечественных литологов под руководством Ю. А. Жемчужникова 50 лет назад, выдержала испытание временем и применима к терригенным внутриконтинентальным толщам юрского возраста на обширной территории Северной Евразии, в т. ч. Западной Си-

[*] Угленасыщенность, петрографический состав и метаморфизм углей тюменской свиты Шаимского нефтегазоносного района (Западная Сибирь)/ В. П. Алексеев, В. И. Русский, Ю. Н. Федоров и др. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2006. 158 с.

бири. Кроме этого, изучение именно глубокозалегающих отложений тюменской свиты дает уникальную возможность развития фациально-циклического анализа. Во-первых, полученные сведения дают возможность разноплановой и многоуровневой верификации методологии исследований, во-вторых, позволяют рассматривать тюменскую свиту как связующее звено в угленосных толщах, обрамляющих Западно-Сибирскую плиту. Наконец, в-третьих, аналогичные работы могут быть поставлены на любых юрских толщах Западно-Сибирского осадочного мегабассейна, до васюганского и баженовского горизонтов включительно. Более того, как показывает наш первый опыт «рекогносцировочного» характера, подобные исследования могли бы дать неплохой эффект и при изучении меловых отложений.

В полевых исследованиях и обработке материалов помимо авторов работы принимали участие О. М. Воронин и С. С. Газалеев. Подготовка каменного материала (образцов керна) осуществлена А. Ф. Алексеевым и Ю. К. Лебедевым, их сканирование – А. В. Алексеевым. В ряде случаев мы пользовались советами и подсказками глубокого знатока геолого-геофизических проблем Шаима С. М. Казанцевой (ТПП «Урайнефтегаз»). Авторы выражают искреннюю признательность всем перечисленным, а равно неуказанным лицам, благодаря которым работа смогла быть выполнена. Основной же труд в подготовке рукописи к печати и по ее окончательному оформлению принадлежит Т. С. Мызниковой, которой мы благодарны особенно.

1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЙ

В предыдущей книге [117] мы охарактеризовали отложения тюменской свиты с *углегеологической* позиции, особо остановившись на взаимосвязи многих угленосных и нефтегазоносных толщ. В предлагаемой работе кратко охарактеризуем их роль и место в *нефтегазоносном* осадочном комплексе Западно-Сибирской плиты.

1.1. Тюменская свита Западно-Сибирского осадочного мегабассейна

Один из крупнейших в мире Западно-Сибирский мегабассейн, общей площадью 2,7 млн. кв. км, относится к весьма распространенному типу осадочных бассейнов надрифтовых впадин [64, 79, 150]. Начальная стадия формирования бассейна связана с широким проявлением процессов рифтогенеза, сопровождавшихся формированием в его северной части мощного комплекса нижне-среднетриасовых отложений (рис. 1.1, 1.2).

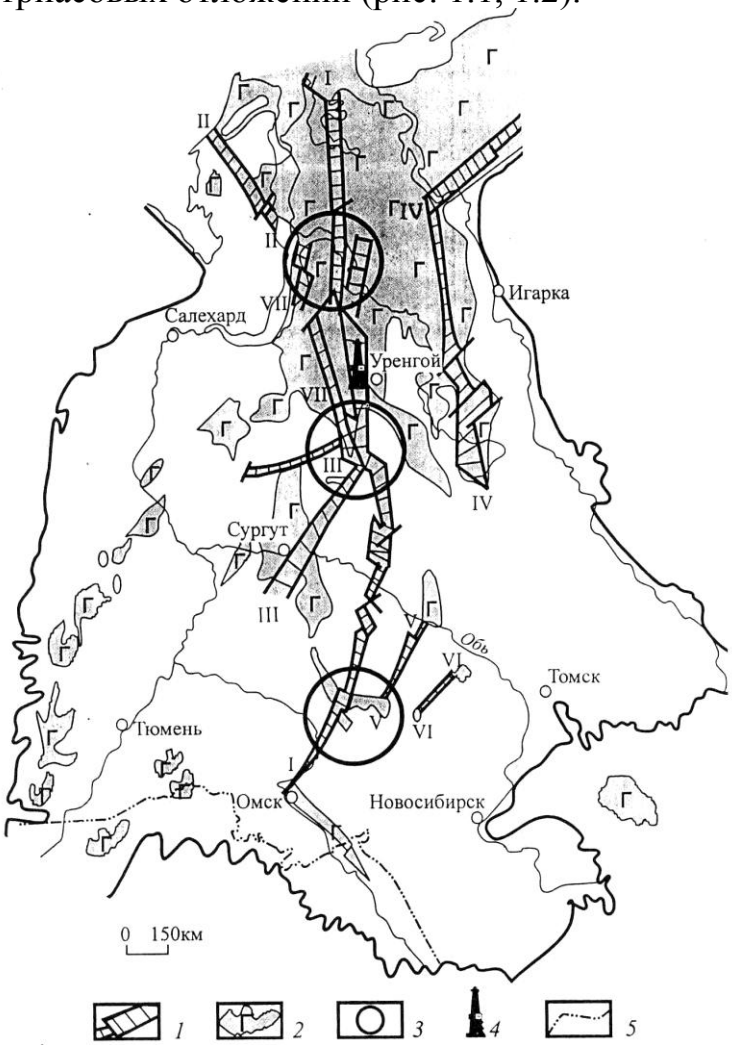


Рис. 1.1. Континентальная рифтовая система раннего-среднего триаса Западной Сибири (по В. С. Суркову, О. Г. Жеро, Л. В. Смирнову) [38]:

1 – рифты (грабен-рифты) (I-I – Колтогорско-Уренгойский, II-II – Ямальский, III-III – Аганский, IV – Худосейский, V-V – Усть-Тымский, VI-VI – Чузикский, VII-VII – Худутейский); *2* – эффузивно-осадочный комплекс (T_{1-2}); *3* – зоны сочленения рифтов; *4* – Тюменская скважина СГ-6; *5* – Государственная граница Российской Федерации

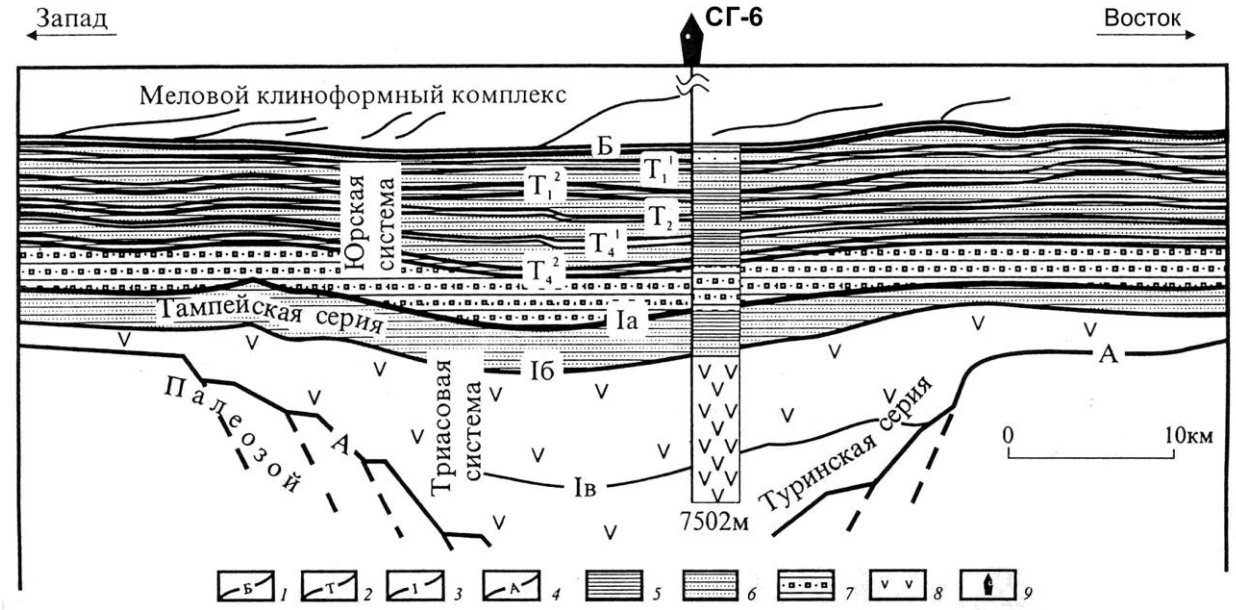


Рис. 1.2. Фрагмент сейсмогеологического разреза (сейсмический профиль МОВ ОГТ № 25, ПГО «Ямалгеофизика») [38]:

1-3 – основные отражающие горизонты в отложениях: *1,2* – юрских (Б – баженовская свита), *3* – триасовых; *4* – поверхность складчатого фундамента; *5-8* – породы: *5* – преимущественно глинистые, *6* – песчано-алеврито-глинистые, *7* – то же, с прослоями гравелитов и конгломератов, *8* – вулканогенно-осадочные; *9* – Тюменская глубокая скважина

Осадочный чехол Западно-Сибирской плиты (ЗСП) представлен мощным комплексом мезо-кайнозойских отложений, залегающих на большей части территории на разновозрастных отложениях фундамента. В центральных районах ЗСП глубины его погружения составляют 3-3,5 км, увеличиваясь к северу до 6-9 км. На западе и востоке ЗСП погружение фундамента происходило постепенно, на региональных склонах шириной в первые сотни километров и сопровождалось формированием линейно-блочных структур с перепадами глубин между приподнятыми и опущенными блоками в пределах первых сотен метров [108].

По особенностям строения и условиям формирования мезо-кайнозойский чехол ЗСП, представленный непрерывным разрезом отложений от среднего-верхнего триаса до голоцена, подразделяется на три структурных этажа: нижнеплитный (средний триас – средняя юра, без келловея), собственно плитный (келловей – палеоген) и верхнеплитный или неотектонический (эоцен – квартер).

Формирование отложений нижнеплитного этажа описано в ряде обобщающих работ [28, 38, 99, 142 и др.] и вкратце сводится к следующему. Являясь инициальным осадочным горизонтом чехла, он наследует в начальный этап тектоническую ситуацию предшествовавших этапов, в основном выраженную в рельефе подстилающих отложений. В то же время на большей части ЗСП отложения этажа со стратиграфическим несогласием залегают на доюрских разновозрастных породах фундамента самого разного состава и формационной принадлежности. В целом для отложений нижнеплитного этажа

уверенно установлено постепенно-пульсационное расширение площади их аккумуляции с севера на юг, и от центра ЗСП к периферии. Наиболее высокий градиент приращения территории с осадконакоплением отмечается для конца плинсбаха ранней юры и конца аалена – начала байоса средней юры [28, 38].

Для отложений ранне-среднеюрского седиментационного бассейна принято по комплексу характеризующих их признаков выделять три фациальные области – морскую, переходную и континентальную (рис. 1.3). Каждая из областей в свою очередь разделяется на фациальные зоны, в пределах которых нижне- и среднеюрские отложения различаются стратиграфической полнотой разреза, мощностями, вещественным составом, набором фаций [28, 38, 92].

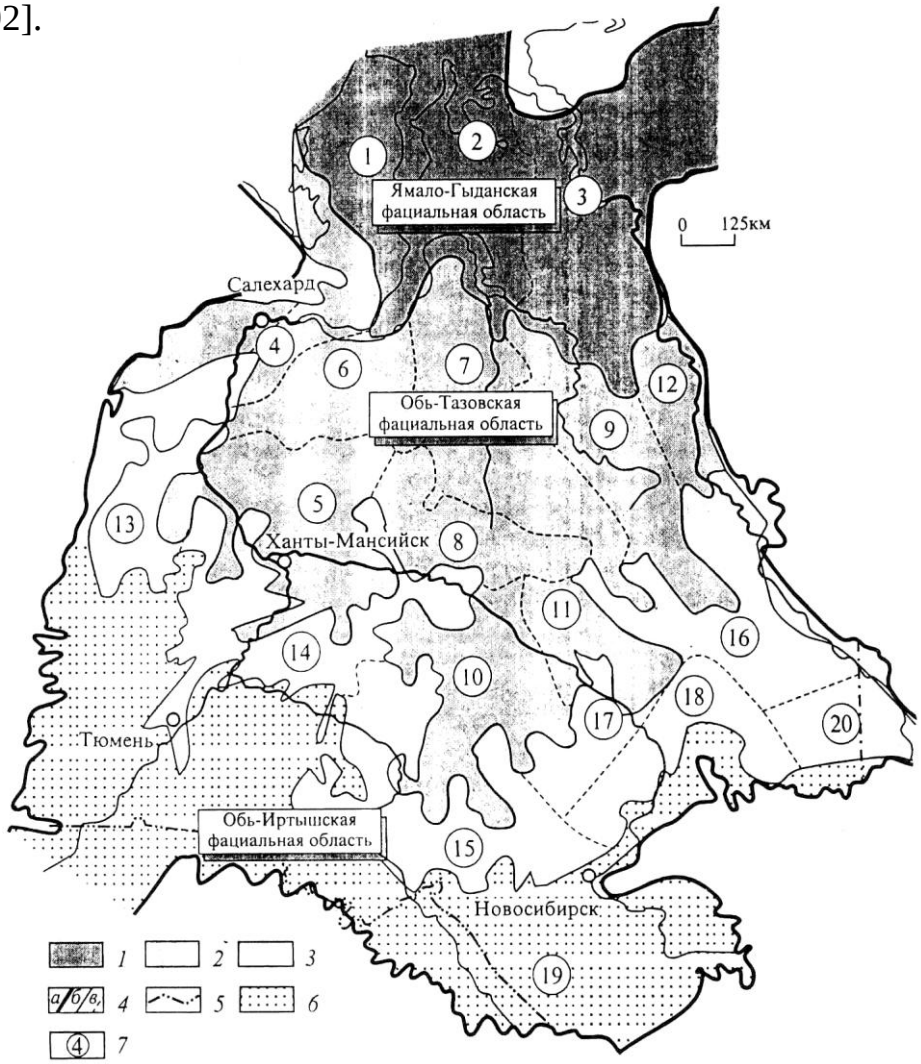


Рис. 1.3. Схема фациального районирования нижне- и среднеюрских отложений Западно-Сибирской плиты (Девятов, Казаков, 1991) [28]:

1-3 – области седиментогенеза: *1* – морского, *2* – переходного, *3* – преимущественно континентального; *4, 5* – границы: *4* – Западно-Сибирской плиты (*а*), фациальных областей (*б*), фациальных зон (*в*), *5* – Государственная граница Российской Федерации; *6* – площадь фрагментарного развития отложений; *7* – фациальные зоны (цифры в кружках): 1 – Ямальская, 2 – Гыданская, 3 – Усть-Енисейская, 4 – Нижнеобская, 5 – Фроловская, 6 – Надымская, 7 – Уренгойская, 8 – Варьеганская, 9 – Часельская, 10 – Нюрольская, 11 – Тымская, 12 – Приенисейская, 13 – Шаимская, 14 – Уватско-Мегионская, 15 – Омская, 16 – Ажарминская, 17 – Колпашевская, 18 – Нижнечулымская, 19 – Кулундинская, 20 – Чулымо-Енисейская

Существенная перестройка в условиях формирования отложений нижнеплитного этажа фиксируется для конца плинсбаха (см. выше). Вследствие этого территория аккумуляции существенно расширилась и в раннем тоаре (тогурская свита; китербютский горизонт) составила 70 % от современной территории, занимаемой нижне-среднеюрскими отложениями. Следующая, и по сути последняя, заметная перестройка датируется рубежом лайдинского и вымского горизонтов (верхний аален, радомская пачка). Вышезалегающие, позднеаален-раннебатские, отложения в настоящее время и принято понимать в объеме тюменской свиты для большей части ЗСП [92].

Верхняя граница тюменской свиты и всего нижнеплитного этажа фиксируется «знаменитой» (по Аркеллу [13]) *келловейской трансгрессией*, по сути продолжающей предыдущую, позднебатскую [126]. «Ее проявления четко фиксируются на огромной площади, особенно … в Западно-Сибирской низменности, где впервые устанавливается прямая связь между северными и южными морями» [13, с. 190]. Для всей территории ЗСП формирование следующего, собственно плитного, комплекса происходило в преобладающем морском режиме.

Достаточно детальное, хотя и не исчерпывающее, представление о составе и строении верхней части нижнеплитного и нижней – собственно плитного этажей южной части ЗСП дает схематизированный профиль, приведенный на рис. 1.4. Из него следует представление о достаточной валидности тюменской свиты на всей территории ЗСП, хотя дискуссия по этому поводу продолжается [92]. Благоприятное сочетание региональной глинистой толщи (экрана), на западе ЗСП в виде абалакской свиты (см. рис. 1.4), с широким развитием высокопроницаемых песчаных коллекторов в тюменской свите определяет высокую продуктивность последней. Так, только в малышевском резервуаре (пласт $Ю_2$) к настоящему времени открыто более 100 нефтяных залежей [28, 109].

1.2. Тюменская свита Шаимского нефтегазоносного района

Шаимский нефтегазоносный район (НГР), расположенный в центральной части Приуральской нефтегазоносной области, наследует в своем фундаменте основные структурно-тектонические характеристики открытого Урала [118]. В итоге комплексных геолого-геофизических исследований установлено, что в строении фундамента, залегающего на глубинах от 1,5 до 2,3 км, основное участие принимают два структурных этажа [118, 119]. Нижний представлен разновозрастными, преимущественно палеозойскими комплексами, характерными для Уральского складчатого пояса (от гранитоидов до серпентинитов, включая терригенно-карбонатные отложения). Верхний этаж сложен триасовыми вулканогенными толщами, которыми выполнен ряд грабенов.

Для Шаимского НГР выделены две главные субмеридиональные геологические структуры: триасовый Даниловский грабен и Шаимско-Кузнецовский мегантиклинорий («гранитно-сланцевая ось»). Выступы

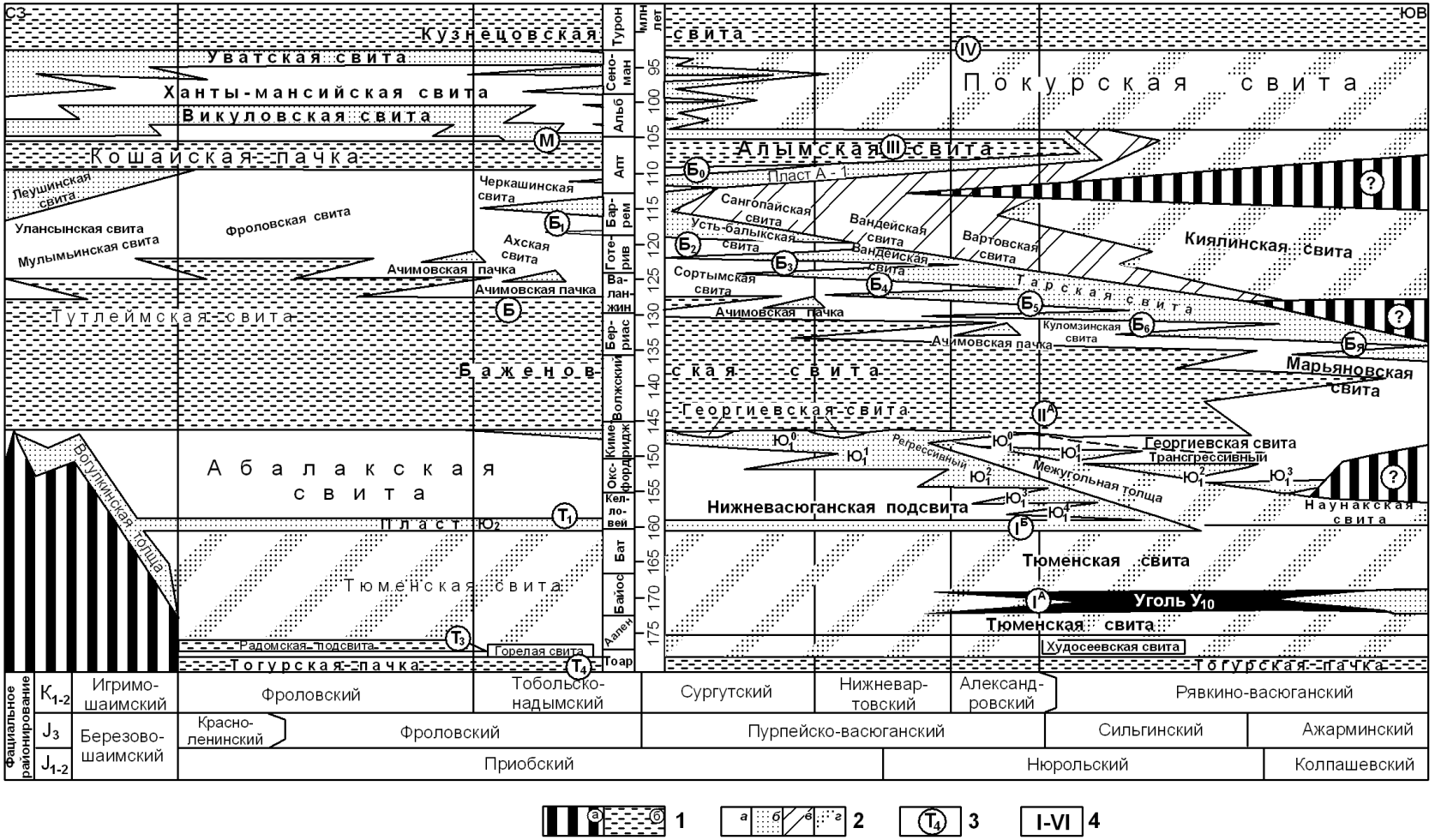


Рис. 1.4. Литолого-стратиграфический профиль юрских и меловых отложений платформенного чехла Западно-Сибирской плиты (фациальные зоны 13 – 5 – 14 – 10 – 17 на рис. 1.3) ([20], с сокращениями и небольшими изменениями): *1* – размывы (а) и реперные глинистые толщи (б); *2* – морские глинистые (*а*) и песчаные (*б*) отложения, прибрежно-континентальные (*в*) и континентальные угленосные (*г*) осадки; *3* – глинистые пачки, к которым приурочиваются сейсмические горизонты; *4* – сейсмические горизонты

последней в юго-восточной части района продолжали существовать в виде «островной суши» вплоть до собственно плитного этапа развития ЗСП. В абалакское время эти «лысые горы» (по образному выражению тюменских геологов) служили источником формирования отложений обрамляющей их вогулкинской толщи, из которой получен первый промышленный приток нефти в Западной Сибири (1960 г.).

Унаследованность тектонических элементов складчатого основания ЗСП, обусловившая пульсационное расширение площади раннесреднеюрской седиментации в целом (см. п. 1.1), в полной мере проявилась и для территории Шаимского НГР. В его северной части (Западно-Тугровское, Ловинское, Яхлинское месторождения) вскрыты наиболее древние нижнесреднеюрские отложения шеркалинской свиты, венчаемые радомской пачкой. В ходе последующих «импульсов» расширения территории осадконакопления, реализовавшейся в отложениях тюменской свиты, она охватила бо̀льшую часть Шаимского НГР, кроме упомянутых выше «лысых гор».

Общая схема строения фундамента показана на рис. 1.5. На рис. 1.6 показано стратиграфическое расчленение нижне-среднеюрских (без келловея) отложений, составленное по материалам последнего решения МСК. Из последнего отчетливо следует, что трудности, возникающие при стратиграфическом расчленении терригенных сложнопостроенных нижне-среднеюрских (без келловея) толщ, в определенной мере «снимаются» использованием в качестве региональных стратиграфических подразделений *горизонтов*. В практическом отношении это определено следующим: «Исторически сложилось, что горизонты юры Западной Сибири устанавливались не на биостратиграфической основе, а как толщи, отражающие специфические этапы осадконакопления. Границы горизонтов, таким образом, отвечают *изменениям режима осадконакопления* (разрядка наша. – *Авт.*)» [92, с. 53].

Решение обширного комплекса вопросов, связанных как с региональной, так и внутрирайонной корреляцией и стратификацией нижнеплитного этажа, представленного тюменской свитой, наиболее целесообразно на базе *циклостратиграфического* подхода. Высокая разрешающая способность последнего показана во многих работах, в том числе [25]. Напоминая призыв Ю. А. Жемчужникова, высказанный им в 1944 (!) году: «Геологу надо мыслить циклами», соединим его с высказыванием Э. Хэллема: «В общем для геолога отделять литологию от стратиграфии – все равно, что играть в футбол одной ногой!» [127]. В целом преимущества циклостратиграфии, оцененные в короткой, но весьма емкой статье В. Т. Фролова [123], а также в нашей более ранней работе [25], заключаются, по нашему мнению, в следующих, наиболее важных и выдержавших проверку временем положениях (обобщенно):

– выделение с позиций системного анализа надгорнопородного (циклического) уровня организации геологических тел;

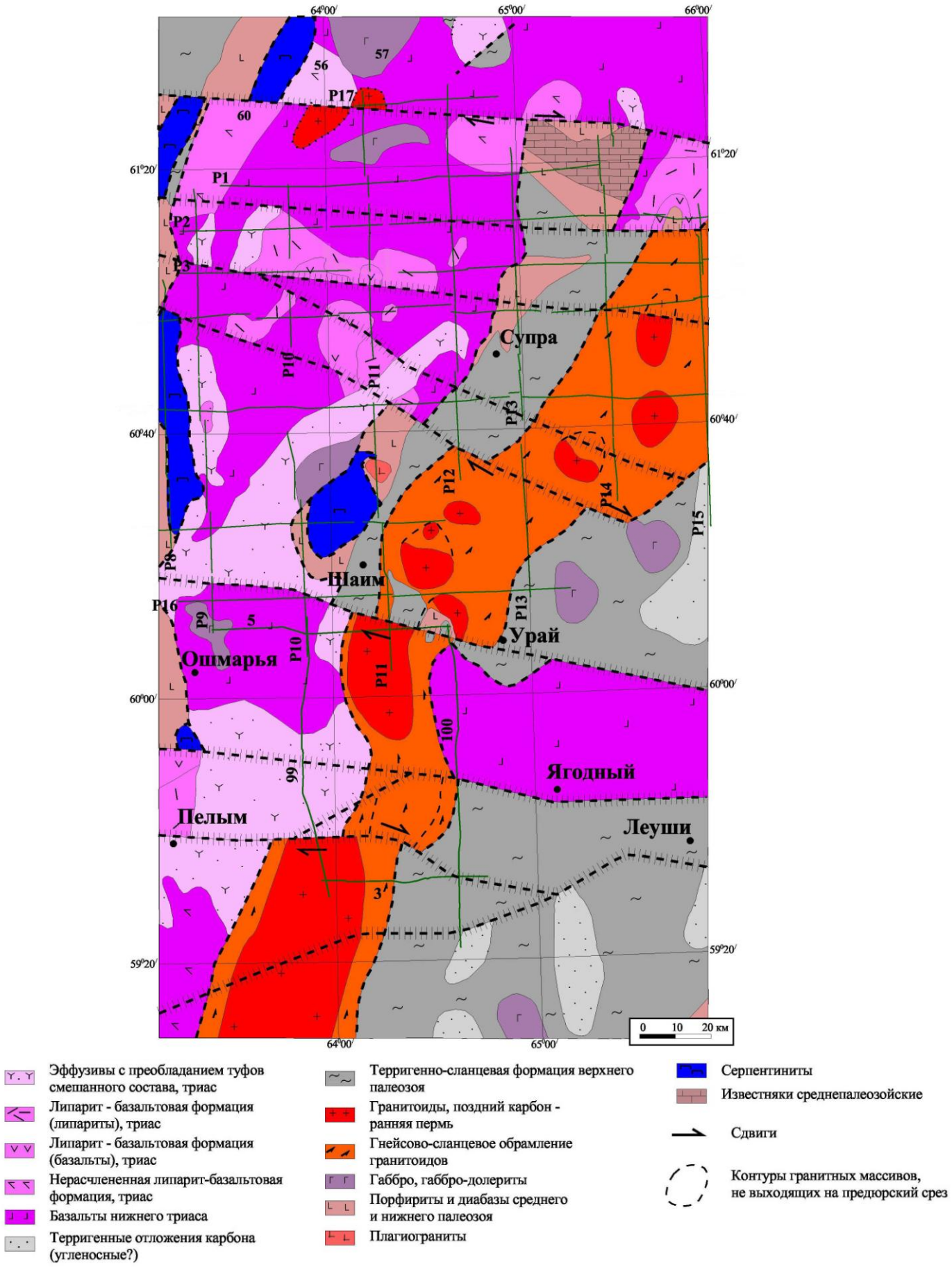


Рис.1.5. Схематическая геологическая карта доюрского основания Шаимского нефтегазоносного района. Составили: К. С. Иванов, В. В. Кормильцев, Ю. Н. Федоров, И. В. Князева

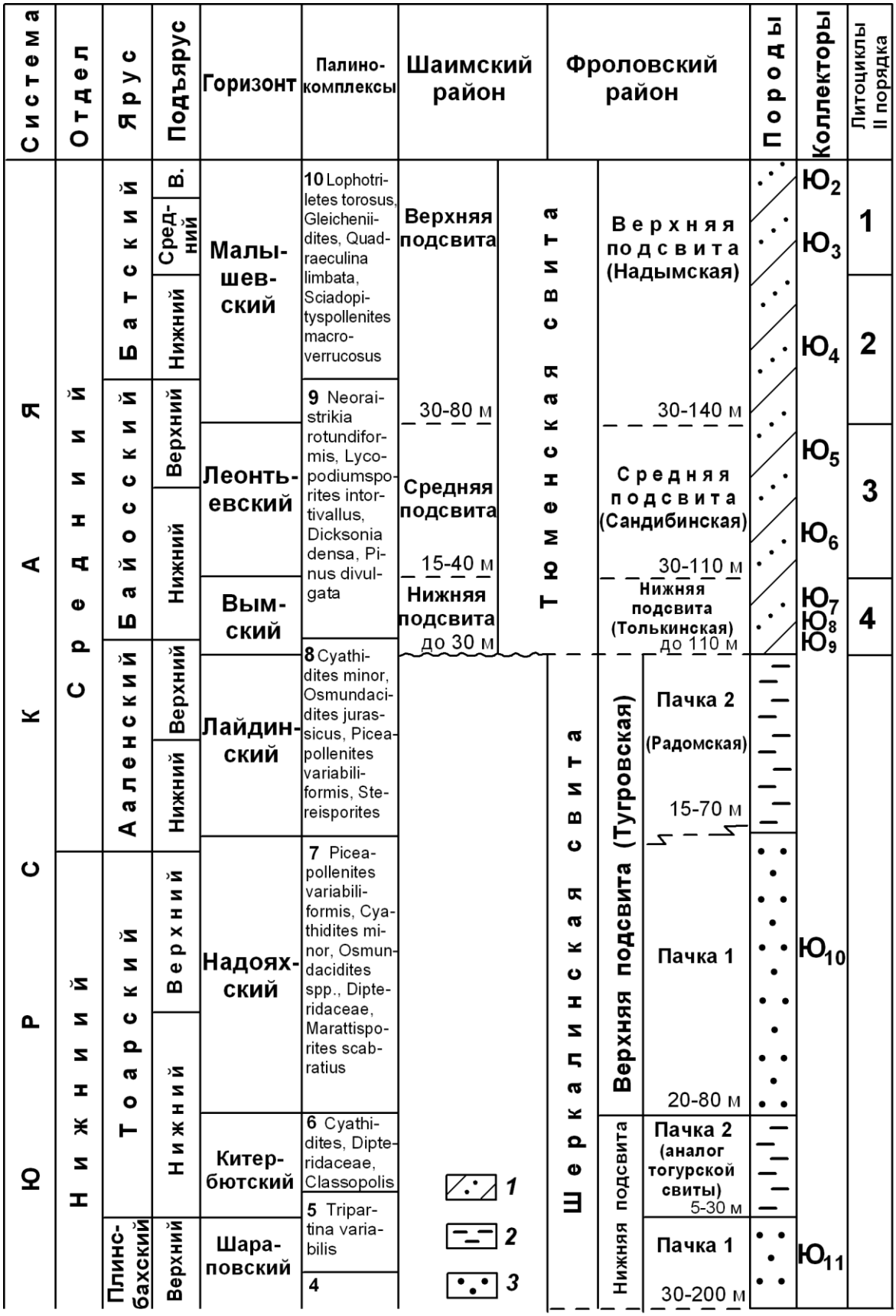


Рис. 1.6. Стратиграфическое расчленение отложений нижнеплитного этажа [92]: *1* – алевролиты и песчаники; *2* – алевроаргиллиты, в т. ч. углистые; *3* – гравелиты и песчаники с прослоями алевролитов

– четкая многоранговая систематика ритмов (литоциклов, циклитов), проиллюстрированная их вложением друг в друга в определенной последовательности;

– установление стратиграфических эквивалентов ритмических единиц и конкретные примеры их использования в практике геологических работ при изучении сложнопостроенных «немых» терригенных толщ.

Для Западно-Сибирского осадочного мегабассейна в целом [98] и Шаимского НГР в частности [72] в настоящее время наиболее широко используются циклостратиграфические методы, базирующиеся на довольно несложных приемах изучения цикличности, разработанных Ю. Н. Карогодиным. Справедливо констатируя существенный кризис в бассейновой стратиграфии Западной Сибири, в ряде работ им представлены и «антикризисные предложения». Предлагаемый к рассмотрению *стратон* Ю. Н. Карогодиным понимается как «… относительно изохронное во времени формирования породно-слоевое тело-система» [41]. Для выделения стратонов предполагается использование комплексов пород, связанных направленностью в изменении размерности частиц (два треугольника и две их комбинации) – циклитов, прочно вошедших в обиход западносибирских (и не только) геологов. Свиты, по мнению Ю. Н. Карогодина, соответствуют региональным циклитам продолжительностью 8-10 ± 2 млн лет, что составляет 1,5-2 яруса в разрезе мезозоя Западной Сибири [98].

В то же время «циклитовая» методология расчленения терригенных толщ оказывается малосостоятельной при изучении сложнопостроенных разрезов, с существенным и принципиальным изменением обстановок осадконакопления во времени. На это одним из авторов, совместно с Л. Н. Ботвинкиной, обращено внимание почти 20 лет назад [25]. Не повторяя эти принципиально важные соображения, изложенные нами специально в работе [3], укажем, что решение практических вопросов, связанных с корреляцией и стратификацией отложений нижнеплитного этажа Западно-Сибирского мегабассейна, по нашему мнению, наиболее целесообразно и эффективно реализовать посредством *фациально-циклического анализа (ФЦА),* разработанного в начале 50-х г. г. прошлого столетия на материале угленосных толщ. Двумя его стержневыми этапами являются определение фаций и установление циклов. При этом, как образно высказано Ю. А. Жемчужниковым в 1944 (!) году, «цикличность без углубленного фациального анализа – лишь формальный, механический прием. Анализ фаций без цикличности – как вышивка без канвы – лишен направляющего стержня» [106, ч. 1, с. 120]. Именно методика ФЦА, причем в его «классическом», выдержавшем проверку временем варианте использована группой литологов УГГУ при изучении отложений тюменской свиты Шаимского нефтегазоносного района (НГР), начиная с 2002 г. Методика исследований и полученные результаты опубликованы в ряде статей, в т. ч. в материалах ежегодных научно-практических конференций в г. Ханты-Мансийске [2 и др.].

В наиболее полном разрезе тюменской свиты (северная часть Шаимского НГР) уверенно выделено четыре литоцикла второго порядка (ЛЦ-II),

которые пронумерованы арабскими цифрами (сверху вниз). Под *литоциклом* (термин предложен Л. Н. Ботвинкиной, по сути тождествен циклиту, но имеет при этом ряд преимуществ [25]) понимается (полное определение) «… комплекс различных отложений, генетически связанных направленностью изменения их признаков сначала в одном, а затем в противоположном направлении; эти комплексы повторяются в циклически построенном разрезе, но не однозначно, так как смежные циклы имеют не только черты сходства, но и черты различия, обусловленные общей эволюцией осадконакопления; литоциклы выдерживаются в пространстве и могут быть прослежены на площади, определяемой особенностями формирования, а также порядком цикла» [25, с. 139]. Мощности (толщины) выделенных нами в Шаимском нефтегазоносном районе ЛЦ-II изменяются в довольно узком диапазоне 25-40 м, характерном для всех терригенных угленосных толщ Северной Евразии. Составляющие их элементарные литоциклы первого порядка, в силу невыдержанности отложений, надежно прослеживаются только на небольшие расстояния, в пределах отдельных месторождений и участков.

Краткое описание выделенных ЛЦ-II сводится к следующему.

ЛЦ-II-1 при мощности от первых метров до (в основном) 18-33 м, сложен преимущественно мелководно-бассейновыми отложениями и имеет отчетливый трансгрессивный характер. В своей верхней части включает коллектор $Ю_2$, в нижней - $Ю_3$.

ЛЦ-II-2 при значительно меняющейся мощности, от 18-22 до 35 м, существенно различен и по фациальному составу, т. е. имеет специфический переходный облик. Регрессивный или нейтральный, он включает очень «растянутый» по разрезу коллектор $Ю_4$.

ЛЦ-II-3 варьирует по мощности от 25 до 45 м, представлен преимущественно озерно-аллювиальными отложениями, в отдельных скважинах замещающихся заливовыми и отчасти мелководно-бассейновыми. Нейтральный или трансгрессивный. Включает коллекторы $Ю_5$ (верхняя или средняя часть литоцикла) и $Ю_6$, четко приуроченный к его нижней части.

ЛЦ-II-4, полностью вскрытый на Ловинском и Западно-Тугровском месторождениях, имеет мощность 35-38 м и сложен озерно-болотными, аллювиальными и заливовыми отложениями. В остальных скважинах, где породы подстилающего фундамента вскрыты с отбором керна, он сложен пролювиально-озерными осадками мощностью 5-15 м. При отчетливо трансгрессивном (точнее, ингрессивном) характере он включает коллекторы $Ю_7$, $Ю_8$ и $Ю_9$.

Каждый из ЛЦ-II в основном состоит из трех (реже двух или четырех) литоциклов I порядка или элементарных литоциклов (ЭЛЦ), что характерно для подавляющего большинства изученных нами терригенных угленосных толщ. Более детально вопросы цикличности в строении тюменской свиты разобраны нами в ряде работ, в т. ч. статьях [7, 10].

На рис. 1.7 приведена обобщенная схема строения юрских отложений Шаимского района, детализирующая опубликованные ранее материалы и учитывающая как новые сведения по стратификации толщ Западной Сибири [92, 136], так и полученные новые данные по цикличности тюменской свиты

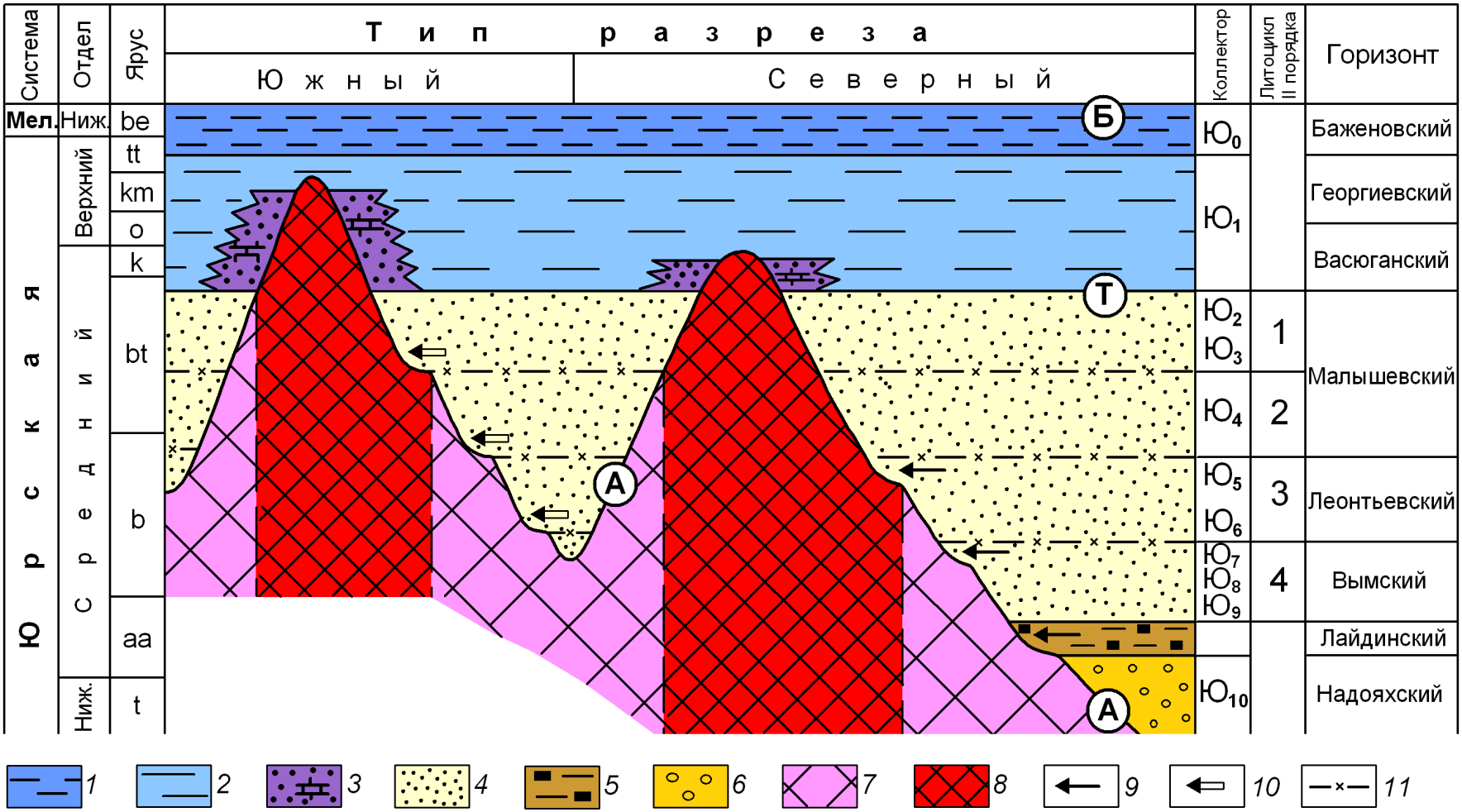


Рис. 1.7. Сводная стратиграфическая схема юрских отложений Шаимского нефтегазоносного района:

1 – битуминозные и слабобитуминозные аргиллиты мулымьинской и тутлеймской свит; *2* – алевроаргиллиты абалакской свиты; *3* – песчаники и гравелиты с прослоями известняков вогулкинской толщи; *4* – песчаники и алевролиты с прослоями углей тюменской свиты; *5* – частично углистые алевроаргиллиты радомской пачки; *6* – алевролиты, песчаники и гравелиты шеркалинской свиты; нерасчлененные породы фундамента: *7* – «гранитно-сланцевой оси» Шаимско-Кузнецовского мегаантиклинория, *8* – ранне-среднетриасового Даниловского грабена; *9* – градиенты ингрессионного расширения территории осадконакопления; *10* – импульсы активизации седиментационного процесса; *11* – границы литоциклов II порядка. Буквы в кружках – сейсмогоризонты

(см. выше). На ней выделены два типа разрезов – «южный» и «северный». Первый может быть использован для стратификации месторождений, расположенных, главным образом, в южной части района (Мулымьинское, Трехозерное, Мортымья-Тетеревское, Толумское и др.) Этот же тип разреза имеют Даниловское и Северо-Даниловское месторождения. Второй тип разреза применим к месторождениям северной части района (Яхлинское, Ловинское, Западно-Тугровское и др.). Остальные месторождения занимают промежуточное положение и в каждом конкретном случае необходимо решать, к какому из выделенных типов разрезов его следует относить.

На схеме показаны два типа наращивания разрезов тюменской свиты: путем ингрессивного расширения территории осадконакопления, в виде инициального заполнения формирующихся «седиментационных ванн», и трансгрессивного (в т. ч. с размывом) налегания на породы доюрского основания. Тем самым иллюстрируется положение, приведенное в начале статьи, об отражении выделяемыми горизонтами изменений в режиме осадконакопления [92]. В этом ракурсе главным из приведенных сведений является то, что только последовательность выделенных циклов представляет собой систему изохронных поверхностей. «Тем самым создается каркас из реперных уровней, на котором держится *дискретная* (разрядка наша. – *Авт.*) картина геологического развития осадочного бассейна» [19]. При описанном подходе к расчленению, корреляции и последующей стратификации толщ главным, ведущим признаком становятся не те или иные пласты, слои, пачки, выделяемые по размерности слагающего их материала (коллекторы, экраны). Основным анализируемым элементом становится *направленность* изменения обстановок осадконакопления, определяющая установление цикличности. Как следствие для рассматриваемой толщи, пласты песчаников, представляющие наибольший интерес в качестве коллекторов, *могут занимать полярное положение в разрезе литоциклов*, что отмечено выше.

2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ОБЪЕМЫ ВЫПОЛНЕННЫХ РАБОТ

Как отмечено во введении, еще перед началом изучения терригенных отложений тюменской свиты мы высказали предположение о том, что «… применение должным образом организованных генетических (литолого-фациальных) исследований может привести к существенным научно-практическим результатам в изучении именно нефтегазосодержащих толщ. Это особенно актуально для Западно-Сибирского нефтегазодобывающего комплекса» [6]. Изучение уже первых скважин, которыми вскрыт нижнеплитный продуктивный комплекс Шаимского НГР, подтвердило правомерность такого предположения [2, 9]. За истекший период получены довольно обширные сведения, по сути являющиеся *первым* примером использования классической «донецкой» методики фациально-циклического анализа для глубокозалегающих терригенных толщ, согласно перекрытых мощным мезокайнозойским чехлом. Таким образом, представляемая работа во многом является *верификацией* данной методики на существенно новом материале, что частично освещено в статье [8].

2.1. Литолого-фациальный анализ

Осадочные породы на первый взгляд наиболее просты и доступны для их геологического изучения. Однако эта простота во многом является кажущейся, что, в частности, показывает многоаспектная дискуссия в отношении генетических реконструкций в литологии вообще, и фациальных исследований при изучении терригенных пород в частности. Вступать в нее у нас нет ни необходимости, ни возможности: только перечисление основных работ на эту тему заняло бы несколько страниц, при этом однозначного, «устраивающего» всех решения здесь все равно достичь невозможно, что называется «по определению».

Принимая изложенное как сложившийся post factum, обозначим *авторское* видение генетического подхода к изучению терригенных отложений в контексте литологических исследований s.lato. Оно изображено на рис. 2.1 в виде цепочки последовательного выбора в режиме «да – нет», представляя собой достаточно жестко детерминированную модель [50, 125]. Точки выбора, представляющие сущностную бифуркацию в методологии исследований, сводятся к четырем последовательным итерациям (см. рис. 2.1). Для дополнительной верификации наших рассуждений проведем их обсуждение преимущественно посредством ссылок на работы различных авторов, стараясь не вырывать их из общего контекста самих работ.

Итерация 1. Обособление двух направлений в изучении осадочных пород – структурно-вещественного и генетического (сравнительно-литологического) – особенно четко проявилось во время дискуссии, предшествовавшей Всероссийскому литологическому совещанию 1952 г. Попытки

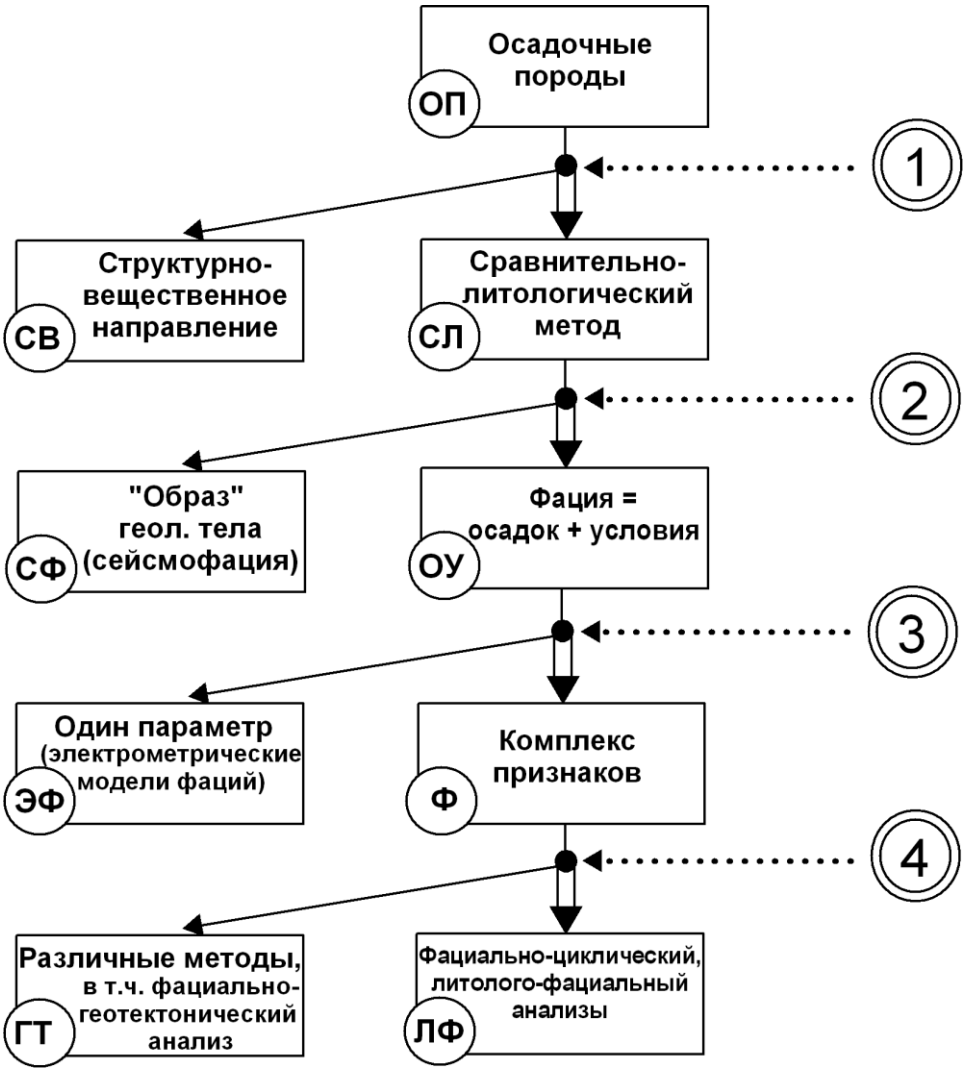


Рис. 2.1. Последовательность выбора использованной методики исследований: цифры в двойных кружках – итерации (все пояснения в тексте)

противопоставления указанных подходов малосостоятельны, поскольку очевидна необходимость синтеза различных методов. Известный философ Б. М. Кедров прямо указывал на то, что лишь «Генетический подход в соединении со структурным придает всякой науке необходимую ей законченность, преодолевает неизбежную статистическую ограниченность ее концепций, возникающих на базе одностороннего структурного подхода» [42]. Для подтверждения же *приоритета* генетического подхода в построениях, касающихся геологического прошлого, приведем развернутую цитату из работы признанного классика отечественной геологии, тектониста (!) и методолога геологической науки Ю. А. Косыгина: «… ретроспективные реконструкции и связанные с ними историко-геологические и генетические задачи являются главнейшим содержанием геологических исследований, так сказать «сердцем» геологии как науки, той ее частью, где разрабатывается подлинно гео-

логическая теория и обосновываются прогнозы и гипотезы, являющиеся базой для дальнейшего совершенствования и развития геологической науки, а также для решения связанных с нею практических задач» [48, с. 36]. И далее: «В основе построения и исследования ретроспективных систем лежат историко-геологические принципы (аксиомы). Прежде всего это принцип актуализма и принцип последовательности формирования геологических тел» [48, с. 37].

Итерация 2. Под фацией, вслед за многими исследователями, мы понимаем отложения, сформировавшиеся в определенной физико-географической обстановке, выраженной в признаках этих отложений (осадок + условия). Поскольку элемент субъективизма при реконструкции условий осадконакопления прошлых геологических эпох неизбежен, вновь приведем развернутую цитату из очерка об Аманце Грессли, написанного виднейшим отечественным тектонистом Н. С. Шатским, на труды которого часто ссылаются противники генетического анализа.

«В ряде сложных случаев определить тип отложений можно только путем детального фациального анализа, что всегда и делается. Наконец, мне кажется, что каждая порода может быть фацией. К сожалению, до настоящего времени латеральные переходы пород почти не изучены.

После изучения работы А. Грессли мое отношение к фациям сильно изменилось. Мне кажется, что мы мало работаем по фациям. Мы очень много работаем по условиям образования осадков, начинаем, очевидно, много работать по формациям, но настоящих фациальных анализов, которые выясняли бы закономерность расположения зон различных пород, различных литолого-генетических комплексов, – таких анализов сделано еще очень мало. А будущие успехи в этой области науки зависят в значительной степени от успешного развития вопросов фациальной изменчивости» [131, с. 198].

Другим направлением, особенно интенсивно проявляющимся в последние годы при изучении нефтегазоносных толщ, выглядит представление о *сейсмофации*, «… обнимающей разрез до сотен миллисекунд и возрастной диапазон до нескольких миллионов лет». При этом «Их выделение основывается на *визуальном* (курсив наш. – *В. А.*) анализе сейсмической записи и количественных сейсмических параметров, входящих в систему прогнозирования геологического разреза» [137, с. 77]. В данном случае понятие «фация» по существу используется буквально дословно (лат. facies – лицо, облик). По сути, предлагаемая модель априорно представляется артефактом, и в задачу последующих работ входит именно верификация используемой модели, которая может осуществляться тем или иным способом, а может и ограничиться принятием на веру.

Итерация 3. Реконструкция генезиса терригенных отложений нередко производится, исходя из анализа изменчивости одного параметра – практически всегда размерности частиц, слагающих породу. Апеллируя к «объективности» данного показателя, создатели разных методик тем самым неизбежно приходят к упрощенчеству многообразия, которое присуще изучаемым геологическим объектам. Для иллюстрации данного положения приведем раз-

вернутые цитаты из работы А. В. Македонова. «Для терригенных пород широко применяются классификации по петрографическому, минералогическому, гранулометрическому составу. Предлагаемые в литературе классификации осадочных пород терригенного происхождения обычно и характеризуются только этими частными признаками или группами частных признаков. Например, широко распространена гранулометрическая классификация – песчаники, алевролиты и т. д. Выделенные таким образом типы пород часто также называют литологическими, но это совершенно ошибочное определение; правильно называть их гранулометрическими типами» [60, с. 13]. «Литотип – экзогенное или эндогенно-экзогенное геологическое тело с определенным комплексом взаимосвязанных существенных признаков: конститутивных – вещественного состава, строения, морфологии – и дополнительных индикативных – ориктоценозов, конкреций, некоторых других аутигенных образований. Конститутивными мы называем признаки, характеризующие данное геологическое тело как единое целое, начиная с породного уровня; индикативными – характеризующие только отдельные компоненты, включения в это тело внутрипородного уровня, но имеющие важное значение как индикаторы условий образования тела, его парагенезиса…» [60, с. 9].

Изложенное сущностно дезавуирует, например, широко известную и применяемую методику В. С. Муромцева, заключающуюся в придании некоторым образам (электрометрическим моделям) их генетической интерпретации [73]. С таким подходом, обычно базирующимся лишь на параметрах, снимаемых с кривой ПС, согласиться трудно. В то же время мы полностью приветствуем насыщение каротажными (прежде всего электрометрическими) характеристиками моделей обстановок осадконакопления [45]. Тем самым, к примеру, решается прямая задача нефтяной литологии: через формулировку модели, включающую седиментологическую интерпретацию, показ ее реализации на конкретных телах, причем на строгой генетической основе.

Итерация 4 (и последняя). Для изучения условий формирования сероцветных терригенных толщ (преимущественно на материале угленосных отложений) в 50-е годы XX в. разработано несколько методов: фациально-циклический, фациально-геотектонический, фациально-фазовый, литолого-формационный, фациально-динамический анализы. Сущность первых трех разобрана в работе [71], где разумно предложено *комплексировать* преимущества различных методик. Не видя необходимости в повторении этого разбора (тем более что за последние 30 лет *принципиальных* новшеств в эти методики не внесено), попросту укажем, что мы полностью разделяем основные положения *фациально-циклического* анализа, который разработан Ю. А. Жемчужниковым, Л. Н. Ботвинкиной, В. С. Яблоковым и др. на материале среднего карбона Донецкого бассейна [106]. Его сущность изложена в лаконичной и исчерпывающей формулировке. «Детальное изучение и описание разреза в обнажении или по керну, составление литологической колонки, определение литогенетических типов и фаций, выделение циклов, составление межрайонных фациальных профилей и, наконец, построение фациальных и палеогеографических карт – таков путь анализа и обобщения материалов ис-

следования, с постоянной взаимной, так сказать «обратной» проверкой исходных данных и предыдущих построений и выводов» [106, ч. 1, с. 120].

В последующем одним из участников «донецкого» коллектива П. П. Тимофеевым предложено различать два этапа в изучении терригенных (угленосных) отложений – литолого-фациальный, при котором преобладает собственно анализ, и формационный, с преобладанием синтеза (рис. 2.2).

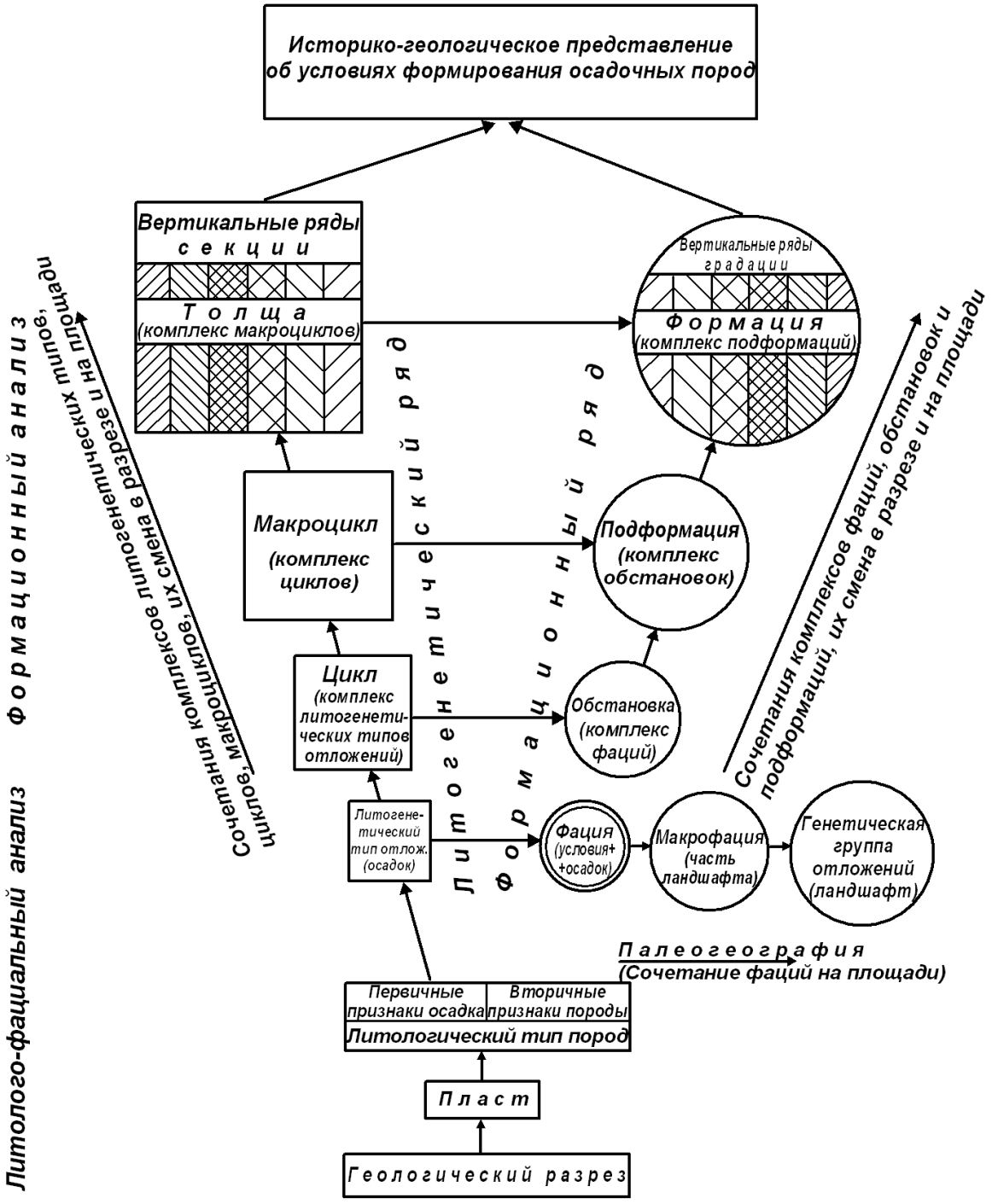


Рис. 2.2. Схема литолого-фациального и формационного изучения угленосных отложений [115, с. 15]

Поскольку название литолого-фациального анализа достаточно укоренилось среди геологов, в предлагаемой работе мы будем использовать именно его (держа «в памяти» приоритетное название фациально-циклического метода: см. выше). Здесь же отметим, что в последние годы П. П. Тимофеевым разработана весьма детальная схема комплексного анализа осадочных образований. Поскольку в ее воспроизведении здесь нет особой необходимости, отсылаем заинтересованного читателя к новейшей монографии, где она приводится в полном объеме [116].

Хотя выбор используемой методики и показан нами в достаточно жестко детерминированном варианте, различные методики и направления, показанные на рис. 2.1, тесно взаимосвязаны и могут быть с успехом комплексированы (как для различных модификаций фациального анализа: см. выше). Это показано на рис. 2.3, имеющем достаточно вольный характер и преследующий своей целью смысловой показ основных, очень разноплановых и разноуровенных зависимостей.

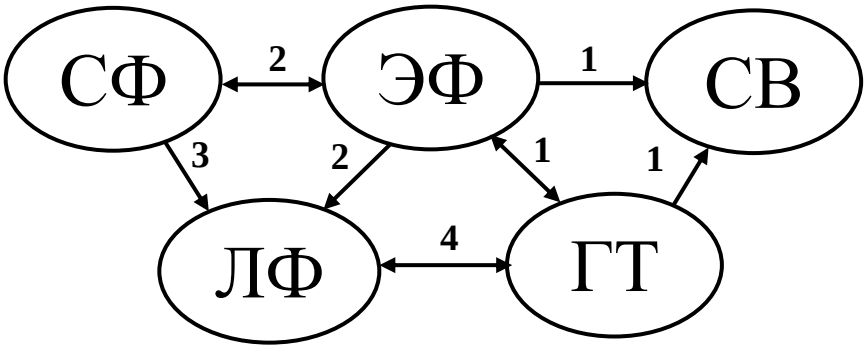


Рис. 2.3. Взаимосвязи (показаны стрелками) между направлениями и методами исследований (расшифровку буквенных аббревиатур см. на рис. 2.1):

1 – использование в качестве ведущего или единственного *одного* параметра (для терригенных пород размерности слагающих их частиц), что сближает данные методики со структурно-вещественным подходом;

2 – использование «дистанционных» методов: сейсморазведки, геофизических исследований скважин;

3 – создание «образа» геологических тел;

4 – создание базы для оценки закономерностей в строении осадочных толщ (цикличности)

Завершая подраздел, обратимся к неоднократно цитировавшемуся нами высказыванию видного отечественного литолога В. Н. Шванова. В своей замечательной работе [134] он сделал едва ли не лучший разбор развития формационных идей, выделив строение как самостоятельную субстанцию осадочных формаций. Оставаясь сторонником структурно-вещественного направления, В. Н. Шванов прямо указал, что «Фациально-генетический анализ требует и специальных исследований, и достаточно грамотных специалистов, подобно тому, как палеонтологическая работа предусматривает участие палеонтологов, а минералогическая – минералогов. Распространенное мнение, что седиментологией может заниматься каждый, является ошибочным. Поэтому так часто генетический анализ сводится к замене его генетическими ярлыками» [134, с. 15].

2.2. Объемы выполненных работ

Всего в 2002-2007 г. г. нами изучен керн 70 скважин, расположенных достаточно равномерно по территории Шаимского НГР. Тюменская свита вскрыта 58-ю скважинами, положение которых показано на карте изопахит (рис. 2.4). Интервалы залегания свиты в разрезе приведены в табл. 2.1; здесь же указано, по каким скважинам выполнены исследования разного характера, освещенные в предлагаемой работе (сведения по углям изложены в специальной работе [117]). Особо следует отметить, что изучался (описывался) керн в основном 100-миллиметрового диаметра, большей частью распиленный вдоль оси, с высоким выходом (выносом), примерно по ½ долблений вообще составившим 100 %.

Таблица 2.1

Сведения по полученным скважинам, вскрывшим отложения тюменской свиты

п/п	Месторождение (площадь, участок)	Скважина	Интервал бурения с отбором керна по тюменской свите: от – до, м (*)- с учетом данных ГИС)	Толщина тюменской свиты, м	Исследования аналитического и статистического характера, освещенные в представленной работе
1	2	3	4	5	6
1	Андреевское	10374	1753,9 – 1814,0	60,1	
2	Вост. Пугачевская	11119	1610 – 1628 (?)	18,0	
3	Даниловское, Сев. Даниловское	10009	1757,5 – 1806,5	49,0	
4		10553	1813,4 – 1827,1	13,7	
5		10570	1819,1 – 1829,9	10,8	
6		10674	1782,0 – 1783,6	1,6	
7		10676	1781,5 – 1803,9*)	22,4	
8	Кетлохское (Урайское)	10903	2081,1 – 2163,2	82,1	
9		10904	2145,4 – 2205,2	59,8	
10		10905	2099,2 – 2155,7*)	56,5	
11	Лазаревское, Вост. Лазаревское	10398	2101,2 – 2183,8*)	82,6	
12		10663	2123,1 – 2215,5*)	82,4	
13		10682	2139,3 – 2191,3*)	52,0	
14		10690	2120,4 – 2151,3*)	30,9	
15	Ловинское	10410	2290,5 – 2407,5	117,0	
16		10628	2140,0 – 2281,7*)	141,7	Комплекс расчетов (гранулометрия, фациальный состав). Геохимия (опорная скважина). Вскрыта радомская пачка
17		10650	2159,4 – 2299,7*)	140,3	Расчет фациального состава. Вскрыта радомская пачка

Продолжение табл. 2.1

1	2	3	4	5	6
18	Мансингъянское	4425	1946,2 – 2016,0	69,8	
19		4445	1954,0 – 2008,7*)	58,3 (полный)	
20		4480	1943,3 – 1999,6	56,3	
21		10609	1928,2 – 1997,7	69,5	
22	Новомостовское	10700	2269,1 – 2370,0	100,9	
23	Пулытьинское	11107	1533,0 – 1561,0	28,0	
24		11108	1509,0 – 1513,3	4,3	
25	Среднемулымьинское	10594	1799,5 – 1809,7	10,2	
26	Сыморьяхское	7266	2051,2 – 2114,0*)	62,8	
27		7282	2054,5 – 2126,8*)	72,3	
28		7919	2103,0 – 2124,5*)	21,5	
29		7939	2085,9 – 2124,5*)	27,5	
30		7987	2007,5 – 2056,1*)	58,6	
31		7999	2053,5 – 2107,5	54,0	
32		10211	2069,6 – 2123,8*)	54,2	
33		10548	2112,8 – 2208,1	95,3	Детальная колонка в статье [2]. Весь комплекс расчетов (гранулометрия, фациальный состав, многомерная статистика)
34		10629	2068,4 – 2148,5	80,0 (полный)	Расчет фациального состава
35		10636	2040,4 – 2086,5*)	46,1	
36	Тальниковое	6785	1722,3 – 1763,7*)	41,4	
37		6819	1763,5 – 1832,4*)	68,9	
38		6825	1752,4 – 1782,5*)	30,1	
39		6851	1745,6 – 1766,7*)	21,1	
40		10320	1729,5 – 1807,5*)	87,5 (полный)	Весь комплекс расчетов (гранулометрия, фациальный состав, многомерная статистика). Геохимия (опорная скважина). Петрография песчаников
41		10637	1722,0 – 1814,0*)	92,0	
42		10666	1760,7 – 1774,7*)	14,0	
43	Тангинская	11130	1462,6 – 1493,7	31,1	
44	Убинское	10068	1872,5 – 1879,3	6,8	
45		10069	1889,8 – 1905,2	15,4	
46	Узбекское	10356	1671,6 – 1693,5	21,9	
47	Умытьинское	10535	1654,0 – 1679,4*)	25,4	
48	Усть-Ахское	11126	1537,0 – 1548,7*)	11,7	
49	Шушминское	10186	1952,4 – 1968,4*)	16,0	

Окончание табл. 2.1

1	2	3	4	5	6
50	Мало-Шушмин-ское	10438	1953,7 – 1990,0*)	36,3	
51		10521	2058,9 – 2093,7*)	34,8	
52		10525	1989,4 – 2073,0*)	83,6	
53		10683	2021,2 – 2064,2	43,0	
54	Яхлинское	10670	2271,0 – 2395,6*)	124,6	
55		10671	2295,0 – 2412,0*)	117,0	
56		10692	2268,5 – 2366,0*)	97,5	
57	Западно- Тугров-ское	23	2179,0 – 2304,6*)	125,6	Комплекс расчетов (гранулометричес-кий, фациальный состав). Вскрыта ра-домская пачка
58		26	2149,0 – 2281,3	132,3	Вскрыта радомская пачка

Не преследуя цели охарактеризовать строение тюменской свиты и особенности ее локализации (это предусматривается выполнить в следующих работах), приведем только распределение изученных скважин в 10-метровых интервалах толщин (рис. 2.5). В принципе, исходя из широкого диапазона их изменения по отдельным месторождениям (см. табл. 2.1), мы можем с высокой долей вероятности полагать их общее случайное распределение.

Принятие такого условия позволяет сопоставить три полученных экстремума со сведениями по строению тюменской свиты (см. п. 1.2: рис. 1.7). Первый экстремум (18,5 м) отвечает литоциклу ЛЦ-II-1, венчающему разрез свиты и широко распространенному в центральной и юго-западной частях Шаимского НГР. Второй экстремум со значением 56,2 м (кстати, абсолютно совпадающим с общим модальным значением для всей выборки из 58 показателей) отвечает своеобразной «формуле» ((25 × 2) + 6,2), которую можно интерпретировать так. Средние мощности двух верхних литоциклов II порядка (по 25 м) плюс инициальная часть разреза в виде верхней части ЛЦ-II-3 (см. рис. 1.7 – самая левая часть) – 6,2 м. В плане таких рассуждений третий экстремум легко укладывается в аналогичную «формулу»: (25 × 3) + 8,6 = =83,6 м. Это соответствует трем литоциклам II порядка со средней толщиной 25 м (ЛЦ-II-1, 2, 3) и верхней части ЛЦ-II-4 в качестве инициальной части разреза – 8,6 м (см. рис. 1.7 и его описание в п. 1.2). Такое строение тюменской свиты характерно для Шаимского НГР как такового, то есть является наиболее типичным – своего рода «визитной карточкой». Наконец, как уже указано выше, при толщине свиты более 110 м система показателей переходит на более высокий уровень: это отчетливо следует из распределения толщин в правой части диаграммы (см. рис. 2.5). Наиболее полный разрез свиты в северо-западной части территории Шаимского НГР здесь уже может быть выражен условной «формулой» (3 × 30) + 40 ≃ 129,1 м. Это соответствует увеличенным до 30 м толщинам трех верхних литоциклов II порядка (ЛЦ-II-1, 2, 3) и полному литоциклу ЛЦ-II-4 с толщиной около 40 м.

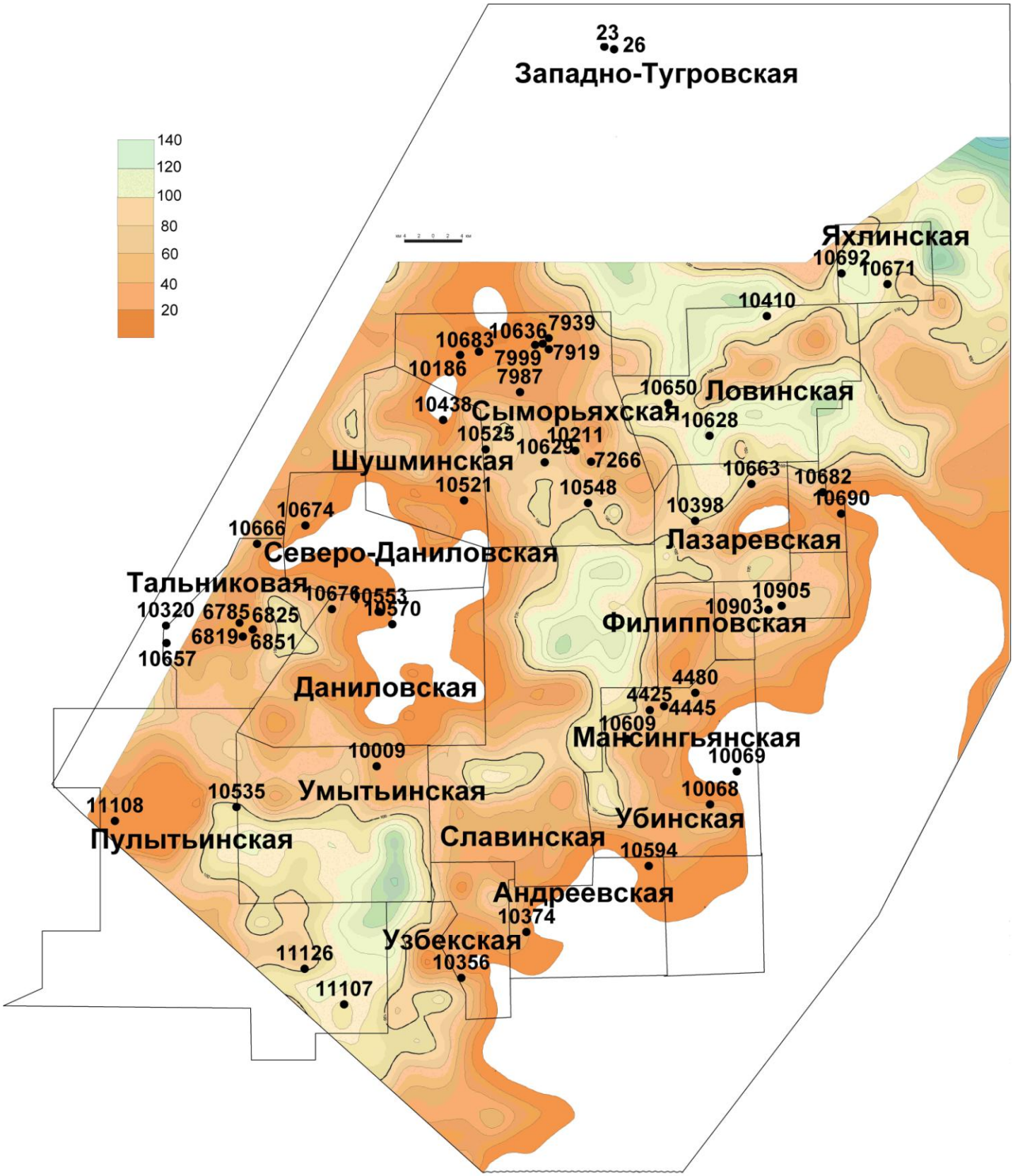


Рис. 2.4. Карта толщин тюменской свиты и расположение изученных скважин (по материалам ИГНГ СО РАН)

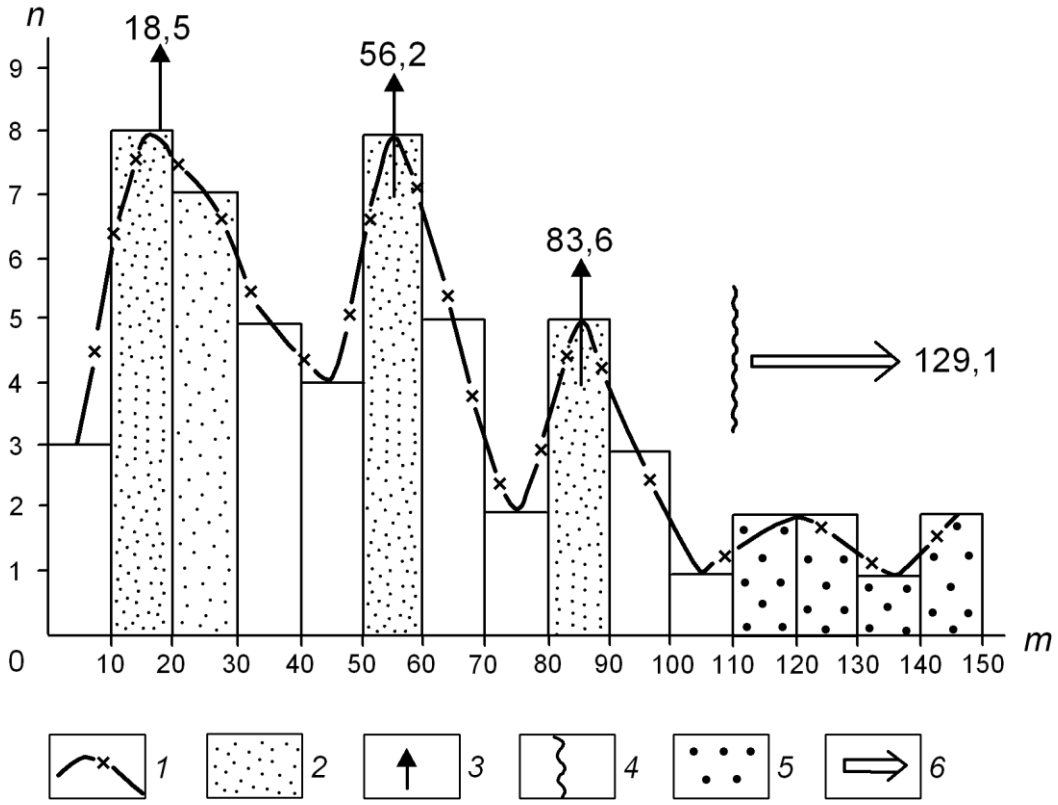


Рис. 2.5. Распределение количества значений толщины тюменской свиты по скважинам (n) в интервалах по 10 м (m):

1 – гистограмма распределения m; *2* – экстремумы (n) и *3* – средние значения их мощности (м); *4* – граница перехода в новый характер выборки; *5* – параметры толщины свиты более 110 м и *6* – среднее значение этой толщины

Добавим здесь, что из семи скважин с такими значениями, четыре вскрыли нижележащую радомскую пачку, т. е. разрез тюменской свиты здесь полный и не редуцированный.

Еще раз отметим, что изложенные рассуждения имеют самый общий характер. В бóльшей степени они приводятся здесь для некоторой верификации сведений общего характера, приведенных при описании геологии Шаимского НГР (см. п. 1.2). Более детально эти представления частично уже раскрыты в наших работах [3, 4, 7] и будут являться объектом последующих исследований.

3. ГРАНУЛОМЕТРИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ТЮМЕНСКОЙ СВИТЫ

Размерность частиц, слагающих породу, и соотношение выделенных фракций – несомненно, ведущие параметры, характеризующие терригенные отложения. В значительной степени это определяется и подкрепляется возможностью *количественно* охарактеризовать данные признаки – физическими методами, микроскопическим изучением, снятием параметров с электрокаротажных кривых и др. Тем самым они наиболее воспроизводимы и объективны среди комплекса признаков, характеризующих терригенные горные породы.

3.1. Исходные положения

Определение гранулометрического типа породы (часто ошибочно называемого литологическим: см. п. 2.1) – обязательная процедура в изучении терригенных отложений. Механизму кластогенного осадконакопления и классификации терригенных пород (преимущественно песчаников) посвящено большое количество исследований – укажем только некоторые из них – как общего, так и специального характера [30, 31, 49, 52, 86, 96, 104, 132]. Долгие годы настольной книгой при изучении песчаников являлась монография В. П. Батурина [18], а в учебном процессе – пособие В. Т. Фролова [120]. Наиболее же содержательной сводкой, по нашему мнению, является непревзойденная работа С. И. Романовского [93]. Отсылая к ней заинтересованного читателя, укажем, что в практике «производственной» российской литологии весьма укоренилась упрощенная десятичная шкала выделения гранулометрических типов пород: ***гравелит (1,0 мм) песчаник (0,1 мм) алевролит (0,01 мм) аргиллит***. Более совершенным выглядит ограничение песчаных пород (псаммитов) размерами 0,05-2 мм и их деление на пять градаций [103]:

	Размер, мм
Грубозернистые	2 – 1
Крупнозернистые	1,0 – 0,5
Среднезернистые	0,5 – 0,25
Мелкозернистые	0,25 – 0,10
Тонкозернистые	0,10 – 0,05

В то же время в мировой практике наиболее употребительна логарифмическая шкала У. Аддена – С. К. Уэнтворта – У. Крамбейна, часто называемая Ф-шкалой Крамбейна. Размер частиц в единицах Ф и миллиметрах показан в табл. 3.1. Весьма важно, что данная шкала удачно отвечает *природному* распределению частиц, в соответствии с механизмом их переноса.

Отнесение породы к тому или иному классу размерности производится по преобладанию основной фракции (50 % и более от объема породы). Из этого, в частности, следует, что присутствие галек и линз любого состава при

наличии *однородного* основного состава породы, или матрикса, следует описывать как наличие *включений*, указывая их объем в процентах.

Поскольку в изучаемых породах всегда присутствуют частицы разных фракций, важным признаком является оценка их соотношения, визуально определяемая как степень *сортированности* породы (для глинистых и мелкоалевритовых пород лучше говорить об их отмученности). Это соотношение выделяемых фракций, опираясь на измерения слагающих породу частиц (ситовым, гидравлическим методами, подсчетом зерен в шлифах), можно определить количественно. При этом лучшие данные для последующих суждений дают подсчеты фракций в интервалах 0,5Ф и 0,25Ф.

Таблица 3.1

Типы пород по их гранулометрической размерности

Линейный размер частиц S, мм			Шкала Ψ("фи") $\Phi = -\log_2 S$	Породы			Преобладающий способ перемещения частиц
	2	2,00	-1	Гравий, гравелит			Волочением, качением
1,0	1	1,00	0	Пески, песчаники	грубозернистый		Сальтацией
	1/2	0,50	1		крупнозернистый		
	1/4	0,25	2		среднезернистый		
	1/8	0,125	3		мелкозернистый		
0,1	1/16	0,0625	4		тонкозернистый		
	1/32	0,0312	5	Алевриты, алевролиты	крупнозернистый		Во взвешенном состоянии
	1/64	0,0156	6		средне-зернистый	визуально трудно различимы: описываются как мелкозернистый	
0,01	1/128	0,0078	7		мелко-зернистый		
	1/256	0,0039	8		тонко-зернистый		
	...	...	...	Глина, аргиллит			Коллоидная суспензия

Пример характеристики породы в виде различных типов кривых распределения фракций показан на рис. 2.1. Медианный размер частиц (Md) определяет гранулометрический тип, в соответствии с табл. 3.1. Меру ее сортированности характеризует стандартное отклонение σ, наиболее просто вычисляемое методом Траска:

$$\sigma = \sqrt{Q_3 / Q_1}$$

Значительно более точен метод моментов, где средний диаметр частиц определяется по формуле

$$\bar{x}_\varphi = \sum_{i=1}^{n} f_i m_i \varphi ,$$

где n – число гранулометрических классов;

f_i – содержание фракции данного класса;

$m_i \varphi$ - середина класса в единицах φ .

Стандартное отклонение при этом определяется по формуле

$$\sigma = \sqrt{\sum_{i=1}^{n} f_i (m_i \varphi - \bar{x}_\varphi)^2} .$$

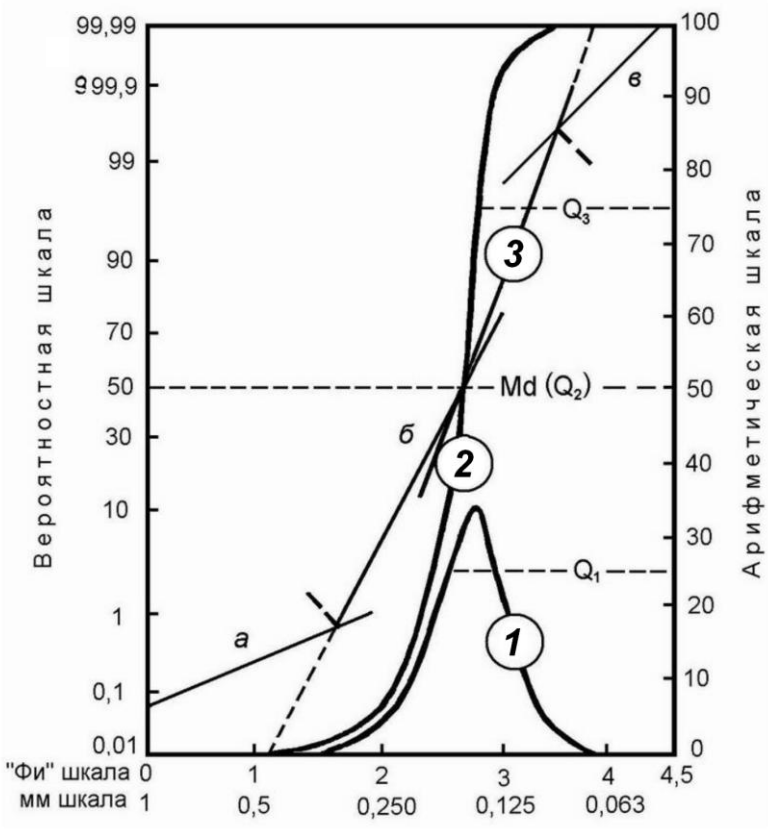


Рис. 3.1. Наиболее распространенные типы кривых распределения фракций, по Дж. Вишеру (Visher, 1969): из [91] с дополнениями:

- кривые: *1* – частотная, *2* – кумулятивная (наносятся по арифметической шкале); *3* – лог-вероятностная (наносится по вероятностной шкале);
- отрезки лог-вероятностной кривой, соответствующие популяциям: *а* – волочения, *б* – сальтации, *в* – суспензии (взвеси);
- квартили: Q_1 = 25 %, Q_2 = =50 % (медиана), Q_3 = 75 %

Указанные на рис. 3.1 границы между отрезками, соответствующими разному способу перемещения частиц (популяциями), чаще всего составляют: *а* и *б* – -1Ф (2 мм); *б* и *в* – около 4Ф (0,063 мм) [91, с. 116, 117]: это подтверждает данные, приведенные в табл. 3.1. Кроме того, справочно отметим, что, по сведениям многих исследователей, суммированным в работе [91, с. 114], наилучшей сортировкой обладают частицы размером 3,25 – 2,25Ф (0,1 – 0,2 мм).

Признак сортированности, визуально устанавливаемый посредством сравнения с эталонными образцами, теснейшим образом связан с определением типа породы. Так, ее отнесение к конкретному типу, как указано выше, производится по преобладанию основной фракции (50 % и более от общего

объема). Если явного преобладания какой-либо одной фракции не установлено, то при наличии двух смежных фракций, в сумме значительно превышающих 50 %, породе присваивается двойное название (например, мелко-среднезернистый песчаник). Если определена четко выраженная основная фракция и имеется значительное количество смежного с ней материала, последний отмечается как примесь (например, среднезернистый песчаник с примесью мелкозернистого материала). Наконец, при очень плохой сортировке и невозможности выделить какую-либо «ведущую» фракцию допускается использовать определения: разнозернистый песчаник, хлидолит и др.

Особым и достаточно часто встречающимся случаем является сочетание в породе двух (редко более) типов, переслаивающихся по вертикали. В сумме они определяют бимодальность сортировки, их описание следует вести по отдельности, с указанием соотношения типов (общее, изменение по разрезу и пр.)

Все перечисленное проиллюстрировано на рис. 3.2. Здесь в диапазоне фракций от 0 до 6 Ф (1,00 - 0,0156 мм) показаны основные типы сортированности пород с примерами их характеристики.

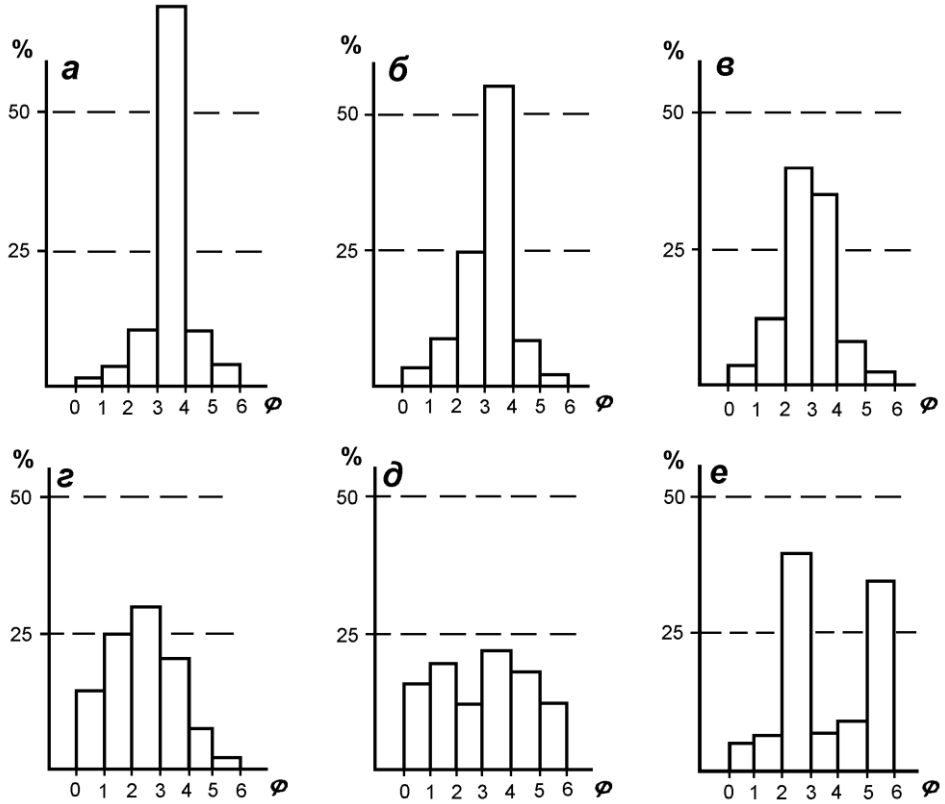


Рис. 3.2. Гистограммы гранулометрического состава пород:

а – очень хорошо сортированный тонкозернистый песчаник;

б – хорошо сортированный тонкозернистый песчаник со значительной примесью мелкозернистого материала;

в – среднесортированный тонко-мелкозернистый песчаник;

г – плохо сортированный разнозернистый песчаник;

д – очень плохо сортированная порода (хлидолит) с повышенным участием средне-, крупно- и тонкозернистой песчаных и значительным содержанием алевритовых фракций;

е – бимодальное сочетание мелкозернистого песчаника и мелкозернистого алевролита (ритмит)

3.2. Гранулометрическая кривая

Итоговая «продукция» геологического изучения глубокозалегающих отложений, выполненного посредством документации *керна* скважин, представляется в виде *колонки*. Практически всегда на этой колонке значками (а в последнее время и цветом) в поле, ограниченном двумя параллельными линиями, показывается размерность частиц, т. е. смена гранулометрических типов пород. Другие сведения, полученные при документации, приводятся дополнительными знаками либо даются в описательном виде (здесь же, на колонке, в отдельном столбце либо в текстовом приложении).

Детальность изображения полученных сведений определяется масштабом колонки. При М 1:500 (обычная запись стандартного комплекса ГИС в нефтегазоразведочной геофизике) и минимальной высоте знака (слоя), который можно показать графически, соответствующей 2 мм, в виде самостоятельных можно изобразить слои толщиной 1 м и более. При колонке М 1:200 показать можно уже слои толщиной 0,4 м. Именно такая минимальная мощность слоя, подлежащего выделению, определяется большинством методических руководств (специально отметим, что в ряде случаев самостоятельному выделению подлежат слои, независимо от их мощности: например, полезные ископаемые, специфические образования вида тонштейнов и т. п.). Общие сведения о том, слои (или комплексы слоев) какой мощности могут быть показаны на колонках разного масштаба, приведены в табл. 3.2.

Таблица 3.2

Минимальная мощность интервала, который может быть изображен на соответствующей колонке

Масштаб колонки	Мощность интервала, м	Чему он соответствует
1:50 000 1:20 000 1:5 000	100 40 10	III, II, I — Порядок литоциклов (комплексов слоев)
1:2 000 1:500 1:200	4 1 0,4	Слои разной мощности
1:50	0,1	Прослои

Указанным «техническим» ограничением определяется существенный диссонанс в построении колонок: с одной стороны, естественным выглядит стремление геолога показать *визуально* максимально детальную информацию. С другой – это желание сдерживается как используемым масштабом, так и небольшими возможностями варьирования ограниченным набором знаков в поле параллельных линий, «чтение» которых требует специальных навыков. При значительных мощностях выделяемых слоев и относительно «монотонном» строении толщи этот диссонанс не ощущается или проявлен слабо. В полной мере это относится к морским, достаточно выдержанным

отложениям (например, мела Западно-Сибирского мегабассейна). Существенно иначе обстоит дело для сложнопостроенных внутриконтинентальных отложений нижнеплитного этажа Западной Сибири. Здесь, при средней мощности слоя около 1 м (что характерно для всех угленосных отложений раннего мезозоя), *все* выделяемые слои на обычной колонке М 1:500 показать нереально (см. табл. 3.2).

Сущностный выход из данной ситуации предложен известным исследователем угленосных толщ Г. А. Ивановым. Еще в 1950 г. он разработал методику вычерчивания разрезов угленосных отложений с *гранулометрической кривой*, в последующем доведя ее до совершенства. Особо выделим здесь известную монографию [39] и специальное методическое руководство [40]. Учитывая большой промежуток времени после их опубликования, а также то, что эти (и другие) издания предназначались в основном для геологов-углеразведчиков, приведем основные элементы предложенной Г. А. Ивановым методологии в оригинале.

В принципе эта методика исходит из стремления *рельефно* отобразить те или иные природные явления, которые, например, нередко можно наблюдать в крупных обнажениях по разной выветрелости различных слоев горных пород. «В отличие от обычно вычерчиваемых нормальных разрезов угленосных отложений, ограниченных в колонке двумя параллельными линиями, в разрезе с гранулометрической кривой колонка разреза ограничивается прямой линией только с левой стороны. Вместо правой прямой линии колонку ограничивает кривая гранулометрического состава осадков, которая строится с использованием стандартной гранулометрической шкалы. На этой шкале от линии, ограничивающей нормальную колонку разреза слева, вправо наносятся деления, соответствующие различной и все увеличивающейся крупности зерна осадков» [39, с. 10]. Пример вычерчивания колонки приведен на рис. 3.3, а обозначения признаков – на рис. 3.4. Еще раз подчеркнем, что здесь приведен исключительно авторский (Г. А. Иванова) вариант построения колонок, включая десятичную гранулометрическую шкалу, на недостатки которой мы указали выше (см. п. 3.1).

Помимо своей наглядности предложенный способ изображения материалов имеет целый ряд достоинств. Во-первых, на гранулометрической кривой можно показать слои и прослои *любой* (вплоть до «нулевой») мощности. Это выполняется путем проведения горизонтальной линии – штриха от кривой до линии, отвечающей размерности материала этого прослоя (более мелкого – влево, более крупного – вправо, как это и показано для одного слоя 15 на рис. 3.3). Во-вторых, гранулометрической кривой можно показывать не только основные типы, но и *разновидности* пород, путем ее отведения на *часть* расстояния, соответствующего основным выделяемым разностям. В-третьих, можно показать изменения состава пород даже *внутри* слоя, также отводя кривую в ту или иную сторону от сетки линий, отвечающих основным типам пород. Наконец, в-четвертых, можно весьма просто показать любое по масштабу *переслаивание* пород в виде зигзагообразной кривой или попеременных штрихов, проводимых влево и вправо от «среднего» уровня гранулометрической кривой.

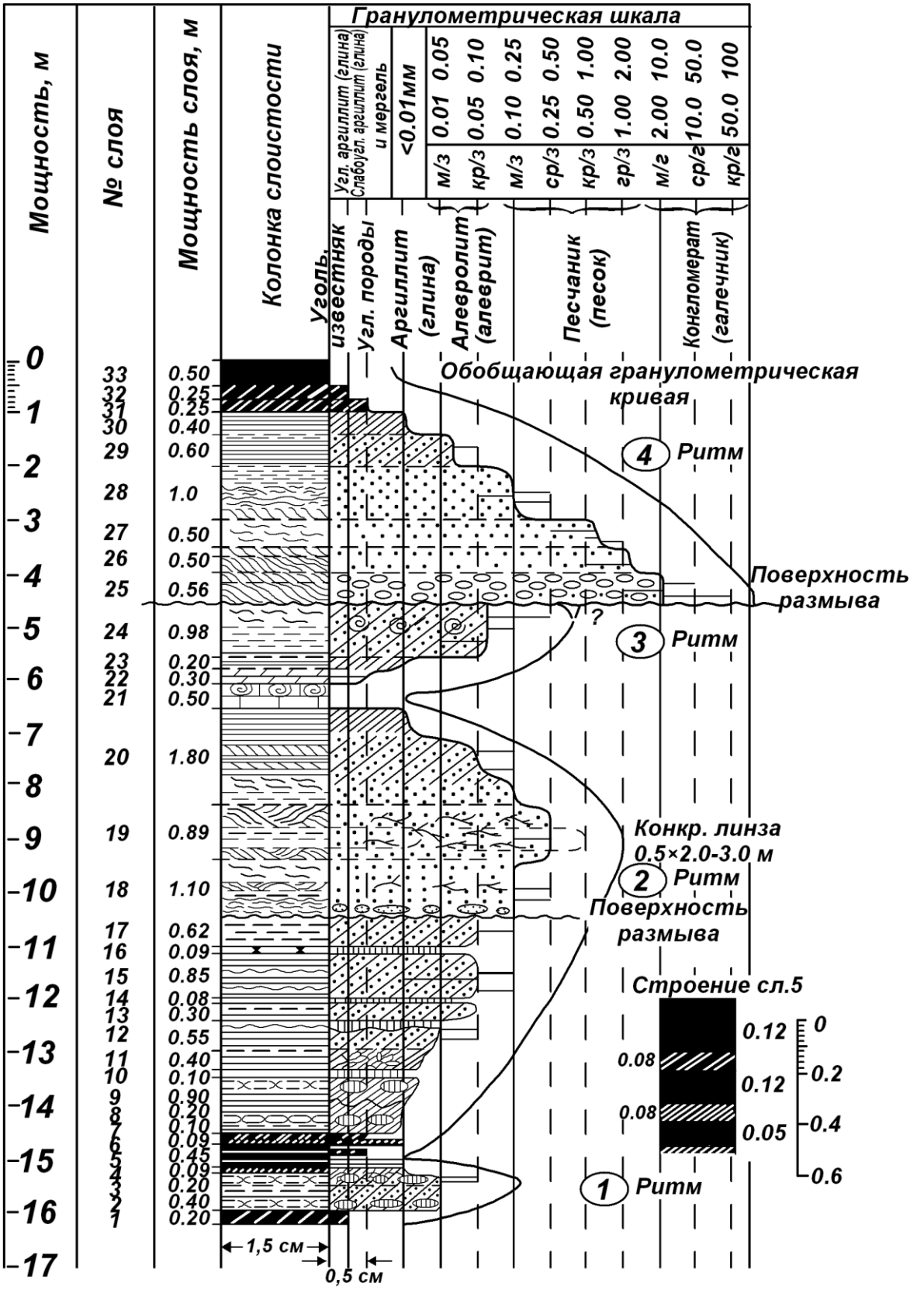


Рис. 3.3. Пример вычерчивания нормального разреза с гранулометрической кривой, по Г. А. Иванову [39, 40]: обозначения см. на рис. 3.4

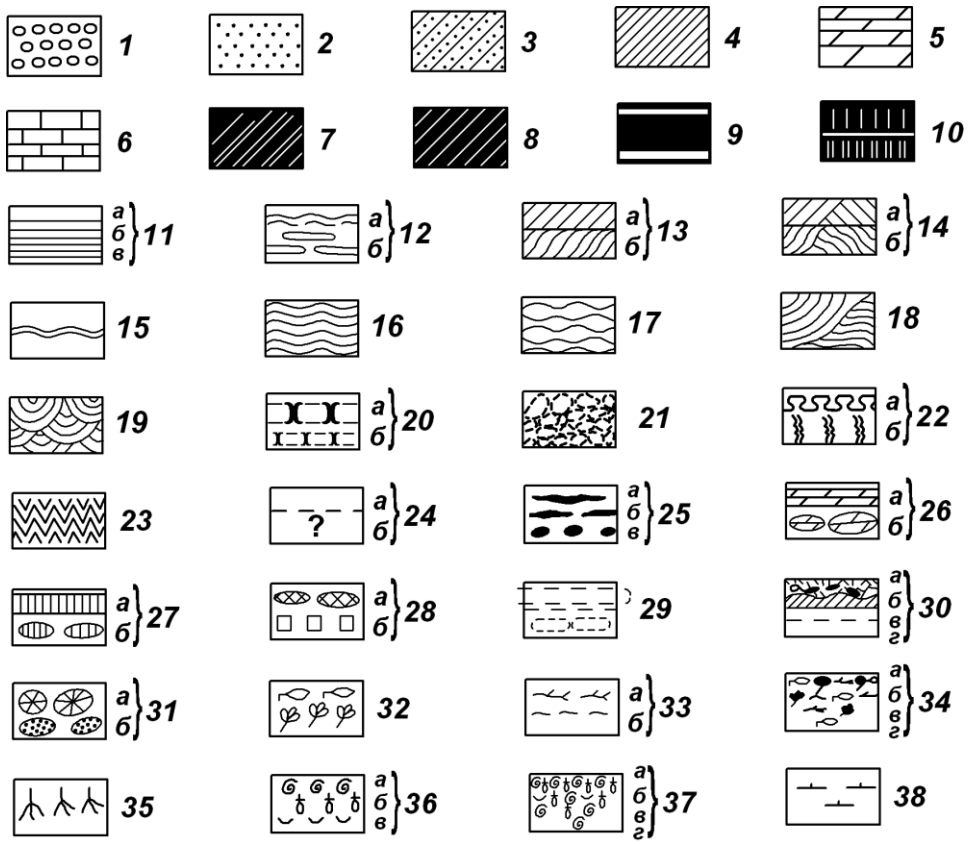


Рис. 3.4. Обозначения к нормальным разрезам с гранулометрической кривой [39, 40]:

П о р о д ы : *1* – галечник, конгломерат (коричневый); *2* – песок, песчаник (желтый); *3* – алеврит, алевролит (красный); *4* – глина, аргиллит (зеленый); *5* – мергель (голубой); *6* – известняк (синий); *7* – слабоуглистая глина (аргиллит); *8* – углистая глина (аргиллит); *9* – уголь гумусовый, *10* – вверху: уголь сапропелевый, внизу: горючий сланец.

Т и п ы с л о и с т о с т и . *Горизонтальная: 11а* – толстая (чертить через 3 мм), *11б* – тонкая (через 2 мм), *11в* – очень тонкая (через 1 мм); *12а* – неровно (волнисто)-горизонтальная, *12б* – линзовидно-горизонтальная. *Косая:* однонаправленная (*13а* – прямолинейная, *13б* – криволинейная); разнонаправленная (*14а* – прямолинейно-перекрестная, *14б* – криволинейно-перекрестная). *Волнистая*: *15* – волноприбойные знаки ряби; *16* – правильно-волнистая; *17* – линзовидно-волнистая; *18* – линзовидно-волнисто-перекрестная; *19* - линзовидно-волнистая мульдообразно-перекрестная**.** *Прочие текстуры*: *20а* – конкреционное сложение, *20б* – полуконкреционное сложение; *21* – комковатость породы; *22а* – текстура взмучивания, *22б* – следы деятельности илоядных; *23* – «конус в конусе»; *24а* – породы неслоистые, *24б* – слоистость не ясна. Для тех же типов слоистости, неясно выраженных – пунктирные линии.

В к л ю ч е н и я : *угля* (*25а* – линзы, *25б* – включения, *25в* – гальки); *мергеля* (*26а* – прослои, *26б* – линзы); *сидерита* (*27а* – прослои, *27б* – линзы); *пирита* (*28а* – конкреции, *28б* – включения); *29* – участки цементации; *30а* – гальки глины и других пород, *30б* – контакт с размывом, *30в* – контакт резкий, *30г* – постепенный переход. *Стволы: 31а* - минерализованные, *31б* – с песчаным ядром; *32* – растительные остатки хорошей сохранности; *33а* - растительные остатки плохой сохранности; *33б* – растительный шлам, растительный детрит; *34* – количество флоры (*а* – обилие, *б* – много, *в* – средне, *г* – мало); *35* – корневые остатки; *36а* – морская фауна, *36б* – лингулы, *36в* – пелециподы; *37* – количество фауны (*а* – обилие, *б* – много, *в* – средне, *г* – мало); *38* – известковистость пород.

П р и м е ч а н и е . Цвета (коричневый, желтый и другие) употребляются при раскраске пород.

Помимо перечисленного, уже в 1967 г. Г. А. Иванов прямо указал: «Разрез с гранулометрической кривой по своему характеру аналогичен *электрокаротажной кривой*, но отличается от нее рядом преимуществ. Он овеществлен реальными, физически наблюдаемыми типами пород, в то время как в каротажных кривых отражаются изменения тех или иных из определяемых … свойств пород (КС, ПС, ГК и др.)» [39, с. 13].

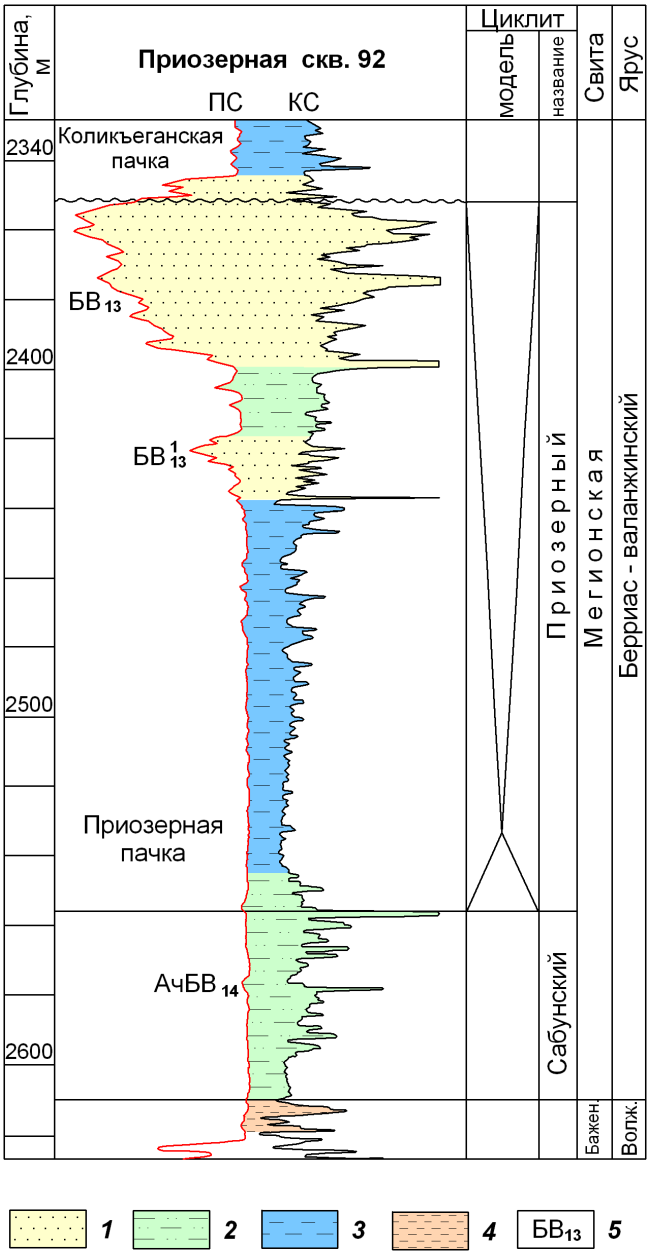


Рис. 3.5. Электрокаротажный образ «приозерного субрегионального циклита» [98, с. 40]:
Отложения: *1* – песчано-алевритовые, *2* – алевритовые, *3* – глинистые, *4* - битуминозные; *5* – индекс продуктивного горизонта

Нам остается лишь сожалеть о том, что предложение «Разрез с гранулометрической кривой и другими признаками должен быть принят и введен как обязательный ГОСТ» [40, с. 19] осталось лишь пожеланием и не нашло широкого внедрения в практике работ. В то же время именно в нефтяной литологии нашло широкое применение отображение основных гранулометрических типов в «поле», образуемом электрокаротажными кривыми, пример которого показан на рис. 3.5.

3.3. Гранулометрический состав отложений

Состав пород по их размерности, определяемой в соответствии с логарифмической шкалой (см. табл. 3.1), показан на колонке скв.10320, где он отображен в виде гранулометрической кривой (рис. 3.6). Здесь же приведены сведения по фациальному составу отложений и цикличности, что будет рассмотрено в последующих главах. На рис. 3.7 гранулометрический состав пород по скв.10636 показан «в поле» электрокаротажных кривых. По нашему мнению, предпочтительность *рельефного* изображения данного параметра достаточно очевидна.

Для общего представления о размерности пород, слагающих тюменскую свиту, мы произвели расчет средних характеристик по 4-м скважинам, вскрывшим ее полный (Западно-Тугровское месторождение, скв. 23; Ловинское месторождение, скв. 10628), или достаточно характерный для Шаимского района разрез (Тальниковое месторождение, скв. 10320; Сыморьяхское месторождение, скв. 10548). Данный выбор определен также тем, что по скв.10320 и 10628 выполнен основной объем аналитических работ; результаты по скв. 10548, включая детальную колонку, мы использовали для апробации литолого-фациальных исследований [2], а скв. 23 вскрыт не только полный разрез тюменской свиты, но и подстилающие отложения радомской пачки и шеркалинской свиты.

Состав отложений, усредненный по основным типам пород, приведен в табл. 3.3. Как видно из этих данных, среди пород, слагающих тюменскую свиту, значительным участием обладают мелкозернистые алевролиты, с их размером частиц от 0,004 до 0,0312 мм (см. табл. 3.1). В дискуссию о том, что при использовании десятичной шкалы значительная доля этих пород будет относиться к аргиллитам (частицы менее 0,01 мм), мы здесь вдаваться не будем. Также не будем обсуждать вопрос о том, что разделение алевритовых и псаммитовых пород по границе 0,063 мм (а не 0,1 мм, как в десятичной шкале), «забирает» определенную долю «десятичных» крупнозернистых алевролитов в «логарифмические» тонкозернистые песчаники.

В общем состав пород по достаточно удаленным друг от друга скважинам весьма и весьма близок, что в принципе и следовало ожидать. Лишь в скв. 10320 фиксируется «опесчанивание» разреза, что, кстати, сопровождается повышенной его угленасыщенностью. На это, на первый взгляд, парадоксальное явление мы уже обращали внимание в предыдущей работе [117]. В остальном приведенные данные могут быть приняты к сведению и использованы при региональных сопоставлениях разрезов тюменской свиты.

Тальниковая
скв.10320
DS PS PZ GK NKTB GGKP
Шкала глубин
Глубина
Мощность
Выход керна
Данные по слою, м
Фациальная кривая
Фации - 1
ПЦ - I
ПЦ - II
Гранулометрический состав
Уголь
Аргиллит
Алевролит
Песчаник
Гравелит
1720
1730
1740
1750
1760

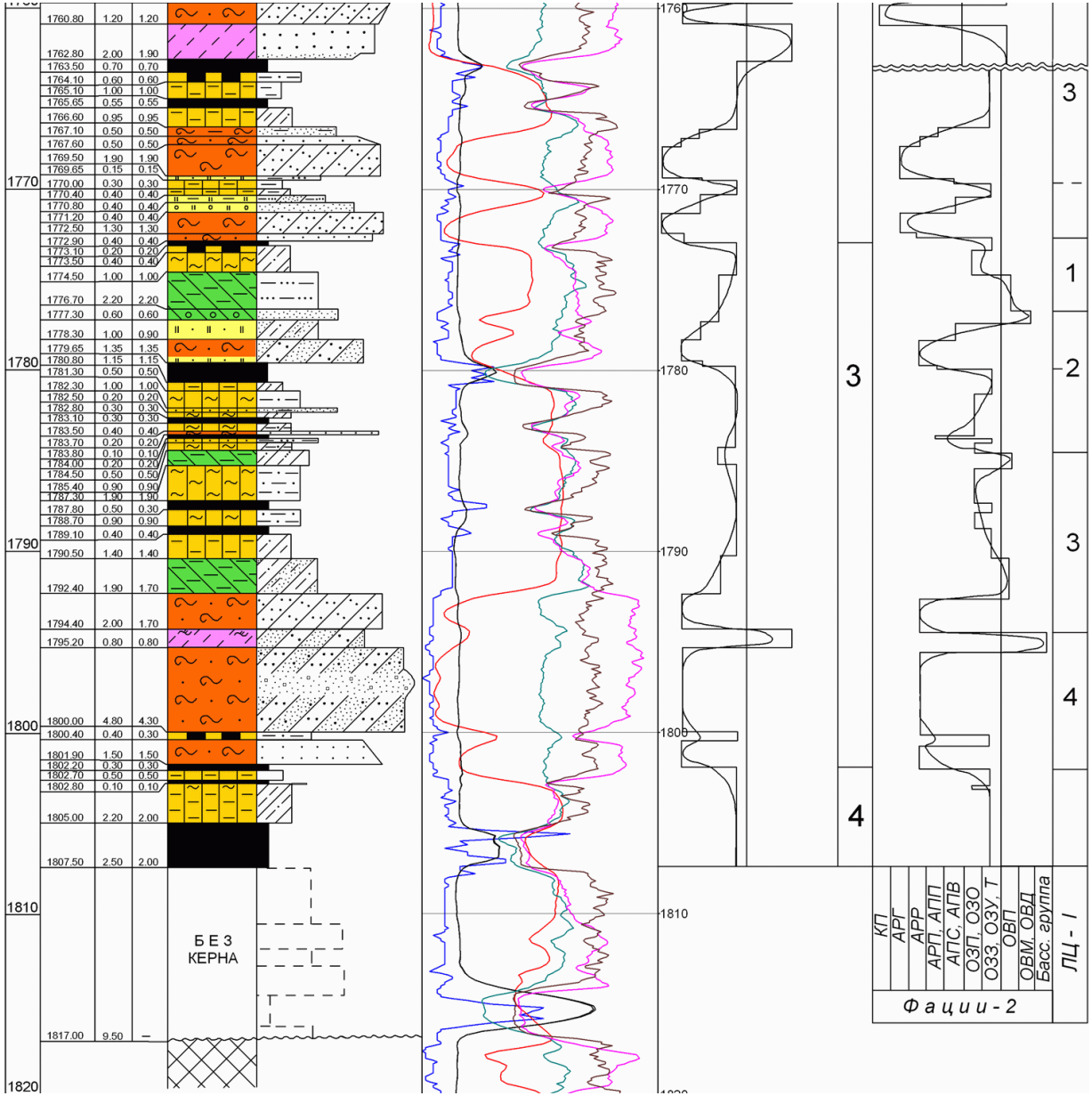
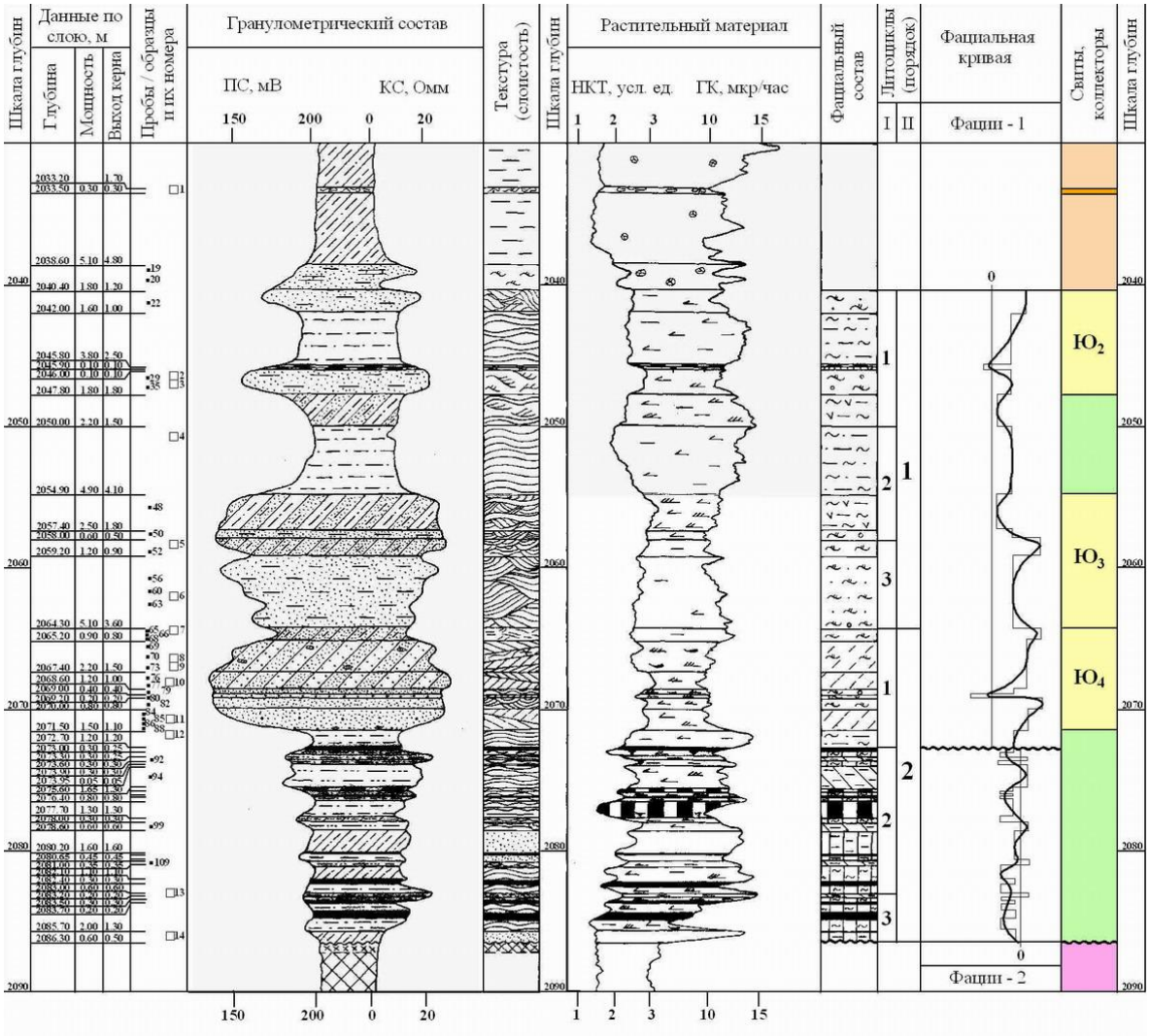


Рис. 3.6. Геолого-геофизическая колонка по скв.10320 Тальникового месторождения. Обозначения см. на рис. 3.7. Двойная волнистая линия в колонке «Фации-1 – Фации-2» – смена палеоландшафта


Шкала глубин
Данные по слою, м
Глубина
Мощность
Выход керна
Пробы / образцы и их номера
Гранулометрический состав
ПС, мВ
КС, Омм
Текстура (слоистость)
Растительный материал
НКТ, усл. ед.
ГК, мкр/час
Фациальный состав
Литоциклы (порядок)
I
II
Фациальная кривая
Фации - 1
Фации - 2
Свиты, коллекторы
Ю2
Ю3
Ю4

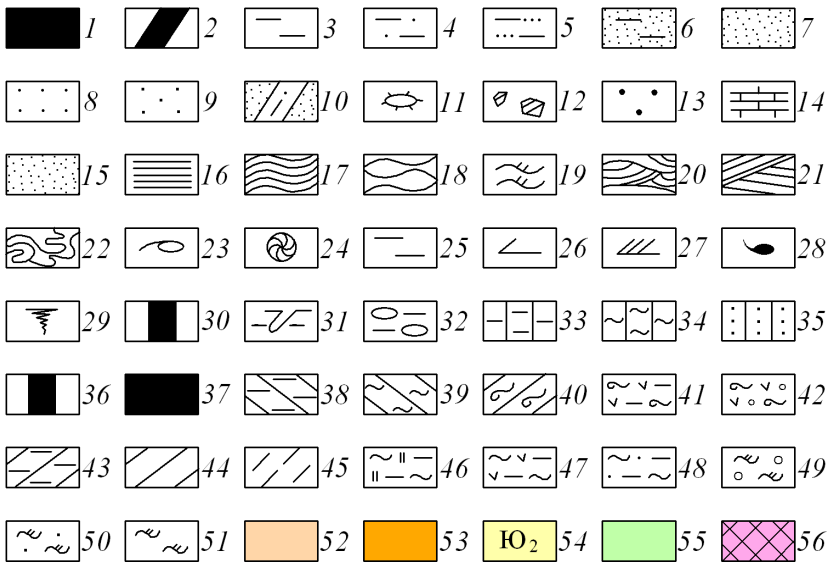

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
Ю2
54
55
56

Рис. 3.7. Геолого-геофизическая колонка по скв.10636 Сыморьяхского месторождения:

гранулометрический состав и другие признаки: *1* – уголь, *2* – углистые породы; *3* – аргиллит: *4* – мелко-, *5* – крупнозернистые алевролиты; *6* – тонко-, *7* – мелко-, *8* – средне- и *9* – крупнозернистые песчаники; *10* - переслаивание различных типов: *11* - конкреции, *12* – обломки и линзы иных пород, *13* – ооидная структура, *14* – известковистость.

текстура: *15* - массивная; *16* – горизонтальная; *17* – пологоволнистая; *18* – линзовидно-волнистая; *19* – косоволнистая прерывистая (флазерная); *20* – косоволнистая сплошная; *21* – косая, *22* – взмучивания и оползания;

органические остатки: *23* – раковины; *24* – ростры белемнитов; *25* – тонкая органика; *26* – мелкий детрит; *27* - крупный детрит, *28* – обломки древесины, *29* – корневые остатки; *30* – повышенное содержание углистого материала, *31* – следы жизнедеятельности (ходы илоедов);

фациальный состав (по ключевым словам, характеризующим условия формирования осадков): *32* - пролювиального шлейфа, *33* – заиливающихся, *34* - слабопроточных, *35* - проточных и *36* – заболачивающихся озер; *37* – торфяных болот, *38* – полуизолированного и *39* – открытого подвижного мелководья крупных озер; *40* - приустьевых частей равнинных рек; *41* – поймы и *42* – русел мелких прибрежных водотоков; *43* – полуизолированного заливно-лагунного побережья; *44* – центральных и *45* – основных частей конусов выноса рек (подводная часть дельты); *46* – приморских озер, *47* - приливно-отливных зон (ватты); *48* - малоподвижного мелководья; *49* - кос, пересыпей и *50* - относительно активных участков бассейнового прибрежного мелководья; *51* - аккумулятивных форм открытого бассейнового мелководья (бары);

52 - даниловская свита; *53* - вогулкинская толща, *54* – коллекторы и *55* – непродуктивные отложения тюменской свиты; *56* – породы фундамента (нерасчлененные).

Волнистая линия в колонке «Фациальная кривая» - смена палеоландшафта»

Таблица 3.3

Состав отложений тюменской свиты Шаимского НГР по гранулометрическим типам, выделяемым в соответствии с логарифмической шкалой (см. табл. 3.1), в процентах

Месторождение	Скважина	Толщина тюменской свиты, м	Длина интервала, охарактеризованного керном, м	Данные по слоям		Органогенные породы			Алевропелитовые породы (φ<0,063 мм)				**общая сумма**	Псефопсаммитовые породы (φ>0,063 мм)					**Всего**
										алевролиты				песчаники					
				количество	средняя толщина, м	угли (каустобиолиты)	углистые породы (повышенное содержание орг. матер. растит. происхождения)	**сумма**	аргиллиты	мелкозерн.	крупнозерн.	**сумма**		тонкозерн.	мелкозерн.	среднезерн.	крупногрубозерн. и гравелиты	**сумма**	
Западно-Тугровское	23	**125,6**	**118,0**	197	0,60	2,3	2,8	**5,1**	2,3	40,4	16,4	**59,1**	**64,2**	23,9	11,4	0,5	–	**35,8**	**100,0**
Ловинское	10628	**141,7**	**141,7**	175	0,81	2,6	1,0	**3,6**	4,5	44,2	18,5	**67,2**	**70,8**	13,0	11,2	4,2	0.8	**29,2**	**100,0**
Сыморьяхское	10548	**95,3**	**95,3**	109	0,87	1,5	6,5	**8,0**	2,3	54,0	9,0	**65,3**	**73,3**	12,8	5,1	3,6	5.2	**26,7**	**100,0**
Тальниковое	10320	**87,5**	**78,0**	140	0,56	9,9	1,5	**11,4**	9,1	23,9	9,4	**42,4**	**53,8**	10,2	7,7	17,0	11,3	**46,2**	**100,0**
Средневзвешенное						3,6	2,8	**6,4**	4,3	41,6	14,2	**60,1**	**66,5**	15,4	9,3	5,4	3,4	**33,5**	**100,0**

4. ВЕЩЕСТВЕННО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Любой керн, извлекаемый из скважин разного назначения, является в нефтегазовой отрасли объектом повышенного внимания. Комплексными вещественно-петрографическими исследованиями предусмотрен обширный набор исследований разного вида, изначально базирующийся на отборе образцов с частотой 2-4 на метр керна, а по продуктивным интервалам обычно существенно чаще. Тем самым по отложениям тюменской свиты для всего Западно-Сибирского осадочного мегабассейна имеются, без всякого преувеличения, миллионы различных анализов, описаны многие сотни тысяч шлифов и пр. Естественно, что наши скромные по объему материалы, основанные на изучении первых сотен шлифов, и обработка такого же количества анализов не могут внести существенных, а тем более принципиальных дополнений к имеющимся сведениям. Тем не менее отбор проб не на «нейтрально-метрической», а именно на *генетической* (фациальной) основе представляет собой определенную новизну. Во-первых, такой подход дает основания для *верификации* данных исследований (в частности, эта задача будет решаться в гл. 6), а во-вторых, позволяет выделить *закономерности* в *условиях* формирования отложений, что является лейтмотивом в выполнении наших исследований.

4.1. Минерально-петрографическая характеристика песчаников

В разделе приведена характеристика отложений тюменской свиты по результатам описания 32 шлифов, отобранных из песчаников по скв.10320 Тальникового месторождения (колонка скважины приведена на рис. 3.6). Ранее эти сведения в обобщенном виде опубликованы в статьях [8, 95], а также в работе [3].

На рис. 4.1 показано положение образцов, из которых изготовлены шлифы (в соответствии с последними цифрами из номера скважины им присвоены общий индекс Т20 и последующие номера Т20-12, Т20-17 и т. д., до Т20-106). В табл. 4.1 приведены: интервалы (глубины) отбора образцов; название породы по гранулометрическому составу (логарифмическая шкала) и минеральному виду (по В. Д. Шутову [30]); структура породы (по Н. В. Логвиненко [59]); соотношение главных терригенных минералов песчаной фракции; состав и участие главных минералов цемента; присутствие второстепенных минералов и органического вещества (ОВ); фациальная обстановка осадконакопления – в соответствии с принципами изучения осадочных пород, наиболее полно изложенными в работах [70, 77, 80, 96, 103, 104, 105, 120, 122, 133, 135] .

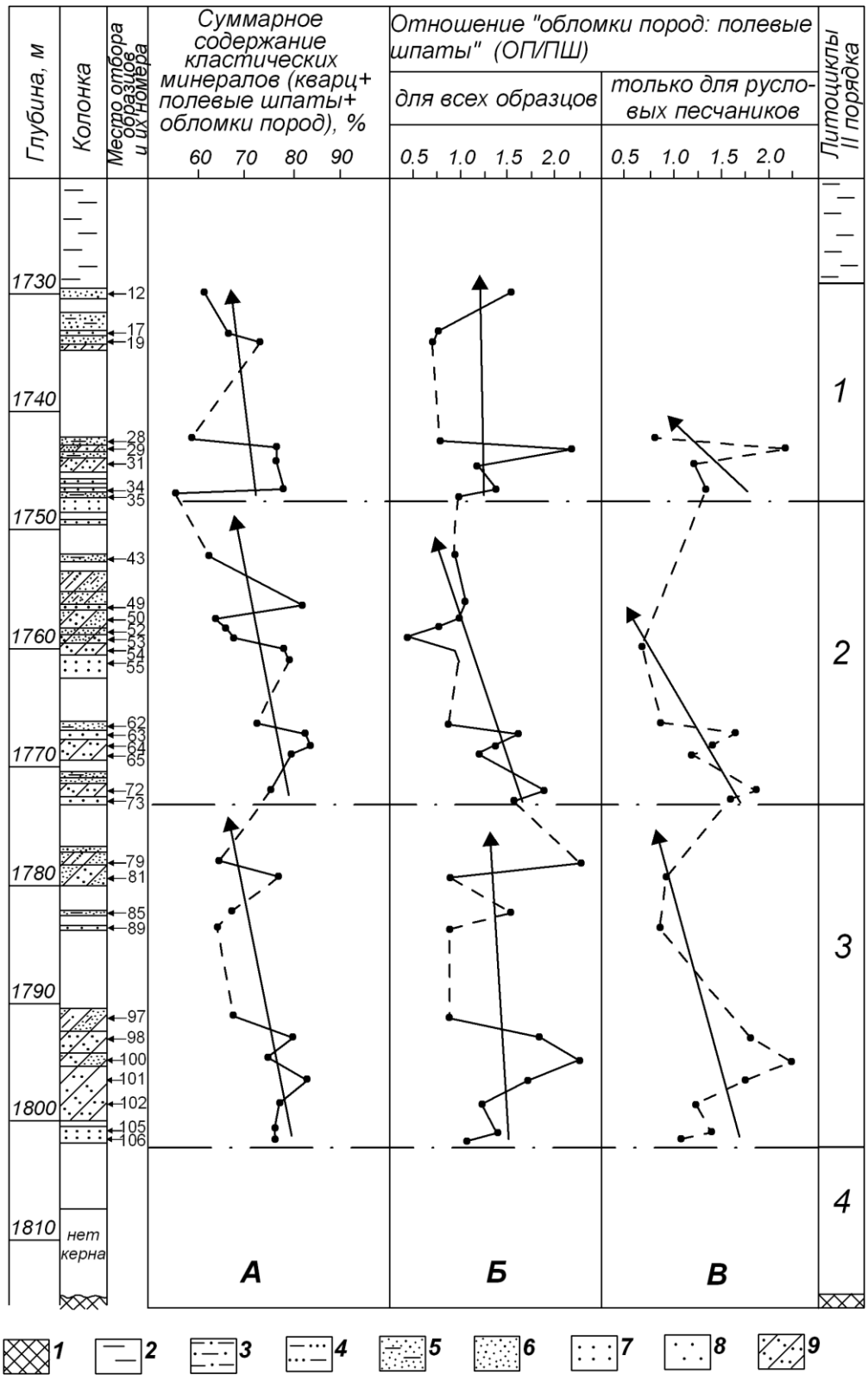


Рис. 4.1. Песчаники в разрезе тюменской свиты по скв.10320 Тальникового месторождения (см. также рис. 3.6):

1 – подстилающие породы фундамента; *2* – перекрывающие отложения абалакской свиты; гранулометрический состав на колонке (см. табл.4.1): *3* – мелко- и *4* – крупнозернистые алевролиты; *5* – тонко-, *6* – мелко-, *7* – средне- и *8* – крупнозернистые песчаники; *9* - переслаивание разных гранулометрических типов слоями менее 0,4 м. Пояснения к графикам *А, Б, В* даны в конце раздела

Таблица 4.1

Результаты микроскопического изучения шлифов пород тюменской свиты (Тальниковое месторождение, скв. 10320)

Номер образца; глубина отбора по керну, м	Название породы (по гранулометрическому составу и минеральному виду)	Структура размеры зерен в мм: от - до; среднее/ количество замеров зерен	Морфология зерен	Главные терригенные минералы				Главные минералы цемента							Второстепенные минералы			Форма и размер выделений органического вещества, мм	Примечания	Условия осадконакопления аббревиатуры фаций (расшифровку см. в табл. 5.1)
				количество, %	кварц	полевые шпаты	обломки пород	количество, %*	вид цемента	состав					слюды		акцессорные			
										каолинит	гидрослюда	карбонат	опал	хлорит	мусковит	измененный биотит				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Т20-12 1729,28	Песчаник мелкозернистый кварцевый граувакковый	Псаммитовая мелкозернистая; 0,07 – 0,68 0,20 / 85	Угловатые полуокатанные, остроугольные	61,0	32,4	11,3	17,3	38,9	Открытый поровый	7,5	0,9	23,3	7,0	0,2	0,1			Пятна до 0,54, прожилки	Сидерит в форме мелких (до 0,13 мм) ромбоэдрических зерен	КСР
Т20-17 1733,11	Песчаник среднезернистый, аркозовый	Псаммитовая среднезернистая 0,03 - 3,67 0,26 / 109	- // -	65,7	32,9	18,7	14,1	33,7	- // -	30,4	0,7	2,3		0,3	0,4		0,2	Тонкие прожилки и пятна до 0,25	Сульфиды в форме радиально-лучистых выделений	БММ
Т20-19 1733,89	Песчаник мелкозернистый, аркозовый	Псаммитовая мелкозернистая 0,03 - 0,34 0,14 / 111	Угловатые полуокатанные	72,7	32,7	23,4	16,6	27,2	Открытый и закрытый поровый	14,8	2,7	9,5		0,2	0,1			Пятна до 0,43	Акцессорные: гетит, лейкоксен, турмалин	БДД

* - Количество цемента в отдельных случаях может быть завышено за счет замещаемых им обломков выветрелых пород и присутствия в нем мелкоалевритовой фации,

Продолжение таблицы 4.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Т20-28 1742,23	Песчаник тонкозернистый, аркозовый	Псаммитовая мелкозернистая 0,02 - 1,18 0,07 / 73	Полуокатанные, окатанные угловатые	59,3	31,4	15,4	12,5	38,5	Открытый поровый	28,9	4,0			5,6	1,4	0,1	0,7	Пятна и прожилки до 4,81 х 0,37	Сульфиды в форме радиально-лучистых выделений; циркон, лейкоксен, турмалин	КСП
Т20-29 1742,94	Песчаник мелкозернистый, кварцевый граувакковый	Псаммитовая мелкозернистая 0,03 - 0,54 0,21 / 73	Полуокатанные, окатанные угловатые окатанные (редко)	76,8	31,4	14,3	31,1	21,6	Открытый и закрытый поровый	18,0	3,6			0,1	0,5	1,0		Пятна до 0,46		АРР
Т20-31 1744,38	Песчаник среднезернистый, кварцевый граувакковый	Псаммитовая среднезернистая 0,04 - 1,28 0,30 / 76	Полуокатанные, окатанные, угловатые	76,9	39,0	17,1	20,7	22,3	то же	19,8	2,1			0,4	0,8			Пятна до 0,41 х 0,27		АРР
Т20-34 1746,03	Песчаник среднезернистый, кварцевый граувакковый	Псаммитовая среднезернистая 0,05 - 1,05 0,40 / 77	- // -	77,7	38,7	16,5	22,5	22,0	то же	20,0	1,7			0,3		0,3		Пятна до 0,41 х 0,34		АРР
Т20-35 1746,50	Алевролит-тонкозернистый песчаник; кварцевый, грауваккковый	Псаммитовая мелкозернистая 0,03 - 0,09 0,06 / 76	Полуокатанные, реже – угловатые, окатанные	55,8	24,8	15,5	15,5	40,0	Открытый поровый	28,6	10,6			0,8	4,2			Мелкие прожилки	Часто наблюдаются зерна глауконита; акцессоные: циркон, турмалин	БПК

Продолжение таблицы 4.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Т20-43 1751,80	Песчаник тонкозернистый, мезомиктовый	Псаммитовая мелкозернистая 0,03 - 0,23 0,07 / 109	Полуокатанные, угловатые, окатанные, остроугольные	62,9	36,1	13,6	13,2	36,5	Открытый и закрытый поровый	24,5	9,8			2,2	0,1		0,5	Пятна до 0,20	Единичные зерна глауконита	БПО
Т20-49 1756,00	Песчаник среднезернистый, кварцевый грауваккковый	Псаммитовая среднезернистая 0,03 - 2,72 0,35 / 127	Полуокатанные, угловатые, реже - остроугольные	82,1	39,4	20,5	22,2	17,3	Открытый и закрытый поровый-контурный	14,1	3,2				0,5	0,1		Пятна до 0,47 х 0,27	Вермикулитоподобный сросток каолинита в цементе; акцессорные: гранат, пирит, серпентин	БДЦ
Т20-50 1756,50	Песчаник мелкозернистый, аркозовый	Псаммитовая мелкозернистая 0,04 - 0,77 0,20 / 104	Полуокатанные, угловатые, реже -остроугольные, окатанные	63,9	33,8	15,0	15,1	31,3	Открытый и закрытый поровый	27,0	3,0	0,1		1,2	2,1	3,3		Мелкие пятна	Развитие гидрослюды по гидратированному биотиту	БДД
Т20-52 1758,37	Песчаник тонкозернистый, мезомиктовый	Псаммитовая мелкозернистая 0,02 - 0,28 0,10 / 111	Полуокатанные, реже - остроугольные, окатанные	66,7	39,5	15,3	11,9	31,5	- // -	24,8	5,1		1,5	0,1	1,7	0,1		Пятна до 0,27 х 0,20, единичные прожилки	Единичные зерна глауконита, циркона, сфена, пироксена, выделения аутигенного цеолита	БДА

Продолжение таблицы 4.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Т20-53 1758,77	Песчаник мелкозернистый, аркозовый	Псаммитовая мелкозернистая 0,04 - 0,58 0,18 / 96	Полуокатанные, угловатые	67,7	36,7	21,0	10,0	31,2	- // -	24,2	6,8	0,1		0,1	0,6	0,5		Пятна до 0,27 тонкие прожилки	Единичные мелкие (до 0,02) зерна глауконита	БДД
Т20-54 1766,08	Песчаник среднезернистый, мезомиктовый	Псаммитовая среднезернистая 0,05 - 0,68 0,27 / 86	Полуокатанные, реже - угловатые, окатанные	78,1	48,6	15,1	14,4	21,8	Открытый и закрытый поровый контурный	17,5	3,2	0,4			0,8	0,1		Пятна до 0,54 х 0,27		АРР
Т20-55 1760,7	Песчаник мелкозернистый, мезомиктовый	Псаммитовая мелкозернистая 0,04 - 0,49 0,20 / 106	Полуокатанные, угловатые	79,3	57,2	11,0	11,1	19,8	Открытый и закрытый поровый контурный	16,6	1,8	0,1		1,3	0,9			Пятна до 0,34 х 0,27, прожилки	Вермикулитоподобные выделения каолинита в цементе	БДД
Т20-62 1766,40	Песчаник тонкозернистый, мезомиктовый	Псаммитовая мелкозернистая 0,03 - 0,42 0,12 / 100	Полуокатанные, окатанные, реже – угловатые	72,9	46,4	14,3	12,2	27,0	Открытый и закрытый поровый контурный	19,2	5,3	1,1		1,4	0,1			Пятна до 0,41 х 0,27	Акцессорные: турмалин, лейкоксен, гранат	АРП
Т20-63 1766,81	Песчаник среднезернистый, мезомиктовый	Псаммитовая среднезернистая 0,05 - 0,80 0,28 / 79	Полуокатанные, угловатые, остроугольные	82,6	50,0	12,4	20,2	16,9	Открытый и закрытый поровый	19,2	5,3	1,1		1,4	0,1			Пятна до 0,27 х 0,14		АРР

Продолжение таблицы 4.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Т20-64 1767,60	Песчаник среднезернистый, мезомиктовый	Псаммитовая среднезернистая 0,06 - 2,25 0,43 / 88	Полуокатанные, угловатые	83,8	52,0	13,2	18,6	16,1	- // -	15,2	0,5	0,1		0,3	0,1					АРС
Т20-65 1768,60	Песчаник мелкозернистый, кварцевый граувакковый	Псаммитовая мелкозернистая 0,04 - 0,71 0,22 / 73	- // -	80,0	34,8	20,3	25,0	17,5	- // -	15,6	1,9				2,5			Пятна до 0,75 х 0,34		АРС
Т20-72 1771,32	Песчаник среднезернистый, кварцевый граувакковый	Псаммитовая среднезернистая 0,04 -0,99 0,28 / 84	- // -	75,4	39,2	12,5	23,7	23,2	- // -	17,2	3,3	2,7			1,4			Пятна до 0,27		АРС
Т20-73 1772,32	Песчаник среднезернистый, кварцевый граувакковый	Псаммитовая среднезернистая 0,05 - 1,59 0,28 / 100	- // -	73,9	38,0	13,8	22,1	23,9	Открытый и закрытый поровый, контурный	18,5	5,3			0,1	2,1	0,1		- // -		АРР
Т20-79 1777,64	Песчаник мелкозернистый, кварцевый граувакковый	Псаммитовая мелкозернистая 0,04 - 0,30 0,13 / 83	Полуокатанные, угловатые, реже - окатанные, остроугольные	64,8	30,7	10,3	23,8	33,3	Открытый и закрытый поровый	24,0	8,2	0,3		0,7	0,7	0,9	0,2	Мелкие пятна	Единичные скопления мелких овальных зерен глауконита?	АПП

Продолжение таблицы 4.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Т20-81 1778,54	Песчаник мелкозернистый, кварцевый граувакковый	Псаммитовая мелкозернистая 0,03 - 0,68 0,19 / 92	Полуокатанные, угловатые, реже - остроугольные	77,2	36,5	21,5	20,1	22,7	Открытый и закрытый поровый, контурный	20,5	2,2							Пятна до 0,27 мелкие прожилки	Зерна циркона	АРР
Т20-85 1781,90	Песчаник мелкозернистый, кварцевый граувакковый	Псаммитовая мелкозернистая 0,03 - 0,43 0,16 / 76	Полуокатанные, угловатые, реже - окатанные	67,2	30,8	14,2	22,2	31,9	Открытый и закрытый поровый	25,3	4,9				1,7	0,9		Пятна до 0,41 х 0,27	Единичные зерна глауконита?, циркона	ОЗП
Т20-89 1783,00	Песчаник мелкозернистый, аркозовый	Псаммитовая мелкозернистая 0,03 - 0,49 0,19 / 95	Полуокатанные, угловатые, реже - остроугольные	64,1	34,8	15,3	14,0	34,6	- // -	21,7	9,5	0,4		3,0	1,3			Пятна до 0,27		АРП
Т20-97 1791,00	Песчаник тонкозернистый, кварцевый граувакковый	Псаммитовая мелкозернистая 0,04 - 0,19 0,08 / 73	Полуокатанные, угловатые, реже - окатанные, остроугольные	67,4	26,5	21,3	19,6	29,8	- // -	12,4	13,1			4,3	1,2	1,2	0,4	Пятна до 0,20 х 0,14; мелкие прожилки		ОВП
Т20-98 1792,80	Песчаник мелкозернистый, кварцевый граувакковый	Псаммитовая мелкозернистая 0,07 - 1,03 0,22 / 99	Полуокатанные, угловатые, остроугольные	80,0	43,1	12,9	24,0	19,9	- // -	16,1	2,7		0,8	0,2	0,1			Пятна до 0,27 х 0,20; тонкие прожилки		АРР

Окончание таблицы 4.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Т20-100 1794,20	Песчаник среднезернистый, кварцевый граувакковый	Псаммитовая среднезернистая 0,05 - 0,99 0,27 / 105	- // -	75,0	34,5	12,4	28,1	22,2	- // -	14,0	7,4			0,8	0,7	2,1		Многочисленные тонкие прожилки		БДД
Т20-101 1795,33	Песчаник среднезернистый, мезомиктовый	Псаммитовая среднезернистая 0,05 - 1,60 0,27 / 95	Полуокатанные, угловатые, реже -остроугольные	82,8	51,6	11,4	19,8	16,8	Открытый и закрытый поровый контурный	12,0	2,7		1,2	0,9	0,4			Пятна до 0,14		АРС
Т20-102 1796,50	Песчаник среднезернистый, кварцевый граувакковый	Псаммитовая среднезернистая 0,04 - 1,53 0,37 / 88	Полуокатанные, угловатые	77,9	40,4	16,6	20,9	20,3	- // -	12,9	5,1	0,2	2,1		1,8			Пятна до 0,10	Разъедение кварцевых зерен цементом; мелкие зерна сидерита	АРС
Т20-105 1799,72	Песчаник мелкозернистый, кварцевый граувакковый	Псаммитовая мелкозернистая 0,04 - 0,98 0,20 / 92	- // -	76,4	31,9	18,4	26,1	22,6	Открытый и закрытый поровый	14,1	6,0		2,4	0,1	0,5	0,5		Пятна до 0,41 х 0,27	Единичные зерна глауконита?	АРР
Т20-106 1801,20	Песчаник среднезернистый, кварцевый граувакковый	Псаммитовая среднезернистая 0,04 - 0,98 0,31 / 94	Полуокатанные, угловатые, остроугольные	76,7	39,5	17,8	19,4	22,7	Открытый и закрытый поровый контурный	11,0	9,7		2,0		0,5	0,1		Пятна до 0,41 х 0,27		АРР

Краткая характеристика минерального состава пород, независимо от их положения в разрезе скважины и условий образования, представляется следующей. Главные терригенные минералы песчаной фракции – кварц, полевые шпаты, обломки пород. Форма зерен преимущественно угловатая и полуокатанная, реже – остроугольная и окатанная (по классификации В. Т. Фролова [120]). Кварц – бесцветный, иногда с тонкими черными включениями и волнистым облачным угасанием. Полевые шпаты обычно в разной степени, нередко нацело, изменены (пелитизированы) и замещены серым, желтоватым глинистым веществом. Наблюдается призматическая форма зерен, нередки также полисинтетические двойники (плагиоклазы) и микроклиновая решетка. Иногда зерна полевых шпатов, замещенные глинистым веществом, «сливаются» с цементом и улавливаются с трудом, следствием чего является завышение при подсчетах относительного содержания цемента. Обломки пород, часто выветрелых – сероватые, с корродированными краями. Иногда они, как и зерна выветрелых полевых шпатов, могут быть выделены в породе довольно условно, так как замещены вторичными продуктами того же состава, что и цемент (глинистые минералы, карбонат, хлорит). Из второстепенных минералов преобладают слюды: присутствующие в поровых участках песчаников бесцветные чешуйки новообразованного мусковита, меньше – зеленовато-бурого обломочного измененного биотита (гидробиотит). Цемент пород – поровый открытый и закрытый, реже контурный и регенерационный (по классификации В. Н. Шванова [133]). В его составе резко преобладает каолинит (по определениям рентгенофазового анализа, выполненного в Институте сертификации минерального сырья УГГУ), доля которого в сумме минералов цемента достигает 90-94 %; в меньшем количестве присутствует гидрослюда, вклад которой в сумму глинистости может составлять до 43-44 %, опал, хлорит, карбонат. Каолинит обычно бесцветен, реже – с желтоватым оттенком, с низким двупреломлением в бледно-серых тонах. Характерно: чешуйчатые массы, микроагрегатное строение, почти изотропен в скрещенных николях. Особенностью рассматриваемого глинистого вещества является наличие в нем тонкоперетертого обломочного материала или матрикса (matrixe). Присутствие в глинистом веществе этой существенно мелкоалевритовой фракции также часто является причиной завышения при подсчетах относительного количества цемента. Отметим, что на попадание в глинистую фракцию зерен кварца (своеобразные друзы) указывают и другие исследователи коллекторов Шаимского нефтегазоносного района [54]. Гидрослюда – бесцветная, с высоким двупреломлением в желтых и красных окрасках и различными формами выделения (заполнение пор в виде чешуйчатых агрегатов, замещение по периферии полевых шпатов и др.). Карбонаты хорошо диагностируются по высокому рельефу, псевдоабсорбции и перламутровому цвету интерференции, имеют различные формы выделения. Особо следует отметить ранее не наблюдавшиеся нами при изучении аналогичных пород Западно-Тугровского и Сыморьяхского месторождений ромбоэдрические выделения сидерита (рентгенофазовый анализ Института сертификации минерального сырья УГГУ), характерные, по мнению ряда исследователей,

для этого минерала. Хлорит разнообразен по формам выделения (пластинчатые зерна и их скопления, реже – неправильные) и окраске (разных оттенков зеленого цвета), с низким двупреломлением в бледно-серых тонах. Опал диагностируется по буровато-желтому цвету, более высокому по сравнению с каолинитом, рельефу и изотропности в скрещенных николях. Характерной особенностью большинства изученных образцов является присутствие ОВ (битумов) в виде пятен (заполнение пор) и прожилков по микротрещинам. Кроме обычных для рассматриваемых пород акцессорных минералов (лейкоксен, циркон, гранат, сфен, пироксен, турмалин) отметим сноповидные, радиально-лучистые и другой морфологии микроскопические выделения сульфидов железа.

Как видно из приведенного описания, изученные породы в целом по минеральному виду достаточно близки. Это иллюстрирует и диаграмма В. Д. Шутова, с некоторыми изменениями [133] (рис. 4.2). Преобладают кварцевые граувакки (19 образцов) и мезомиктовые разности (10 образцов); три образца относятся к аркозам.

Рис. 4.2. Минерально-петрографический состав изученных образцов на классификационной диаграмме В. Д. Шутова [30], дополненной В. Н. Шванновым [133]

Рассмотрение некоторых особенностей состава пород тюменской свиты по скважине 10320 Тальникового месторождения следует начать с общей их характеристики по разрезу (см. табл. 4.1). Установленное при построении фациальной кривой и других исследованиях деление разреза на три части – верхнюю, до глубины ~ 1755 м, где преобладают бассейновые отложения (см. табл. 4.1, обр. 17-43); переходную, глубины от 1755 до ~ 1762 м (обр. 49-55), и нижнюю, глубины от 1762 до 1805 м (обр. 62-105), где развиты континентальные осадки (см. смену ландшафтов рис. 3.6), подтверждается и такими минерально-петрографическими характеристиками, как количество и состав обломков и цемента. Так, от нижней к верхней части разреза, т. е. от континентальных к преимущественно бассейновым отложениям, в составе пород возрастает количество цемента (23,6; 25,5; 30,2 % - среднее для пород соответствующих интервалов) и доля в нем каолинита (соответственно 16,7; 20,7; 23,1 %). В этом же направлении уменьшается количество гидрослюды (5,2; 3,8; 4,4 %) и ее доля в составе цемента (22,0; 14,9; и 14,5 %). Некоторые различия в составе пород, образовавшихся в определенных фациальных обстановках, видны при составлении конкретных выборок (см. табл. 4.1). Так, для русловых отложений речных долин (макрофация АР) в направлении от песчано-гравийных осадков стрежня (фация АРС; обр. 64, 65, 72, 101, 102: фототабл. I) к существенно песчаным осадкам русел (фация АРР; обр. 29, 31, 34, 63, 73, 81, 98, 105, 106: фототабл. II) и далее к алеврито-песчаным осадкам русловых проток и мелких прибрежных водотоков (фация АРП; обр. 62, 89: фототабл. III, фиг.1; макрофация КС; обр. 12, 28, 79: фототабл. III, фиг. 2, 3) убывает доля главных терригенных минералов (среднее, соответственно, 80,0; 77,6; 65,3 %) и возрастает – цемента (среднее 18,8; 21,6; 33,3 %). Особенностями минерального состава этих отложений являются: плохая сортировка обломочного материала, содержащего частицы размером до 2,25 мм; частое присутствие в нем обломков халцедона; участки матрикса, представленного скоплением обломков размерностью 0,01 – 0,03 мм и почти не содержащего глинистого материала. Из бассейновых осадков наиболее распространены дельтовые отложения песчаных конусов выноса рек (фация БДД; обр. 19, 50, 53, 54, 55, 100: фототабл. IV), которые по доле главных терригенных минералов и цемента (среднее, соответственно, 72,8 % и 25,6 %) близки к осадкам русел (фация АРР). Из особенностей минерального состава бассейновых отложений отметим в цементе пород вермикулитоподобные (или червеобразные) агрегаты каолинита (обр. 35, 49, 55: фототабл. V), единичные мелкие зерна глауконита (в отложениях макрофаций: БП, обр. 35, 43; БД, обр. 52, 53: фототабл. VI); сноповидные или радиально-лучистые мелкие выделения сульфидов (обр. 17: см. табл. 4.1).

В целом породы тюменской свиты, изученные по образцам, отобранным из керна скважины 10320 Тальникового месторождения, по минеральному виду довольно близки (см. рис. 4.2, табл. 4.1). Тем не менее отчетливо проявлено преобладание среди них кварцевых граувакк, по сравнению с мезомиктовыми и аркозовыми разностями (соответственно 18, 8 и 6 образцов).

Породы верхней части разреза изученной скважины 10320 (до глубины ~ 1755 м) в основном относятся к кварцевым грауваккам и аркозам. Среди континентальных отложений, накопившихся в русловых и пойменных фациальных обстановках, больше кварцевых граувакковых, меньше мезомиктовых и аркозовых песчаников (соответственно 12, 5 и 2 образцов).

На колонку скв.10320 (см. рис. 4.1) нами вынесены некоторые показатели, характеризующие состав песчаников, что позволяет оценить их изменения по разрезу с большей наглядностью. Первое, что можно отметить, – это снижение количества главных терригенных минералов и соответственно возрастание количества цемента вверх по разрезу (см. рис. 4.1, график *А*). В этом же направлении уменьшается общее количество гидрослюды и ее доля в составе цемента. Наблюдается и снижение в этом же направлении соотношения ОП/ПШ (см. рис. 4.1, график *Б*). Однако значительно более интересную информацию дают изменения показателей по литоциклам II порядка, границы которых показаны в правой части рис. 4.1. В уменьшениях обоих указанных показателей фиксируется четкая направленность, обозначенная усредняющими стрелками (для статистической характеристики этих явлений приводимых сведений недостаточно). Еще более яркую картину наличия таких закономерностей дает график *В* на рис. 4.1. Здесь вынесены сведения по отношению ОП/ПШ только для *русловых* отложений. Поскольку для обычных асимметричных литоциклов аллювиальной природы ослабление активных текучих вод в их верхней части является аксиоматичным, то такой характер графика решает "обратную задачу", подтверждая правильность установления цикличности. Однако в целом рассмотрение таких закономерностей является предметом специальных исследований следующего этапа работ.

Фототаблица I. Аллювиальные песчаники (фация стрежневой части русел равнинных рек – АРС[*)])

Фиг. 1. Обр. Т20-72[**)]. Песчаник среднезернистый с примесью крупнозернистого и алевритового материала, кварцевый граувакковый. Структура псаммитовая среднезернистая. Видны: зерна кварца, обломков пород, полевых шпатов, карбоната, пластинки мусковита, прожилки и пятна битумов. Цемент существенно глинистый, открытый и закрытый поровый. Николи ‖ и +. Увел. 28,5

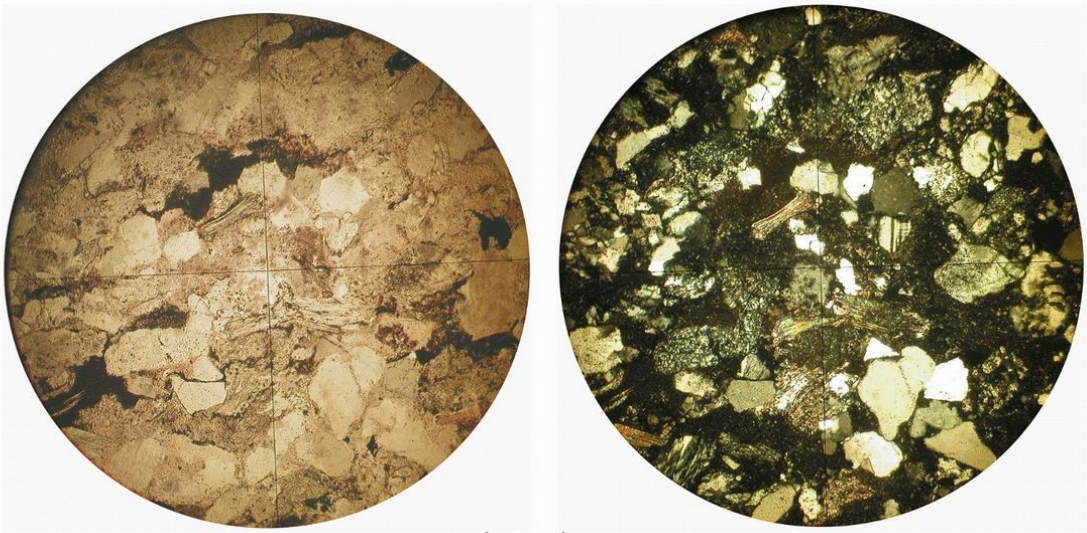
Фиг. 2. Обр. Т20-101. Песчаник среднезернистый с примесью крупнозернистого, гравийного и алевритового материала, мезомиктовый. Структура псаммитовая среднезернистая. Видны: зерна полевого шпата, обломков пород, кварца, крупная пластина мусковита. Цемент существенно глинистый, открытый и закрытый поровый, контурный. Николи ‖ и +. Увел. 28,5

Фиг. 3. Обр. Т20-102. Песчаник среднезернистый с примесью крупнозернистого, гравийного и алевритового материала, кварцевый граувакковый. Структура псаммитовая среднезернистая. Видны: зерна кварца, обломков пород, полевых шпатов, замещаемых цементом; крупные пластинки мусковита, прожилки битумов. Цемент существенно каолинитовый, меньше гидрослюдистый; открытый и закрытый поровый, контурный. Николи ‖ и +. Увел. 28,5

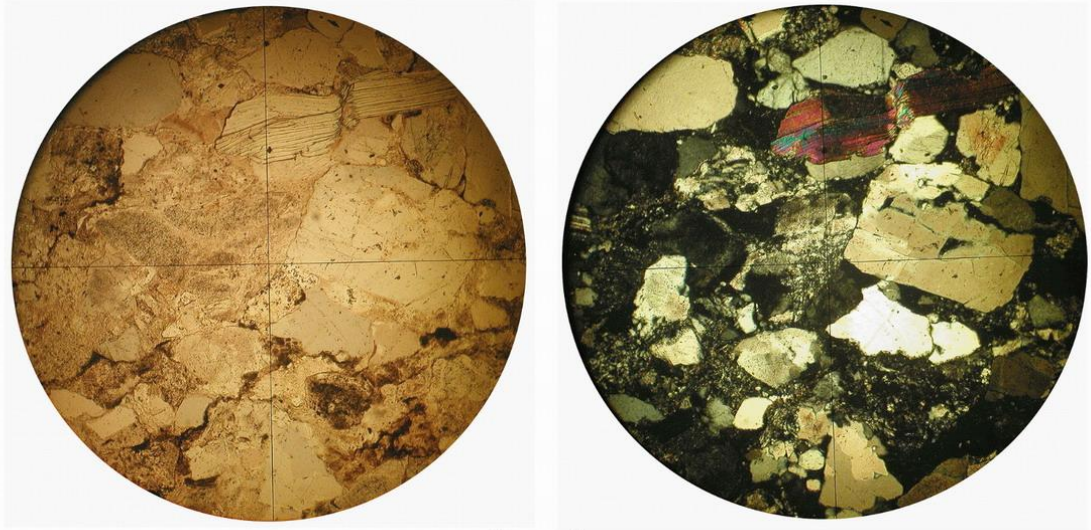
[*)] Характеристика выделенных фаций дана в гл. 5

[**)] Здесь и далее: положение образцов показано на рис. 4.1; описание приведено в табл. 4.1

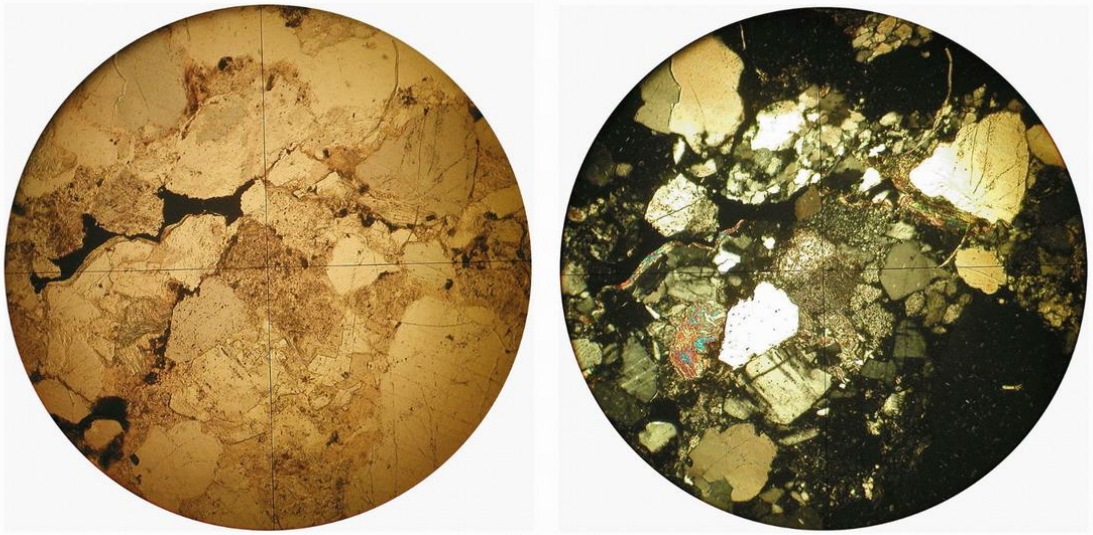
Фототаблица I



Фиг. 1.



Фиг. 2



Фиг. 3

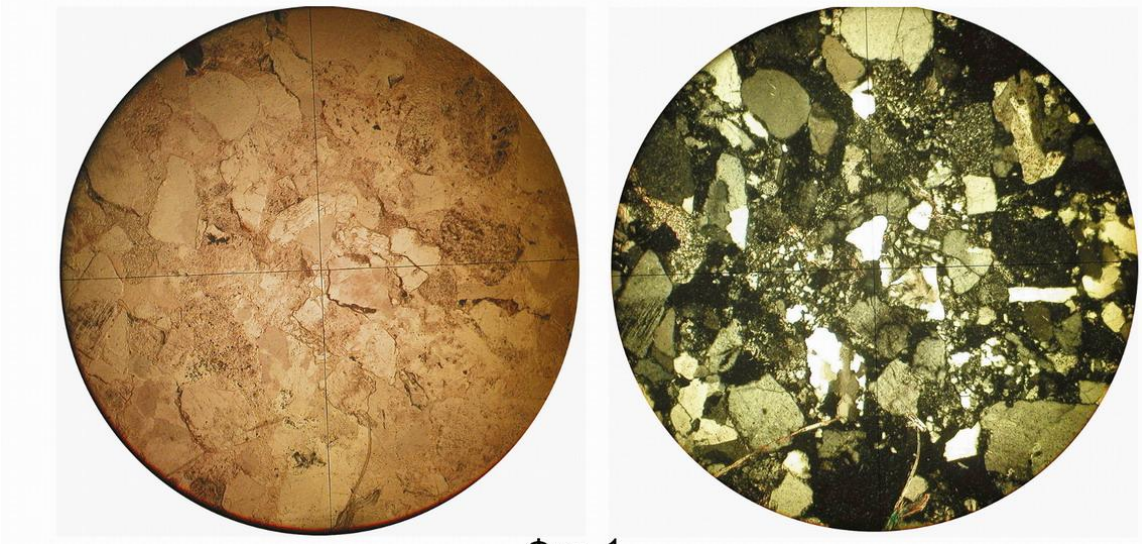
Фототаблица II. Аллювиальные песчаники (фация русел равнинных рек – АРР)[*)]

Фиг. 1. Обр. Т20-81[*)]. Песчаник мелкозернистый с примесью средне-, крупнозернистого и алевритового материала, кварцевый граувакковый. Структура псаммитовая мелкозернистая. Видны: обломки пород, кварца, полевого шпата, листочки слюды. Цемент существенно глинистый, открытый и закрытый поровый, контурный. Николи ‖ и +. Увел. 28,5

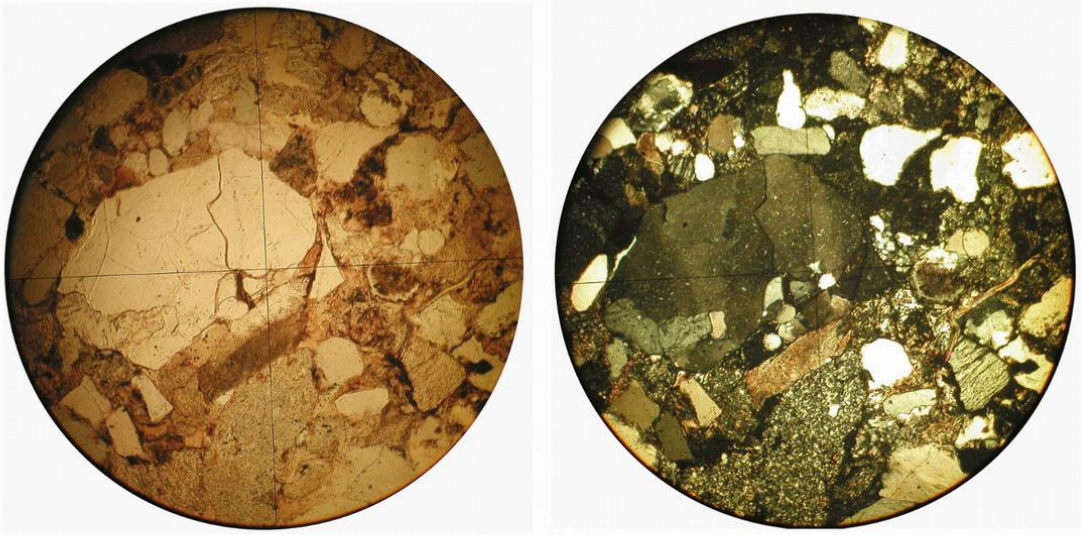
Фиг. 2. Обр. Т20-105. Песчаник мелкозернистый с примесью средне- и крупнозернистого материала, кварцевый граувакковый. Структура псаммитовая мелкозернистая. Видны: зерна кварца, обломков выветрелых пород, полевого шпата, пластинки мусковита. Цемент существенно каолинитовый, меньше - гидрослюдистый, открытый и закрытый поровый. Николи ‖ и +. Увел. 28,5

Фиг. 3. Обр. Т20-106. Песчаник среднезернистый с примесью мелко- и крупнозернистого материала кварцевый граувакковый. Структура псаммитовая среднезернистая. Видны: зерна пород, полевого шпата, кварца, мусковита. Цемент каолинитовый и гидрослюдистый, открытый и закрытый поровый, контурный. Увел. 28,5

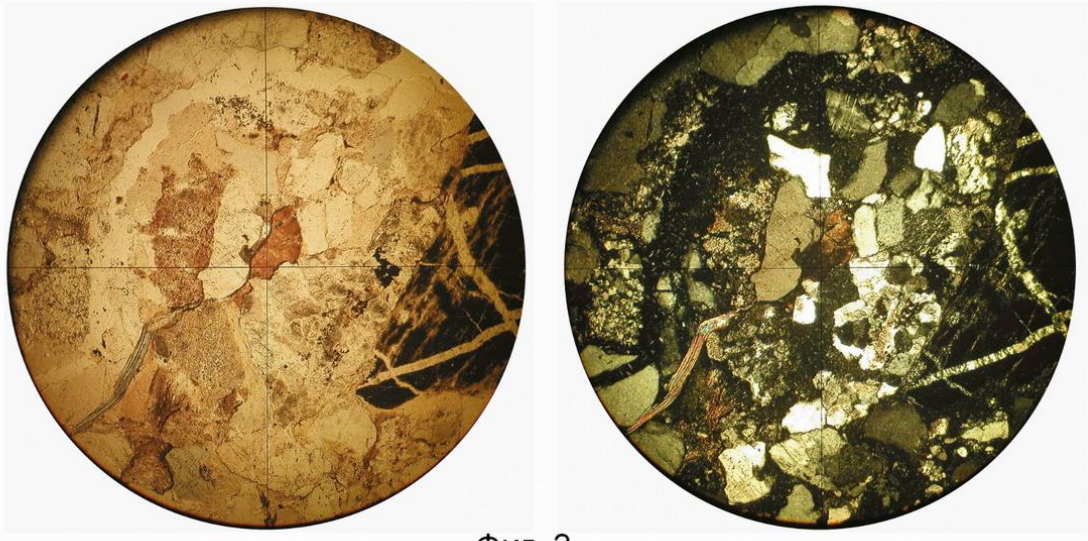
[*)] См. примечание на стр. 56.



Фиг. 1



Фиг. 2



Фиг. 3

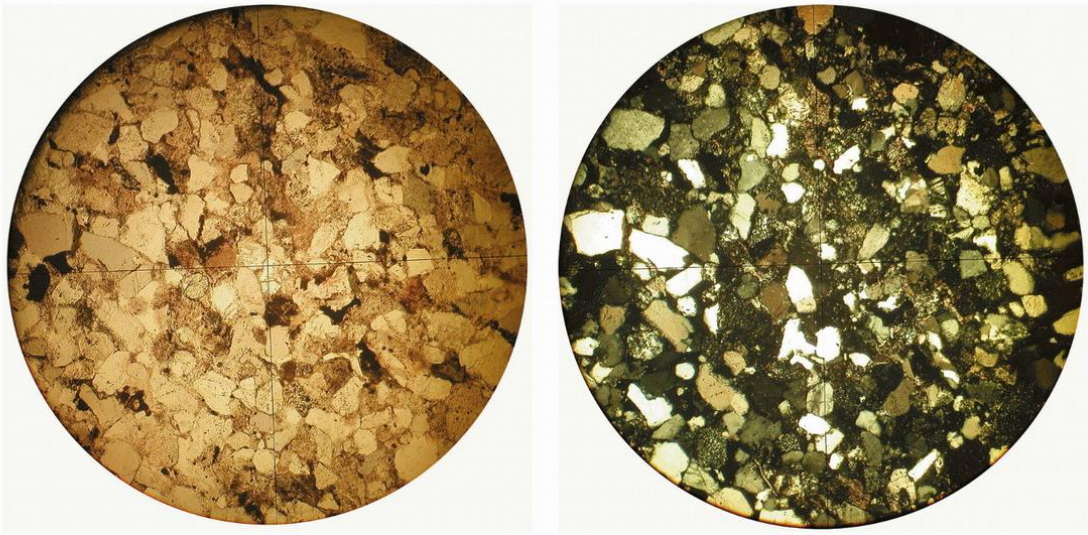
Фототаблица III. Песчаники мелких водотоков[*)]

Фиг. 1. Обр. Т20-62. Песчаник тонкозернистый с примесью мелко- и среднезернистого материала мезомиктовый. Структура псаммитовая мелкозернистая. Видны: зерна кварца, полевого шпата, пород. Цемент существенно глинистый. Фация АРП. Николи ‖ и +. Увел. 28,5

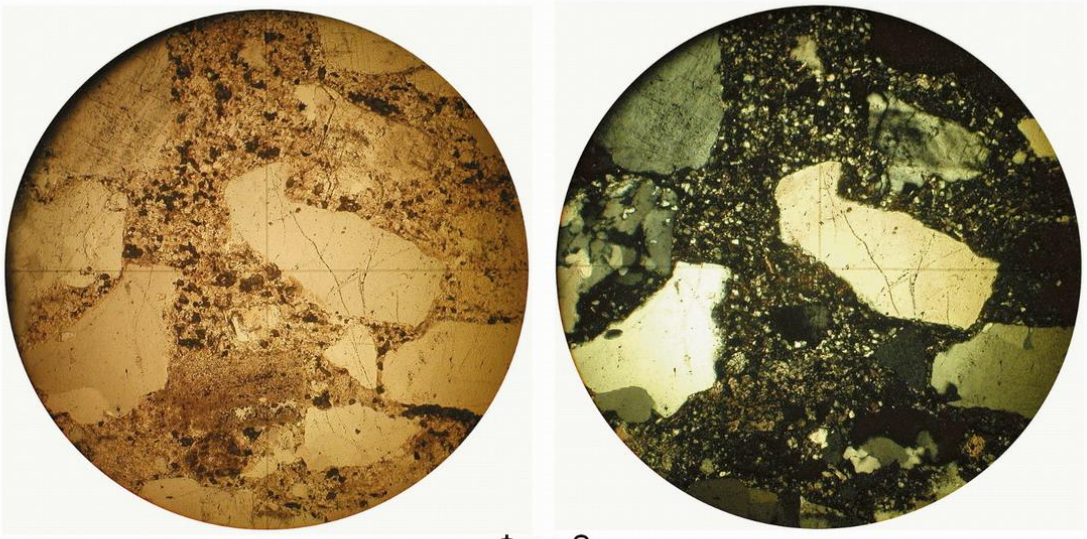
Фиг. 2. Обр. Т20-38. Алевролит с примесью песчаного и гравийного материала, кварцевый граувакковый. Структура псаммитовая мелкозернистая и псаммо-алевритовая. Видны: зерна кварца и полевого шпата, стяжения карбоната до 0,07 мм в алевритовом матриксе. Цемент глинистый. Фация КСР. Николи ‖ и +. Увел. 28,5

Фиг. 3. Обр. Т20-28. Песчаник тонкозернистый аркозовый. Структура псаммитовая мелкозернистая. Видны: зерна кварца, полевого шпата, обломков пород, мусковит, хлорит, пятна и прожилки битумов. Цемент существенно глинистый, открытый поровый. Фация КСП. Николи ‖ и +. Увел. 28,5

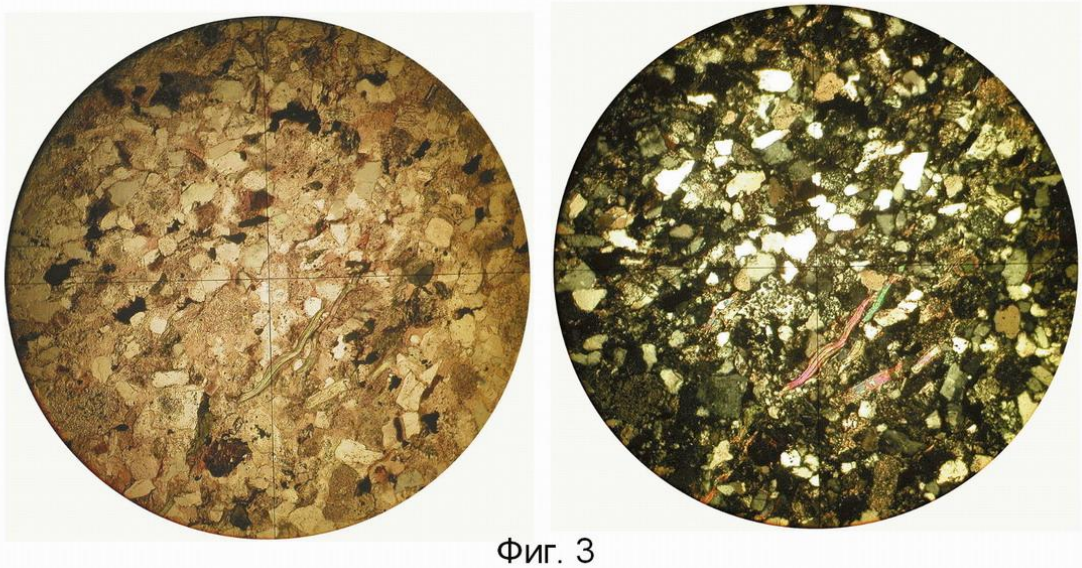
[*)] См. примечание на стр. 56.



Фиг. 1



Фиг. 2



Фиг. 3

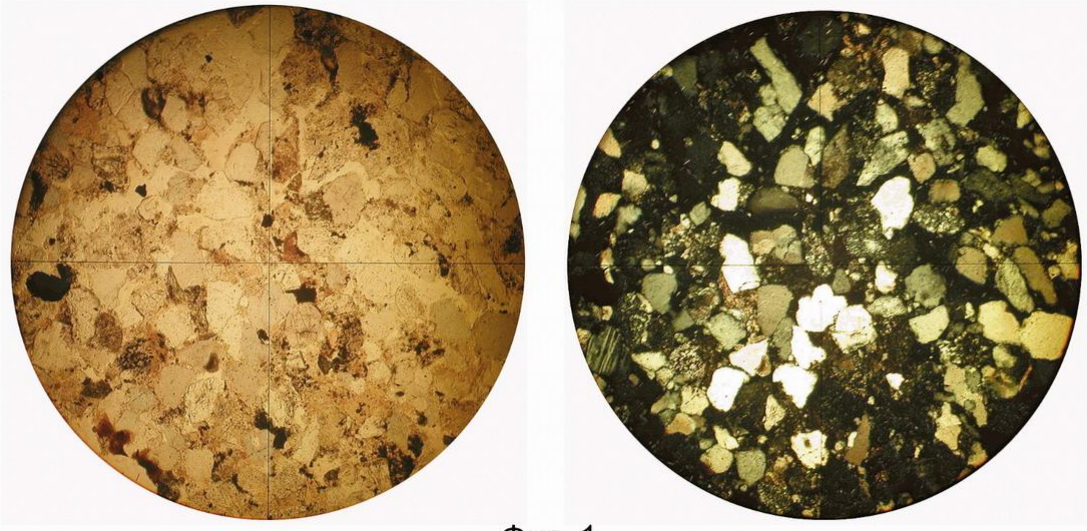
Фототаблица IV. Подводно-дельтовые песчаники (фация БДД[*)])

Фиг. 1. Обр. Т20-19. Песчаник мелкозернистый с примесью среднезернистого и алевритового материала, аркозовый. Структура псаммитовая мелкозернистая. Видны: зерна кварца, плагиоклаза, обломки пород, мусковит в алеврито-глинистом матриксе. Цемент глинистый и карбонатный, открытый и закрытый поровый. Николи ‖ и +. Увел. 28,5

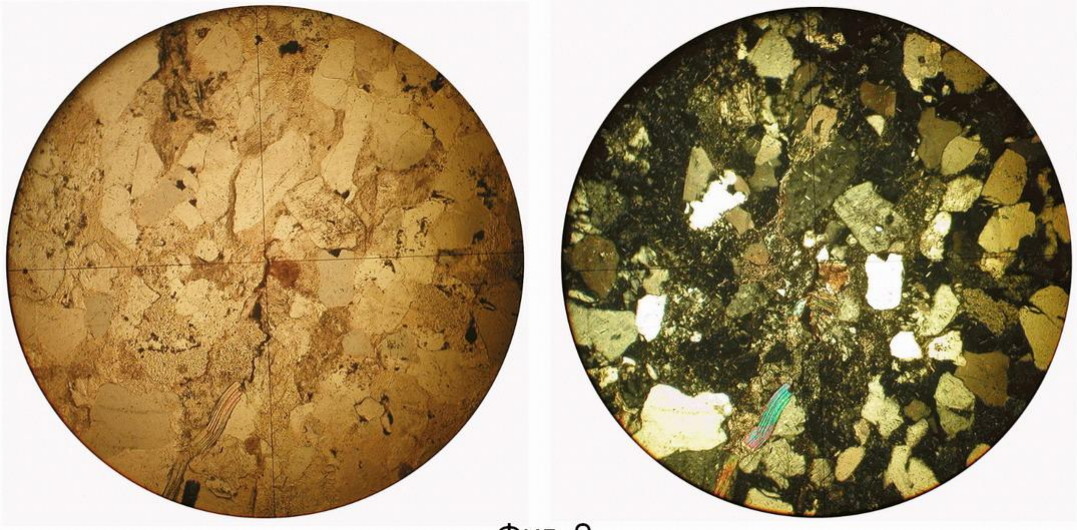
Фиг. 2. Обр. Т20-53. Песчаник мелкозернистый с примесью средне-, крупнозернистого и алевритового материала, аркозовый. Структура псаммитовая мелкозернистая. Видны: зерна кварца, полевого шпата, обломки пород, мусковит в алеврито-глинистом матриксе. Цемент существенно глинистый, открытый и закрытый поровый. Николи ‖ и +. Увел. 28,5

Фиг. 3. Обр. Т20-55. Песчаник мелкозернистый с примесью средне-, крупнозернистого и алевритового материала, мезомиктовый. Видны: зерна кварца, полевого шпата, обломков пород, гидробиотита в алеврито-глинистом матриксе. Цемент существенно глинистый, открытый и закрытый поровый, крустификационный. Николи ‖ и +. Увел. 28,5

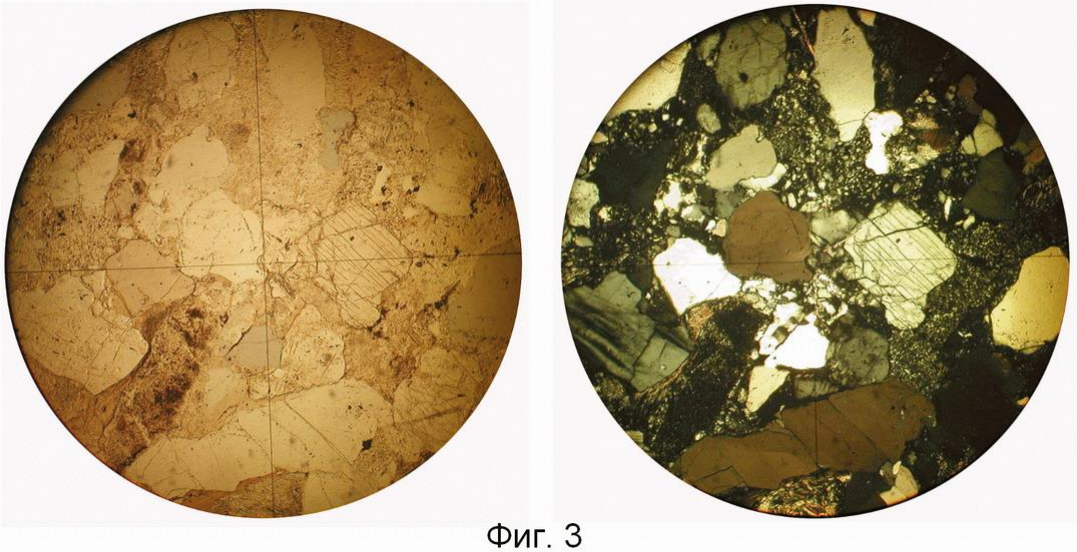
[*)] См. примечание на стр. 56.



Фиг. 1



Фиг. 2



Фиг. 3

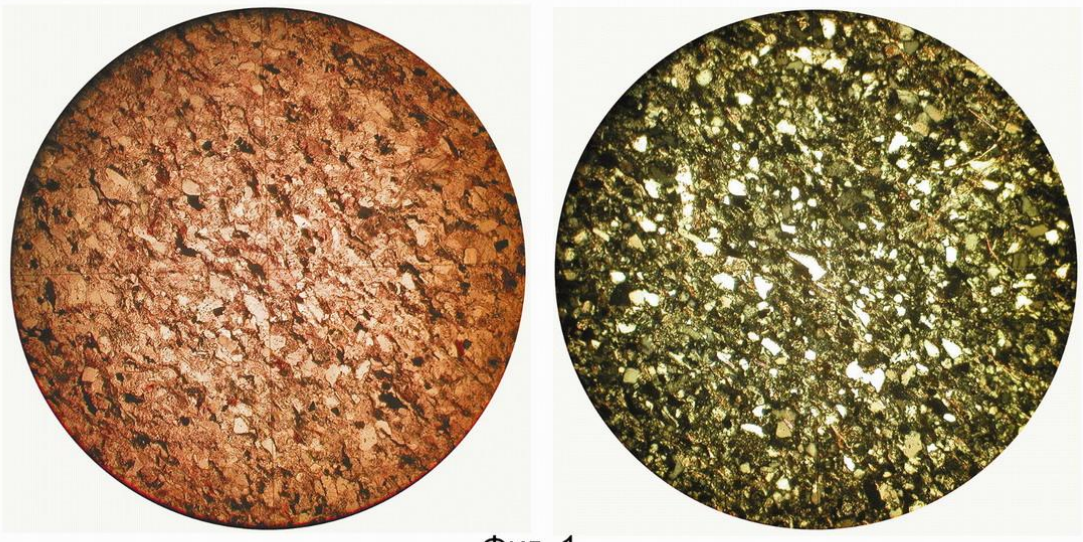
Фототаблица V. Песчаники прибрежного бассейнового мелководья[*)]

Фиг. 1. Обр. Т20-35. Алевролит – тонкозернистый песчаник, кварцевый граувакковый. Структура псаммитовая мелкозернистая. Видны: зерна кварца, полевого шпата, обломков пород, мусковит. Цемент гидрослюдисто-каолинитовый открытый поровый. Фация БПК. Николи ‖ и +. Увел. 28,5

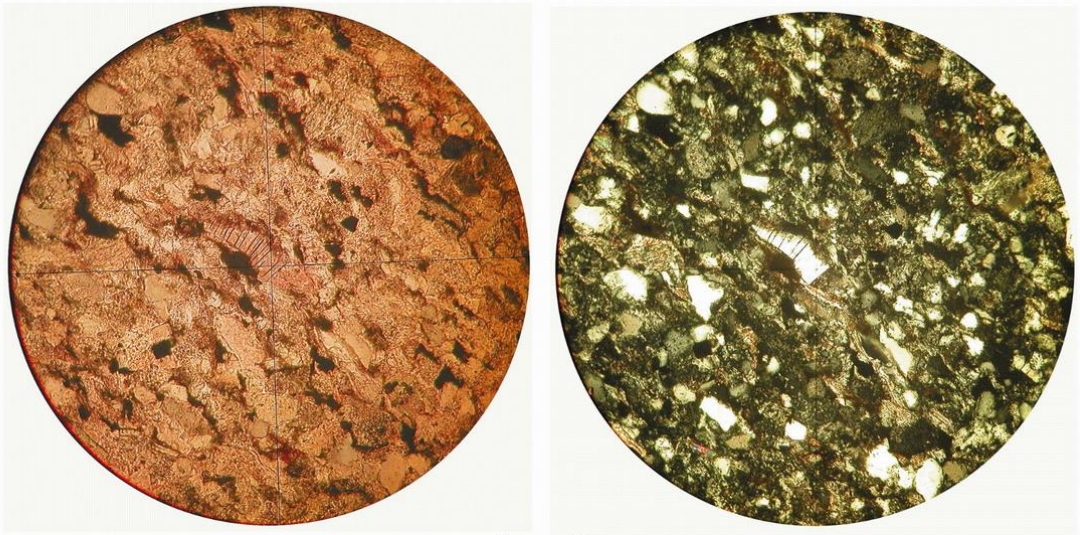
Фиг. 2. Обр. Т20-35. То же, что и фиг. 1; деталь: в центре – сросток каолинита. Николи ‖ и +. Увеличение 59

Фиг. 3. Обр. Т-20-43. Песчаник тонкозернистый с примесью мелкозернистого материала, мезомиктовый. Структура псаммитовая мелкозернистая. Видны: зерна кварца, полевого шпата, обломков пород, мусковит. Цемент гидрослюдисто-каолинитовый, открытый и закрытый поровый. Фация БПО. Николи ‖ и +. Увел. 28,5

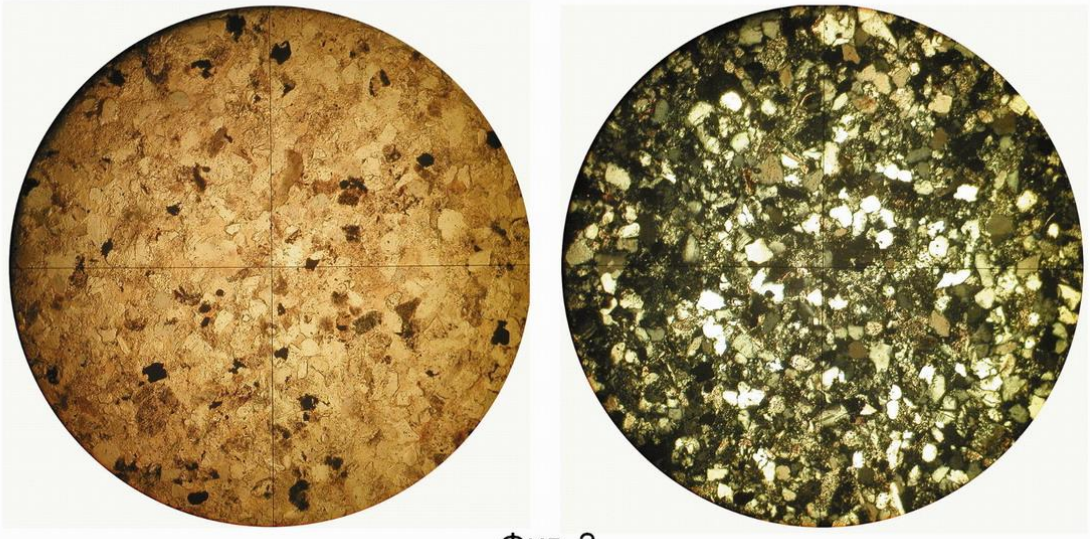
[*)] См. примечание на стр. 56.



Фиг. 1



Фиг. 2



Фиг. 3

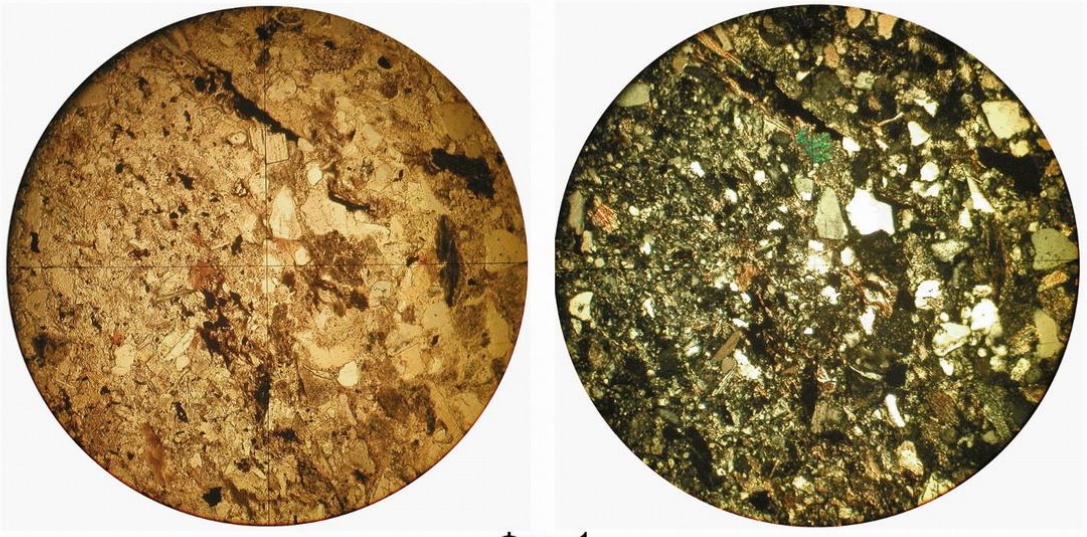
Фототаблица VI. Песчаники проточных озер и разных частей подводно-дельтовых выносов рек [*)]

Фиг. 1. Т20-85. Песчаник мелкозернистый с примесью среднезернистого и алевритового материала, кварцевый граувакковый. Видны: зерна кварца, полевого шпата, обломков пород, мусковит, гидробиотит, хлорит. Цемент существенно глинистый, открытый и закрытый поровый. Фация ОЗП. Николи ‖ и +. Увел. 28,5

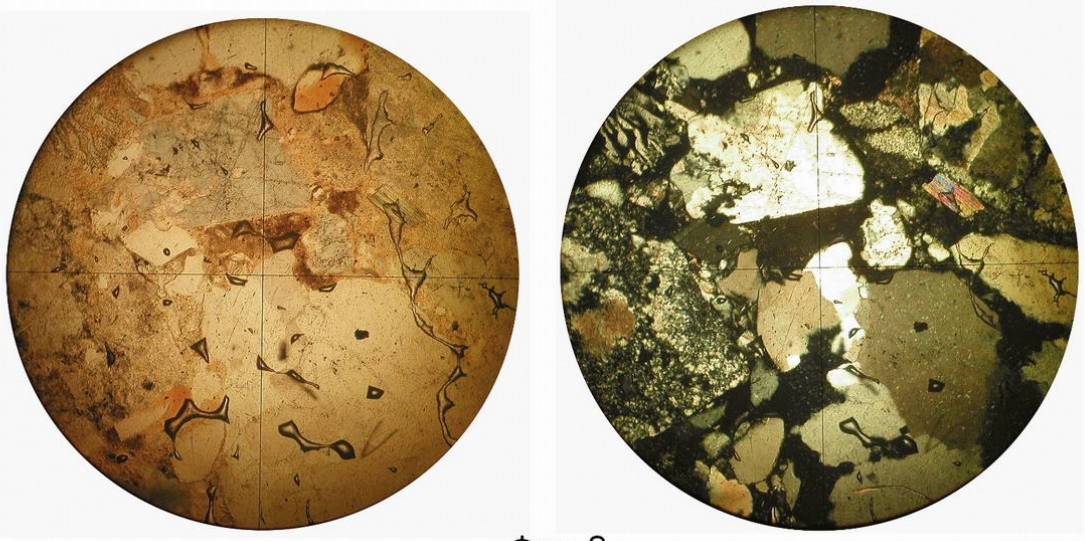
Фиг. 2. Т20-49. Песчаник среднезернистый с примесью мелко-, крупнозернистого и гравийного материала, кварцевый граувакковый. Структура псаммитовая среднезернистая. Видны: зерна кварца, полевого шпата, обломков пород,мусковита. Цемент глинистый, открытый и закрытый поровый, контурный. Фация БДЦ. Николи ‖ и +. Увел. 28,5

Фиг. 3. Т20-52. Песчаник тонкозернистый с примесью мелкозернистого материала, мезомиктовый. Структура псаммитовая мелкозернистая. Видны: зерна кварца, полевого шпата, обломков пород, мусковит, глауконит. Цемент существенно глинистый, открытый и закрытый поровый. Фация БДА. Николи ‖ и +. Увел. 28,5

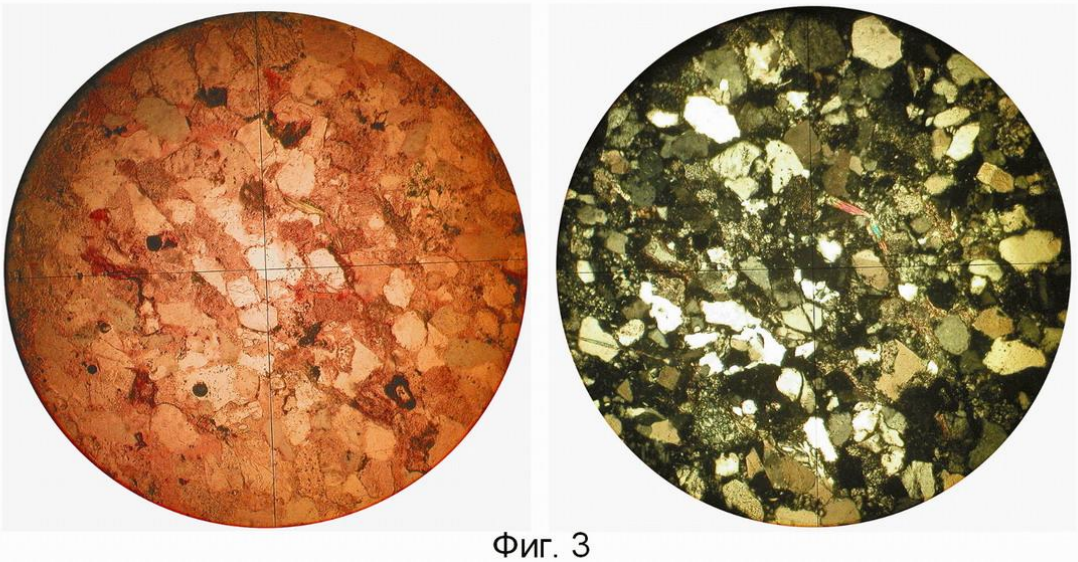
[*)] См. примечание на стр. 56.



Фиг. 1



Фиг. 2



Фиг. 3

4.2. Геохимическая характеристика отложений

В основу исследований положены результаты изучения химического состава более 70 образцов алевроаргиллитов и 35 образцов песчаников тюменской свиты, а также данные о содержаниях элементов-примесей в 22 образцах алевроаргиллитов и 10 образцах песчаников, отобранных из керна скважин 10628 (Ловинское), 10320 (Тальниковое) и 23 (Западно-Тугровское) месторождений. К алевроаргиллитам нами отнесены породы, представляющие своего рода микстит тонко(мелко)алевритовой и глинистой фракций (см. табл. 3.1), и формирующиеся в результате сочетания переноса мельчайшей взвеси с коагуляцией частиц. При использовании десятичной шкалы эти породы относятся к аргиллитам (d<0,01 мм: см. табл. 3.1). Однако в отличие от собственно аргиллитов (d<0,004 мм: см. табл. 3.1) поверхность алевроаргиллитов при притирании пальцем остается шероховатой. Содержания основных породообразующих оксидов методом «мокрой химии» определены в химической лаборатории НИСа Уральского государственного горного университета (руководитель работ – Пенкина Н. В.). Содержания элементов-примесей, в том числе и редкоземельных (РЗЭ или REE), определены методом ICP-MS в ИГГ УрО РАН под руководством Ю. Л. Ронкина (аналитики О. П. Лепихина и О. Ю. Попова).

Химический состав представительных образцов песчаников и алевроаргиллитов тюменской свиты приведен в табл. 4.2, на примере скв. 10628 Ловинского месторождения. Она вскрыта здесь в интервале 2140,0-2181,7 м (см. табл. 2.1); колонка скважины приведена в предыдущей книге [117, с. 22-23], поэтому повторять ее здесь мы не станем. Укажем, что исключительно в сравнительных целях в табл. 4.2 приведены сведения по единичным пробам из отложений, перекрывающих и подстилающих тюменскую свиту. Как видно из приведенных данных, *песчаники* характеризуются широкими вариациями содержаний всех породообразующих оксидов (табл. 4.3). Так, медианное содержание в них оксида кремния составляет 74,4 %, тогда как минимальные и максимальные содержания составляют соответственно 57 и 91,6 %. Для оксидов алюминия, калия и натрия соответствующие параметры составляют 12,1; 2,4 и 17,3 %, 2,2; 0,3 и 3,2 %, 0,4; 0,1 и 2,0 %. Медианное значение потерь при прокаливании равно 4,1, тогда как минимальная и максимальная величины данного параметра равны 1,2 и 23,3 %.

Таблица 4.2

Представительные химические анализы песчаников и алевроаргиллитов тюменской свиты, вскрытых скв.10628 (Ловинское месторождение)

Песчаники										
Номер пробы	Л28-2	Л28-12	Л28-32	Л28-60	Л28-69	Л28-80	Л28-92	Л28-108	Л28-120	Л28-127
Глубина отбора, м	2143,6	2157,9	2173,6	2210,9	2224,5	2237,7	2246,6	2266,2	2277,3	2279,8
SiO_2	70,00	73,38	66,72	67,52	86,06	76,66	80,85	70,68	83,44	57,05
TiO_2	0,63	0,20	0,92	0,85	0,21	0,47	0,16	0,70	0,81	1,24
MnO	0,06	0,17	0,06	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03
FeO	2,59	2,37	2,46	0,22	0,22	0,43	0,36	0,64	0,22	0,65
Fe_2O_3	0,82	1,25	0,50	1,19	0,47	0,24	0,08	0,09	0,45	0,51
CaO	0,68	0,80	0,50	0,45	0,30	0,38	0,47	0,54	0,63	0,52
MgO	1,97	0,59	2,82	1,48	0,63	0,78	0,28	0,75	1,02	1,27
K_2O	2,40	2,90	1,78	3,20	2,57	2,67	2,88	0,95	0,69	1,13
Na_2O	1,58	0,51	1,36	0,69	0,35	0,29	0,38	0,18	0,35	0,52
Al_2O_3	13,36	14,26	16,22	17,29	7,50	12,55	12,70	14,56	8,03	13,42
P_2O_5	0,29	0,07	0,14	0,19	0,15	0,25	0,39	0,14	0,20	0,25
ппп	5,99	3,08	5,72	6,44	2,03	4,63	1,89	10,89	3,51	23,00
Сумма	100,37	99,58	99,20	99,54	100,50	99,36	100,45	100,13	99,36	99,59
Алевроаргиллиты										
Номер пробы	Л28-а*)	Л28-в*)	Л28-5	Л28-8	Л28-21	Л28-41	Л28-58	Л28-78	Л28-91	Л28-124**)
Глубина отбора, м	2127,5	2129,9	2150,1	2154,0	2162,3	2185,0	2208,1	2236,0	2246,3	2281,9
SiO_2	56,20	64,45	62,98	64,64	64,84	65,31	73,72	63,79	83,70	59,03
TiO_2	1,06	0,95	1,16	1,06	1,84	1,44	1,28	1,50	1,21	1,23
MnO	0,17	0,14	0,02	0,09	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
FeO	1,15	1,29	1,44	3,16	0,36	0,58	0,22	0,56	0,93	1,08
Fe_2O_3	6,31	5,14	0,85	0,54	0,71	0,75	1,25	1,37	0,07	0,96
CaO	0,10	1,35	0,50	0,80	0,10	0,50	0,15	0,30	0,38	0,25
MgO	1,88	1,73	1,97	2,77	0,73	1,83	1,33	1,29	0,75	2,10
K_2O	2,35	1,95	2,30	2,13	2,28	2,13	2,08	1,92	0,85	1,66
Na_2O	0,83	1,28	1,13	1,11	0,29	0,92	0,45	0,41	0,20	0,52
Al_2O_3	17,35	13,23	19,95	14,95	18,85	16,05	11,69	18,78	8,27	22,94
P_2O_5	0,31	2,22	0,11	0,15	0,07	0,19	0,08	0,37	0,08	0,17
ппп	9,84	7,45	7,04	8,04	9,56	9,68	7,45	9,70	3,37	9,30
Сумма	97,55	101,18	99,45	99,44	99,64	99,39	99,71	100,00	99,82	99,26

*) Алевроаргиллиты абалакской свиты (для сравнения).

**) Мелкозернистый алевролит радомской пачки (для сравнения)

Таблица 4.3

Медианные, минимальные и максимальные содержания основных породообразующих компонентов (в %) в песчаниках тюменской свиты

Характеристики	SiO_2	TiO_2	MnO	FeO	Fe_2O_3	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	Al_2O_3	P_2O_5	ППП
медиана	74,38	0,47	0,02	0,43	0,36	0,47	0,82	2,24	0,40	12,1	0,14	4,06
min	57,05	0,10	0,01	0,09	0,08	0,10	0,28	0,29	0,11	2,43	0,03	1,19
max	91,55	1,46	0,17	5,24	5,17	1,95	3,41	3,20	2,03	17,29	0,39	23,30

Медианное значение гидролизатного модуля [ГМ = $(Al_2O_3+TiO_2+Fe_2O_3+FeO+MnO)/SiO_2$] в песчаниках составляет 0,21 (min = =0,05, max = 0,31). Исходя из указанных значений в соответствии с классификацией Я. Э. Юдовича и М. П. Кетрис [141], псаммиты тюменской свиты принадлежат силитам (ГМ < 0,30) и сиаллитам (0,31 < ГМ < 0,55). Медианные значения отношений K_2O/Al_2O_3 и K_2O/Na_2O составляют соответственно 0,16 и 3,1, причем для последнего параметра и минимальное и максимальное значения превышают 1. Это позволяет считать, основываясь на данных Ф. Дж. Петтиджона с соавторами [84], что вся рассматриваемая нами совокупность псаммитов тюменской свиты принадлежит аркозовому семейству (рис. 4.3, см. рис. 4.2).

На классификационной диаграмме Ф. Дж. Петтиджона с соавторами [84] в координатах $\log(SiO_2/Al_2O_3)$–$\log(Na_2O/K_2O)$ фигуративные точки составов песчаников локализованы преимущественно в полях аркозов и субаркозов, значительно меньшая их часть попадает в поля граувакк*, лититов и сублититов (рис. 4.4). На диаграмме $\log(SiO_2/Al_2O_3)$–$\log(Fe_2O_3/K_2O)$ М. Хиррона [152] (рис. 4.5) точки составов песчаников также расположены в полях аркозов и субаркозов, и лишь незначительная часть их тяготеет к полю вакк, что подчеркивает присутствие в проанализированной нами выборке определенного числа весьма тонкозернистых разностей псаммитов.

Существенно аркозовый состав псаммитов и интракратонный характер Западно-Сибирского мегабассейна обусловливают локализацию подавляющей части фигуративных точек песчаников тюменской свиты на диаграмме Б. Розера и Р. Корша [159] в области значений, типичных для пассивных окраин, т. е. областей с весьма стабильным тектоническим режимом (рис. 4.6).

В скв.10628 не наблюдается каких-либо определенных тенденций в распределении значений ГМ в песчаниках снизу вверх по разрезу (рис. 4.7). Значения индекса химического изменения [CIA = $100\times Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O)$] в песчаниках нижней трети разреза несколько выше, чем в остальной части тюменской свиты. В интервале глубин 2230-2210 м значения CIA в песчаниках минимальны и достаточно близки к тем, что характерны для пород, в составе которых преобладает слабо выветрелый материал. В этом же интервале для псаммитов характерны максимальные во всем разрезе тюменской свиты значения отношения K_2O/Al_2O_3 (0,3-0,45), типичные для пород «петрогенного типа», т. е. не претерпевших более одного цикла седиментации. Все вместе это позволяет предполагать, что ближе к концу первой половины времени накопления отложений тюменской свиты в областях сноса имело место выведение на дневную поверхность относительно слабо измененных процессами выветривания образований, а захоронение кластики происходило достаточно быстро. Именно этот рубеж (около 2205 м) фиксируется сменой палеоландшафтов (снизу вверх): озерно-аллювиального на прибрежно-бассейновый [117].

* По классификации В. Д. Шутова, это преимущественно мезомиктовые песчаники и аркозовые (кварцевые) граувакки (см. рис. 4.2).

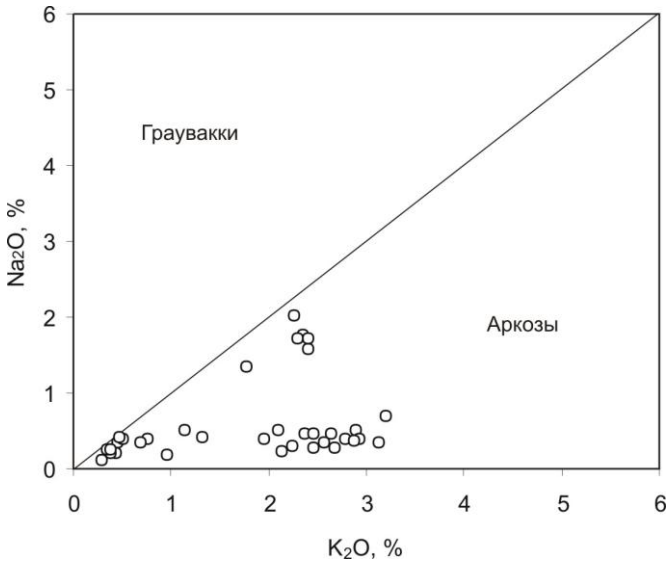


Рис. 4.3. Положение фигуративных точек составов песчаников тюменской свиты на диаграмме $Na_2O–K_2O$

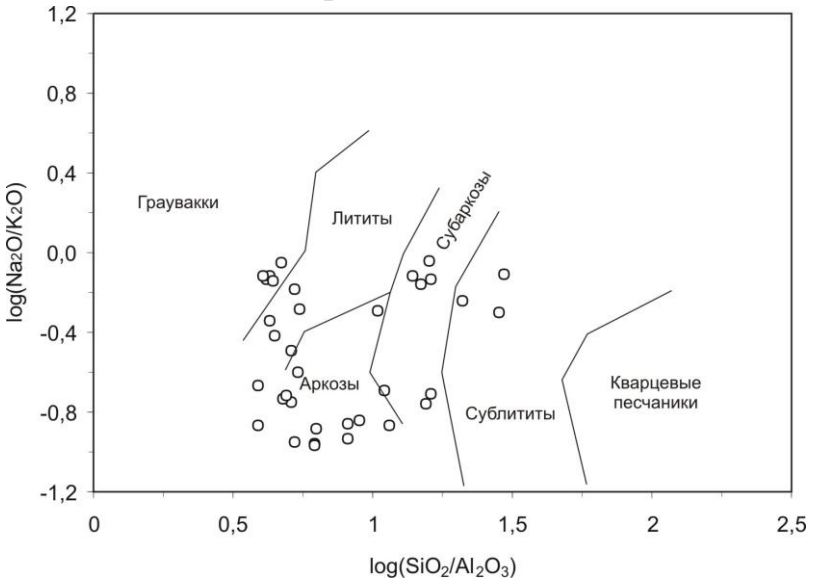


Рис. 4.4. Положение фигуративных точек составов псаммитов тюменской свиты на диаграмме $\log(SiO_2/Al_2O_3)–\log(Na_2O/K_2O)$

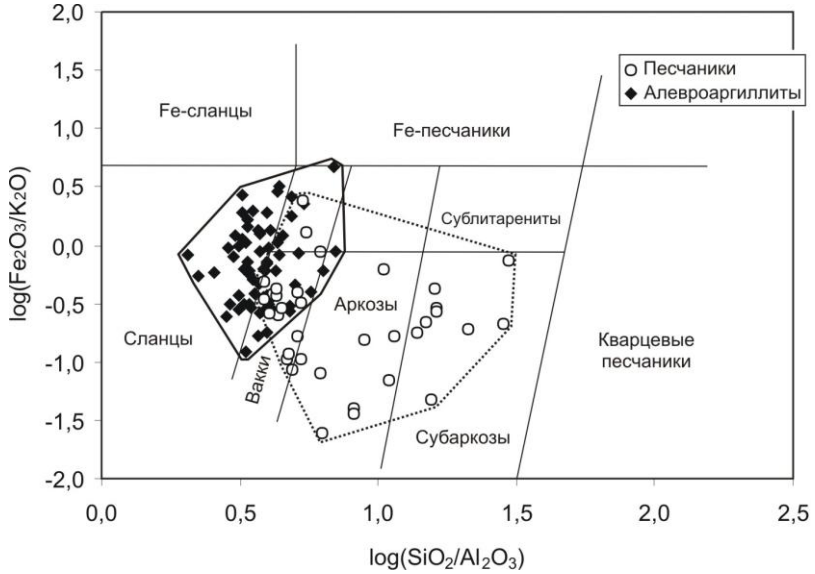


Рис. 4.5. Положение фигуративных точек составов псаммитов тюменской свиты на диаграмме $\log(SiO_2/Al_2O_3)–\log(Fe_2O_3/K_2O)$

Рис. 4.6. Положение фигуративных точек составов псаммитов на диаграмме Б. Розера и Р. Корша [159]

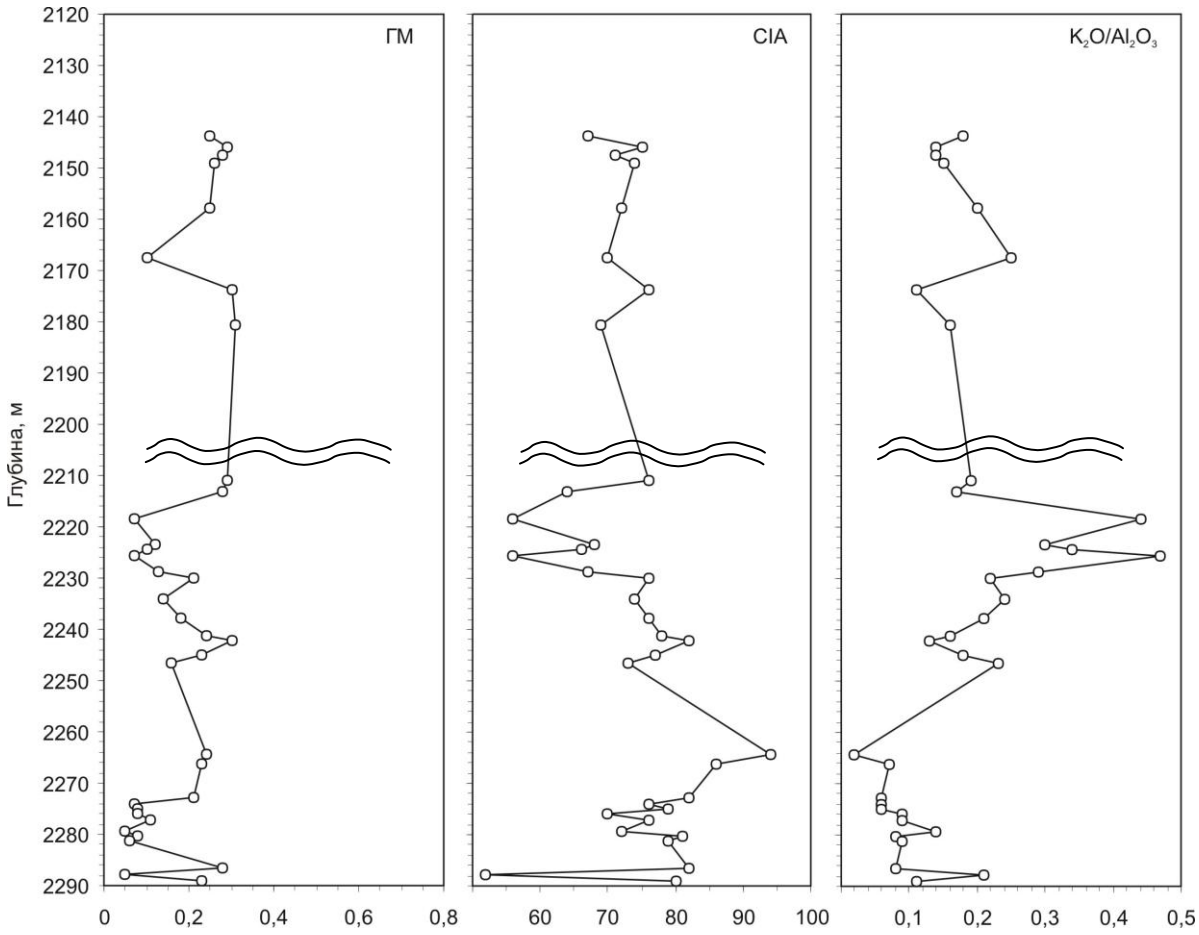


Рис. 4.7. Вариации ГМ, CIA и K_2O/Al_2O_3 в песчаниках тюменской свиты в разрезе скв.10628 (Ловинское месторождение)

смена палеоландшафтов

Для *алевроаргиллитов* также характерны значительные вариации содержания основных породообразующих оксидов (табл. 4.4). Медианное содержание оксида кремния составляет 64,1 %, тогда как минимальное и максимальное содержание SiO_2 в породах различаются почти в 2,2 раза (37,8 и 83,7 %). Минимальные и максимальные содержания закисного и окисного железа различаются почти на 2 порядка (соответственно 0,1 и 11,0, 0,1 и 8,6 %). Разброс тех же параметров для оксидов калия и натрия составляет более порядка. Минимальная величина содержания Al_2O_3 составляет 8,3 %, максимальная – 22,9 %, тогда как медианное значение равно 16,9 %. Потери при прокаливании в исследованных образцах алевроаргиллитов составляют 9,3 % (медианное значение), минимальная величина данного параметра – 0,1 %, максимальная – 36,7 %.

Таблица 4.4

Медианные, минимальные и максимальные содержания основных породообразующих компонентов (в %) в алевроаргиллитах тюменской свиты

Характеристики	SiO_2	TiO_2	MnO	FeO	Fe_2O_3	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	Al_2O_3	P_2O_5	ППП
медиана	64,10	1,30	0,02	0,72	1,20	0,30	1,70	2,10	0,60	16,90	0,10	9,30
min	37,80	0,70	0,01	0,11	0,10	0,10	0,70	0,40	0,10	8,30	0,07	0,10
max	83,70	2,90	0,19	11,00	8,60	2,70	2,80	4,80	1,90	22,90	3,12	36,70

Величина гидролизатного модуля в алевроаргиллитах варьирует от 0,13 до 0,65 при медианном значении 0,34. Индекс CIA варьирует от 61 до 90; медианная величина его равна 80, что указывает на преимущественно гумидные климатические обстановки на палеоводосборах при формировании отложений тюменской свиты. Медианное значение химического индекса выветривания [$CIW = 100 \times Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO+Na_2O)$], составляющее около 90, также указывает на весьма сильное выветривание пород, слагавших палеоводосборы[*]. Весьма низкая величина отношения K_2O/Al_2O_3 (медиана 0,12, min 0,04, max 0,39) указывает, что практически вся тонкая алюмосиликокластика в составе тюменской свиты имеет литогенный характер, т. е. материал, слагающий алевроаргиллиты, либо прошел более одного цикла седиментации (это значит, что в областях сноса значительная роль могла принадлежать в том числе и глинистым породам), либо в существенной мере преобразован процессами гумидного выветривания (в наиболее общем случае указанные значения K_2O/Al_2O_3 типичны для глин каолинитового и гидрослюдистого состава). Минимальные и максимальные величины отношения оксидов калия и натрия составляют более 1.

[*] Величина химического индекса выветривания возрастает с ростом степени разложения исходных пород или осадков, т. е. с ростом степени выветрелости материала палеоводосборов. Для слабо измененных базальтов и гранитов индекс CIW составляет от 76 до 59; в корах выветривания по указанным породам он достигает 94–98 [151].

На диаграмме М. Хиррона (см. рис. 4.5) точки составов тонкозернистых терригенных пород локализованы как в поле сланцев (преобладающая часть), так и вакк. Последнее связано с тем, что в разрезе тюменской свиты мы имеем дело преимущественно не с собственно аргиллитами (т. е. породами, сложенными более чем на 50 % частицами с размерностью менее 0,01 мм), а в основном с мелкозернистыми алевролитами, их глинистыми разностями и алевроаргиллитами [65].

На диаграмме НКМ–ФМ [141] точки алевроаргиллитов сосредоточены в основном в полях I и II, меньше в поле V (рис. 4.8). По данным авторов диаграммы, поле I отвечает составам глинистых пород, в которых доминирует каолинит, поле II – это породы с преобладанием монтмориллонита и подчиненным количеством каолинита и гидрослюды, тогда как в поле V локализованы составы глинистых пород, состоящие из трехкомпонентной системы хлорит + монтмориллонит + гидрослюда; отложения подобного типа обычно не связаны с корами выветривания.

На примере скв.10628 нами проанализированы тенденции изменения химического состава алевроаргиллитов в разрезе тюменской свиты (рис. 4.9). Установлено, что величина гидролизатного модуля в алевроаргиллитах снизу вверх по разрезу скважины не испытывает каких-либо определенных изменений. Для индексов CIA и CIW снизу вверх вырисовывается достаточно хорошо выраженная тенденция к уменьшению значений, что может быть интерпретировано как снижение с течением времени степени зрелости поступавшей в бассейн тонкой алюмосиликокластики и, соответственно, нарастание аридности климата. Данный вывод следует из исследований, выполненных Г. Несбиттом и Г. Янгом [158]. Названными авторами было показано, что невыветрелые породы характеризуются значениями CIA ≈ 50, тогда как сильно выветрелые разности имеют CIA до 100 единиц. В качестве критерия для разграничения отложений, формировавшихся в обстановках теплого (гумидного) и холодного (аридного или нивального) климата, принято считать значение индекса CIA = 70. Величина отношения K_2O/Al_2O_3 в алевроаргиллитах, напротив, вверх по разрезу тюменской свиты несколько растет (этот тренд зеркально противоположен изменению величины CIA), однако не достигает значений, типичных для «петрогенных образований». В принципе можно судить о некоторой перемене в содержаниях на том же рубеже около 2210 м, на который указывалось выше (см. рис. 4.7). Однако столь четкой тенденции, как для последнего, здесь явно нет.

На существенную роль гумидного выветривания и/или вовлечение в процесс формирования алевроаргиллитов и песчаников тюменской свиты материала более древних осадочных образований указывает и положение фигуратных точек названных литотипов на диаграмме $K_2O/Na_2O–Al_2O_3/Na_2O$ (рис. 4.10). Вместе с тем соотношение в псаммитах тюменской свиты таких малых элементов, как Th, Zr и Sc, позволяет предполагать, что процессы рециклинга не были определяющими при накоплении песчаников (рис. 4.11).

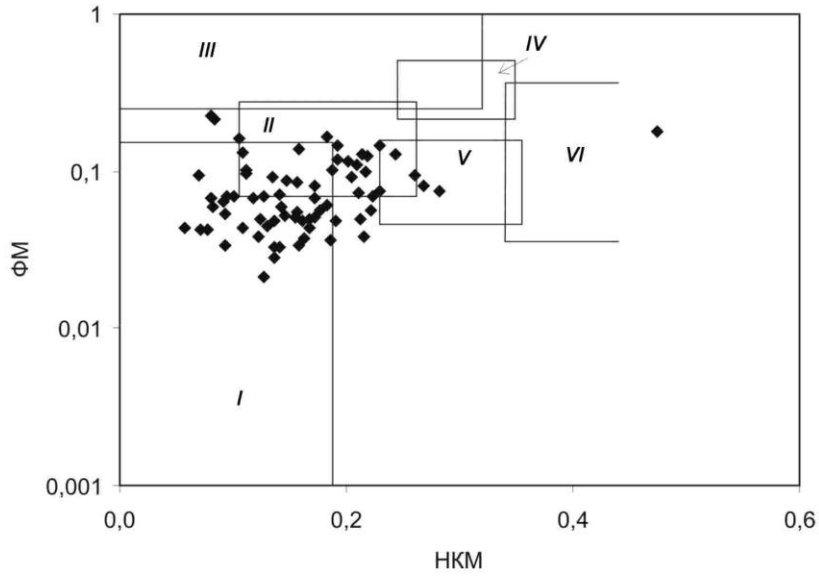


Рис. 4.8. Положение фигуративных точек составов алевроаргиллитов на диаграмме НКМ–ФМ.

Поля: *I* – преимущественно каолинитовых; *II* – преимущественно монтмориллонитовых с примесью каолинита и гидрослюды; *III* – преимущественно хлоритовых с примесью Fe-гидрослюд; *IV* – хлорит-гидрослюдистых; *V* – хлорит-монтмориллонит-гидрослюдистых; *VI* – гидрослюдистых со значительным количеством дисперсных частиц полевых шпатов

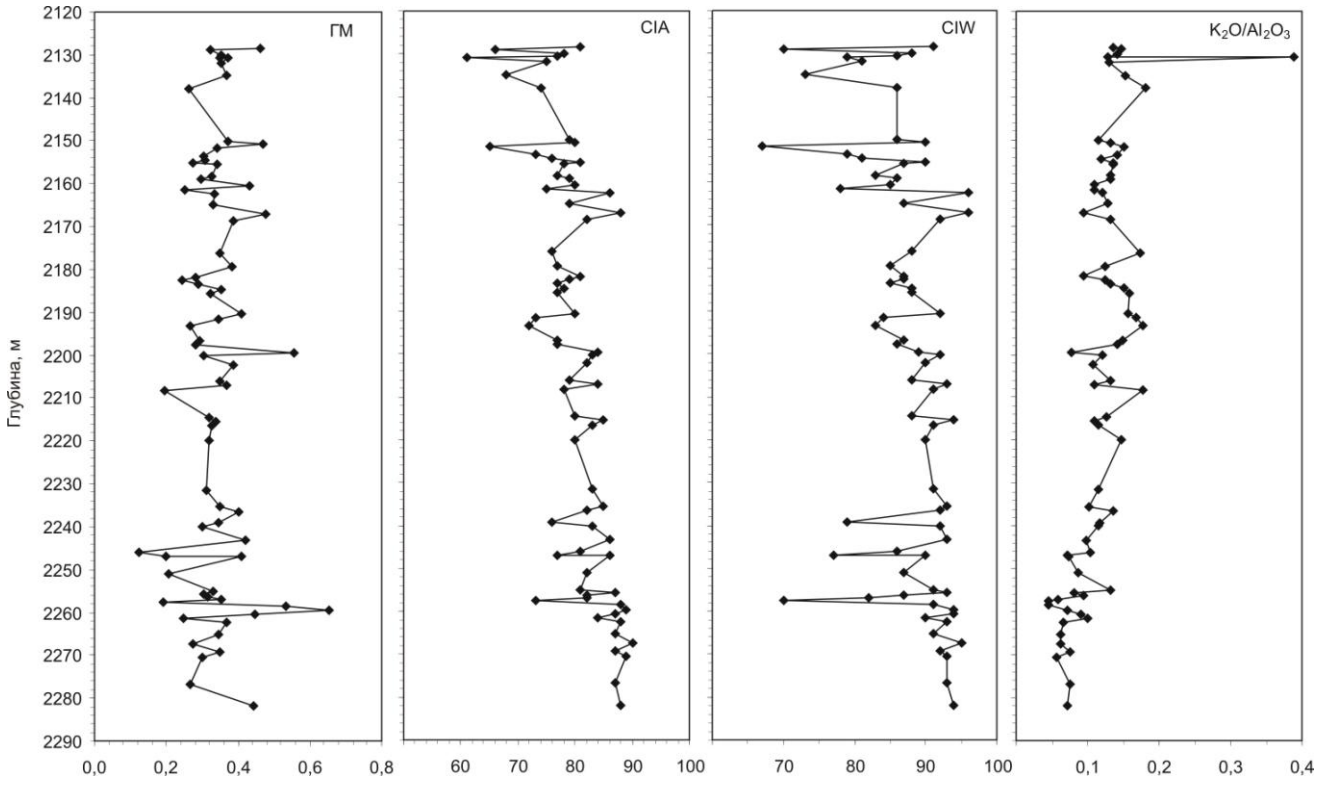


Рис. 4.9. Основные тенденции изменения значений ГМ, CIA, CIW и K_2O/Al_2O_3 в алевроаргиллитах снизу вверх по разрезу тюменской свиты (скв.10628)

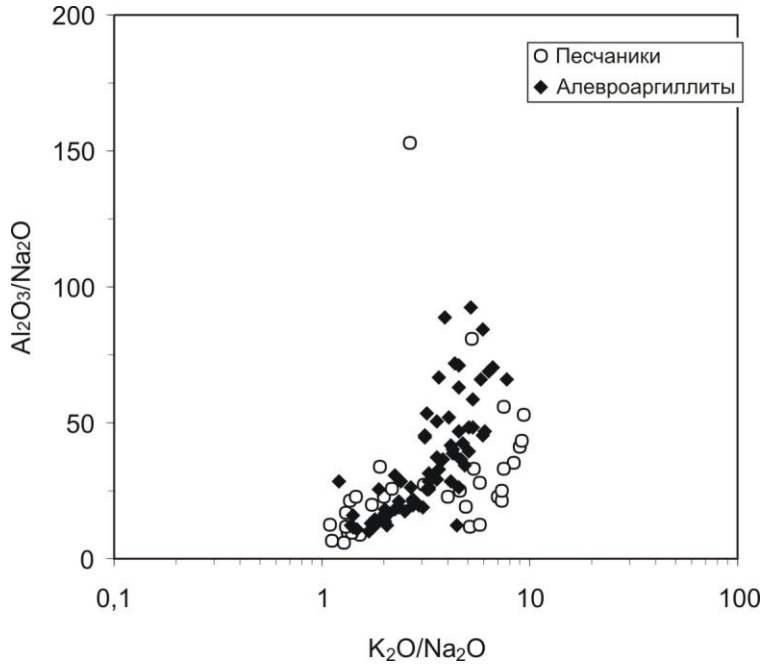


Рис. 4.10. Положение фигуративных точек составов песчаников и алевроаргиллитов тюменской свиты на диаграмме K_2O/Na_2O–Al_2O_3/Na_2O

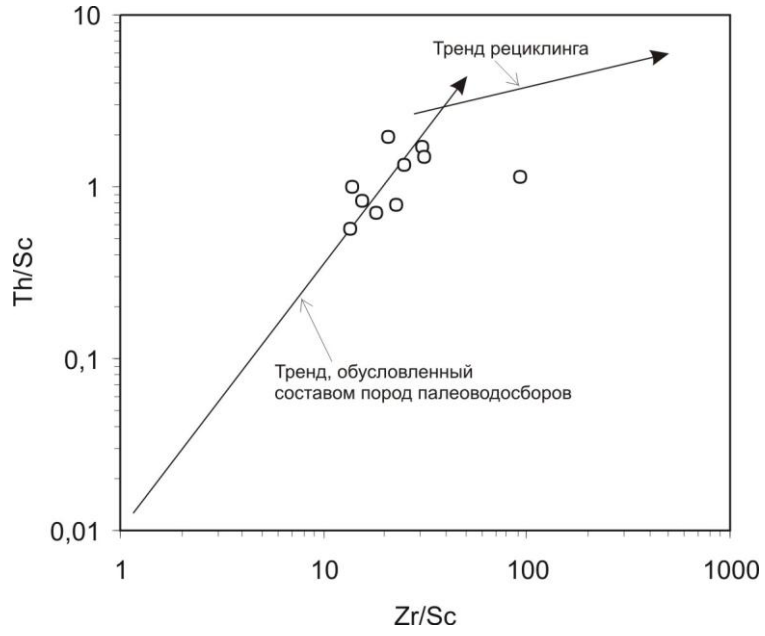


Рис. 4.11. Тренды (рециклинга и связанный с разрушением слабоперемещенных продуктов выветривания) на диаграмме Zr/Sc–Th/Sc и положение на ней фигуративных точек составов псаммитов

На диаграмме Zr/Sc–Th/Sc все точки проанализированных нами песчаников оказались сконцентрированными вдоль линии тренда, определяемой составом пород на палеоводосборах; тренду же рециклинга, контролируемого высокими содержаниями в породах устойчивых к механическому истиранию зерен циркона, соответствует только один образец из десяти. Сравнительно высокие значения отношения Th/Sc в песчаниках указывают, что на палеоводосборах во время накопления отложений тюменской свиты преобладали породы ряда гранодиорит–гранит.

Тонкозернистые алюмосиликокластические породы в настоящее время широко используются для реконструкции состава источников сноса и их изменения с течением времени (мониторинга), расшифровки тектонических обстановок формирования осадочных последовательностей [63, 112, 146, 148, 149, 150, 153–157, 160, 162]. Наиболее приемлемы для подобного мониторинга РЗЭ, Th, Sc и ряд высокозарядных элементов.

Алевроаргиллиты тюменской свиты по своим геохимическим особенностям достаточно близки к составу большинства стандартных постархейских тонкозернистых алюмосиликокластических образований (PAAS, RPSC, ES, NASC). Содержания ряда элементов-примесей в них приведены в табл. 4.5.

Медианное содержание Th в алевроаргиллитах тюменской свиты составляет 10,5 г/т (min = 4,1, max = 16,15 г/т). Для PAAS С. Тейлор и С. Мак-Леннан [112] приводят несколько большее значение – 14,6 г/т.

Содержания скандия, а также величина отношения Th/Sc в алевроаргиллитах тюменской свиты также достаточно близки к тем, что характерны для PAAS (рис. 4.12). Максимальное содержание скандия в алевроаргиллитах составляет ~ 24 г/т, минимальное – 4 г/т. Медианное содержание Sc в тонкозернистых терригенных породах тюменской свиты практически в точности отвечает содержанию данного элемента в PAAS (16 г/т).

Относительно низкие содержания в алевроаргиллитах никеля и хрома (медиана, min и max соответственно 75,3 и 79,5, 31,9 и 29,3, 243,8 и 144,2 г/т) дают возможность считать, что среди источников сноса отсутствовали как субстраты архейского возраста, так и магматические образования основного состава. На диаграмме Cr–Ni (рис. 4.13) подавляющее большинство точек составов алевроаргиллитов расположены в области значений, характерных для постархейских образований. Такой же вывод следует и из двух других диаграмм – Gd_N/Yb_N–LREE/HREE* и Th–La (рис. 4.14, 4.15).

В целях реконструкции возможного состава пород питающих провинций нами выполнены расчеты значений отношений Th/Sc, La/Sc и Th/Cr в алевроаргиллитах тюменской свиты скв. 23 (Западно-Тугровское месторождение) и анализ их вариаций снизу вверх по разрезу. Поскольку большинство малых элементов переносятся из областей сноса в зоны осадконакопления без существенной дифференциации на путях переноса, а их содержания и со-

* Здесь ЛРЗЭ (LREE) – легкие, а ТРЗЭ (HREE) – тяжелые редкоземельные элементы.

Таблица 4.5

Содержания ряда элементов-примесей (в г/т) в представительных образцах песчаников и алевроаргиллитов тюменской свиты

	Песчаники						Алевроаргиллиты							
Номер пробы	ЗТ23-12	ЗТ23-45	ЗТ23-152	Т20-9	Т20-36	Т20-52	Л28-5	Л28-6А	ЗТ23-6Б	ЗТ23-19	ЗТ23-40	ЗТ23-72	ЗТ23-116	ЗТ23-147
Глубина отбора, м	2185,0	2221,0	2299,8	1727,5[*)]	1748,0	1759,5	2150,1	2151,0	2175,7[**)]	2200,0	2217,7	2243,9	2278,8	2296,2
Sc	7,75	2,90	8,64	8,07	7,63	4,76	14,97	13,93	11,98	19,76	15,93	4,09	16,11	18,59
V	25,25	27,01	35,85	54,15	24,20	36,69	118,49	79,83	72,52	126,4	130,13	38,04	95,99	222,01
Cr	47,84	104,19	98,05	197,92	573,63	173,72	90,84	68,58	66,28	74,07	87,56	29,33	120,65	141,75
Mn	798,11	64,23	173,66	272,51	380,98	53,70	193,26	1147,37	272,45	984,21	237,16	1168,92	68,45	663,96
Co	6,65	4,97	10,08	11,12	9,64	10,79	18,75	32,68	14,32	21,06	67,11	7,47	18,68	47,87
Ni	21,97	19,41	80,39	71,15	56,14	68,74	80,22	129,76	46,64	71,56	189,38	31,95	100,09	243,75
Rb	62,23	29,64	112,55	57,14	108,96	89,93	87,51	75,81	64,60	104,32	91,23	33,62	68,00	117,28
Sr	222,83	48,83	98,21	175,07	87,00	117,12	105,76	76,07	82,38	139,53	104,26	411,51	80,49	176,53
Y	19,51	12,57	16,99	17,17	19,68	13,96	30,2	27,07	22,18	30,91	30,51	12,01	28,27	36,47
Zr	104,69	269,38	132,46	184,63	159,89	119,88	195,46	157,03	193,02	181,23	206,06	64,97	266,56	284,32
Nb	9,05	8,61	13,09	29,28	22,97	22,90	21,18	15,7	16,84	18,25	14,3	6,01	26,86	23,62
Ba	831,67	444,18	524,66	447,70	511,21	529,27	895,79	683,09	640,42	1063,26	973,96	754,42	624,88	782,89
La	22,81	7,49	15,63	16,14	31,54	14,97	42,67	31,03	30,55	39,49	34,93	9,09	34,26	52,37
Ce	46,72	20,32	45,82	36,61	65,68	39,70	112,47	86	73,75	97,21	90,65	21,4	77,62	112,49
Pr	6,00	2,30	4,21	4,16	6,84	4,01	8,7	7,29	7,32	8,94	7,93	2,9	7,36	11,97
Nd	23,11	8,93	16,54	15,76	24,10	15,06	34,09	27,98	26,37	33,99	30,75	10,96	26,46	41,03
Sm	4,54	1,90	3,54	2,99	4,34	2,76	6,39	5,44	5,06	6,67	5,98	2,23	5,07	8,97
Eu	1,12	0,47	0,80	0,64	0,66	0,61	1,5	1,24	1,06	1,46	1,37	0,53	1,08	2,04
Gd	4,30	1,91	3,42	2,96	3,93	2,56	5,63	4,7	4,21	5,82	5,53	2,04	4,43	7,27
Tb	0,64	0,33	0,51	0,45	0,57	0,40	0,82	0,73	0,63	0,84	0,79	0,32	0,7	1,17
Dy	3,72	2,15	3,04	3,11	3,44	2,55	4,94	4,39	3,64	5,02	4,83	1,87	4,51	7,3
Ho	0,78	0,48	0,65	0,71	0,76	0,57	1,09	0,97	0,78	1,09	1,06	0,41	1,01	1,44
Er	1,99	1,35	1,77	1,98	2,14	1,64	2,76	2,65	2,21	2,97	2,9	1,11	2,84	4,06
Tm	0,29	0,21	0,28	0,32	0,31	0,25	0,42	0,41	0,35	0,46	0,43	0,17	0,46	0,64
Yb	1,85	1,41	1,79	2,09	2,12	1,64	2,86	2,68	2,21	2,99	2,85	1,07	2,96	3,75
Lu	0,26	0,22	0,27	0,32	0,31	0,25	0,42	0,4	0,36	0,45	0,43	0,17	0,46	0,58
Hf	2,81	7,11	3,42	4,78	4,18	3,24	5,9	4,41	4,8	4,86	5,13	2,05	6,78	7,05
Pb	12,21	4,60	30,53	14,53	23,82	20,13	14,14	14,55	9,15	17,37	12,89	7,49	20,97	26,88
Bi	0,06	0,06	0,10	0,10	0,10	0,11	0,08	0,06	0,06	0,13	0,12	0,06	0,11	0,2
Th	4,41	3,31	7,08	6,29	14,95	6,39	9,79	8,51	8,47	12,05	9,92	4,14	10,58	14,23
U	1,31	2,61	2,66	2,42	3,66	2,60	2,46	2,88	3,12	3,9	1,68	0,48	5,24	6,09

[*)] Песчаник вогулкинской пачки (для сравнения).
[**)] Мелкозернистый алевролит абалакской свиты (для сравнения)

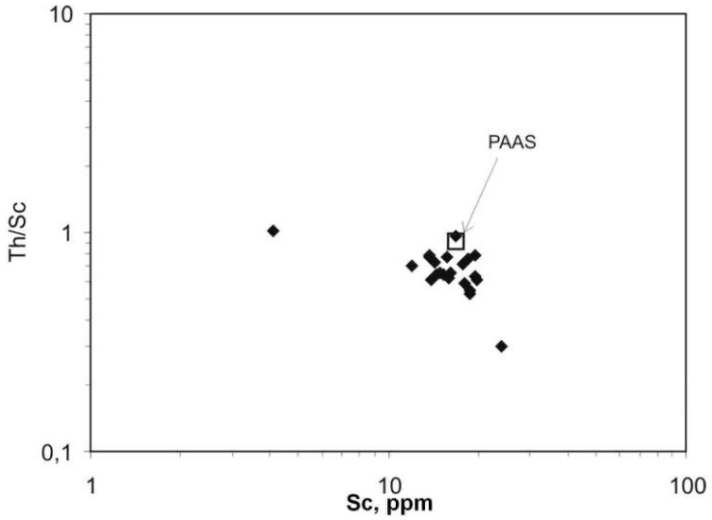


Рис. 4.12. Положение фигуративных точек составов алевроаргиллитов тюменской свиты на диаграмме Sc–Th/Sc

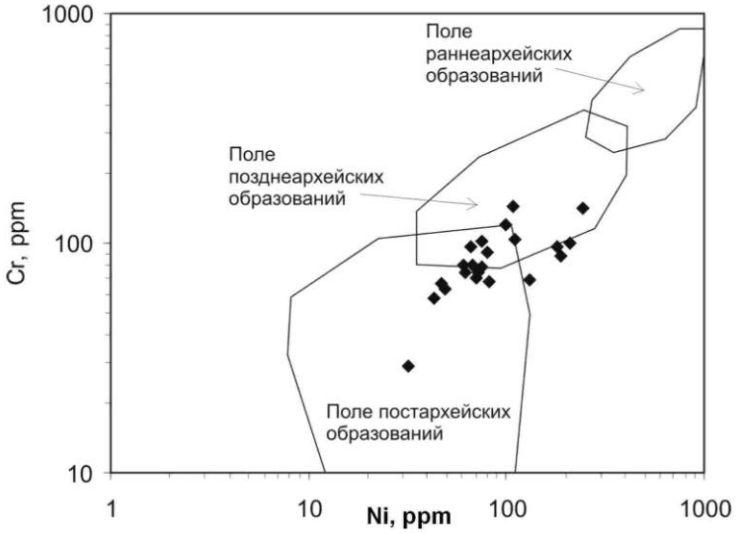


Рис. 4.13. Положение фигуративных точек составов алевроаргиллитов тюменской свиты на диаграмме Ni–Cr

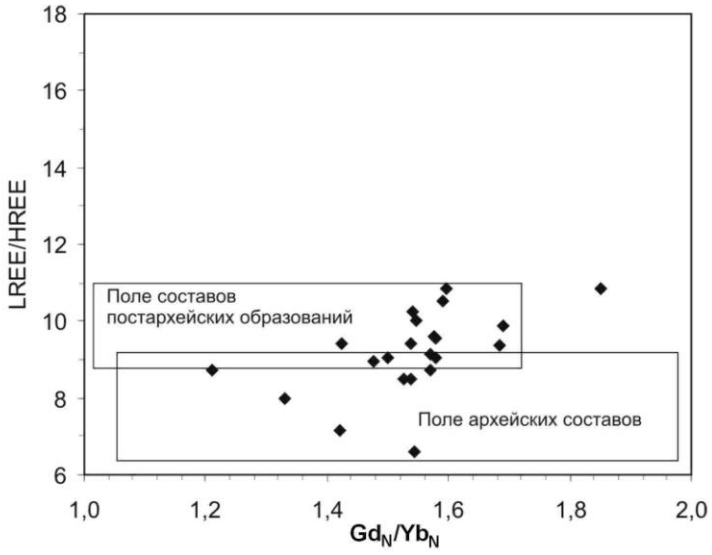


Рис. 4.14. Положение фигуративных точек составов алевроаргиллитов тюменской свиты на диаграмме Gd_N/Yb_N–LREE/HREE

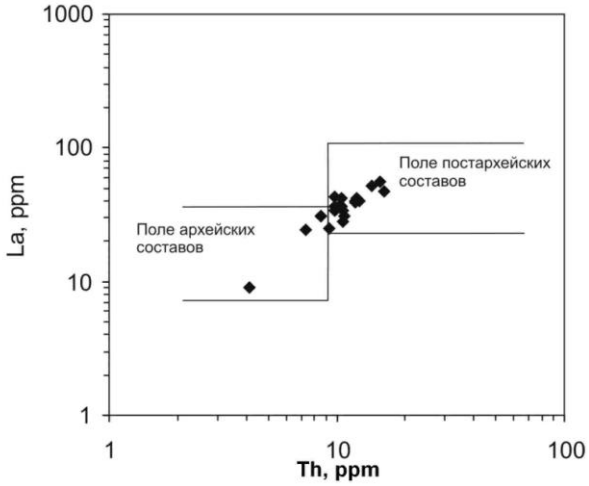


Рис. 4.15. Положение фигуративных точек составов алевроаргиллитов тюменской свиты на диаграмме Th–La

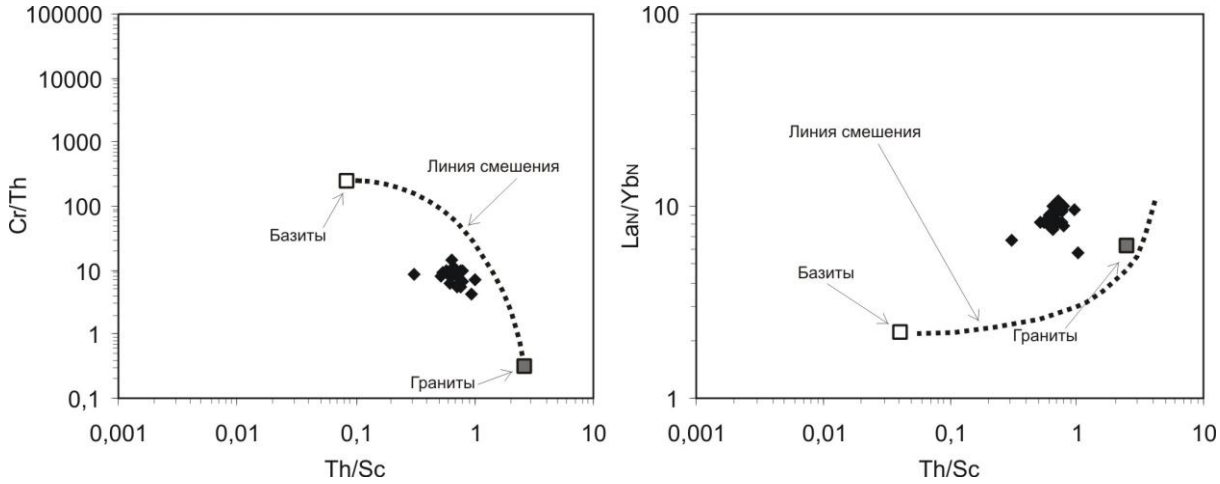


Рис. 4.16. Положение фигуративных точек составов алевроаргиллитов тюменской свиты на диаграммах Th/Sc–Cr/Th и Th/Sc–La_N/Yb_N

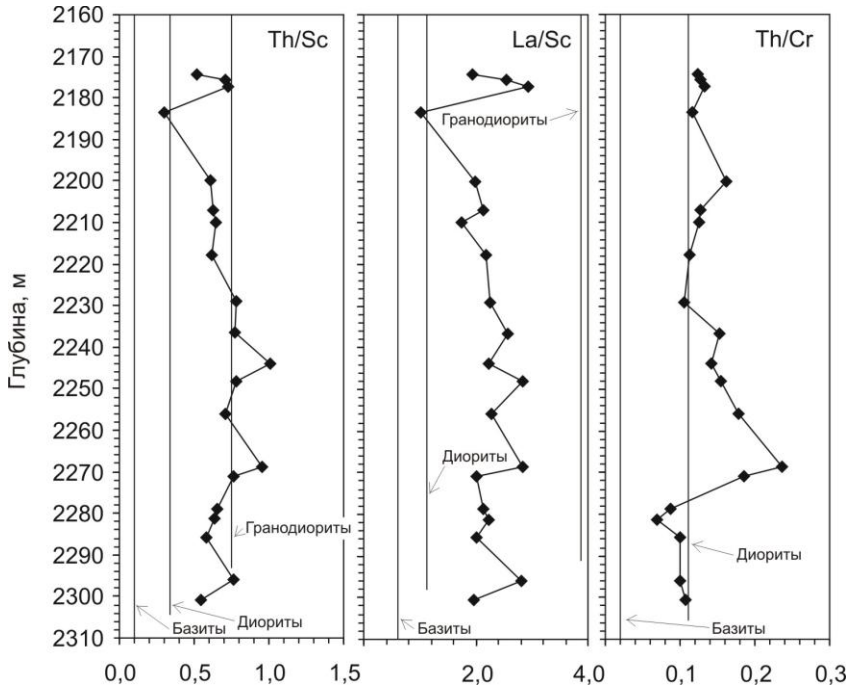


Рис. 4.17. Особенности изменения значений отношений Th/Sc, La/Sc и Th/Cr; на глубине 2179,0 м граница абалакской и тюменской свит

отношения в различных типах магматических пород различны, то по величине ряда геохимических коэффициентов в алевроаргиллитах можно сделать вывод о составе пород в областях размыва. Так, для кислых магматических пород (граниты, гранодиориты) характерны заметно более высокие, нежели для базитов, значения Th/Sc (~ 2,8), La/Sc (~ 7,4), La/Co (~ 48), Th/Co (~ 18), Th/Cr (~ 3,2), V/Ni (~ 11) и др. Наоборот, основным магматическим породам присущи на один–два порядка более высокие значения отношений Cr/Zr (~ 1,4), Cr/V (~ 0,75) и др.

На диаграммах Th/Sc–Cr/Th и Th/Sc–La_N/Yb_N (рис. 4.16) точки составов алевроаргиллитов тюменской свиты занимают промежуточное положение между модельными составами базальтов и гранитов, будучи несколько удаленными от линии смешения. Это, при прочих равных условиях, указывает на существование на палеоводосборах тюменского времени как кислых, так и основных магматических образований, соотношение между которыми на всем протяжении средней юры, по всей видимости, существенным образом не менялось.

О том же свидетельствует и распределение значений отношений Th/Sc, La/Sc и Th/Cr в алевроаргиллитах снизу вверх по разрезу тюменской свиты (рис. 4.17). Так, величина отношения Th/Sc в тонкозернистых терригенных породах в скв. 23 в интервале глубин 2295-2200 м примерно соответствует значениям названного параметра в гранодиоритах. На отметке ~ 2183 м она снижается до значений, типичных для несколько более основных пород – диоритов, а выше вновь достигает величин порядка 0,70-0,75, хотя эта часть разреза уже относится к отложениям абалакской свиты. До указанной границы свит (2179 м) является достаточно однообразным и распределение значений отношения La/Sc, занимающих промежуточное положение между «диоритовым» и «гранодиоритовым» модельными величинами. На отметке ~ 2183 м величина La/Sc снижается до значений, присущих диоритам, зато в абалакской свите она резко увеличивается, сравниваясь с максимальными значениями в нижней части тюменской свиты. Наконец, несколько иную, «затухающую» форму имеет кривая вариаций величины отношения Th/Cr. Однако и по данному параметру подавляющее число фигуративных точек локализовано между модельными значениями, характеризующими диориты и гранодиориты (не являются исключением и данные по абалакской свите).

Весьма интересна смена трендов и существенная «гранитизация» всех показателей на рубеже около 2270 м, которая соответствует смене (снизу вверх) палеоландшафтов: озерно-аллювиального на прибрежно-бассейновый. Так же, как и для скв.10628 (см. рис. 4.7), это представляется существенной верификацией выполненных фациальных реконструкций с позиций s. lato.

Медианные значения отношений La_N/Yb_N, La_N/Sm_N и Gd_N/Yb_N в алевроаргиллитах тюменской свиты составляют соответственно 8,60 (min 5,74, max 10,74), 3,71 и 1,54. Медианная величина отрицательной европиевой аномалии (0,72) несколько выше, чем в среднем постархейском австралийском сланце (PAAS), рассматривающемся как один из геохимических эталонов глинистых пород (0,66) [112]. Заметные вариации величины La_N/Yb_N позво-

ляют предполагать, что в областях размыва, служивших в тюменское время источниками тонкой алюмосиликокластики, присутствовали как основные, так и кислые магматические образования.

На диаграмме Gd_N/Yb_N–Eu/Eu* фигуративные точки составов алевроаргиллитов локализованы в поле значений, типичных для обычных постархейских осадочных образований (рис. 4.18).

Известно, что разнообразие спектров РЗЭ в осадочных породах контролируется тектоническими условиями формирования и составом источников сноса [156]. Магматические породы основного состава характеризуются низкими отношениями легких редкоземельных элементов к тяжелым (ЛРЗЭ/ТРЗЭ или La_N/Yb_N) и не имеют достаточно выраженной Eu-аномалии, тогда как кислым породам свойственны высокие значения отношения ЛРЗЭ/ТРЗЭ и отчетливая отрицательная Eu-аномалия [112, 153, 160]. Мерой соотношения кислых и основных пород в источниках сноса служит и вид кривой распределения РЗЭ. Значения отношения $La_N/Yb_N < 4$ и пологий общий облик кривых РЗЭ позволяют предположить существенную роль в источниках сноса магматических пород основного состава, тогда как при величине $La_N/Yb_N > 8$ (соответственно крутом наклоне спектра распределения РЗЭ) можно сделать вывод о преобладании в областях питания кислых магматических образований; при $La_N/Yb_N \geq 20$ в областях размыва преобладают гранитоиды [161].

Медианное содержание РЗЭ в песчаниках тюменской свиты составляет около 93 г/т, в алевроаргиллитах данный параметр существенно выше и достигает 188 г/т, что почти в точности соответствует содержанию РЗЭ в таком модельном геохимическом объекте, как PAAS (183 г/т) [112]. Минимальные содержания ∑РЗЭ в песчаниках и алевроаргиллитах составляют соответственно 49 и 54 г/т, максимальные – 146 и 291 г/т.

Нормированные на хондрит спектры распределения РЗЭ в алевроаргиллитах по сравнению с песчаниками характеризуются несколько более высоким медианным значением отношения La_N/Yb_N (8,6), деплетирование ТРЗЭ для них не типично (Gd_N/Yb_{Nmin} = 1,21, Gd_N/Yb_{Nmax} = 1,85), величина отрицательной европиевой аномали несколько меньше (0,72). В целом спектры РЗЭ алевроаргиллитов тюменской свиты достаточно однообразны (рис. 4.19), что предполагает весьма высокую степень гомогенизации тонкой алюмосиликокластики на путях переноса [112].

При нормировании на PAAS (рис. 4.20) в спектрах РЗЭ не наблюдаются какие-либо ярко выраженные аномалии, за исключением незначительного обогащения европием. Это также указывает на весьма высокую степень гомогенизации обломочного материала и отсутствие каких-либо эпизодов активизации рельефа на палеоводосборах в тюменское время.

Закономерности изменения снизу вверх по разрезу тюменской свиты основных параметров спектров РЗЭ проанализированы нами на примере скв.23 (Западно-Тугровское месторождение) (рис. 4.21). Здесь в пределах практически всего исследованного интервала величина отношения La_N/Yb_N

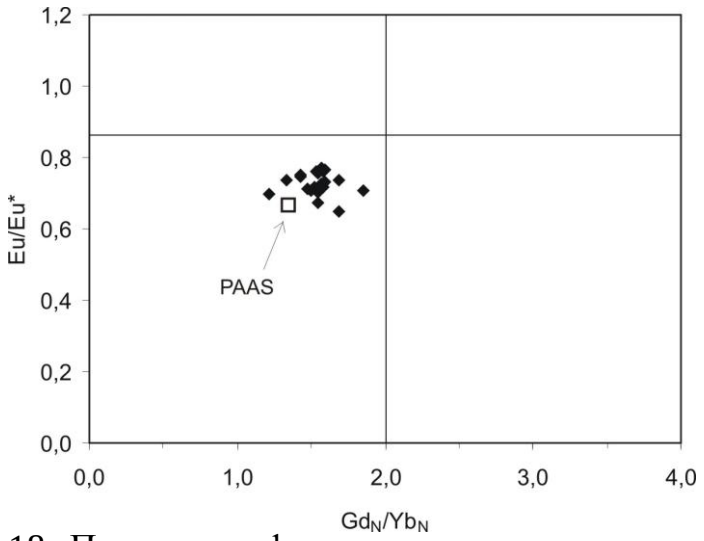


Рис. 4.18. Положение фигуративных точек составов алевроаргиллитов тюменской свиты на диаграмме Gd_N/Yb_N–Eu/Eu*

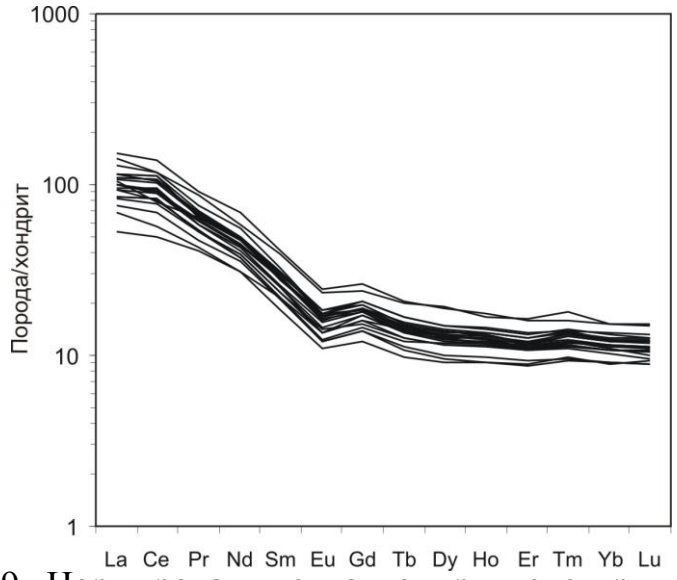


Рис. 4.19. Нормированные на хондрит спектры распределения РЗЭ в алевроаргиллитах тюменской свиты

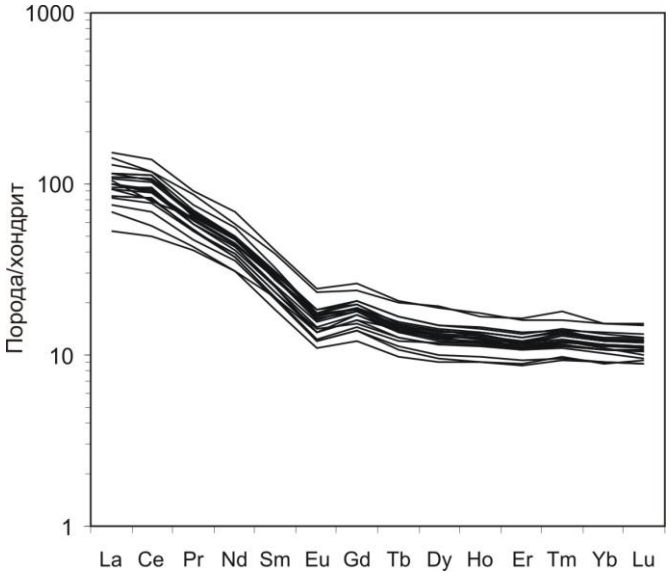


Рис. 4.20. Нормированные на PAAS спектры распределения РЗЭ в алевроаргиллитах тюменской свиты

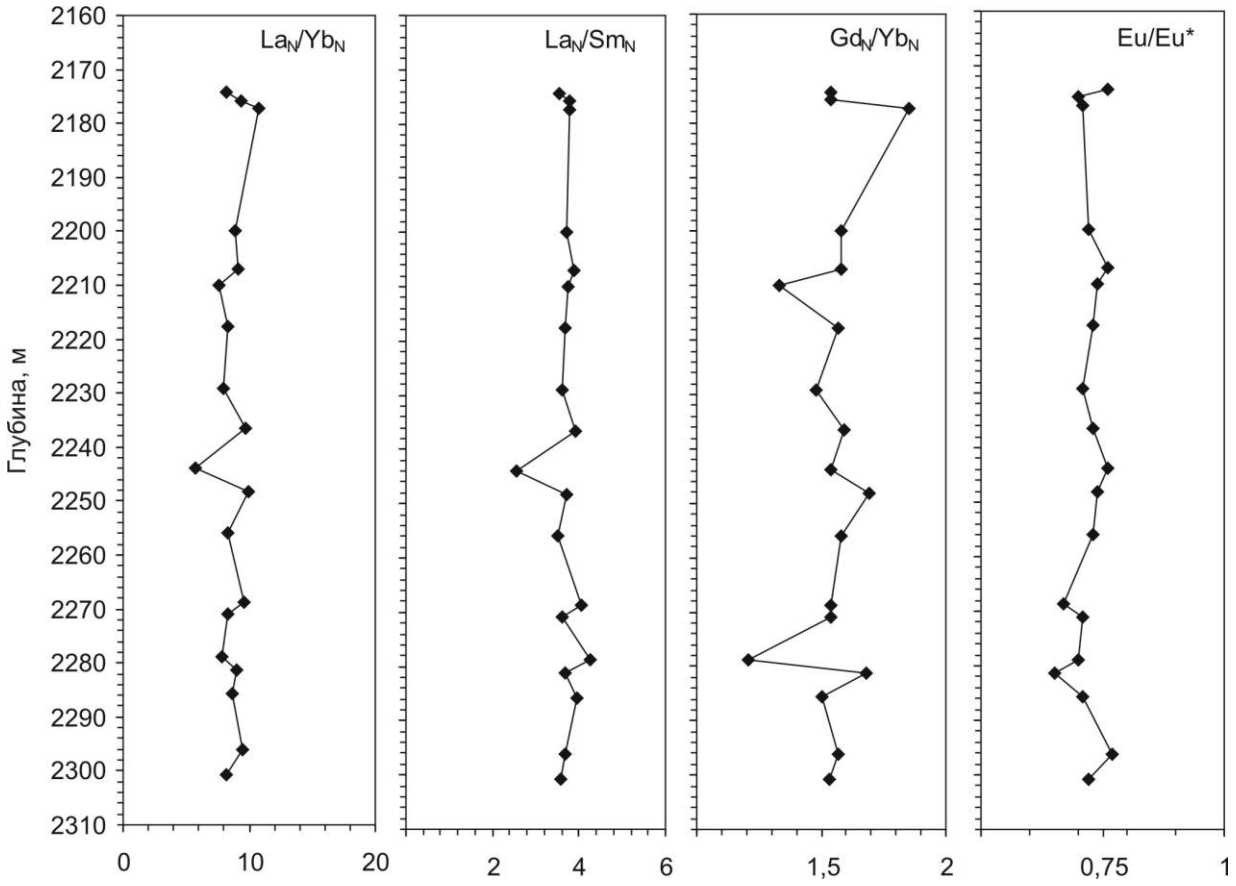


Рис. 4.21. Особенности распределения в алевроаргиллитах тюменской свиты значений отношений La_N/Yb_N, La_N/Sm_N, Gd_N/Yb_N и величины отрицательной европиевой аномалии

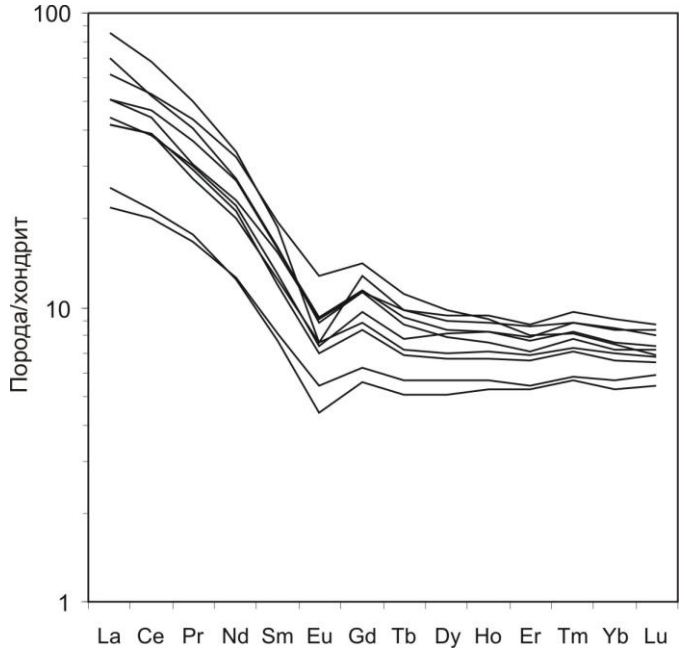


Рис. 4.22. Нормированные на хондрит спектры распределения РЗЭ в песчаниках тюменской свиты

меняется в достаточно узких рамках – от 8 до 10, и только на отметке 2243,9 м рассматриваемый параметр снижается до 5,7, что, по всей видимости, указывает на преобладание в составе тонкой алюмосиликокластики на данном уровне существенной доли базитового материала. На этом же уровне присутствует и хорошо выраженный экскурс в сторону низких значений величины La_N/Sm_N. Вместе с тем на указанном уровне нет каких-либо заметных изменений двух других параметров спектров РЗЭ – Gd_N/Yb_N и Eu/Eu*. Для первого из них положительные и отрицательные (относительно медианного значения) экскурсы наблюдаются как в верхней, так и в нижней частях разреза, при этом они не выходят за рамки «обычных» для подавляющего большинства постархейских осадочных образований. Вариации же величины отрицательной европиевой аномалии снизу вверх по разрезу скв. 23 выражены весьма неотчетливо; величина их не превышает 7-10 %.

Спектры распределения нормированных на хондрит РЗЭ в песчаниках тюменской свиты характеризуются хорошо выраженной отрицательной европиевой аномалией ($Eu/Eu^*_{медиан}$ = 0,69), отсутствием деплетирования тяжелых РЗЭ, а также достаточно крутым наклоном левой части спектра ($La_N/Sm_{Nмедиан}$ = 3,35) (рис. 4.22). Медианное значение отношения La_N/Yb_N составляет 6,5, что указывает на присутствие в областях размыва во время формирования отложений тюменской свиты ощутимого количества пород основного состава.

Подводя итоги по разделу (как и по главе в целом), отметим, что изучение песчаников показало их относительно глубокую переработку в пределах одного цикла седиментации (без переотложения). Тонкозернистые же породы в основном такое переотложение (рециклинг) испытали многократно. Полученные результаты дали обширную информацию о составе пород источников сноса (в основном это граниты и гранодиориты), а также об их изменении во времени осадконакопления (снижение степени зрелости алюмосиликатов снизу вверх по разрезу). Подтверждены и рубежи смены палеоландшафтов по всем изученным скважинам. Последним представлена основа для выполнения следующих этапов исследований: установления цикличности и палеогеографических реконструкций.

5. ФАЦИАЛЬНЫЙ СОСТАВ ОТЛОЖЕНИЙ

Общие положения, относящиеся к установлению генезиса отложений в рамках фациально-циклического анализа, рассмотрены в п. 2.1. В данной главе вначале рассмотрим процедуру установления фации, а затем дадим характеристики выделенных фаций.

5.1. Диагностические признаки и фациальное расчленение отложений

Генезис отложений (фация) определяется по *комплексу* диагностических признаков. Перечень признаков, подлежащих обязательному установлению при описании отложений (в нашем случае керна скважин), выглядит следующим образом.

1. Гранулометрический состав (s.1ato).
2. Соотношение различных фракций (сортированность etc.).
3. Текстура (с подробным описанием слоистости), включая характеристику гидродинамики среды осадконакопления.
4. Растительные остатки (количество, степень сохранности).
5. Контакты и переходы.

Среди прочих признаков обязательно указываются вскипаемость с соляной кислотой, наличие и состав конкреций; при наличии - иные, дополнительные характеристики (например, сингенетичная или эпигенетическая трещиноватость).

Два первых признака из этого перечня рассмотрены в п. 3.1. На рис. 5.1 представлена весьма схематичная классификация текстур, в основном опирающаяся на работы Л. Н. Ботвинкиной [21, 22] и учитывающая работы ряда других исследователей [17, 26, 37, 46, 56, 111], особенно – сводку Г.–Э. Рейнека и И. Б. Сингха [91] и уникальную работу Р. Шрока [138]. Исходя из самого механизма формирования слоистости, более грубые осадки должны характеризоваться и более активными ее типами. Например, косая слоистость более характерна для грубозернистых песчаников, а пологоволнистая - тонкозернистых алевролитов и т. д. Однако такая «прямая» зависимость имеет место далеко не всегда. Так, в весьма тонкозернистых породах часто наблюдается сильно срезанная косоволнистая слоистость, присущая активному осадконакоплению. Эта «несогласованность» характеризуется понятием динамичности осадконакопления, имеющим достаточно «свободное» пользование [1, 3].

Для понимания механизма формирования слоистых текстур важное значение имеет оценка *знаков ряби*, образующихся в результате воздействия течения или волн на поверхность ранее накопившихся осадков (рис. 5.2). Наиболее широко для характеристики их формы используется индекс ряби $RI = S / h$ (англ. ripple index) и индекс асимметрии ряби $RSI = S_a / S_b$ (англ. ripple symmetry index). Значения этих параметров перекрываются, но в целом

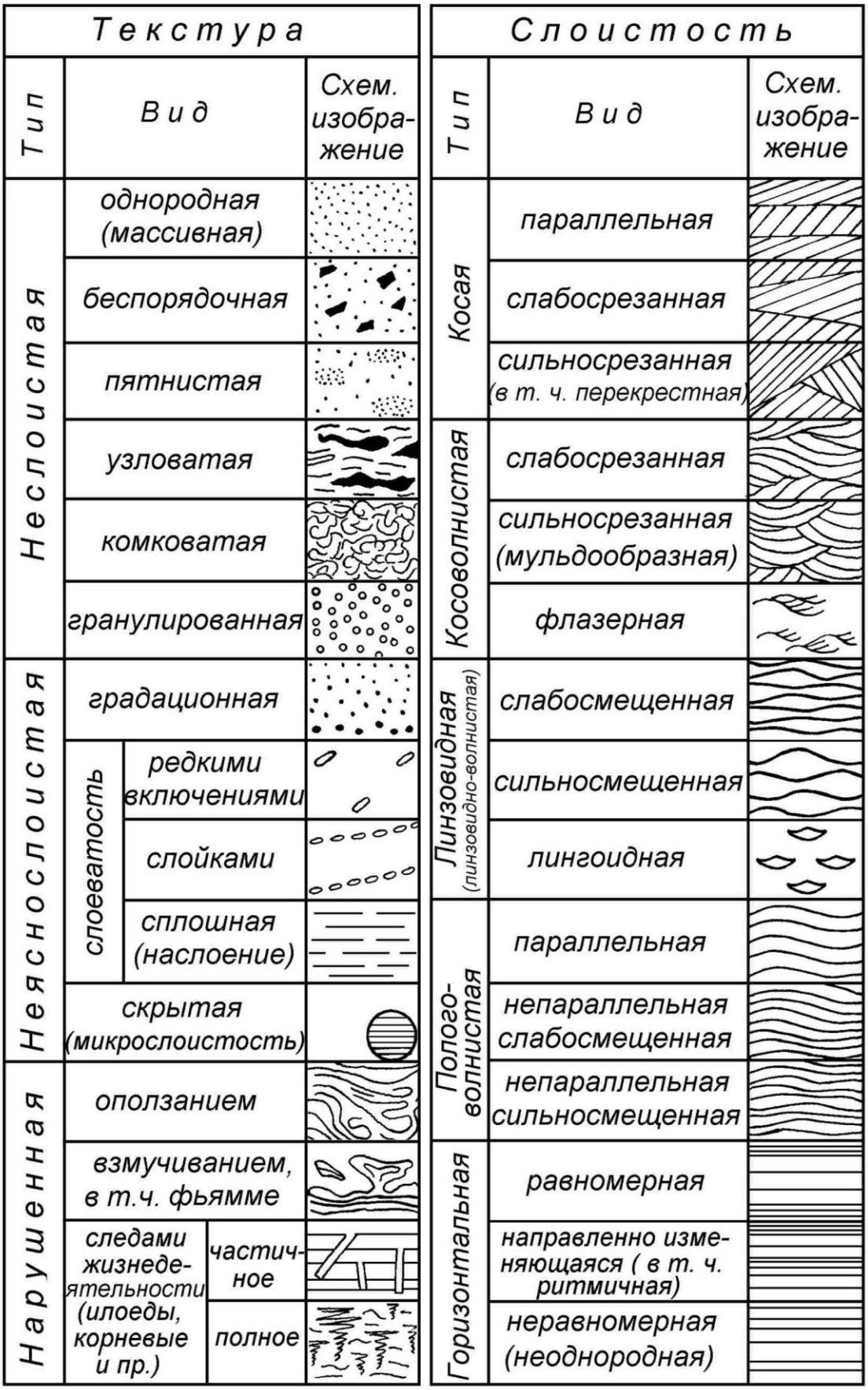


Рис. 5.1. Классификация текстур

для мелкой ряби течения *RI* преимущественно составляет 8 – 15, *RSI* > 2,5, а для ряби волнения *RI* ≈ 6 – 8 и *RSI* ≈ 1 – 3. Значения *RI* более 15 и *RSI* более 3,8 характеризуют только рябь течения, а *RI* менее 4 и *RSI* менее 2,5 – рябь волнения [91, с. 48].

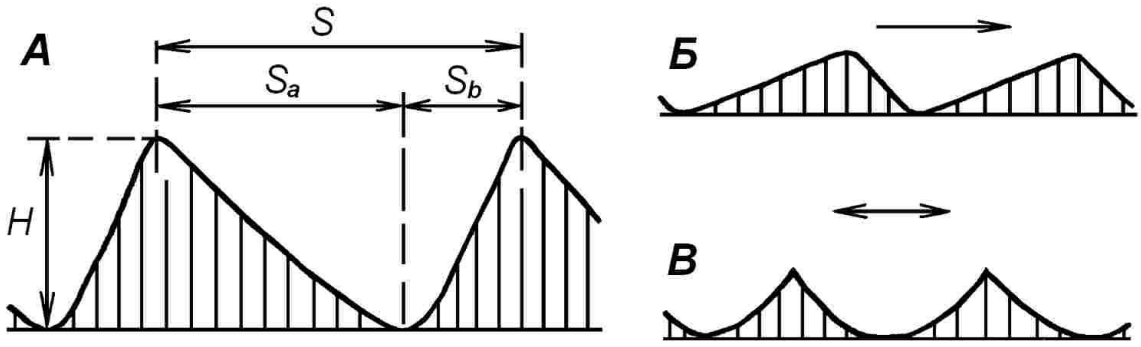


Рис. 5.2. Рябь в осадочных текстурах:

А – схематический разрез знака ряби (*S* – длина или интервал между знаками, в т. ч. S_a – пологого склона и S_b – крутого склона; *H* – высота); *Б* – рябь течения (стрелкой показано направление течения); *В* – рябь волнения (стрелкой показано меняющееся направление волн)

Особым текстурным типом породы является *ритмит*. Это «…порода сложного состава, компоненты которой различаются не только составом, но и генезисом, и образуют ритмически повторяющиеся весьма тонкие слоевые единицы…» [24]. Толщина чередующихся слоевых элементов ритмита очень мала: от долей миллиметра до первых сантиметров, но чаще – не более нескольких миллиметров. Наиболее ярким примером ритмитов являются ленточные глины озерного происхождения. Этот тип пород обусловлен своим возникновением приливно-отливному режиму осадконакопления, с ритмическим изменением поступления или транспортировки осадочного материала.

Остатки *флоры* (четвертый признак) в том или ином количестве практически всегда присутствуют в угленосных отложениях и представлены полной гаммой: от хорошо сохранившихся листьев (их детальное изучение является предметом палеоботаники) до крупных стволов. Остатки растительности часто являются хорошим индикатором условий осадконакопления, при этом особенно важен не столько их видовой состав, сколько степень измельченности и сохранности [82].

По *размеру* растительные остатки делятся на следующие группы (по протяженности, так как толщина обычно является следствием уплотнения): крупные – более 3 см, крупный детрит (лат. *detritus* – истертый) – 1-3 см, мелкий детрит – 0,5-1 см, сечка – 0,2-0,5 см, аттрит (лат. *attritus* – обтертый) – менее 0,2 см. Количество растительных остатков определяется приближенно, «на глаз» и может быть проверено как цветом черты на фарфоровой пластин-

ке, так и определением по потере веса при сжигании (кроме высококарбонатных пород). Черный цвет может быть придан породе даже при очень небольшом количестве рассеянной органики. Важную генетическую информацию несут корневые остатки растений. Существенными, хотя для рассматриваемых внутриконтинентальных отложений и не определяющими (индикационными), являются следы жизнедеятельности организмов. Чаще всего они представлены т. н. «ходами илоедов» или «пескожилов».

Характеристикой последнего из признаков – контакта между выделенными слоями – описание слоя (образца) не только завершается, но и *замыкается*, возвращая литолога к начальной, исходной процедуре их выделения (см. п. 2.1). Тем самым этот важнейший признак относится к конститутивным, и его значение весьма велико при определении фации.

В классическом варианте литолого-фациального анализа выделяется четыре типа соприкосновения двух слоев: 1) контакт размыва; 2) контакт резкий; 3) контакт отчетливый и 4) постепенный переход, в котором выделяется два подтипа: а) непосредственный и б) через переходную зону [106]. В схематическом виде это изображено на рис. 5.3. Следует учитывать, что четкими контактами чаще фиксируется верхнее положение более грубозернистой породы, хотя это наблюдается далеко не всегда. Весьма важно, что при однородной размерности частиц на значительном интервале, внутри него может меняться текстура породы или другие признаки (вариант *В* на рис. 5.3). Это подтверждает необходимость особо тщательной оценки изменения признаков при выделении слоев повышенной мощности.

Наблюдения над непосредственными контактами в керне скважин часто затруднены в связи с их заведомой ослабленностью в механическом отношении. Тем более ценна каждая находка четко выраженного контакта между слоями, позволяющая получить сведения о *парагенезе,* т. е. соотношениях между фациями. Именно этот признак не только уточняет диагностику фаций, но в целом ряде случаев является ведущим, определяющим в установлении генезиса. Он важен как для первоначального, приближенного определения («пристрелки») генезиса слоев по значительному интервалу, так и окончательного их закрепления при построении колонок скважин, установлении цикличности и палеогеографических реконструкциях.

С определением контактов теснейшим образом связано и рассмотрение *перерывов* в осадконакоплении. Обилие скрытых перерывов или диастем (гр. diastems) в кажущихся непрерывными осадочных толщах впервые показано Дж. Баррелом (Barrell, 1917) и рассмотрено во многих работах [27, 33, 75, 94, 143], в т. ч. и нами [3]. Следует различать внутрислоевые и межслоевые диастемы. Первые нередко обусловлены прерывисто-поступательным перемещением терригенного материала, а вторые – фиксируют как перемывы ранее накопившихся отложений, так и перерывы в накоплении осадков.

Соотношением указанных признаков и определяется генезис породы. Сама процедура установления фации описана в ряде работ, в том числе и на-

ми в специальном пособии [1]. Многочисленные схемы фациального расчленения отложений приводятся в большом количестве изданий [15, 27, 36, 51, 53, 57, 60, 78, 81, 84, 87, 88, 89, 91, 100, 101, 102, 128 и мн. др.].

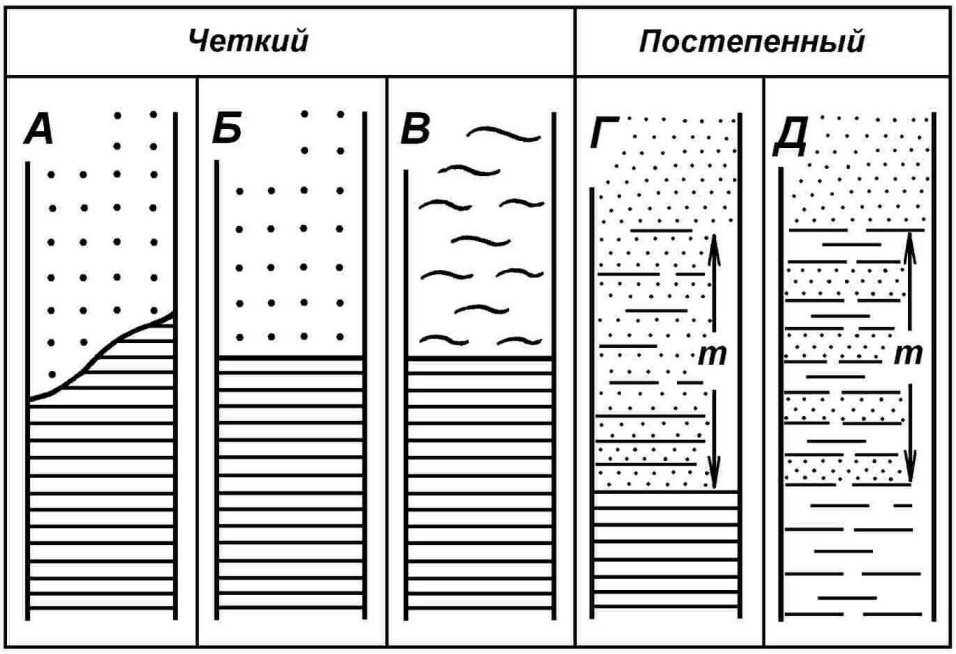


Рис. 5.3. Характеристика основных видов контактов, показанных разными знаками (условно: точки – песчаники, линии – алевролиты и аргиллиты):

А – резкий, между совершенно разными типами пород (при налегании грубозернистых осадков на тонкозернистые фиксирует эрозию);

Б – резкий, между существенно отличающимися типами пород, но без явно выраженных следов перерыва;

В – отчетливый, между близкими типами пород (часто по изменению текстуры в одном гранулометрическом типе);

Г – постепенный, при плавном переходе близких типов в интервале *m*;

Д – через переслаивание разных типов в интервале m (для породы - ритмит: см. п. 2.1)

Нами, как уже указано в п. 2.1, принята методика фациально-циклического анализа, в основе которой лежит фациальная схема, подробно изложенная в Атласе [16] и использованная при изучении среднего карбона Донецкого бассейна [106]. Ее существенно модернизированный вариант в последующем использован П. П. Тимофеевым при изучении юрских отложений Южной Сибири [113, 114, 115]. Последняя схема в несколько измененном и дополненном виде использована нами при изучении внутриконтинентальных раннемезозойских угленосных формаций Северной Евразии.

Сравнение перечисленных и других схем фациального расчленения отложений терригенных толщ дано в работе [1]. В табл. 5.1 приводится схема фациального расчленения отложений тюменской свиты Шаимского НГР, в сравнении с классификацией фаций, предложенной в новейшей сводке участника «донецкого» коллектива П. П. Тимофеева [116]. Их сопоставление показывает *принципиальную* схожесть, при ряде отличий. Последние

Таблица 5.1

Схемы фациального расчленения отложений П. П. Тимофеева [116] (слева) и принятая в нашей работе (справа): во всех названиях очень сокращенно дана только генетическая составляющая («ключевые слова»)

Группа	Подгруппа	Фация	Индекс
А Предгорий и возвышенностей	А-1 элювия	1. плоская часть возвышенностей рельефа	ЭОВ
	А-2 делювия	2. подножия склона рельефа	ДОВ
	А-3 пролювия - ПК	3. верхняя часть конусов выноса	ПКВ
		4. низовья конусов выноса, плоские озера	ПКН
Б Речные отложения - А	Б-1 русловый аллювий - АР	5. русла горных рек	АРГ
		6. русел крупных равнинных рек	АРР
		7. русел малых рек и притоков крупных рек	АРП
		8. приустьевых и устьевых частей русел рек	АРУ
	Б-2 пойменный аллювий - АП	9. прирусловой части поймы рек	АПП
		10. внутренней части поймы рек	АПР
		11. озерных водоемов поймы рек	АПЗ
В Озерных водоемов - О	В-1 слабо подвижного мелководья - ОР	12. приустьевых и устьевой частей	ОРП
		13. речных долин	ОРД
	В-2 прибрежного мелководья - ОП	14. междельтовых участков	ОПМ
		15. внутренних участков	ОПП
	В-3 центральных и смежных частей водоемов - ОС	16. подвижного мелководья	ОСО
		17. сильно подвижного мелководья	ОСМ
		18. проточных участков	ОСЗ
	В-4 заиливающихся и заболачивающихся - ОЗ	19. зарастающих озер	ОЗП
		20. застойных озер	ОЗЗ
		21. заболачивающихся озер	ОЗУ
Г Озерно-болотные отложения - ОБ	Г-1 речных долин - ОБР	22. приустьевых частей рек	ОБРУ
		23. речных долин	ОБРД
	Г-2 внутриконтинентальных участков - ОБЗ	24. междельтовых участков	ОБЗМ
		25. внутренних междолинных участков	ОБЗВ
Д Прибрежно-морских и удаленных участков морского бассейна - М	Д-1 слабо подвижного мелководья - МЛ	26. закрытого побережья	МЛП
		27. прибрежного мелководья	МЛО
		28. слабо подвижного мелководья	МЛЗ
	Д-2 подвижного мелководья - МП	29. подвижного прибрежного мелководья	МПМ
		30. сильно подвижного мелководья	МПБ
	Д-3 сильно подвижного открытого бассейна - МС	31. центральной части подводной дельты	МСД
		32. шлейфа подводной дельты	МСШ
	Д-4 глубоководных участков - МУ	33. открытых глубоководных участков	МУП
		34. наиболее глубоководных и удаленных участ.	МУТ
		35. за пределами континентального склона	МУК

Группа, подгруппа	Макрофация	Фация	Индекс	Обозн.
	Пролювия - КП	1. потоков конусов выноса	КПП	
		2. шлейфов конусов выноса	КПШ	
		3. конусов выноса в озера	КПО	
Аллювиальная - А	Русловый аллювий - АР	4. стрежневой части русел	АРС	
		5. русел крупных равнинных рек	АРР	
		6. русел малых рек и прирусловых отмелей	АРП	
	Пойменный аллювий - АП	7. прирусловой части поймы	АПП	
		8. слабопроточной поймы	АПС	
		9. застойных и зарастающих частей поймы	АПВ	
		10. приозерных пойменных равнин	АПО	
Озерная - О	Застойных и заболачивающихся озер - ОЗ	11. заболачивающихся озер	ОЗУ	
		12. слабопроточных зарастающих озер	ОЗО	
		13. заиливающихся и застойных озер	ОЗЗ	
		14. проточных участков зарастающих озер	ОЗП	
	Открытых озерных водоемов - ОВ	15. небольших озер	ОВН	
		16. полуизолированного мелководья (ватты)	ОВП	
		17. активного подвижного мелководья	ОВМ	
		18. конусов выноса рек в озера	ОВД	
		19. глубоководных частей озер	ОВГ	
	Мелких прибрежных водотоков - КС	20. русловых частей	КСР	
		21. пойменных частей	КСП	
Бассейновая - Б	Заливов и лагун - БЗ	22. полуизолированного побережья	БЗП	
		23. прибрежных частей	БЗА	
		24. центральных, глубоких частей	БЗГ	
	Малоподвижного мелководья - БП	25. приморских озер	БПО	
		26. приливно-отливной зоны (ватты)	БПВ	
		27. малых аккумулятивных форм (косы)	БПК	
		28. малоподвижного мелководья	БПП	
		29. активных участков мелководья	БПА	
	Открытого подвижного мелководья - БМ	30. сильноподвижного мелководья	БМБ	
		31. подводной части дельты	БМД	
		32. подвижного удаленного мелководья	БМП	
		33. наиболее удаленной открытой части	БМУ	

заключаются в значительно бóльшей детальности расчленения озерных отложений П. П. Тимофеевым, и напротив – малоподвижного мелководья прибрежно-бассейновых – нами. Последнее, в основном выполненное на материале отложений именно тюменской свиты описано в статье [9]. В нашей схеме не предусмотрены элювиально-делювиальные отложения, но выделена макрофация мелких прибрежных водотоков «плоскостного смыва». В целом же следует указать, что при изучении каждого конкретного региона и (или) толщи фациальная схема и должна уточняться, изменяться и детализироваться, в силу специфичности и неповторимости условий формирования отложений в древние геологические эпохи [32].

5.2. Характеристика фаций

В данном разделе приведена последовательная характеристика макрофаций и фаций изученных отложений тюменской свиты Шаимского НГР, в соответствии со схемой фациального расчленения отложений, представленной в правой части табл. 5.1.

5.2.1. Пролювиальные отложения (макрофация КП)

Пролювиальные осадки характеризуются особенно высокой степенью дифференцированности отложений. Наиболее существенными особенностями равнинного пролювия, формирующегося на пологонаклонных склонах предгорных равнин, являются [47]: 1) завершенность процессов осадконакопления; 2) обычно полное, трехфазное развитие и строение конусов выноса. Разными исследователями им даны и несколько различные названия, в основном сводящиеся к трем механизмам осадконакопления. Самый верхний (в гипсометрическом плане) является потоковым; формирующийся у подножия гор, в зоне основной разгрузки склонового материала – веерный, и наиболее удаленный, собственно равнинный – застойноводный [35]. Трехчленное деление макрофации пролювиальных отложений, использованное нами (см. табл. 5.1), в наибольшей степени соответствует схеме строения конуса выноса, предложенной Е. В. Шанцером [130, с. 200] и представленной на рис. 5.4.

Эти конусы выноса во многих работах принято также называть «сухими дельтами». Последним подчеркивается «лавинность» процессов седиментации, основные понятия которой предложены А. П. Лисицыным [58]. Ее основной механизм заключается в *разгрузке* переносимого материала вследствие резкого ослабления энергии несущего (временного) потока на границе с приемной площадью сбора материала (предгорной или межгорной равниной). Одномодальный вектор сноса при этом резко меняется на веерный разнос, который имеет чаще всего пульсирующий характер. Последнее связано со спазматическим оживлением активности горообразовательных процессов,

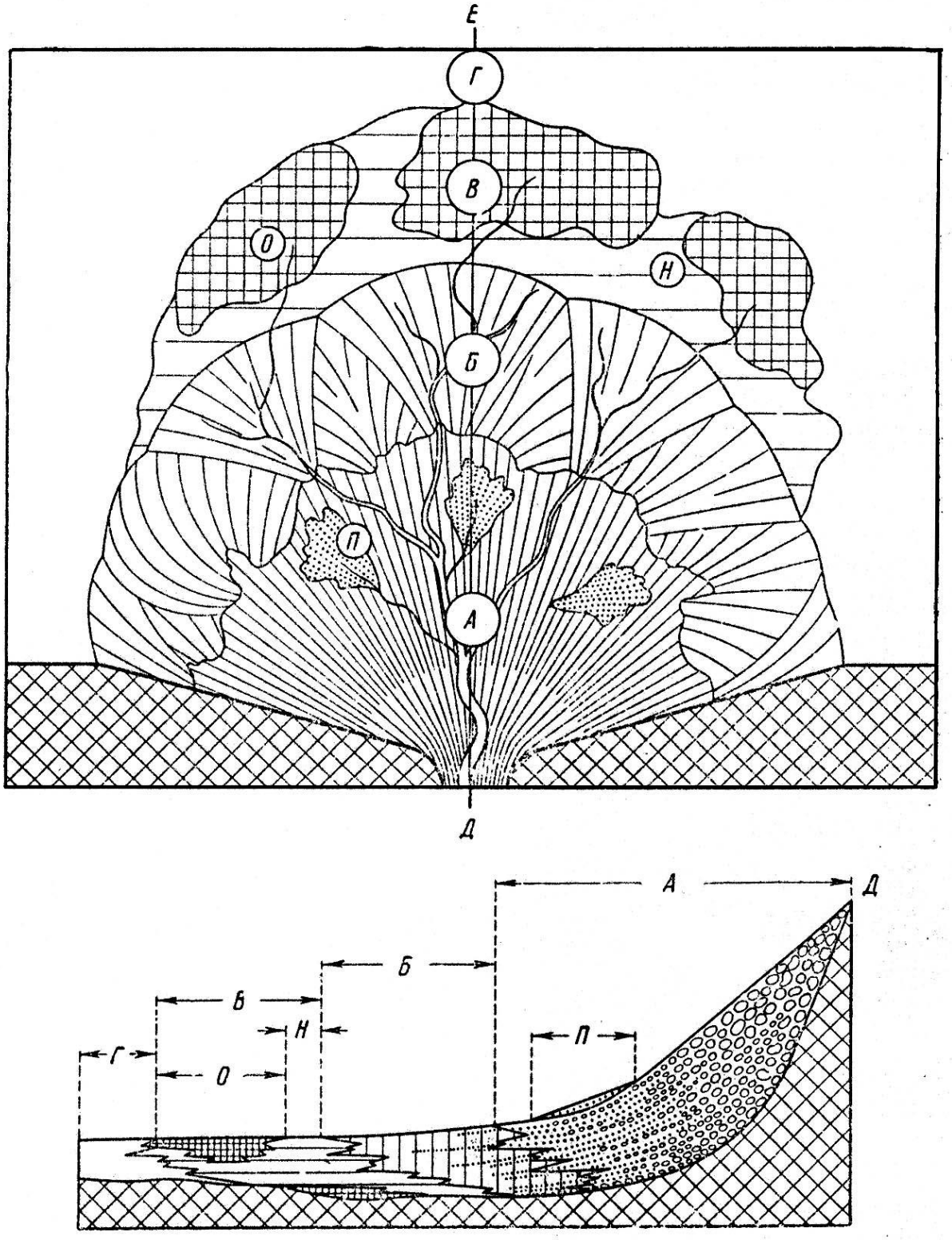


Рис. 5.4. Схема строения крупного конуса выноса («наземной дельты») постоянной реки (план и радиальный разрез по ДЕ) [130]:

А – вершинная зона, сложенная русловыми («потоковыми») отложениями; *П* – покровные пески и супеси частных вееров выноса в пределах вершинной зоны; *Б* – средняя зона накопления веерной фации на периферии морфологически выраженного конуса выноса; *В* – фронтальная зона разливов и накопления осадков «застойноводной фации» [*О* – осадки озерного типа; *Н* – наземные (болотно-солончаковые) осадки]; *Г* – непролювиальные отложения предгорной равнины. Косая клетка – породы ложа и горного склона

приводящих к поступлению новых порций привносимого материала. В результате комплекса таких процессов, в которых можно установить и элементы *самоорганизации*, в *шлейфах* тонкозернистых и обычно хорошо сортированных отложений, формирующихся по периферии конусов выноса, всегда присутствует та или иная доля более грубых «чужеродных», инъецированных частиц (как равномерно по основному матриксу, так и слойками, линзами самой разной мощности).

Выносимый временными потоками материал обычно включается в дальнейший перенос *транзитным* аллювием горных, впоследствии – равнинных рек. При локализации же его на месте во внутриконтинентальных областях межгорных и предгорных прогибов конечными приемными водоемами являются *озера*, в которые и происходит поступление сносимого материала.

В соответствии с трехфазным строением конусов выноса (*А*, *Б*, *В* на рис. 5.4), нами выделяются *три* фации пролювиальных отложений (см. табл. 5.1):

- фация песчано-гравийных и галечниковых осадков потоков конусов выноса (КПП);
- фация песчано-глинистых осадков шлейфов конусов выноса (КПШ);
- фация алеврито-песчаных осадков потоковых конусов выноса в озера (КПО).

Изображения образцов, характеризующих перечисленные фации, приведены в фототабл. VII. Наиболее характерными диагностическими признаками для выделенных фаций являются следующие.

Фация КПП. Грубый состав (гравелиты, обломки большой размерности). Доля песчано-алевритового матрикса обычно составляет не более первых десятков процентов. Особенно характерна плохая сортировка материала (фиг. 1, 2).

Фация КПШ. «Мусорность» состава породы, с наличием достаточно грубозернистых частиц в довольно сортированном глинисто-алевритовом (обычно преобладающем) матриксе (фиг. 3). Всегда би(поли)модальность материала, обычна слоеватость.

Фация КПО (нами впервые выделена именно для тюменской свиты). Контрастное чередование грубых слоев и слойков песчано-гравийного и алевро-аргиллитового состава (фиг. 4). Особо характерен парагенез с равнинными озерными отложениями. В. И. Елисеевым такие отложения отнесены к фации *разливов* [35], причем они «…не могут быть сопоставлены *ни с одной из фаций аллювия* (курсив наш. – *Авт.*)» [130, с. 202].

5.2.2. Аллювиальные отложения (макрофации АР+АП+КС)

Под аллювием (лат. alluvio – нанос) в геологии понимаются отложения, формирующиеся постоянными водными потоками в речных долинах [11, 129]. При этом правильнее, возможно, было бы говорить о флювиальных отложениях (лат. fluvius – река). Исходя из самого механизма формирования аллювиальных отложений, имеющего четкую *транзитную* сущность, их следует рассматривать в двух взаимно перпендикулярных сечениях. Продольный профиль речной системы контролируется *рельефом* местности. Уровень конечного приемного водоема (озеро, море) нивелирует этот профиль, выводя его на естественное равновесие (в пределе, естественно, на «ноль»). В то же время он постоянно нарушается *внешними* по отношению к системе факторами (аллоциклическими по Дж. Бирбауэру [147]). К ним, прежде всего, относятся диастрофические движения преимущественно пульсационного характера, приводящие к увеличению энергетического баланса в системе «область сноса – приемный водоем». Постоянная работа такой системы под внешним управлением формирует *конститутивный* [130] (согласный) комплекс аллювиальных отложений, который в ряде случаев может достигать мощности в сотни метров (рис. 5.5).

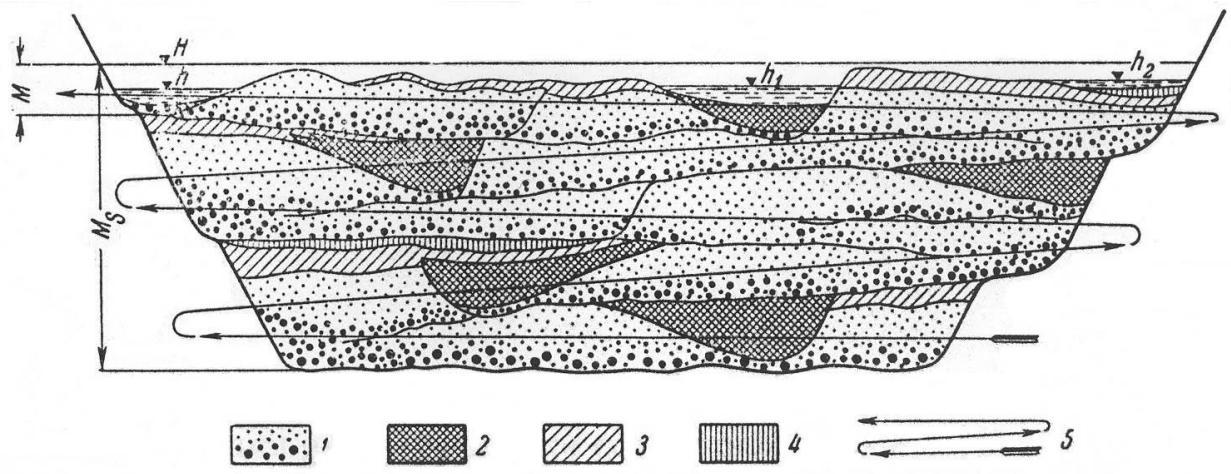


Рис. 5.5. Схема строения толщи конститутивного аллювия [130]:

H – уровень полых вод; *h* – уровень межени в действующем русле реки; h_1, h_2 – меженный уровень стариц и вторичных водоемов поймы; *M* – нормальная мощность аллювия при перститутивной аккумуляции; M_S – суммарная мощность конститутивной аллювиальной толщи.

1 – русловый аллювий; *2* – старичный аллювий; *3* – пойменный аллювий; *4* - отложения вторичных водоемов поймы; *5* – общее направление перемещения русла в ходе накопления конститутивно наслоенной аллювиальной толщи

Согласно классическим воззрениям, речная система может находиться в трех стадиях – молодости, зрелости и старости [91]. Стадия молодости рек характерна для горных областей, где водотоки в большой степени имеют эрозионную функцию. Стадия зрелости характеризуется наиболее полным развитием речной системы. Формируется обширная пойма, а русловые отложения наращиваются латерально, в виде *перститутивной* (перестилающей)

Фототаблица VII. Пролювиальные отложения (макрофация КП)

Фиг. 1

Грубозернистый песчаник – гравелит с широким диапазоном размерности зерен и неокатанных обломков. Сортированность материала очень плохая, текстура слоеватая, неотчетливая, градационная, обусловлена изменением размера частиц. Фация КПП.

Тальниковое месторождение, скв. 6825, глуб. 1780,2 м

Фиг. 2

Грубозернистый песчаник с примесью гравийного материала. Зерна и обломки неокатаны, их размер и состав весьма различны. Сортированность очень плохая, текстура массивная. В средней и верхней части образца – обломки углефицированной древесины. Фация КПП – мелких горных потоков.

Ловинское месторождение, скв. 10650, глуб. 2325,0 м

Фиг. 3

Переслаивание двух типов пород. Средний слой – мелкозернистый среднесортированный алевролит. Гальки разногравийного размера (2-10 мм) и хорошей окатанности (2-3 балла) составляют около 15 % объема слоя.

Нижний и верхний слои – алевроаргиллит, почти массивный, с хорошей сортировкой материала. Окатанные зерна и гальки встречаются в единичных случаях. Фация КПШ.

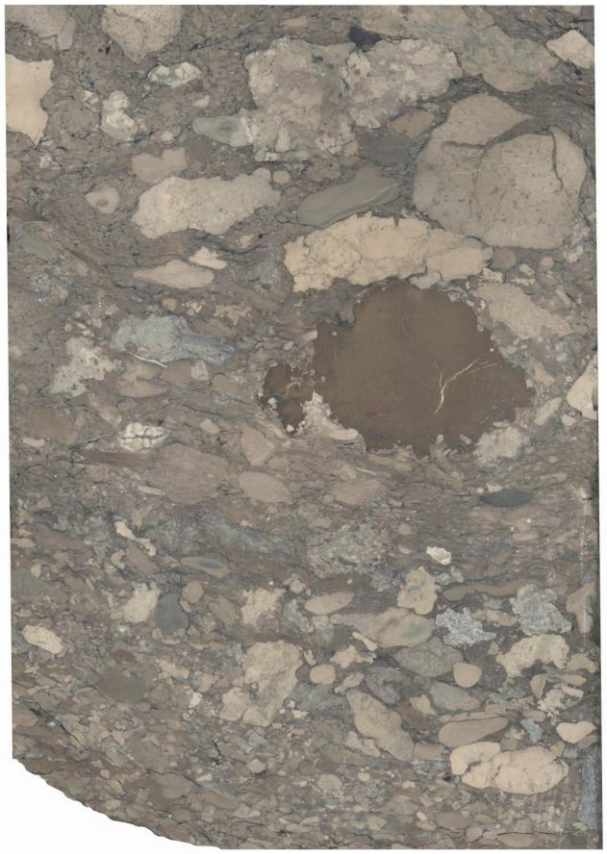
Тальниковое месторождение, скв. 6825, глуб. 1779,0 м

Фиг. 4

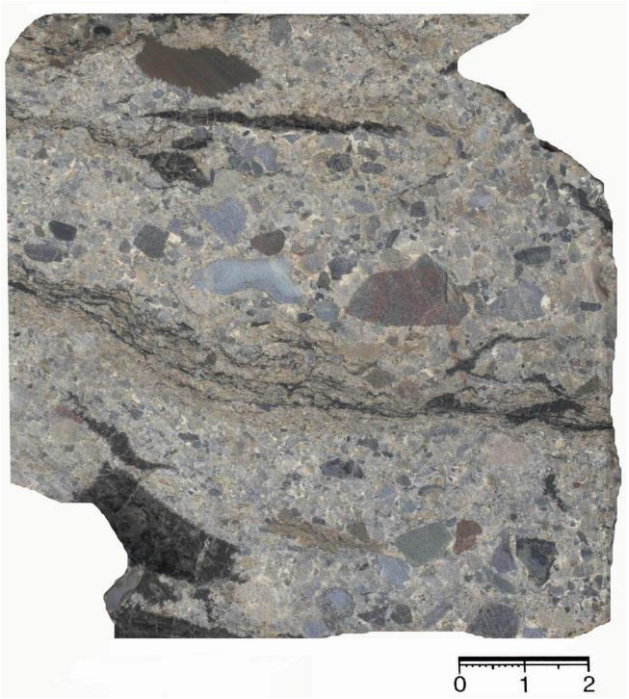
Контрастное чередование гравелита с примесью песчаного материала очень плохой сортированности и алевролита с довольно хорошей сортированностью и тонкой пологоволнистой слоистостью. Толщины слойков различны; в нижней части образца песчано-гравийная составляющая рассеяна в алевритовом матриксе.

Фация КПО; нижние 1,5 см близки к фации КПШ (см. фиг. 3).

Восточно-Лазаревское месторождение, скв. 10690, глуб. 2148,0 м

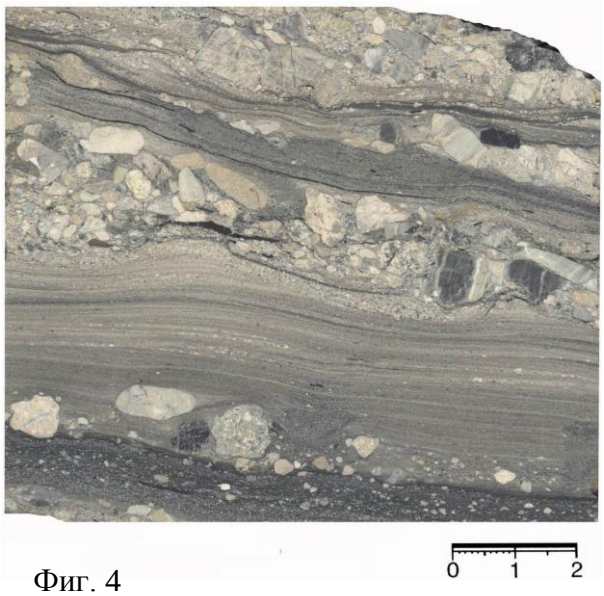


Фиг. 1



Фиг. 2

Фиг. 3



Фиг. 4

фазы (рис. 5.6). Стадия старости характерна для прибрежных областей, где русла становятся все более мелкими из-за многократного разветвления и разделения потока. Помимо этого, весьма специфичной является приустьевая часть рек, где происходит их переход в собственно выносную часть потоков – дельту.

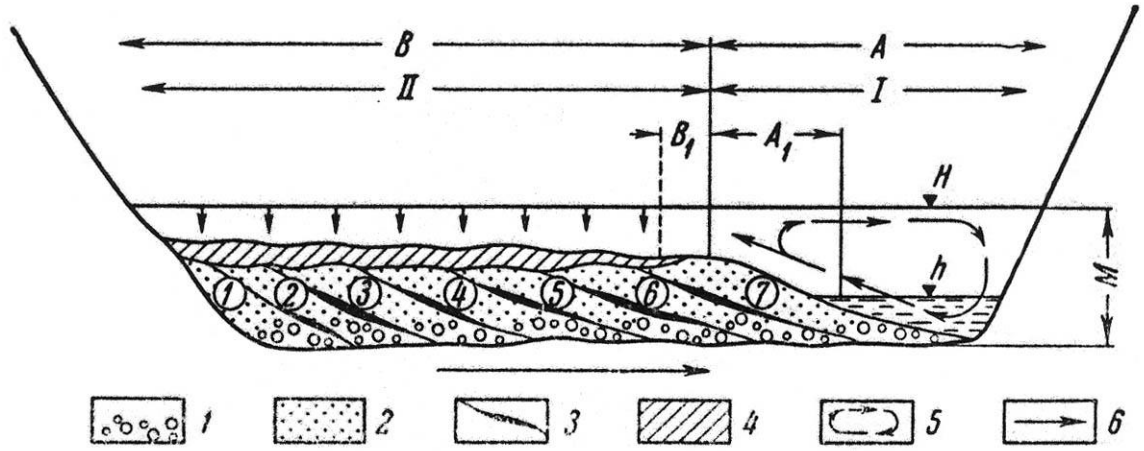


Рис. 5.6. Схема перстративной фазы аллювиальной аккумуляции [130]:

A – русло (A_1 – русловая отмель); *B* – пойма (B_1 – прирусловый вал); *H* – уровень полых вод; *h* – уровень межени; *M* – нормальная мощность аллювия; *I* – зона намывания влекомых наносов поперечными циркуляционными токами, цифры в кружках (*1-7*) – последовательно образующиеся слои руслового аллювия; *II* – зона осаждения взвешенных наносов.

Русловый аллювий: *1* – грубозернистые пески, гравий и галька; *2* – мелко- и тонкозернистые пески; *3* – прослои заиления; *4* – пойменный аллювий; *5* – токи поперечной циркуляции в русле; *6* – направление смещения русловой ложбины в ходе накопления аллювия

В отложениях тюменской свиты Шаимского НГР мы наблюдали почти исключительно аллювий зрелых рек, строение которого в пределах одного цикла (этапа) формирования речной долины определяется боковой миграцией русла и последовательным перемещением переносимых разным способом частиц из стрежневой зоны в прирусловую отмель и пойму. На рис. 5.7 приведена идеализированная схематическая модель строения полного аллювиального цикла. Она основывается на представлениях многих исследователей [21, 83], в том числе Е. В. Шанцера. Последним показано, что для аллювиальной аккумуляции осадков «…мощность перстративного аллювия определяется некоторой максимально возможной величиной, которую мы будем называть нормальной мощностью. Последняя соответствует разности средних отметок ложа аллювия… и уровня полых вод, заливающих пойму. Для разных равнинных рек нормальная мощность аллювия колеблется от 10-15 до 30 м и более. Отсюда следует, что мощности такого порядка сами по себе не могут служить поводом для вывода о смене фазы эрозии фазой аккумуляции, а тем самым об изменении хода движений земной коры, климата и режима потока во времени. Они возникают исключительно благодаря совместному воздействию бокового смещения русла и периодически повторяющихся паводков

при полной неизменности обстановки, в которой происходит накопление аллювия» [130, с. 183]. Дополнительно отметим еще одно следствие из перечисленного. Полная построенность аллювиального цикла для стадии зрелого развития рек свидетельствует о необязательности эрозионных процессов в его основании, во всяком случае – глубокой эрозии «канального» типа, характерной для молодых горных рек.

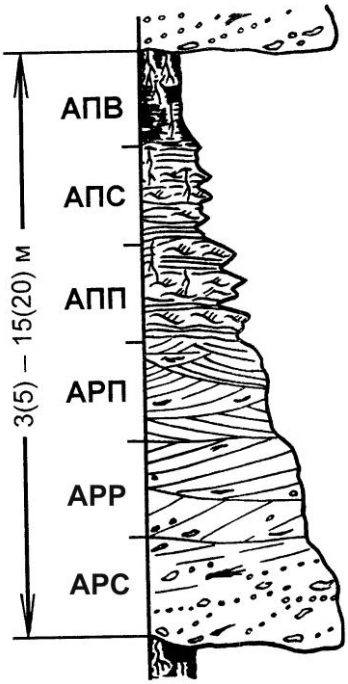


Рис. 5.7. Идеализированная модель полнопостроенного аллювиального цикла крупной равнинной реки

Перечисленные характеристики присущи современным, достаточно выработанным и протяженным водным артериям, многие из которых, кстати, заложены именно в юрское время (например, Пра-Чулым, Пра-Ангара и т. д. [115]). В то же время в прибереговой зоне, постоянно смещающейся в течение *геологического* времени, не могли не существовать *мелкие* водотоки, которые попросту *не успевали* выработать сколько-нибудь значительное и устойчивое (подчеркнем, именно в геологическом плане) русло. Образно говоря, мы имеем дело с «одноразовыми» потоками, в целом определяющими достаточно широкую прибассейновую зону плоскостного или плащевого *смыва*. Нами отложения таких водотоков выделены в самостоятельную макрофацию, которую, следуя обычной логике, мы и рассматриваем среди аллювиальных отложений s. lato, определяя в то же время их специфический облик и, особенно, – парагенез, s. stricto.

Макрофация русловых отложений речных долин (АР)

В изученных разрезах тюменской свиты Шаимского НГР, имеющих аллювиальный генезис, нами не встречены сколько-нибудь значимые по толщине и распространенности отложения горного аллювия или приустьевых частей равнинных рек, выделяемых в других толщах [1]. С другой стороны, мы посчитали возможным выделить среди собственно руслового аллювия его

стрежневую часть в виде самостоятельной фации (см. рис. 5.7). Осадки периферийной (краевой) части русла переходят во внерусловые потоковые, связанные с накоплением преимущественно в береговых грядах, прибрежных и внутрирусловых отмелях. Отчасти к последним относятся и осадки, связанные с затоплением участков пойменной равнины в периоды особенно больших паводков. В то же время мы совершенно не склонны выделять пески «разливов», не видя оснований для их уверенной идентификации в ископаемом состоянии (см. выше, п. 5.2.1).

С учетом всего перечисленного, нами выделены *три* фации аллювиальных русловых отложений (см. табл. 5.1):

- фация гравийно-песчаных осадков стрежневой части русел крупных равнинных рек (АРС);
- фация песчаных осадков краевой части русел крупных равнинных рек (АРР);
- фация алеврито-песчаных осадков русел малых рек и проток крупных равнинных рек (АРП).

В фототабл. VIII приведены изображения образцов, характеризующих выделенные фации. К наиболее характерным диагностическим признакам относятся следующие.

Фация АРС. Весьма грубозернистый состав и плохая сортировка материала (фиг. 1). Текстура беспорядочная и слоеватая, длинные оси галек (нередко алевритового состава) расположены по наслоению. Нижний контакт обычно неровный, эрозионный (на ту или иную глубину): верхняя часть фиг. 4.

Фация АРР. Разнозернистые песчаники, которые могут характеризоваться и относительно четкой одномодальностью при средней и плохой сортировке (фиг. 1, 2). Обычна косая, как разно-, так и однонаправленная слоистость. Базальные слойки в сериях имеют более крупный размер частиц. Достаточно характерны мелкие уплощенные линзы алевритовой размерности, переотложенные in situ.

Фация АРП. Обычны тонко-мелкозернистые песчаники, часто с хорошей сортировкой материала (нижняя часть фиг. 3). Последние трудно отличимы от собственно «волновых» песков прибрежных отмелей (только парагенез!). Слоистость обычно косоволнистая, часты «намывы» крупного детрита и мелких древесных обломков (фиг. 4).

Макрофация пойменных отложений речных долин (АП)

Комплекс собственно пойменных осадков формируется в направлении, противоположном смещению русла (см. рис. 5.6). Хотя пойменная долина, затапливаемая лишь при больших паводках, по площади обычно многократно превышает зону действующего русла, из-за миграции последнего создается впечатление об их примерной равновесности. Преобладает осаждение материала из взвеси, в виде мелких фракций. Более грубозернистые осадки приносятся крупными половодьями, обычно один раз в году, и преимущест-

венно вблизи русла. В промежутках между паводками, в условиях гумидного климата, поймы могут не пересыхать, что является причиной развития пышной растительности и интенсивного заболачивания. Участки отшнурованных проток и стариц нередко превращаются во внутрипойменные озера с различным режимом, в том числе с заполнением сапропелем. В семигумидном климате пойменные отложения в промежутках между паводками могут высыхать с образованием трещин усыхания.

Таким образом, формирование речной поймы, как правило, характеризуется отчетливой направленностью, выражающейся как в уменьшении привноса терригенных частиц, так и в постепенном увеличении органического материала растительного происхождения, т. е. проточности – слабопроточности - застойности, заболоченности (АПП – АПС – АПВ: см. рис. 5.7). Помимо этого именно на материале тюменской свиты нами выделяется и самостоятельная фация приозерных пойменных (паводковых) равнин (АПО). К ней относятся, с одной стороны, осадки внутрипойменных озер, которые имеют значительные размеры (см. выше): например, при соединении в тыловой части речной долины нескольких отшнурованных непроточных меандр. С другой – это побережья крупных озер, являющихся приемным водоемом для небольших водотоков (ручьев, мелких рек). Последние не успевали выработать сколько-нибудь существенного русла ввиду малой протяженности и отсутствия значимых возвышений в области сноса (точнее – перемещения материала внутри области седиментации s. lato).

Всего нами выделено *четыре* фации аллювиальных пойменных отложений:

- фация алеврито-песчаных осадков прирусловой части поймы и ее паводковых вод (АПП);
- фация глинистых и песчано-алевритовых осадков слабопроточной части поймы (АПС);
- фация глинисто-алевритовых осадков застойных и зарастающих стариц и вторичных водоемов поймы (АПВ);
- фация песчано-алевритовых осадков приозерных пойменных (паводковых) равнин (АПО).

Изображения образцов, характеризующих пойменный аллювий, приведены в фототабл. IX. Их наиболее характерными признаками являются следующие.

Фация АПП. Достаточно пестрый гранулометрический состав (от мелкого алевролита до среднезернистого песчаника), с всегда плохой сортировкой материала (верхний слой фиг. 1).

Фация АПС. «Промежуточный» набор основных диагностических признаков («средняя» размерность, «средняя» сортированность и т. д.) (нижняя часть фиг. 1). В то же время высокая динамика среды, как бы «сдвигающая» эту усредненность в более контрастные (по эпизодам с проточностью) условия. Достаточно характерны корневые остатки (фиг. 2).

Фототаблица VIII. Русловый аллювий (макрофация АР)

Фиг. 1

Разнозернистый песчаник, с увеличением в нижней части образца размера зерен. Нижний слой (до стрелки) – среднекрупнозернистый песчаник с плохой сортированностью и мелкой, косой, сильносрезанной слоистостью. Фация АРС – стрежневая часть русла.

Верхний слой занимает 75 % от общего объема образца. Песчаник мелко-среднезернистый, сортированность довольно плохая. Две серии косой слоистости, граница которых подчеркнута в левой части образца линзой угля и скоплением гравийной размерности зерен. Фация АРР – основного русла равнинных рек.

Сыморьяхское месторождение, скв. 10629, глуб. 2074,5 м

Фиг. 2

Мелко-среднезернистый песчаник, сортированность средняя до плохой. Косая, сильносрезанная, разнонаправленная слоистость, подчеркнутая крупным растительным детритом. Фация АРР.

Западно-Тугровское месторождение, скв. 23, глуб. 2329,0 м

Фиг. 3

Мелкозернистый песчаник со средней сортировкой материала. Мелкая косая, сильносрезанная, разнонаправленная слоистость, слойки тонкие, неотчетливые, границы серий слегка подчеркнуты намывом тонкого детрита. Фация АРР, близко к АРП.

Тальниковое месторождение, скв. 10320, глуб. 1746,5 м

Фиг. 4

Нижний слой тонкомелкозернистый песчаник с тонкими прослоями зернистого алевролита, линзами угля и углистого алевролита. Сортированность материала хорошая, слоистость различно-волнистая, в основном срезанная. Фация АРП.

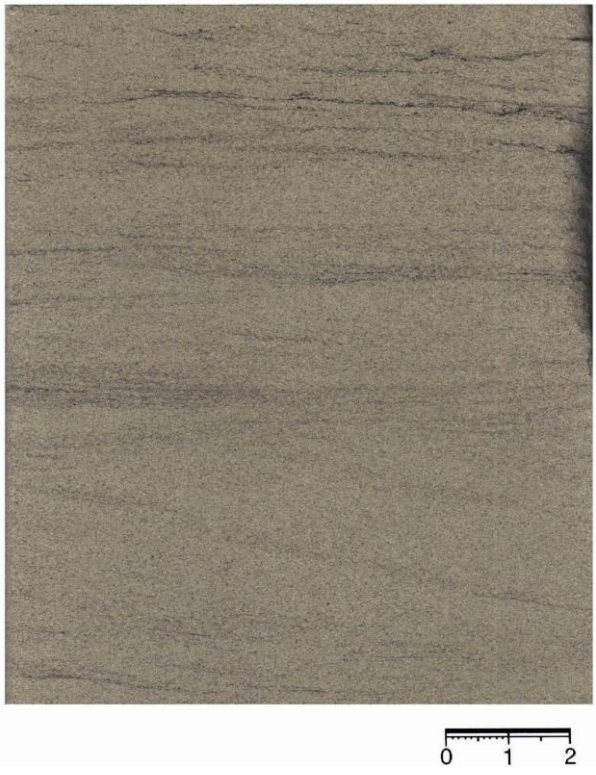
Верхний слой – разнозернистый песчаник, сортированность материала плохая, текстура неясная, косоволнистая. Фация АРС.

Контакт между слоями постепенный, аккумулятивный.

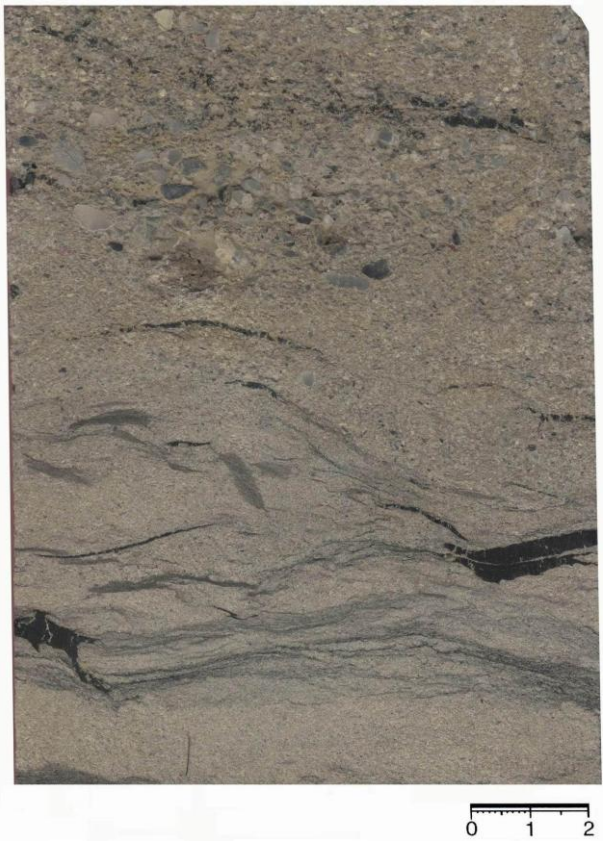
Ловинское месторождение, скв. 10628, глуб. 2288,0 м

Фиг. 1

Фиг. 2



Фиг. 3



Фиг. 4

Фототаблица IX. Пойменный аллювий (макрофация АП)

Фиг. 1

Нижний слой – переслаивание мелкого и крупнозернистого алевролита, сортированность материала очень хорошая, слоистость пологоволнистая. В правой части образца органические остатки. Ритмит. Фация АПС.

Верхний слой – разнозернистый песчаник, плохо сортированный с прослойками углистого вещества и крупного детрита. Фация АПП.

Контакт резкий, с грубой симметричной рябью потокового характера.

Тальниковое месторождение, скв. 6819, глуб. 1788,5 м

Фиг. 2

Ритмит, с меняющейся толщиной слойков (от 2-3 до 10-12 мм), образованный переслаиванием мелкозернистого и крупнозернистого алевролитов с тонкозернистым песчаником (в соотношении примерно 1:1:1). Сортировка каждого из типов хорошая, суммарно дает полимодальное сочетание. Слоистость пологоволнистая, в песчаных прослоях с элементами косоволнистой. При среднем содержании аттрита слой пронизан мощной корневой системой. Фация АПС.

Тальниковое месторождение, скв. 6819, глуб. 1792,0 м

Фиг. 3

Алевроаргиллит стабильной садки со слабо отчетливой пологоволнистой слоистостью и значительным содержанием тонкорассеянной органики. В центральной части образца – контрастный прослой тонкозернистого песчаника временной локальной протоки, с плохой сортировкой материала и линзочками угля, а также сульфидными конкрециями. Фация АПВ.

Ловинское месторождение, скв. 10650, глуб. 2237,2 м

Фиг. 4

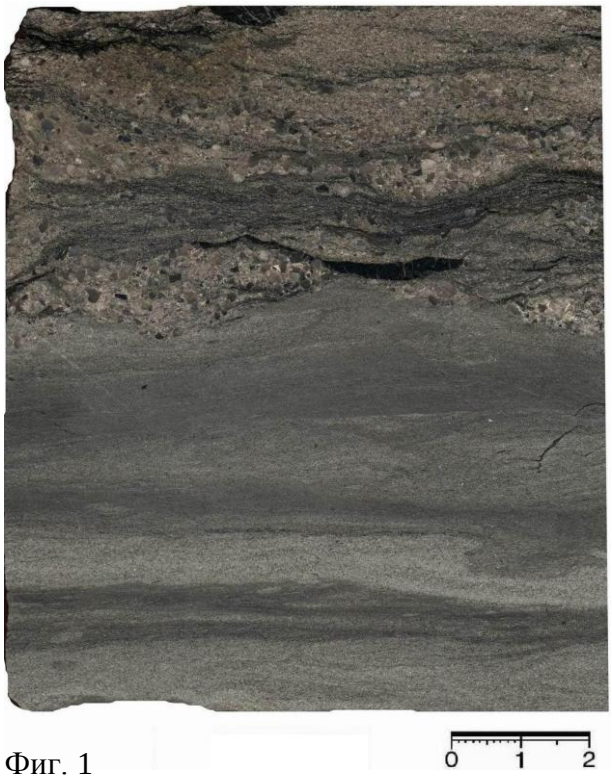
Толстый ритмит: переслаивание тонкозернистого песчаника и мелкозернистого алевролита.

Песчаник с хорошей сортированностью материала, текстура неясная (массивная) с небольшой примесью тонкой органики.

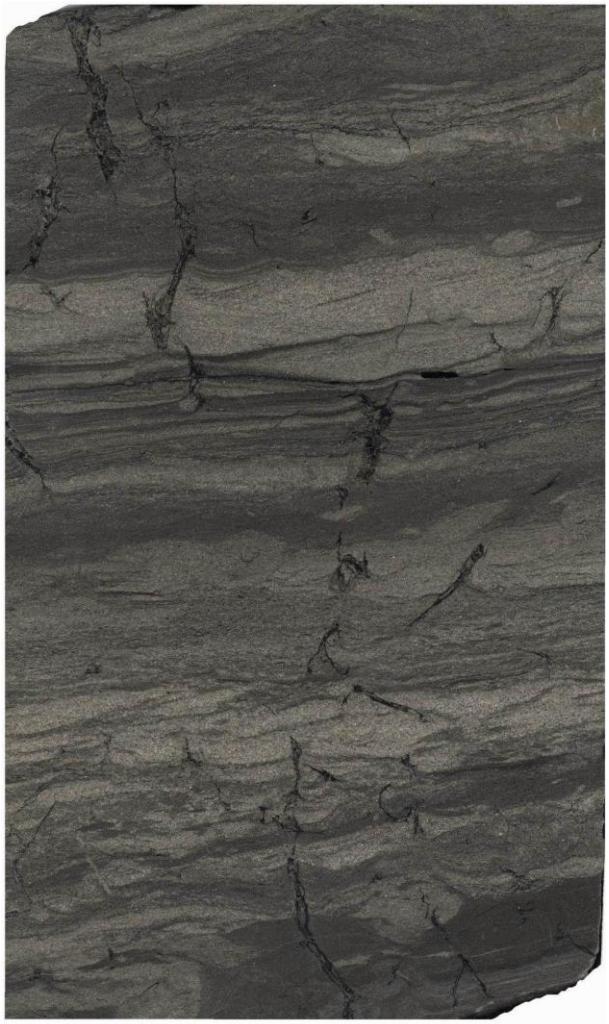
Алевролит также с хорошей сортированностью материала, нечеткой пологоволнистой слоистостью и большим количеством рассеянной органики.

Нижние границы песчаных слойков неровные, с микровзмучиваниями. Фация АПО.

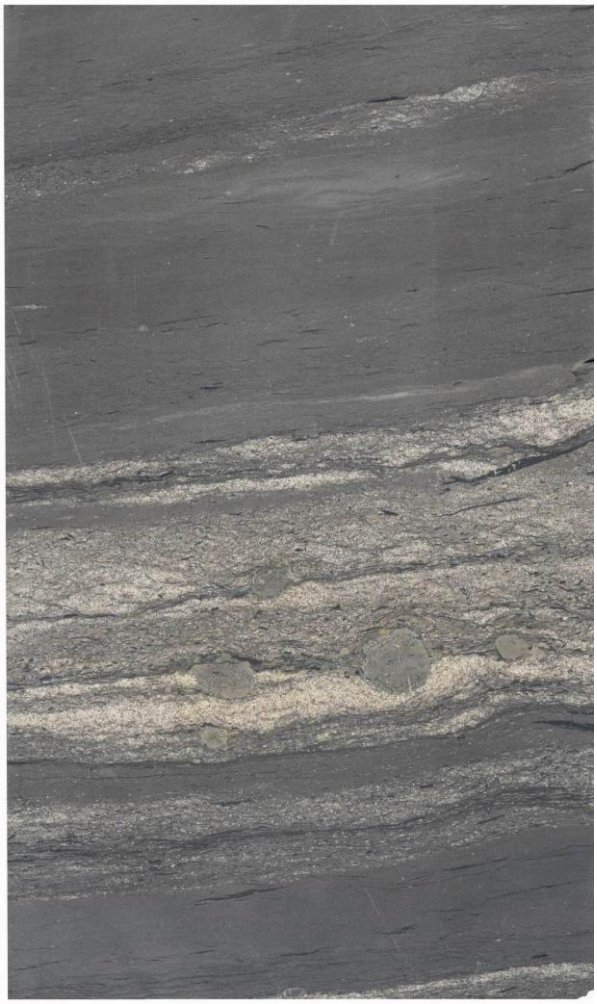
Яхлинское месторождение, скв. 10670, глуб. 2369,0 м



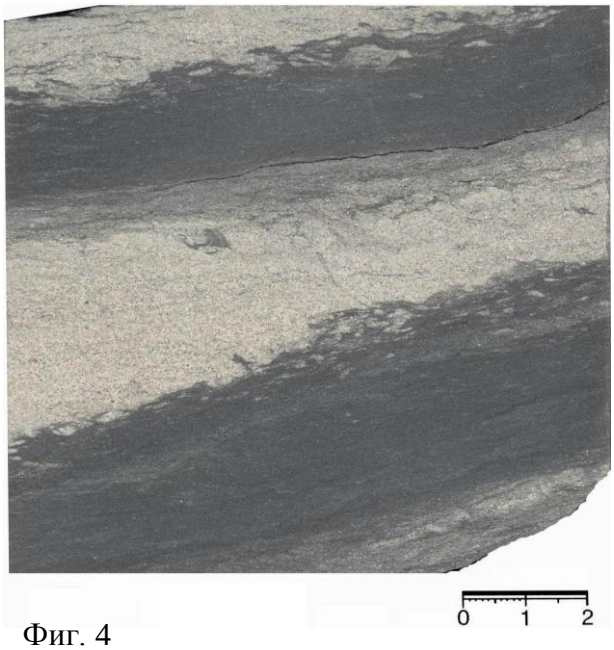
Фиг. 1



Фиг. 2



Фиг. 3



Фиг. 4

Фация АПВ. Наиболее характерный признак – парагенез с подстилающими отложениями аллювия в полном цикле. По другим признакам (тонкозернистые породы с почти массивной текстурой и обычном обилии органики – фиг. 3) трудно различимы с озерно-болотным комплексом.

Фация АПО. Выделяется преимущественно по парагенезу (см. общее описание). По набору признаков соответствует фациям АПП и АПС. Немного в более четком виде присуща ритмичность (влияние «озерной» среды): фиг. 4.

Макрофация отложений мелких прибрежных водотоков (КС)

Данная макрофация – единственная, которая выделена собственно нами в ряду терригенных внутриконтинентальных (угленосных) отложений (см. табл. 5.1). Ее палеогеографическое положение дуалистично. С одной, континентальной и субаэральной стороны – это неширокие и недлинные водотоки, обеспечивающие снос материала в неширокой же прибрежно-бассейновой полосе, от подножий внутриконтинентальных холмогорий. В «смысловом» палеогеографическом отношении они тем самым во многом схожи с осадками фации приозерных равнин (АПО: см. выше). С другой же стороны, данные осадки во многом «смыкаются» в смысловом плане и стыкуются по своему облику и месту формирования с русловыми протоками, рассекающими приливно-отливные отмели, и которые, в частности, хорошо описаны в работах [78, 91] для современных отложений.

Для данной макрофации, как аллювия «в миниатюре», нами выделено *две* фации:

- гравийно-песчаных осадков русел малых прибрежных водотоков (КСР);
- глинистых и песчано-алевритовых осадков поймы малых прибрежных водотоков (КСП).

Изображения образцов приведены в фототабл. X (вверху). Наиболее характерным признаком для обеих фаций является парагенез с прибрежно-бассейновым комплексом отложений (сочетание явных признаков текучих субаэральных вод с невыработанностью собственно речного русла).

Фация КСР. Преимущественно мелко-среднезернистые плохо сортированные песчаники с косой и косоволнистой, сильно срезанной слоистостью (фиг. 1).

Фация КСП. Алевролиты средней сортированности и «усредненных» диагностических признаков, подобно фациям АПС и АПО (см. выше: фиг. 2). Главный признак – парагенез с прибрежно-бассейновым (реже – прибрежно-заливовым) мелководьем (см. общее описание макрофации КС).

5.2.3. Озерные отложения (макрофации ОЗ + ОВ)

Важнейшими характеристиками озер, в которых накапливались *лимнические* (гр. limnë – озеро) отложения, являются их замкнутость и более высокий, чем в Мировом океане, уровень водного зеркала. Естественно, что в геологическом разрезе достоверно можно установить только ту последовательность озерных отложений, которая формировалась в достаточно большой период времени. В силу исключительного разнообразия озер существует множество их классификаций, разработанных по различным признакам. Л. Н. Ботвинкина, применительно к изучению слоистых текстур (что является определяющим при фациальном анализе), предложила разделение озер по четырем ведущим признакам, которые приводятся ниже в авторской редакции [21, с. 280].

1. Величина и глубина озера. Характер осадконакопления, а, следовательно, и текстуры, образующиеся на дне крупного озерного водоема (например, Ладожского озера), отличаются от характера осадконакопления и текстур мелких озер, возникающих на пойме, и подчас имеют большее сходство с текстурами морских отложений.

2. Проточность озер. Весьма существенно, происходит ли осадконакопление в озере как в большом отстойнике, или в нем имеются течения, вызываемые впадающими в него и вытекающими из него реками.

3. Характер оседающего материала. В озерах может происходить осадконакопление кластогенное, биогенное, хемогенное (в том числе галогенное) и смешанное; каждое из них придает свою специфику слоистым текстурам.

4. Климатические и географические условия, определяющие питание озера и режим седиментационного процесса, который будет различен в разных озерах: ледниковых, связанных с сезонным таянием ледника; в озерах гумидной зоны умеренного или тропического климата; в озерах аридной зоны; в озерах, окруженных горными сооружениями, и т. д.

Учитывая достаточно суженный диапазон параметров озерных водоемов для рассматриваемой нами толщи (из перечисленных выше «работать» будут в основном 1-й и 2-й признаки), мы сочли возможным вначале остановиться на самом простейшем разделении, предложенном в работе [78], и сводящемся к выделению двух групп: 1) разбавленные озера гидрогеологических открытых впадин и 2) соленые озера закрытых впадин. При этом сразу определимся, что вполне допустимы как колебательные, так и направленные переходы одного типа в другой.

Именно такое разделение по своей сути предложено П. П. Тимофеевым еще в первых работах по Южной Сибири, где господствовал аллювиально-озерный палеоландшафт (см. табл. 5.1) [114, 115]. Еще в большей степени оно предусмотрено им в новейшей схеме [116]. При этом ведущим критерием выделения древних открытых озер является их тесный парагенез с хорошо распознаваемыми континентальными палеоландшафтами (пролювием, аллювием, палеопочвами). Характеризуясь специфичной стабильностью водного режима, озерные осадки легко отличаются от текучего аллювия. С другой

Фототаблица X. Отложения мелких прибрежных водотоков (макрофация КС: вверху) и застойных и заболачивающихся озер (макрофация ОЗ: внизу)

Фиг. 1

Верхний слой – плохо сортированный разнозернистый песчаник с послойными нитевидными растительными остатками с локальной эрозией залегает на мелкозернистом с хорошей сортировкой и пологоволнистой слоистостью алевролите (нижний слой). Контакт фаций КСР (верх) и КСП (низ).

Сыморьяхское месторождение, скв. 7282, глуб. 2102,0 м

Фиг. 2

Верхний слой – мелкозернистый алевролит, сортированность хорошая, слоистость неотчетливая, пологоволнистая. С постепенным контактом залегает на довольно грубом переслаивании (ритмичном) разнозернисто-песчаных слоев, сортированность материала плохая. Между этими слоями встречаются слойки тонкого алевролита. Слоистость пологоволнистая, частично срезанная. Отмечаются послойные взмучивания.

Контакт фаций КСП (верх) и КСР (низ).

Тальниковое месторождение, скв. 10666, глуб. 1771,0 м

Фиг. 3

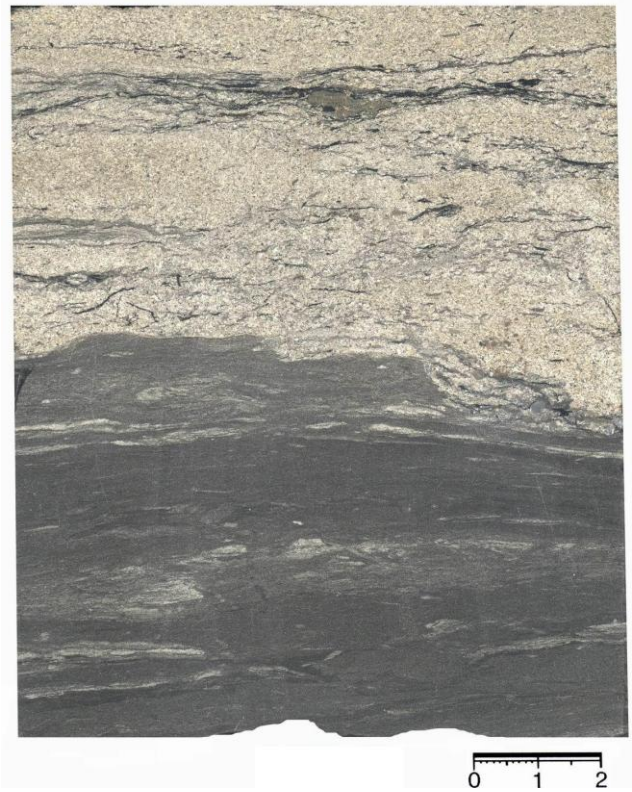
Верхняя часть – углистый алевролит, практически массивный. Фация ОЗУ. С локальным внутрислоевым несогласием залегает на мелкозернистом алевролите с беспорядочным наслоением узловато-линзовидного характера. В нижней части интенсивные прослойные перемывы и взмучивания. Повышенное содержание тонкорассеянной органики, много мелких корневых остатков. Фация ОЗО.

Яхлинское месторождение, скв. 10671, глуб. 2339,3 м

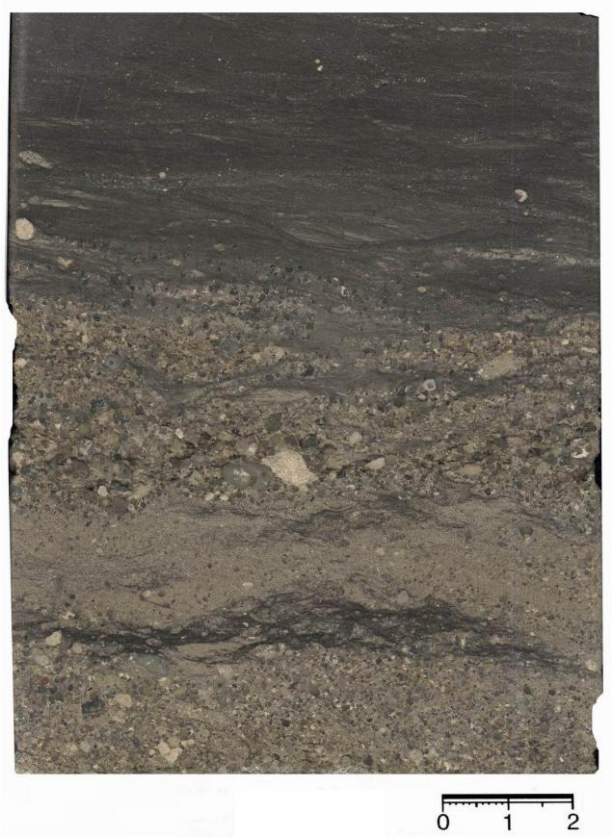
Фиг. 4

Верхний слой – мелкозернистый алевролит, хорошей сортировки, слоистость пологолинзовидноволнистая, в правой и нижней части слоя встречаются следы илоедов. Нижний слой – тонкое переслаивание мелкозернистого алевролита с крупнозернистым, слоистость ритмичная, горизонтальная (характерно для спокойного озера), в верхней части след илоеда. Фация ОЗО.

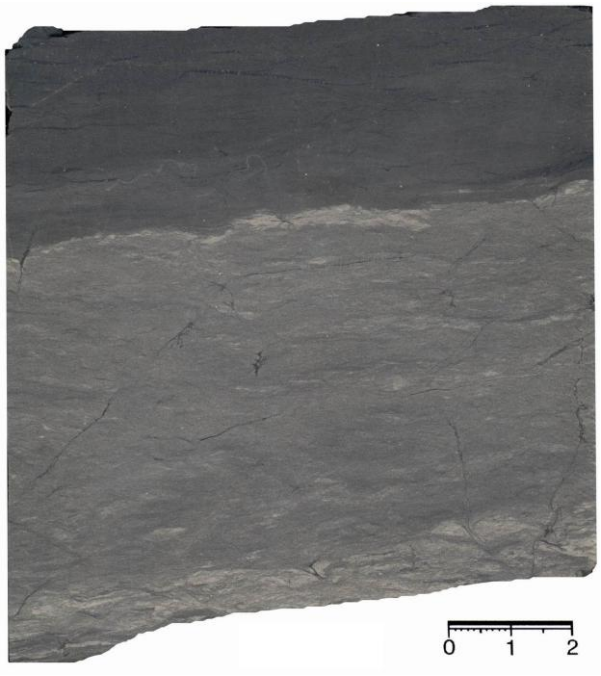
Тальниковое месторождение, скв. 6825, глуб. 1762,5 м



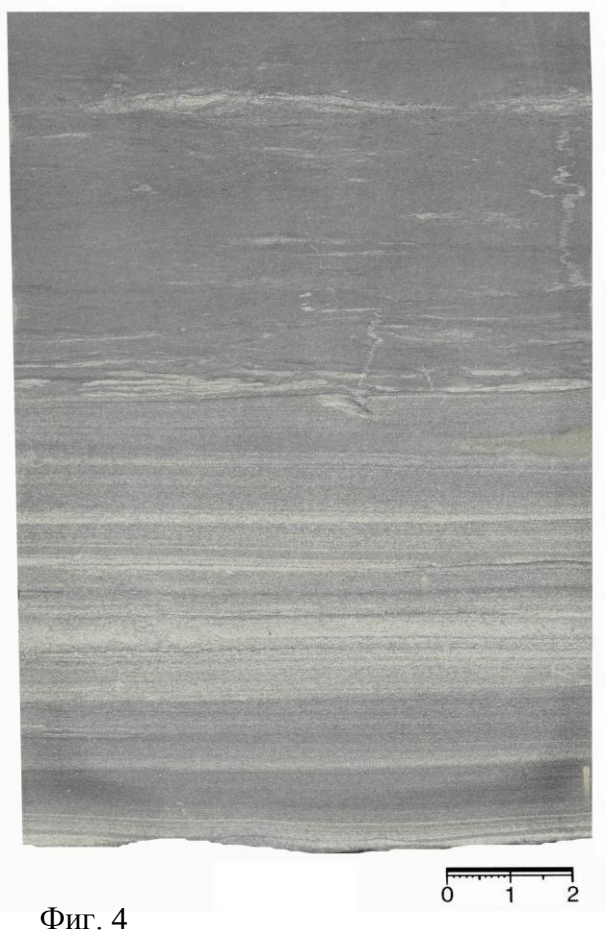
Фиг. 1



Фиг. 2



Фиг. 3



Фиг. 4

стороны, их парагенез именно с аллювием (для которого крупные озера обычно являются конечным приемным водоемом), позволяет отличать отложения крупных озер от мелководно-морских. Без учета указанного, последняя диагностика реализуется лишь с большим трудом.

Схематическая модель озерного водоема приведена на рис. 5.8. Здесь особенно интересно, что поступление в стратифицированное по температуре озеро речных потоков, несущих осадочных материал, ведет к образованию *поверхностных* течений. На модели, изображенной на рис. 5.8, эти течения связаны с проявлением термоклина. Таким образом, поток с высокой концентрацией взвешенного материала оказывается локализованным в определенном слое и в дальнейшем разносится по всему озеру за счет ветровой циркуляции. Если же плотность воды втекающей в озеро реки больше, чем плотность в гиполимнионе (глубинной части озера), то ее струи перемещаются вблизи дна. Эти придонные потоки обогащают гиполимнион кислородом и тем самым препятствуют застою воды в глубоководных озерных впадинах [57].

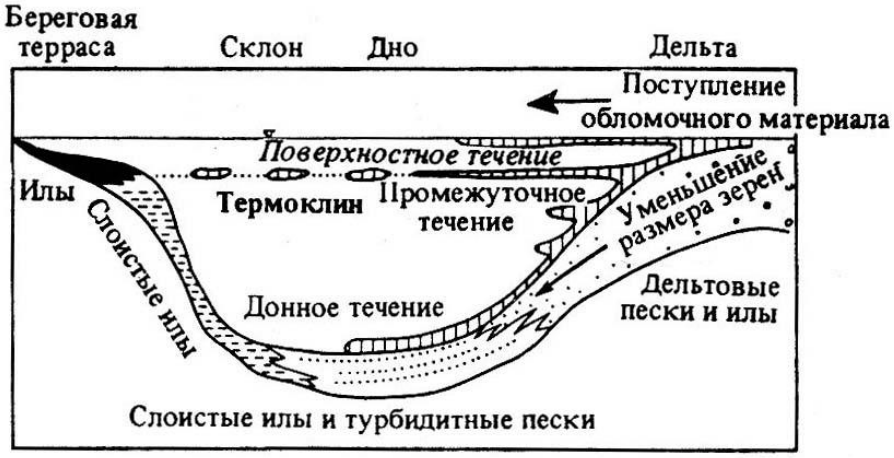


Рис. 5.8. Схематическая модель кластической седиментации в стратифицированном по температуре вод озере при поступлении осадков из дельты. По М. Штурму и А. Маттеру (1978): из работы М. Лидера [57, с. 197]

Озера закрытых впадин (в условиях гумидного климата часто заболачивающиеся) могут «накладываться» на любой континентальный палеоландшафт – пролювиальный, аллювиальный, приморский, надводно-дельтовый. Поэтому в классификациях П. П. Тимофеева, например, при выделении групп озерных отложений господствует примат парагенеза (см. выше). Учитывая «всюдность» таких закрытых, практически всегда мелких и очень мелких озер, мы не склонны проводить их настолько детальное разделение, ограничившись выделением ограниченного числа морфотипов.

Тесную взаимосвязь весьма различающихся по составу и облику озерных отложений хорошо показала Л. Н. Ботвинкина на примере пермокарбоновых красноцветных отложений [22]. На рис. 5.9 приведены сочетания структурно-текстурных признаков пород, характерных для четырех типов спокойных водоемов, имеющих общую тенденцию к осушению и заилива-

ния. Среди этих типов наиболее характерен и часто встречается в ископаемом состоянии третий.

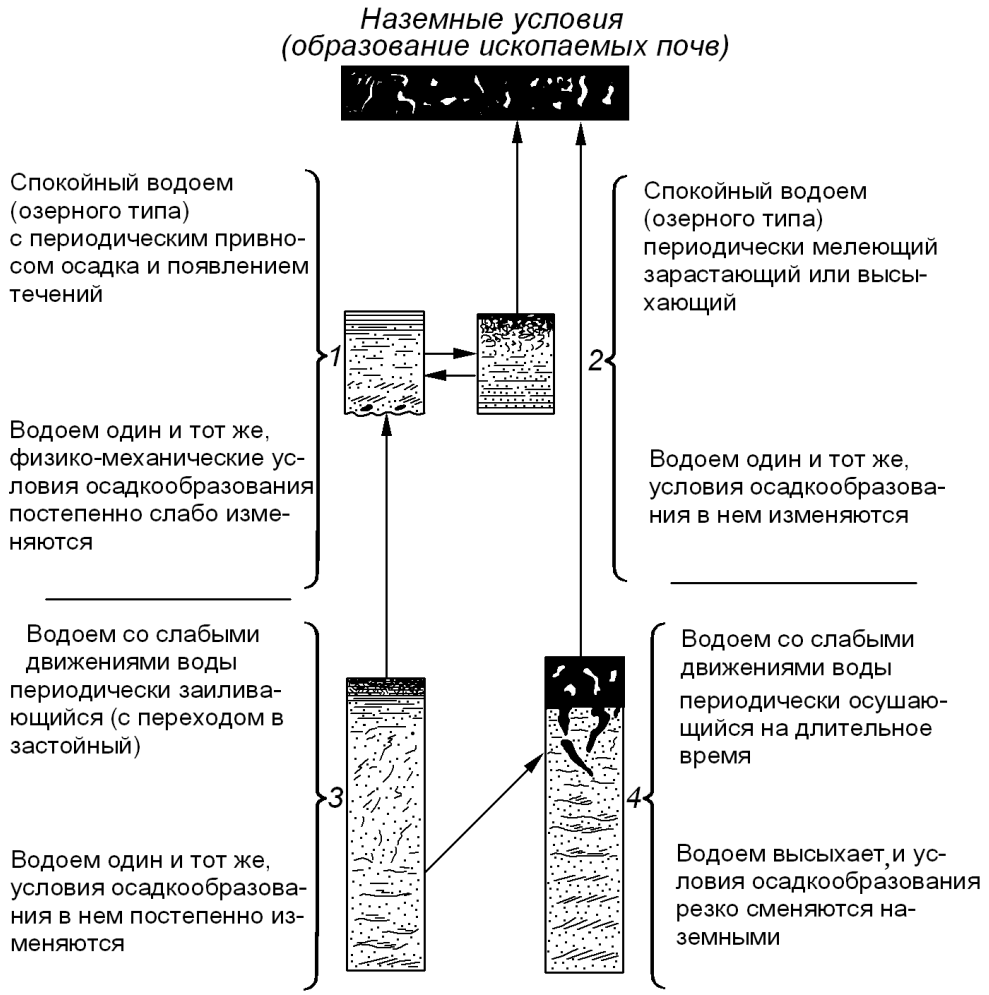


Рис. 5.9. Ритмы, повторение которых характерно для разного типа озерных водоемов, сменяющихся во времени: по Л. Н. Ботвинкиной [22], с небольшими сокращениями

Макрофация отложений застойных и заболачивающихся озер (ОЗ)

В зарубежной литературе в качестве закрытых озер чаще рассматриваются водоемы с хемогенной седиментацией в засушливом климате [78]. Поскольку объектом нашего изучения являются древние отложения исключительно гумидного, и лишь в некоторой степени - семигумидного климата, то и выделяемый ландшафт по сути является уже переходным к озерно-*болотному*. Именно эта переходность является главной отличительной чертой выделяемых фаций. Заиливаться или заболачиваться могут как окраинные части крупных озерных водоемов, так и небольшие изолированные участки поймы (старицы); прибрежные территории заливов; бассейнового мелководья. Конечный результат в виде болот разного происхождения и условий образования, будучи относимый уже к торфоведению и угольной геологии, является предметом самостоятельного рассмотрения. В то же время замечательный индикатор в виде угольных пластов и прослоев любой мощности

служит редкостным в геологии *репером*, на котором изначально базируются многие ее направления: «лутугинская» геологическая съемка, учение о цикличности, «фиксисткая» геотектоника, etc.

Всего для макрофации ОЗ нами выделено *четыре* фации (см. табл. 5.1):

- фация углисто-глинисто-алевритовых осадков заболачивающихся озер и заиливающихся участков торфяных болот (ОЗУ);
- фация глинисто-алевритовых (в т. ч. слабоуглистых) осадков застойных и слабопроточных участков зарастающих озер (ОЗО);
- фация глинистых осадков заиливающихся участков застойных озер (ОЗЗ);
- фация песчано-алевритовых (в т. ч. слабоуглистых) осадков проточных участков зарастающих озер (ОЗП).

Изображения образцов макрофации ОЗ приведены в фототабл. X (фиг. 3, 4) и XI (фиг. 1, 2). Наиболее характерными признаками фаций являются следующие.

Фация ОЗУ. Соответствует так называемой «подпочве» угольного пласта, т. е. достаточно своеобразной «полуболотной» фации (фиг. 3 в фототабл. X: верхняя часть). Весьма характерны многочисленные корневые остатки.

Фация ОЗО наиболее распространена среди застойно-заболачивающихся озерных отложений, являясь своего рода «космополитной». Она представляет собой застойные и слабопроточные участки озер, с повышенным содержанием углефицированного растительного материала. Основной механизм их формирования заключается в изменении уровня седиментации в весьма узком диапазоне, позволяющем существовать достаточно обильной растительности. Указанная «космополитность» определила и сочетание весьма обширного комплекса текстур - от преимущественно нарушенных (взмучиваниями, оползаниями, следами жизнедеятельности илоедов и т. п.) до тонкослоистых, с горизонтальной и пологоволнистой типами слоистости (нижняя часть фиг. 3 и 4 в фототабл. X). Тем самым подчеркивается гетерогенность в парагенезе макрофации ОЗ с рядом других фаций (АПВ, БЗП, БПП).

Фация ОЗЗ определяется *заиливанием* ландшафта, как правило, без какого-либо присутствия органики (возможны лишь редчайшие тонкие корешки травяной растительности): фиг. 1 в фототабл. XI. Нередко эти породы, располагаясь ниже «подпочвы», имеют зеленоватый оттенок и фиксируются полным исчезновением текстуры.

Фация ОЗП представляет сущностную противоположность фации ОЗЗ, характеризуя значительную *проточность*. Она определяется примесью четко выделяющегося алеврито-песчаного материала («болотные реки» [15]), иногда даже преобладающего в составе бимодальной породы (фиг. 2 в фототабл. XI).

Макрофация отложений открытых озерных водоемов (ОВ)

Принципиальная модель формирования отложений в крупном открытом озерном водоеме нами приведена выше (см. рис. 5.8). Дополним ее модельной сводной стратиграфической колонкой для пермо-триасовых озерных толщ восточной части грабена Кару в Южной Африке (рис. 5.10).

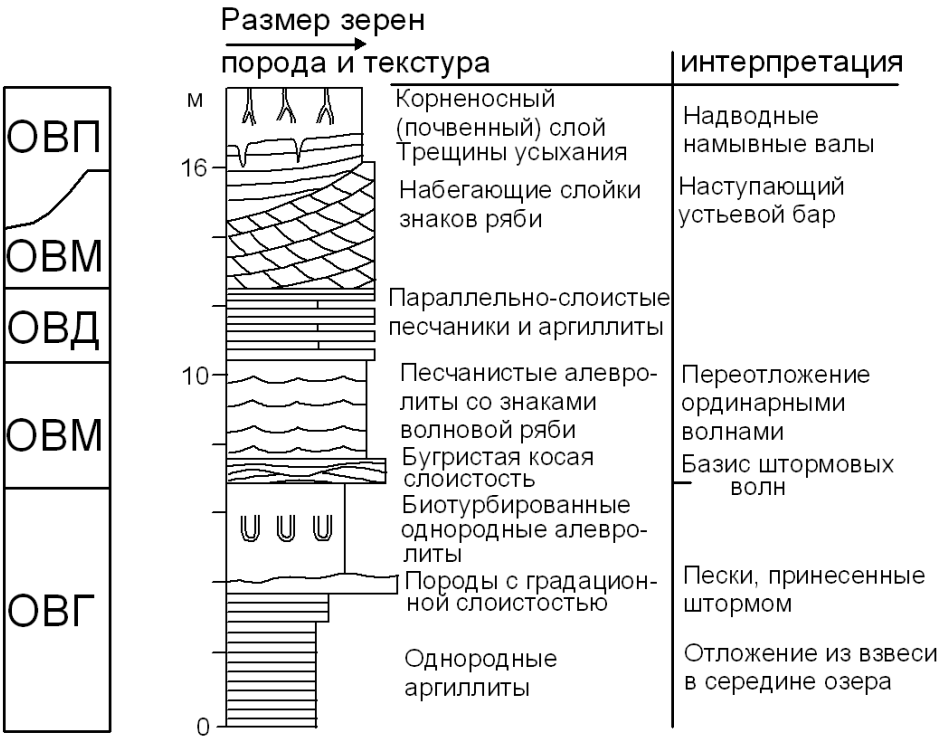


Рис. 5.10. Идеализированная стратиграфическая колонка, образующаяся в ходе регрессии гидрологически открытого озера при преобладании кремнисто-обломочного осадконакопления. Восточная часть грабена Кару: по Д. Ван-Дейку и др. (Van Dijk D. E., Hobday D. K. and Tankard A. J., 1978): из работы [78, т. 1, с. 108]. Слева от колонки – индексы выделяемых нами фаций

Модель, приведенная на рис. 5.10, проинтерпретирована как «постепенное наступание русел рек на озеро» [78, с. 108] в условиях существенного привноса аллювиального материала. Как видно, она полностью соотносится с самостоятельно выполненным нами фациальным расчленением открытых озерных водоемов (см. табл. 5.1). Кроме этих четырех фаций нами предусмотрено также выделение «нерасчленяемых» небольших озерных водоемов (ОВН). Таким образом, всего для макрофации ОВ нами выделяется *пять* фаций:

- фация глинистых и песчано-алевритовых осадков небольших озер (ОВН);
- фация песчаных и глинисто-алевритовых осадков полуизолированного малоподвижного мелководья крупных озер (ОВП);
- фация алеврито-песчаных осадков открытого подвижного озерного мелководья (ОВМ);

Фототаблица XI. Озерные отложения (вверху – макрофация застойных и заболачивающихся озер ОЗ, внизу – открытых озерных водоемов ОВ)

Фиг. 1

Аргиллит массивный, с редкими нитевидными корневыми остатками. Фация ОЗЗ.

Тальниковое месторождение скв. 6825, глуб. 1764,0 м

Фиг. 2

Мелкозернистый плохо сортированный алевролит с контрастной примесью алевропесчаного материала более крупной размерности. От неотчетливой пологоволнистой слоистости до послойно-узловатой текстуры, обусловленной углистыми включениями уплощенной формы. Фация ОЗП.

Ловинское месторождение, скв. 10628, глуб. 2257,0 м

Фиг. 3

Активный течениевый контакт слабоуглистого мелкозернистого алевролита с хорошей сортировкой и пологолинзовидно-волнистой слоистостью с крупнозернистым алевролитом, слоистость пологолинзовидная, нарушена прослойными взмучиваниями. Фация ОВН.

Шушминское месторождение, скв. 10525, глуб. 2021,0 м

Фиг. 4

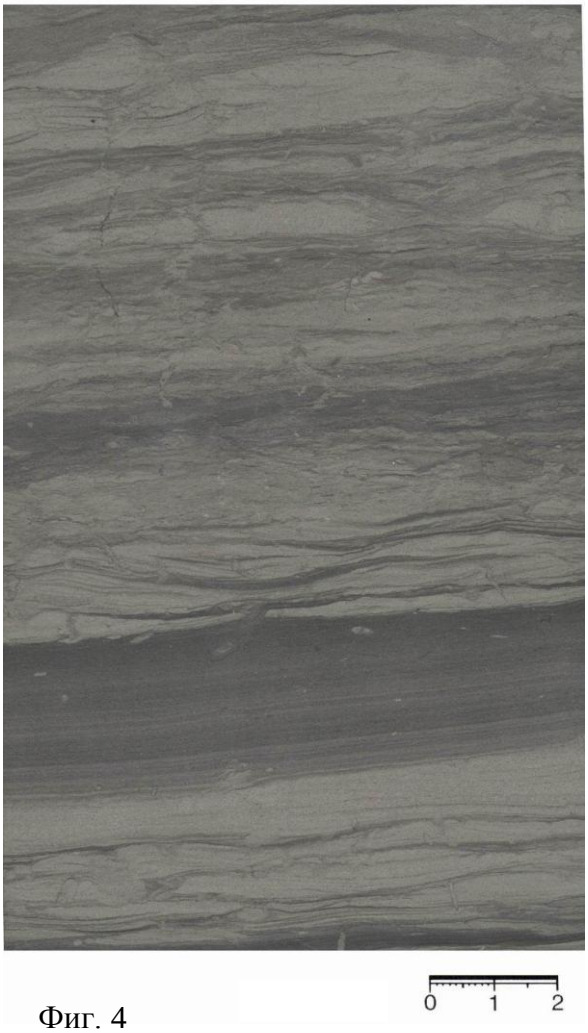
Ритмит с расплывчатыми границами: сочетание мелкозернистого алевролита хорошей сортировки с тонкой пологоволнистой слоистостью (до 2-сантиметрового толстого слойка в нижней части образца) и тонкозернистого также хорошо сортированного песчаника с мелкой линзовидно-волнистой слоистостью. Среднее количество тонкой органики и мелкого детрита. Фация ОВП (озерный ватт).

Западно-Тугровское месторождение, скв. 23, глуб. 2273,5 м

Фиг. 1

Фиг. 2

Фиг. 3



Фиг. 4

- фация песчаных осадков конусов выноса рек в озера (ОВД);
- фация глинисто-алевритовых осадков сравнительно глубоководных частей крупных озер (ОВГ).

Наиболее характерные признаки фаций, охарактеризованных образцами, представленными в фототабл. XI (фиг. 3, 4) и XII, сводятся к следующему.

Фация ОВН выделяется исключительно для слоев небольшой мощности, где более детальное расчленение представляется не столько невозможным, сколько нецелесообразным (фиг. 3 в фототабл. XI). В целом характерна относительно повышенная динамичность (по отношению к макрофации ОВ в целом). Обычно залегают среди застойно-озерного комплекса.

Фация ОВП, как правило, характеризуется наличием *ритмитов*, которые формируются в приливно-отливной зоне, определяемой колебаниями уровня водного зеркала (фиг. 4 в фототабл. XI). Весьма характерны теснейший парагенез с подвижным (баровым) мелководьем (ОВМ): фиг. 1 в фототабл. XII и переход в небольшие застойные озера (ОЗО).

Фация ОВМ сложена хорошо сортированными, обычно достаточно тонко(мелко)зернистыми песчаниками малых аккумулятивных форм (бары, пересыпи, отмели), с весьма характерной прерывистой косоволнистой (флазерной) слоистостью (фиг. 2 в фототабл. XII).

Фация ОВД выделена нами впервые именно для отложений тюменской свиты и в основном исходя из тесного *парагенеза* аллювиально-«транзитных» осадков с крупными озерными приемного водоема (по принципиальной сути – так же, как фации КПО и АПО). Хорошо сортированные, обычно мелкозернистые песчаники с типичной «дельтовой» косой однонаправленной слабо срезанной (веерной) слоистостью: фиг. 3 в фототабл. XII.

Фация ОВГ обычно представлена тонкозернистыми (алевролиты, аргиллиты) породами, обычно массивными или скрытогоризонтальнослоистыми (фиг. 4 в фототабл. XII). «Классических» ламинитов или варв практически не наблюдалось, поскольку каких-либо значительных глубин озера, видимо, не достигали, а характерного для плейстоценовых «ленточных» глин нивального климата не было.

5.2.4. Бассейновые отложения (макрофации БЗ+БП+БМ)

Диагностика отложений, накапливавшихся в обширных водоемах, достаточно затруднительна по сравнению с рассмотренными выше континентальными, что называется, «по определению». Вначале остановимся несколько подробнее на используемом нами термине «бассейн». В «донецких» работах [15, 106] их авторы сочли целесообразным использовать термин «материковое море», ссылаясь на работу С. Д. Лаппо (1945) по современным северным морям (Баренцево и др.). При этом под материковым (трансгрессивным) морем понимались водоемы, покрывающие прибрежные части суши при их погружении, с делением на мелководные (менее 50 м) и глубоководные (более 200 м). В последующем П. П. Тимофеевым использовано понятие

эпиконтинентального морского бассейна (ЭМБ: см. табл. 5.1), отложения которого фиксируют кратковременные трансгрессии на плоские заболоченные пространства аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин, при изрезанной и часто меняющей очертания береговой линии.

Полностью солидаризуясь с этим определением, дополним его цитатой из работы Г.-Э. Рейнека и И. Б. Сингха: «В геологическом прошлом существовали периоды, значительно более стабильные по сравнению с нашей эпохой. Так, например, общеизвестно, что юрский и меловой периоды характеризовались сравнительно более стабильными условиями по сравнению с существующими в настоящее время. Отсюда вполне вероятно, что по морфологии и пространственному развитию отложения этих периодов могут не иметь аналогов в современных обстановках осадконакопления» [91, с. 403]. К этому же выводу пришли и авторы другой известной сводки: «…современные мелководные моря не являются аналогами многих морей геологического прошлого, так как они представительны только для периодов недавних трансгрессий, а современные аналоги древних эпейро-эпиконтинентальных морей, широко распространенных в прошлом, отсутствуют» [78, т. 2, с. 287]. В рамках изложенного мы уверены в правильности разработанных для более древних толщ представлений о «сверхмелководности» приемного водоема или внутриконтинентального бассейна [62].

Итак, суммируя и учитывая все изложенное, определим, что конечным приемным водоемом являлся *бассейн*, во время своей трансгрессии (или ингрессии) представляющий собой обширное пресноводное и мелководное «озеро-море» [66], с выровненным дном и глубинами, не превышающими 10-20 м и в среднем составляющими значения от нескольких сантиметров до первых метров.

Весьма простая и наглядная схема прибрежного (лагунно-барового) осадконакопления разработана для угленосных толщ Г. А. Ивановым, на работы которого мы ссылались в п. 3.2. Одновременно лаконичные и информативные иллюстрации приведены на рис. 5.11. Здесь будет уместным отметить, что доведенные до совершенства кинематические схемы формирования угленосных толщ, разработанные Г. А. Ивановым, на 40 лет предвосхитили строгие уравнения, описывающие в линейном приближении палеогеологический рельеф для мезозойского чехла Западной Сибири и предложенные А. Ф. Глебовым при описании тектоно-седиментационных режимов в рамках сиквенс-представлений [29].

Для оценки процесса седиментации в прибереговой полосе в его *динамике* привлечем сведения по английскому побережью Северного моря, приведенные в работе М. Лидера [57]. На рис. 5.12 изменения морфологии побережья показаны в зависимости от высоты прилива (слева направо: *а* - высокая, *б* – средняя, *в* – низкая). Однако для древних геологических процессов, тем более реализовавшихся во внутриконтинентальных, собственно плитных обстановках, достаточно справедливо будет полагать, что изменения уровня моря не в меньшей, но, скорее, в большей степени могут определяться относительным повышением или понижением области континенталь-

Фототаблица XII. Отложения открытых озерных водоемов (макрофация ОВ)

Фиг. 1

Тонкозернистый песчаник со слойками мелкозернистого углистого алевролита. Сортировка песчаных слоев до хорошей слоистость пологоволнистая и линзовидная. По всему образцу интенсивные прослойные взмучивания. Значительное количество крупного детрита. Фация ОВП (прибереговая зона).

Восточно-Лазаревское месторождение, скв. 10682, глуб. 2180,5 м

Фиг. 2

Тонкозернистый песчаник в верхней части – крупнозернистый алевролит. Сортировка материала хорошая. В верхней части образца мелкая, пологоволнистая, почти горизонтальная слоистость, подчеркнутая тонким детритом. В средней и нижней части текстура пологоволнистая и слабосрезанная косоволнистая. Немного тонкого детрита. Переход (снизу вверх) фации ОВМ в фацию ОВП.

Лазаревское месторождение, скв. 10398, глуб. 2172,0 м

Фиг. 3

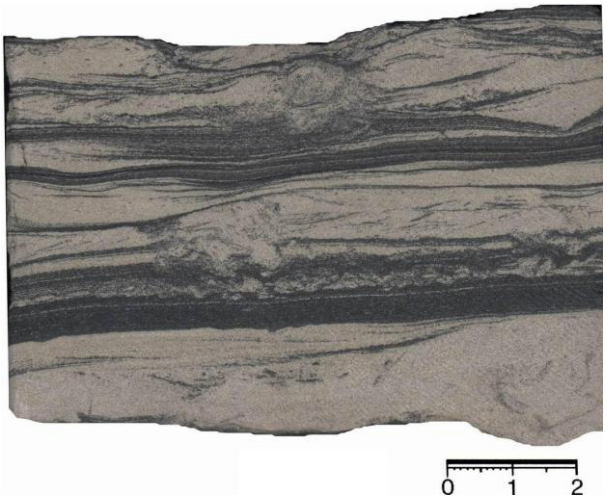
Песчаник тонко-мелкозернистый, сортированность материала хорошая. Мелкая косая слоистость слегка подчеркнута тонким детритом, в средней части образца почти не различима. Фация ОВД.

Тальниковое месторождение, скв. 10320, глуб. 1734,0 м

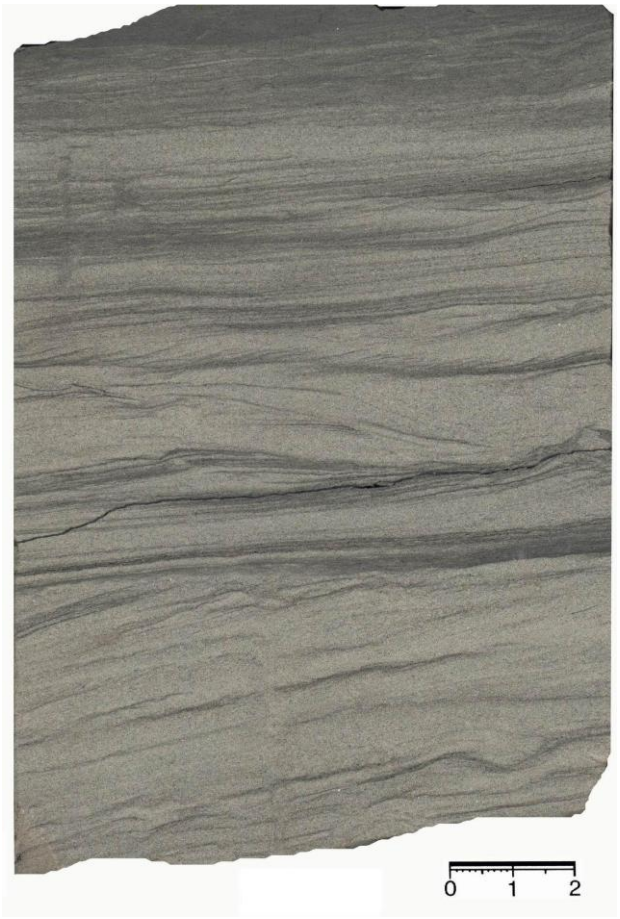
Фиг. 4

Алевроаргиллит стабильной садки с тонкой горизонтальной ритмичной (3-7 мм) слоистостью, близкой к ленточной. Нижние 2 см – массивный, с повышенным содержанием рассеянной органики. Выше ровного контакта слабые взмучивания и трещиноподобные проседания глубиной 2-3 мм (придонные течения). Слабые коричневатые оттенки в серии слойков (верхняя часть образца) фиксируют застойность среды осадконакопления. Фация ОВГ.

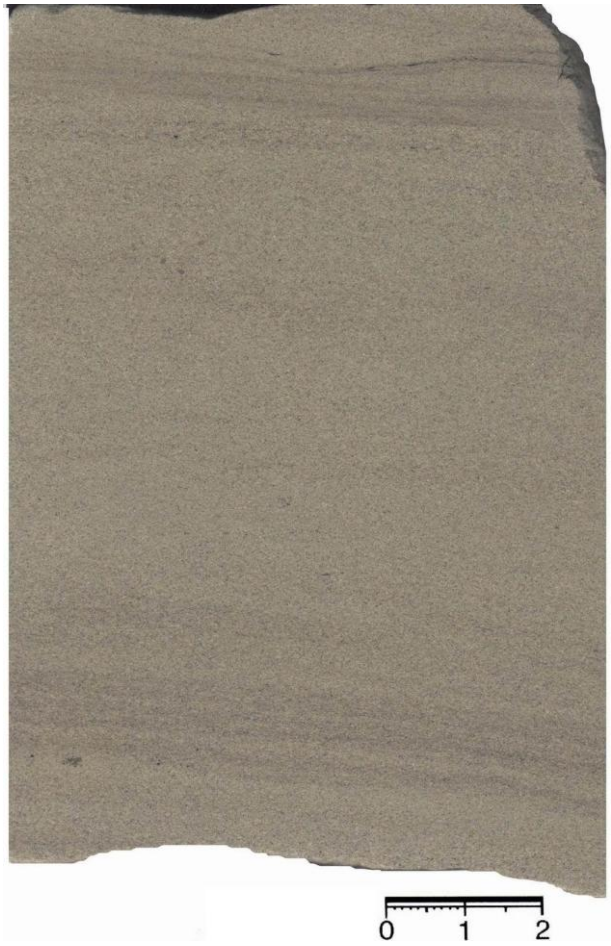
Восточно-Лазаревское месторождение, скв. 10682, глуб. 2162,0 м



Фиг. 1



Фиг. 2



Фиг. 3

Фиг. 4

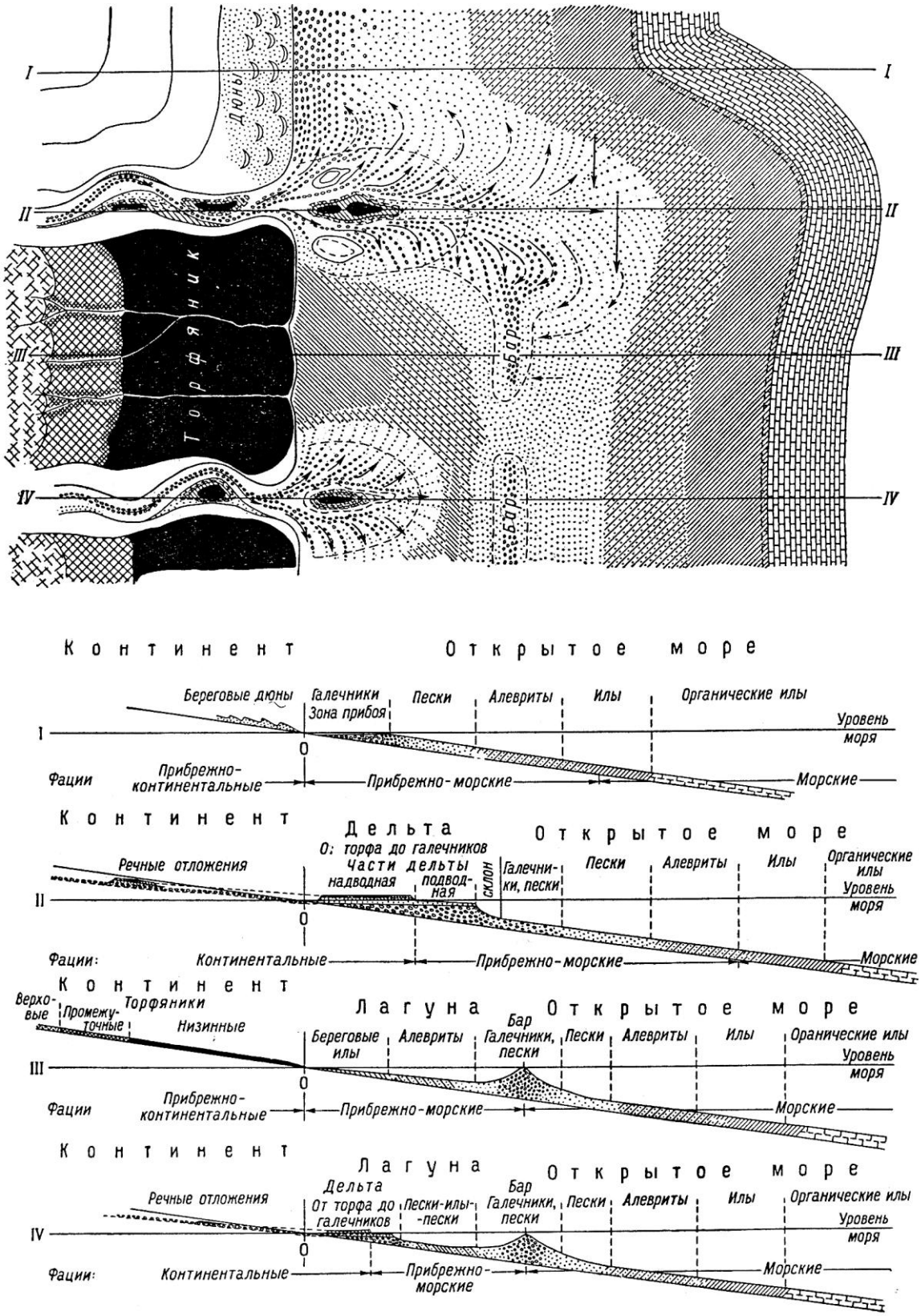


Рис. 5.11. Распределение фаций в прибрежно-морских и прибрежно-континентальных обстановках седиментации при стационарном положении береговой линии в плане (вверху) и в разрезах (внизу) [39, с. 122-123]:

Обстановки: *I* – континент – открытое море; *II* – река – дельта – открытое море; *III* – континент – лагуна – открытое море; *IV* – река – дельта – лагуна – открытое море

ного осадконакопления, т. е. причинами тектонического (s. lato) характера. В любом случае размерность материала будет повышаться в сторону приемного водоема как при нарастании берега (рис. 5.12, *б*), так и при формировании баровых отмелей (рис. 5.12, *в*).

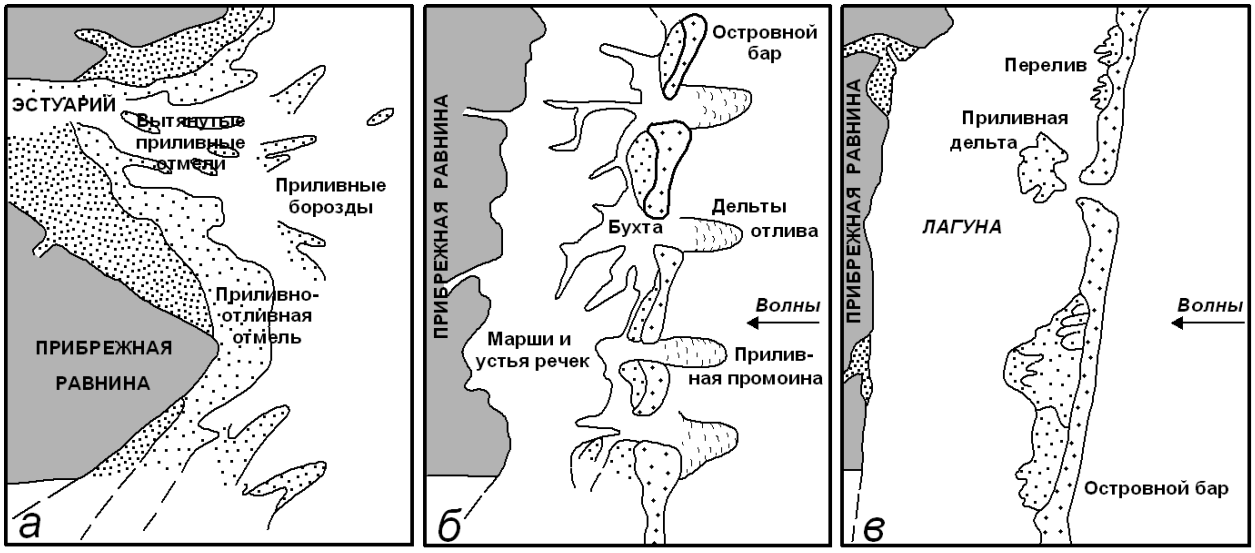


Рис. 5.12. Морфология идеализированного берега. По М. Хейсу (Hayes, 1975, 1979): из работы М. Лидера [57, с. 242]:

а – умеренная волновая активность при больших приливах (островные бары отсутствуют, но наличествуют приливные борозды);

б – умеренное волнение при средних по высоте приливах (видны бары, приливные промоины и мини-дельты, образующиеся при отливе);

в – умеренное волнение при слабых приливах (обширные лагуны с переливами через бары и редкими «обратными» дельтами, приуроченными к приливным промоинам)

Определившись с общей характеристикой бассейнового палеоландшафта, укажем, что нами выделяется для него *три* макрофации (см. табл. 5.1): заливно-лагунного побережья (БЗ), полуизолированного малоподвижного (БП) и открытого подвижного (БМ) бассейнового мелководья. Такое расчленение имеет некоторые отличия от нашей общей схемы фациального расчленения для раннемезозойских отложений Северной Евразии [1 и др.], что определяется спецификой условий формирования тюменской свиты. Прежде всего это относится к тому, что выделяемые в рамках общей схемы макрофации отложений подводной части дельты (БД) и открытой части бассейна (БУ) «переведены» в более низкий разряд фаций (БМД и БМУ), прежде всего – в силу их малой распространенности. С другой стороны, именно на материале тюменской свиты мы получили возможность значительно более детально расчленить отложения прибрежной зоны [9].

Макрофация отложений заливно-лагунного побережья (БЗ)

Заливы и лагуны – неглубокие и обычно довольно обширные по площади водоемы, расположенные параллельно береговой линии приемного водоема. Мы придерживаемся достаточно общего представления о том, что за-

ливы связаны с основным бассейном постоянными, а лагуны – временными проливами. В принципе связь заливов и в особенности лагун с приливно-отливной равниной настолько тесна, что их дифференциация затруднительна даже для многих современных побережий.

Предельно схематизированное изображение лагуны и окружающих ландшафтов приведено на рис. 5.13. В целом в ней накапливаются преимущественно тонкозернистые (алевриты, илы) осадки, в гумидном климате почти всегда обогащенные органическим материалом – как за счет растительности из окружающих болот, так и дальнего речного переноса. Весьма высока вероятность накопления карбонатного материала в восстановительной форме.

Рис. 5.13. Схема лагуны и песчаного барьера [100, с. 509]

Помимо простейших аккумулятивных форм в условиях выровненного дна, наличествуют и дополнительные небольшие седиментационные системы (см. рис. 5.13), но их распознавание для древних толщ весьма затруднительно. Одним из важнейших морфологических элементов (особенно для правильной диагностики) являются протоки или *проливы*, которые соединяют лагуну с приемным водоемом, открывая ее или «зашнуровывая». Этот процесс может вызываться как эвстатическими (s. stricto, поскольку связь с Мировым океаном для рассматриваемых нами отложений выглядит достаточно проблематичной), так и тектоническими причинами. Последнее же, наиболее вероятно, обусловлено компенсационным заполнением седиментационной ванны приемного водоема и последующим перераспределением водной массы не только вдоль береговой линии, но и вкрест таковой. Более локальными причинами формирования лагун и заливов служили осцилляционные приливно-отливные процессы.

Общий контур лагун (заливов) со стороны приемного бассейна достаточно выровнен, а со стороны континента предельно извилист (см. рис. 5.13). Самые глубокие части (не более нескольких метров) находятся преимущест-

венно у входных проливов, часто – на своего рода «траверсе» с континентальными водотоками, впадающими в залив. Всего для макрофации отложений заливно-лагунного побережья (БЗ) нами выделено *три* фации:

- глинисто-алевритовых осадков полуизолированных частей побережья заливов и лагун (БЗП);
- песчано-алевритовых осадков прибрежных частей заливов (БЗА);
- алеврито-глинистых и карбонатных осадков центральных частей заливов и лагун (БЗГ).

В фототабл. XIII приводятся изображения образцов, характеризующие выделенные фации. Их основные признаки сводятся к следующему.

Фация БЗП. Весьма стабильные наиболее тонкозернистые отложения («алевроаргиллиты» с преобладающим значением Ф на уровне 6-8). Обычны ритмиты (фиг. 1), частые заболачивания, горизонтальная (в т. ч. скрытая) слоистость. Иногда при застойности – текстуры «фьямме», взмучивания (фиг. 2). Характерный признак – «поясковая» сидеритизация, конкреции. Нередко слагают весьма мощные интервалы (до 10-15 м).

Фация БЗА. Достаточно сложный комплекс слойков и прослоев алевролитов – тонко(мелко)зернистого песчаника (фиг. 3), отражающий существенно различающиеся локальные геоморфологические участки: активное побережье, «обратные» конусы небольших выносов, собственно протоки или перемычки соединения с бассейном. «Средние» параметры по всем показателям – от сортировки до размерности растительного материала.

Фация БЗГ. Наиболее тонкие осадки – аргиллиты, нередко карбонатные, часто с зеленоватым оттенком. Массивны или горизонтальнослоисты, часты текстуры «фьямме» и конкреционные стяжения (фиг. 4).

Макрофация отложений полуизолированного малоподвижного бассейнового мелководья (БП)

В течение многих лет отложения данной макрофации мы расчленяли, в основном и большей частью исходя из их гранулометрии – на алевропсаммитовые осадки активного и алевроаргиллитовые осадки пассивно-стабильного полуизолированного малоподвижного мелководья: БПА и БПП [1]. Однако именно при изучении тюменской свиты мы получили возможность значительно более детального расчленения данной макрофации, что изложили в специальной статье [9]. Такая возможность предопределена уже самой геологической обстановкой формирования толщи. Для нее характерно многократное переотложение осадков, завершающееся их окончательным накоплением (фиксируемым в настоящее время) не столько в виде трансгрессивных серий (свойственных для полнокомпенсированного режима прогибания территории), сколько в виде *ингрессий* приемного водоема, по всей вероятности, связываемых с причинами эвстатического характера. Это позволяло практически мгновенно (в геологическом отношении) распространяться внутриконтинентальному бассейну на огромные площади и расстояния.

Фототаблица XIII. Заливово-лагунные отложения (макрофация БЗ)

Фиг. 1

Мелко-крупнозернистый алевролит, хорошо сортированный в каждом из достаточно контрастных типов. Ритмит с толстой (5-10 мм) слоистостью.

В верхней части образца в прослоях крупнозернистого алевролита, пологая линзовидно-волнистая слоистость со взмучиваниями. Фация БЗП.

Восточно-Лазаревское месторождение, скв. 10682, глуб. 2170,2 м

Фиг. 2

Образец представлен в виде сложного комплекса слоев (границы показаны стрелками).

Нижний слой – тонкое переслаивание тонкозернистого песчаника и мелкозернистого алевролита (1-2 мм). Сортированность материала хорошая. Слоистость пологолинзовидно-волнистая; немного мелкого детрита.

Средний слой – мелкозернистый алевролит средней садки с пологоволнистой слоистостью, нарушенной интенсивными взмучиваниями (особенно в нижней части).

Верхняя часть образца: алевроаргиллит, хорошо сортированный, массивный, частично неясно слоистый. По образцу – редкие нитевидные корневые остатки. Фация БЗП.

Яхлинское месторождение, скв. 10670, глуб. 2335,0 м

Фиг. 3

Переслаивание мелкозернистого алевролита и тонкозернистого песчаника: ритмит с меняющейся толщиной слойков и серий (в основном 3-12 мм).

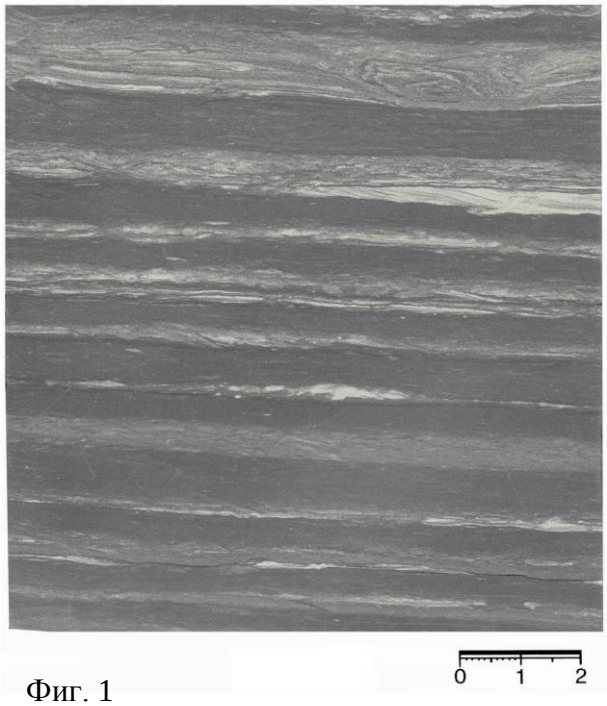
Слоистость пологолинзовидная, с интенсивными взмучиваниями в нижних частях ритмов более высокого порядка (границы показаны стрелками). Ниже границ – ходы илоедов. Среднее количество детрита. Фация БЗА; верхние границы литоритмов – БЗП.

Яхлинское месторождение, скв. 10670, глуб. 2348,0 м

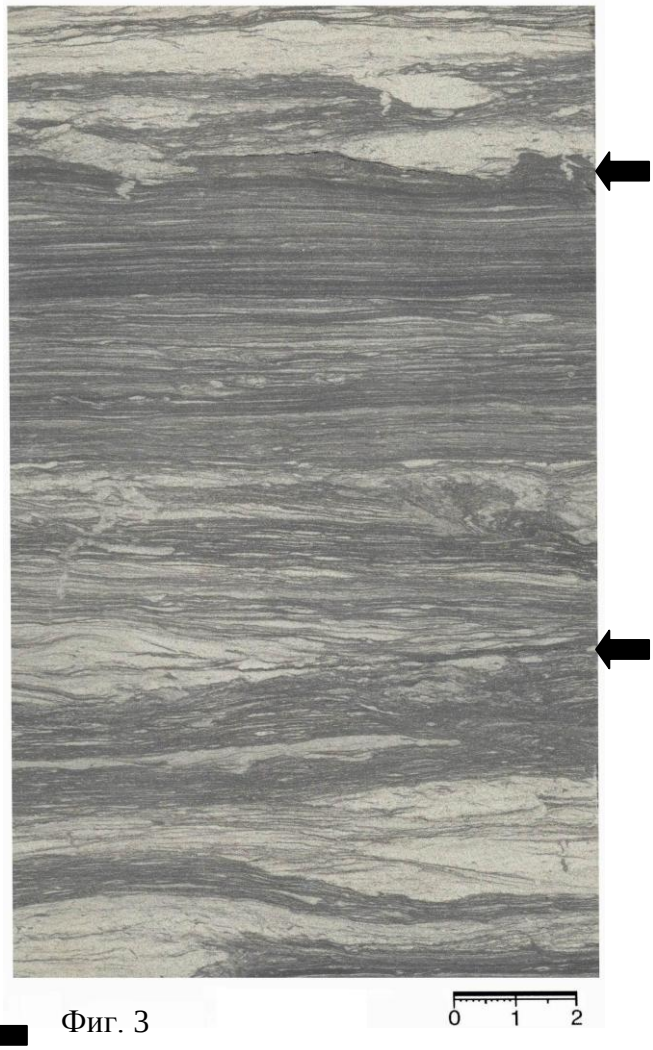
Фиг. 4

Алевроаргиллит массивный, хорошей садки. Цепочечное «проседание» оплывших в слаболитифицированном состоянии линз-колобков слабосидеритизированного желтого алевролита размером от первых миллиметров до 1,5-2 см. Фация БЗГ.

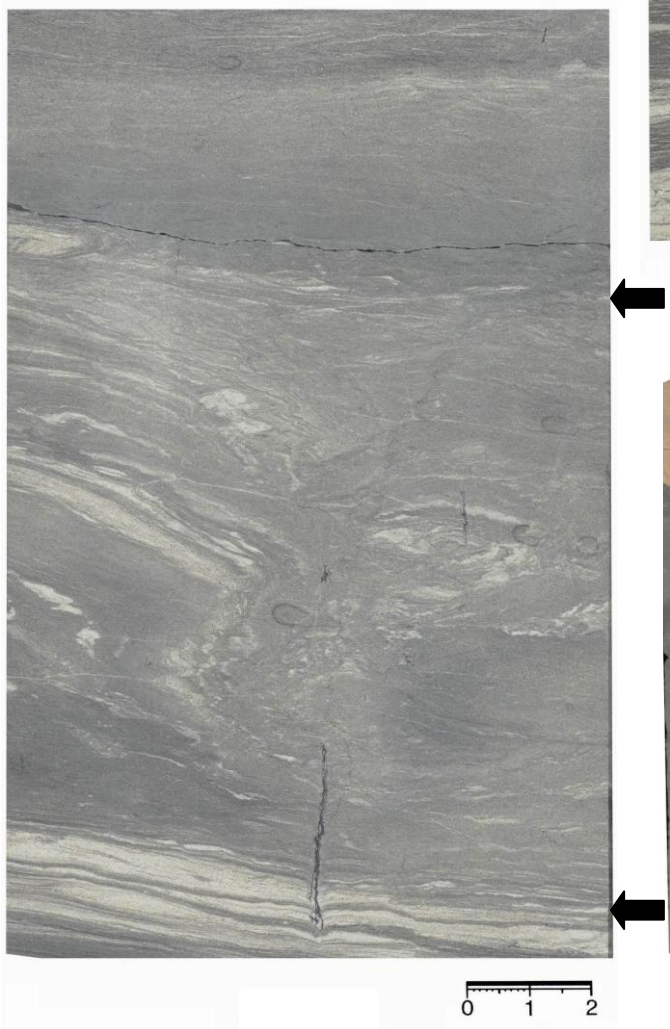
Яхлинское месторождение, скв. 10671, глуб. 2325,0 м



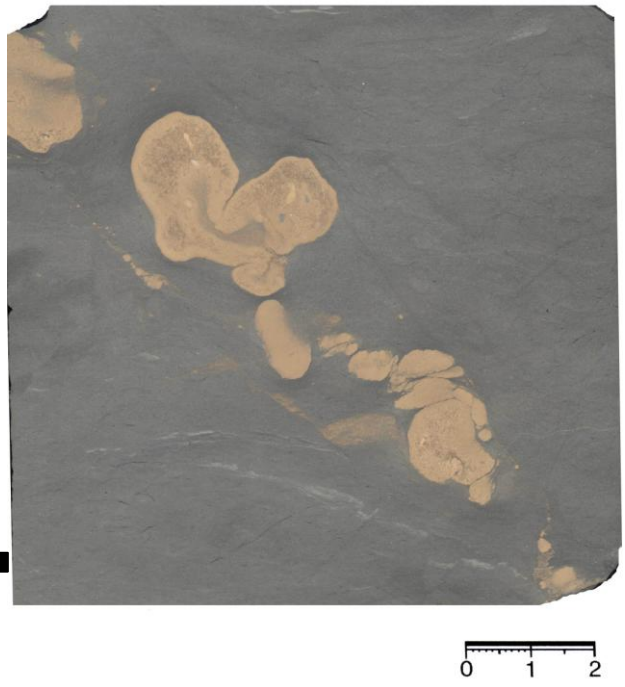
Фиг. 1



Фиг. 3



Фиг. 2



Фиг. 4

Основная геоморфологическая обстановка формирования отложений макрофации БП соответствует современным *приливно-отливным равнинам*. Они находятся на плоских побережьях различного типа, один из известных примеров приведен на рис. 5.14. Основной зоной здесь является *литораль*, определяемая дальностью действия приливов; ниже нее находится сублитораль, всегда находящаяся ниже уровня воды. Соответственно, расположенные выше литорали участки заливаются лишь спорадически. Для них в условиях гумидного климата характерно интенсивное заболачивание, особенно – в *приморских озерах*, образующихся при отшнуровывании внутриконтинентальных «языков» литорали. В противоположном направлении литораль отграничивается от приемного бассейна *косами*, расположенными параллельно берегу (Тершеллинг и Амеланд на рис. 5.14; напомним известную Куршскую косу).

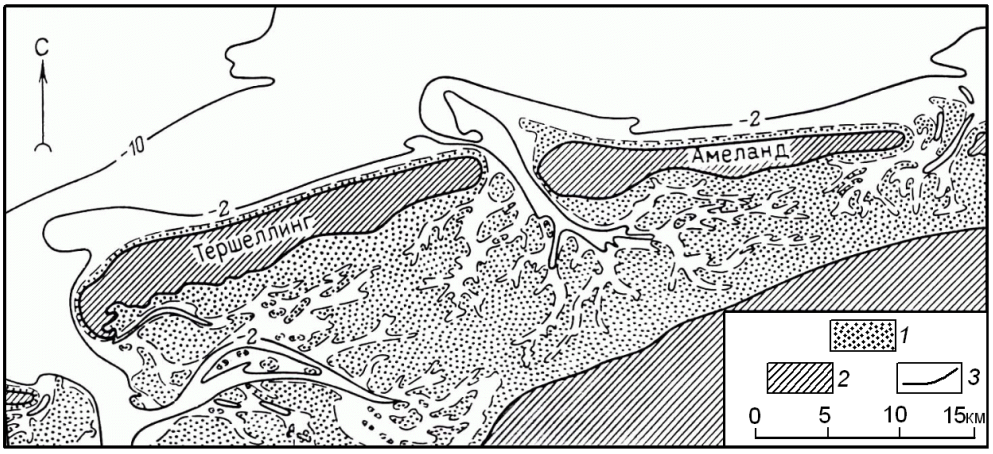


Рис. 5.14. Приливно-отливные равнины на побережье Голландии. По Л. Ван Страатену и П. Кюнену (Van Straaten, Kuenen, 1957): из [100, с. 499]

1 – литоральная зона равнины; *2* – территории, приподнятые выше; *3* – изолинии глубины дна ниже уровня средних отливов

Пояс приливно-отливных равнин получил наиболее распространенное название *ваттов* (в Голландии – ваддены). Процесс формирования классических *ритмитов*, присущих данной обстановке, охарактеризован на рис. 5.15.

Как следует из рис. 5.15, привнос частиц в прибрежную зону контролируется двумя сходными процессами: запаздыванием при влечении твердых частиц и запаздыванием при их осаждении. Именно эти процессы контролируют аккумуляцию алевритовых и глинистых частиц на высоких приливно-отливных отмелях. Ограниченное из-за когезии осадков просачивание воды в осадки приливно-отливных отмелей способствует поверхностному стоку по ним и развитию сети *приливных желобов* (см. рис. 5.15). Эти желоба работают подобно артериям и венам, при приливе направляя воду на приливную отмель, а при отливе концентрируя ее сток. Кроме того, по желобам идет сток дождевой воды, выпадающей на приливно-отливную отмель при отливе или невысоком приливе [57]. В створе выносов осадков из этих желобов в приемный водоем формируются осадки *активных* отмелей, в т. ч. минидельтового облика.

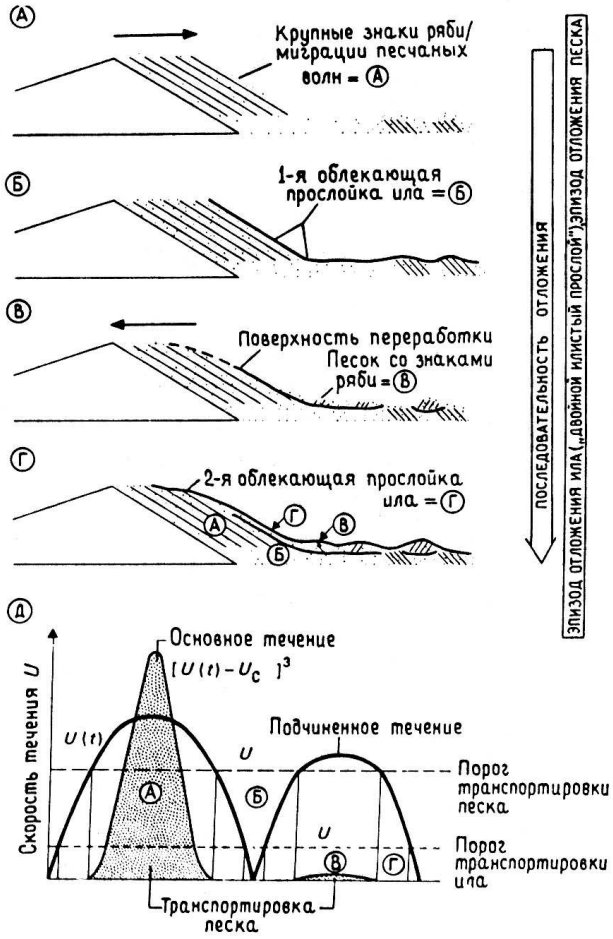


Рис. 5.15. Интерпретация участка косой слоистости в терминах приливно-отливного цикла с асимметричной скоростью прилива – отлива:

А–Г представляют стадии отложения осадка в соответствии с приливно-отливным циклом; *Д* представляет кривую скорости прилива и отлива, которая объясняет структуры, показанные на *А–Г*: *А* – стадия с преобладанием течений; *Б* – первая стадия образования заводи; *В* – подчиненная стадия течений; *Г* – вторая стадия образования заводи; *Д* – приливно-отливный цикл и соответствующая ему последовательность отложения песок-ил. По М. Виссеру и Дж. Алену (Visser, 1980; Allen, 1982): из работы [78, т. 1, с. 228]

В целом для отложений макрофации полуизолированного малоподвижного бассейнового мелководья (БП) выделено пять фаций:

- глинисто-алевритовых осадков приморских озер (БПО);
- глинисто-алевритовых осадков приливно-отливной полосы (ватты) (БПВ);
- алеврито-песчаных осадков малых аккумулятивных форм (косы, пересыпи) (БПК);
- алеврито-глинистых осадков стабильных зон малоподвижного мелководья (БПП);
- песчано-алевритовых осадков активных участков малоподвижного мелководья (БПА).

Изображения образцов, иллюстрирующих выделенные фации, приведены в фототабл. XIV и XV (верхняя часть). Основные характеристические параметры сводятся к следующему.

Фация БПО. Алевролиты – тонкозернистый песчаник, обычно в контрастном относительно тонком (от миллиметров до нескольких сантиметров) переслаивании. Соответственно, плохая сортировка (фиг. 1 в фототабл. XIV). Основные типы волнистой слоистости, нередко ритмиты. Среднее количество разнообразной по размерности слоистости; корневые остатки.

Фация БПП. Аргиллит – мелкозернистый алевролит с хорошей сортировкой материала. Преимущественно горизонтально – пологоволнистая слоистость (фиг. 2 в фототабл. XIV), в ряде случаев как до массивной

Фототаблица XIV. Отложения малоподвижного бассейнового мелководья (макрофация БП)

Фиг. 1

Динамичное переслаивание мелкозернистого алевролита и тонкозернистого песчаника. Слоистость пологолинзовидно-волнистая с интенсивными взмучиваниями в верхней и средней частях. В алевритовых слойках значительное содержание мелкого детрита. В отдельных интервалах мелкие корневые остатки. Фация БПО.

Сыморьяхское месторождение, скв. 10636, глуб. 2083,5 м

Фиг. 2

Алевролит мелкозернистый, хорошей садки. Расплывчатая пологоволнистая слоистость, в прослоях – со взмучиваниями; отчасти – массивный. Наслоение существенно меняется, со сменой наклона в пределах 6-8° . Органики очень мало, тонкорассеянная. Фация БПП.

Западно-Тугровское месторождение, скв. 23, глуб. 2233,1 м

Фиг. 3

Контакт мелко(внизу)- и крупно(вверху)зернистого алевролитов. Нижний слой беспорядочной текстуры (взмучивания), почти без органики (есть нитевидные корневые остатки). Верхний довольно плохо сортирован, с нечеткой линзовидно-волнистой слоистостью.

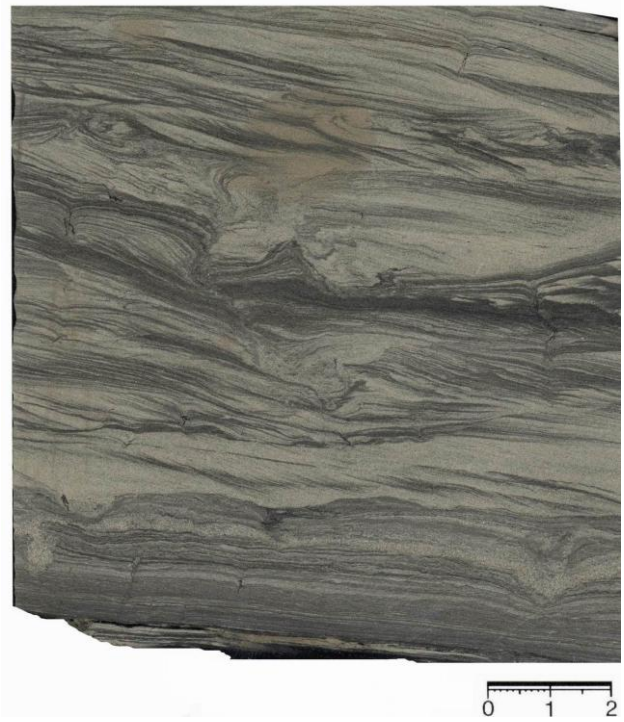
В центре - поперечный разрез промоины, рассекающей приливно-отливную полосу, и заполненной плохо сортированным материалом песчаной размерности. Фация БПВ.

Сыморьяхское месторождение, скв. 10629, глуб. 2083,0 м

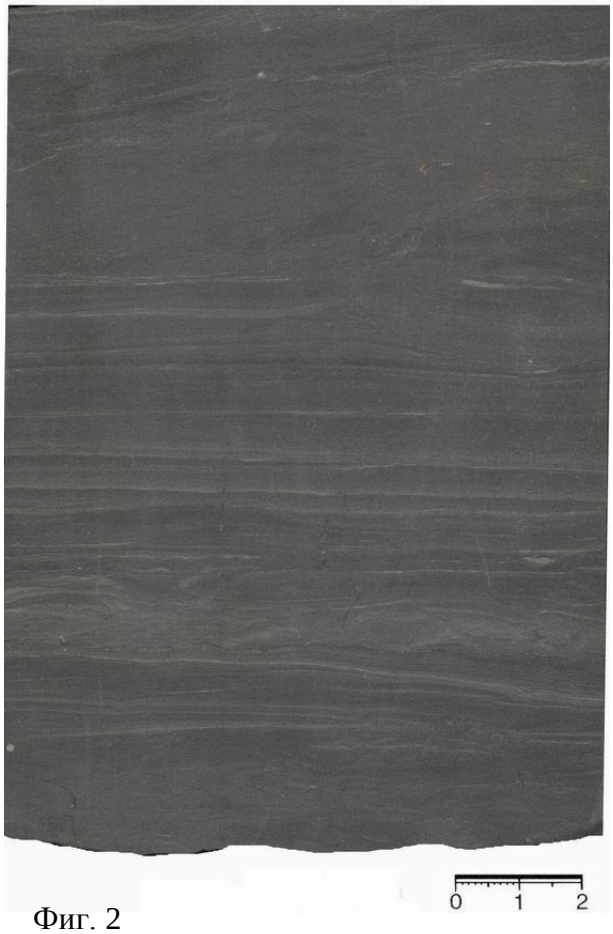
Фиг. 4

Песчаник тонкозернистый, хорошо сортированный. Четкая линзовидно-волнистая слоистость обусловлена тонкими слойками алевритового материала, с повышенной концентрацией тонкого детрита. Зона волнений (прибрежной ряби). Фация БПВ.

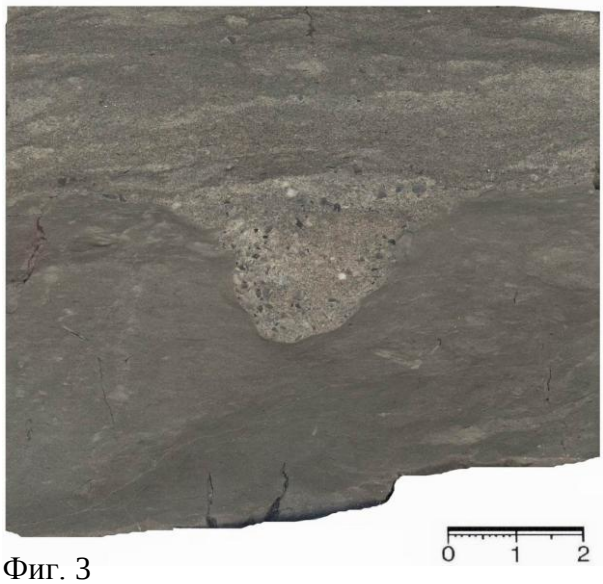
Западно-Тугровское месторождение, скв. 23, глуб. 2226,7 м



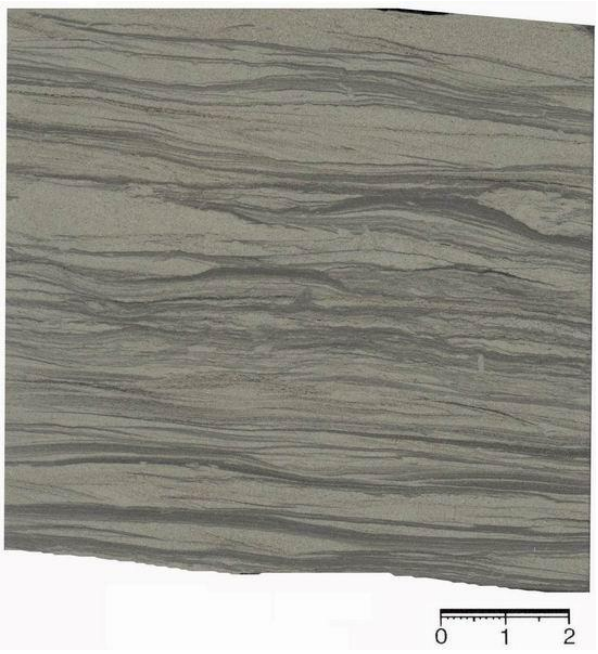
Фиг. 1



Фиг. 2



Фиг. 3



Фиг. 4

текстуры, так и с отчетливой ритмичностью. Большое различие в количестве преимущественно тонкоразмерной органики – от обилия (до заболачивания), до небольшого.

Фация БПВ (фиг. 3, 4 в фототабл. XIV). Сочетание тонких (алевроаргиллиты) и относительно грубых (крупнозернистый алевролит – тонкозернистый песчаник) слойков: классические ритмиты. Каждая из двух разностей сортирована довольно хорошо; в тонкой – полого-, а в более грубой – косоволнистая слоистость. Органики в целом среднее количество, в более тонких разностях тонкодиспергирована.

Фация БПК. Преимущественно тонкозернистый хорошо и очень хорошо сортированный песчаник с линзовидно- и косоволнистой, флазерной слоистостью (фиг. 1 в фототабл. XV). Небольшое количество растительного детрита.

Фация БПА. Крупнозернистый алевролит – мелко(тонко)зернистый песчаник. Сортировка большей частью хорошая (фиг. 2 в фототабл. XV). Слоистость линзовидно – косоволнистая, часто мульдообразная. Небольшое количество растительного детрита.

Макрофация отложений открытого бассейнового мелководья (БМ)

Исходя из мелководности водной акватории, являющейся конечной областью осаждения переносимого материала (см. начало раздела), ее геоморфологическое расчленение в значительной мере не является архитрудной задачей. Основным признаком для диагностики обстановок является текстурная характеристика, определяемая геометрией осадочных тел.

Образование и локализация *баров*, как нами отмечено выше, детально проанализированы Г. А. Ивановым на примере пермских угленосных отложений Печорского бассейна [39]. Возникновение и развитие баров для Южной Каролины показаны на рис. 5.16: сравнение с рис. 5.11 полностью верифицирует представления о механизме слоеобразования в трансгрессивно-регрессивный этап цикла осадконакопления. Нам представляется особенно интересным подход к оценке унаследованного развития именно баровых *систем*. Так, М. Лидером показано, что «…в трансгрессивную стадию развития берега быстрый подъем уровня и небольшое поступление песка способствуют пошаговому отступанию бара. Постепенно бар отмирает, и лагунные фации оказываются в прибрежной зоне (или даже на шельфе). Одновременно на месте бывшей лагуны образуется новый бар. На берегах, где скорость трансгрессии невелика, а песок поступает в достаточном количестве (например, с суши, имеющей достаточно расчлененный рельеф) может образоваться протяженная зона деформации волн и даже произойти нарастание берега» [57, с. 243]. Именно такая схема показана на рис. 5.17. Выходя за рамки данной работы, укажем, что она как нельзя лучше соответствует формированию коллектора $Ю_2$, причем, скорее всего, не только на территории Шаимского НГР.

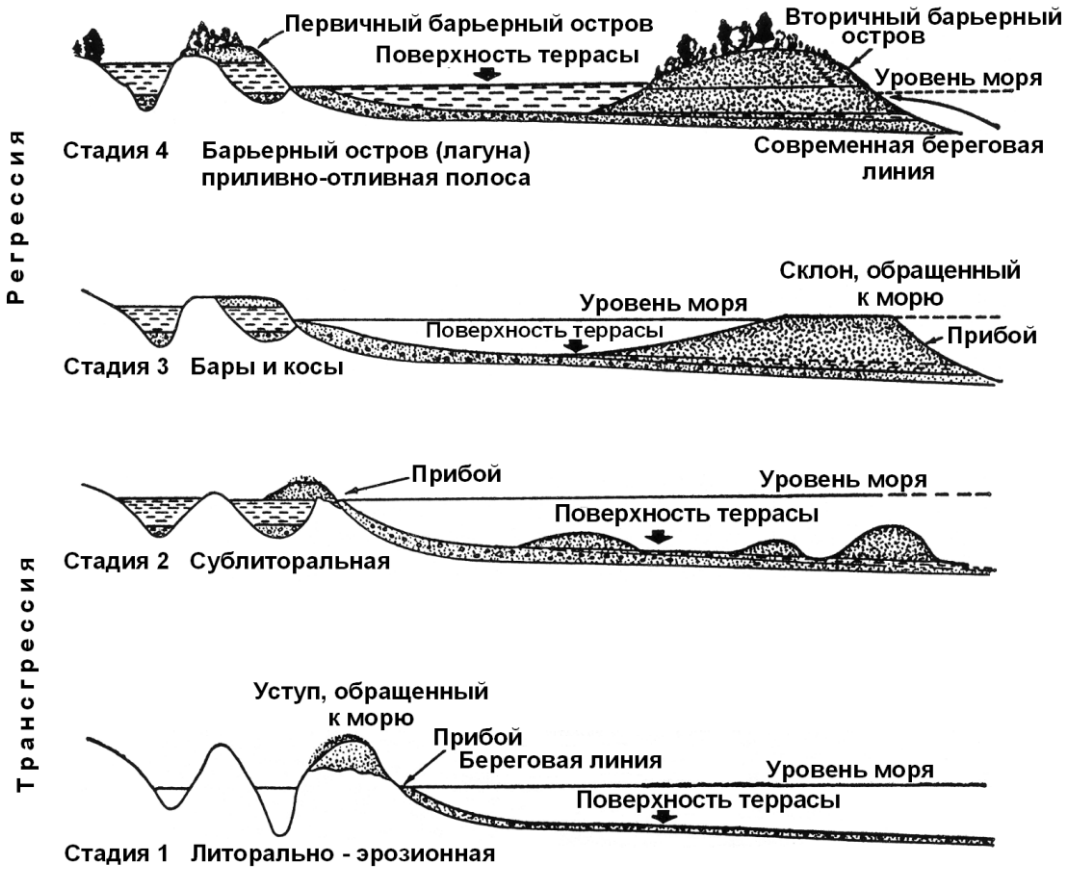


Рис. 5.16. Первичный и вторичный барьерные острова, образовавшиеся в период трансгрессивного цикла, по Д. Колхауну (Colquhoun, 1969): из работы [91, с. 270]

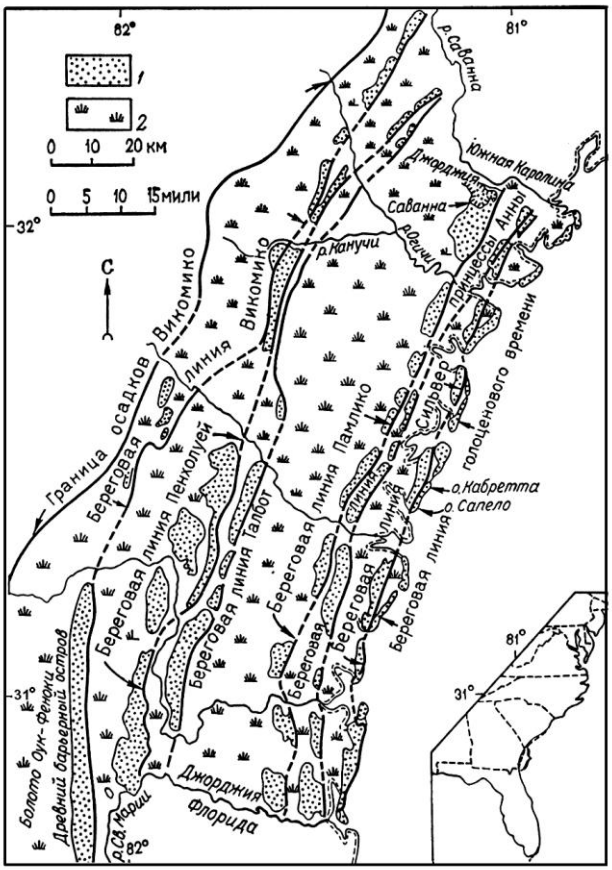


Рис. 5.17. Карта побережья Джорджии, отражающая положение береговой линии голоценового времени и шести линий плейстоценового времени. Для каждой береговой линии показано расположение барьерных островов и осадков лагунно-маршевого типа. По Дж. Хайлсу и Дж. Хойту (Hails, Hoyt, 1968): из работы [91, с. 270]:

1 – осадки барьерных островов; *2* – осадки лагунно-маршевого типа

Фототаблица XV. Отложения малоподвижного (макрофация БП: вверху) и открытого (макрофация БМ: внизу) бассейнового мелководья

Фиг. 1

Песчаник, в нижней части тонко-мелкозернистый, хорошо сортированный. В верхней, при некотором погрубении, слоистость слабосрезанная, косоволнистая, вогнутая, подчеркнута крупным детритом. Фация БПК.

Западно-Тугровское месторождение, скв. 23, глуб. 2220,5 м

Фиг. 2

Выделяется два слоя (по стрелке).

Нижняя часть (2 см) – переслаивание крупнозернистого алевролита с хорошей сортированностью материала и пологоволнистой, почти горизонтальной слоистостью и мелкозернистого алевролита со значительным содержанием органического вещества, очень хорошей сортированностью и пологоволнистой почти горизонтальной слоистостью.

В верхней – крупнозернистый алевролит - тонкозернистый песчаник, сортированность хорошая. Слоистость косоволнистая, перекрестная, отчасти мульдообразная. Подчеркнута тонкими слойками мелкоалевритово-глинистого материала с напыленной тонкой органикой. На контакте – гипихниальные желобки.

Контакт фаций БПА (верх) и БПВ (низ).

Яхлинское месторождение, скв. 10670, глуб. 2325,0 м

Фиг. 3

В образце выделяется три слоя.

Нижний слой – тонкозернистый алевролит, сортированность хорошая, слоистость пологоволнистая, почти горизонтальная, в нижней части интенсивные взмучивания, в верхней – слабая сидеритизация.

Средний слой – тонкозернистый песчаник с довольно хорошо сортированным матриксом. Слоистость сложная волнистая, линзовидная, местами со взмучиваниями. Большое количество неокатанных линз алевролита различного размера. В нижней части этого интервала слоистость пологоволнистая, почти горизонтальная, в середине – интенсивное послойное взмучивание.

Верхний слой – тонкозернистый алевролит, сортированность материала очень хорошая. Почти массивный. Контакт с высокой динамикой.

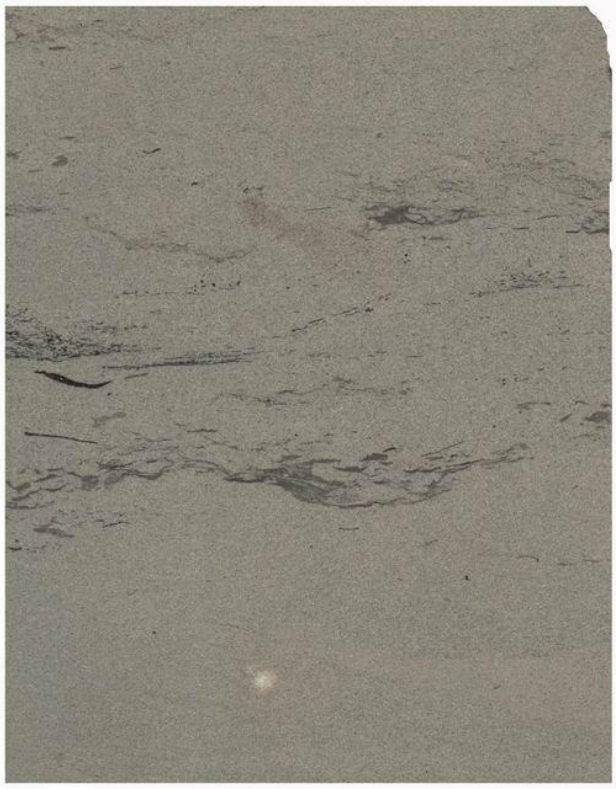
Прибереговой размыв – клиф: фация БМБ.

Яхлинское месторождение, скв. 10670, глуб. 2343,5 м

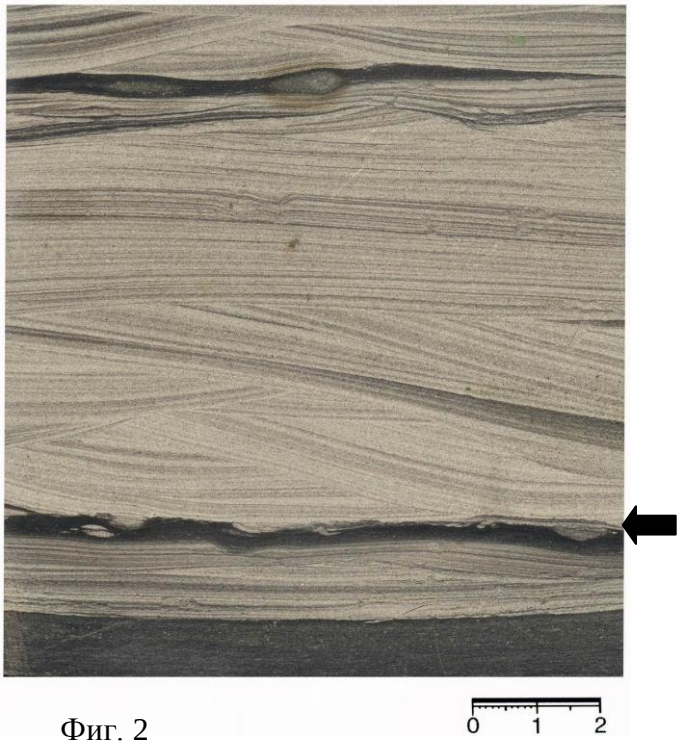
Фиг. 4

Тонко-мелкозернистый песчаник, сортированность хорошая, слоистость мелкая, косоволнистая, флазерная, особенно хорошо выраженная в средней и нижней части образца. Подчеркнута небольшим количеством тонкого детрита. Фация БМБ (наложение бара на отмель-косу)

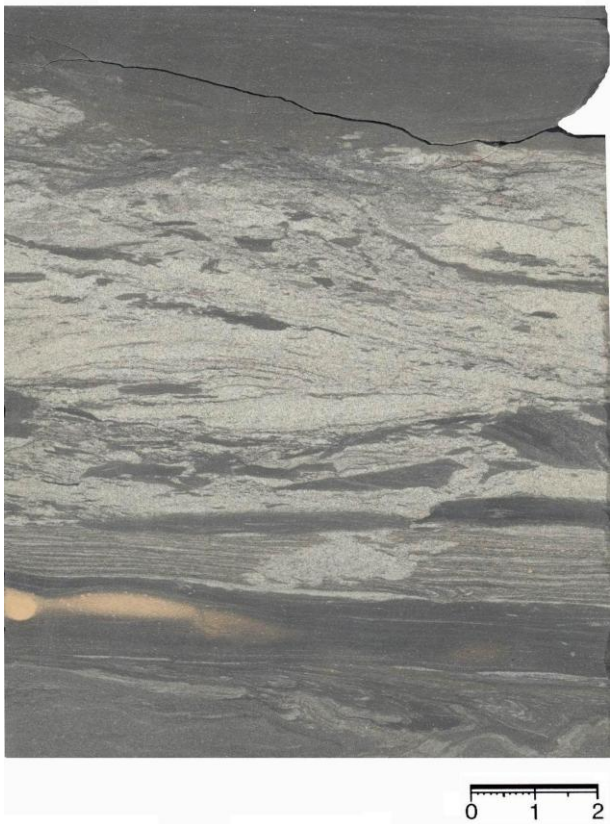
Яхлинское месторождение, скв. 10692, глуб. 2323,1 м



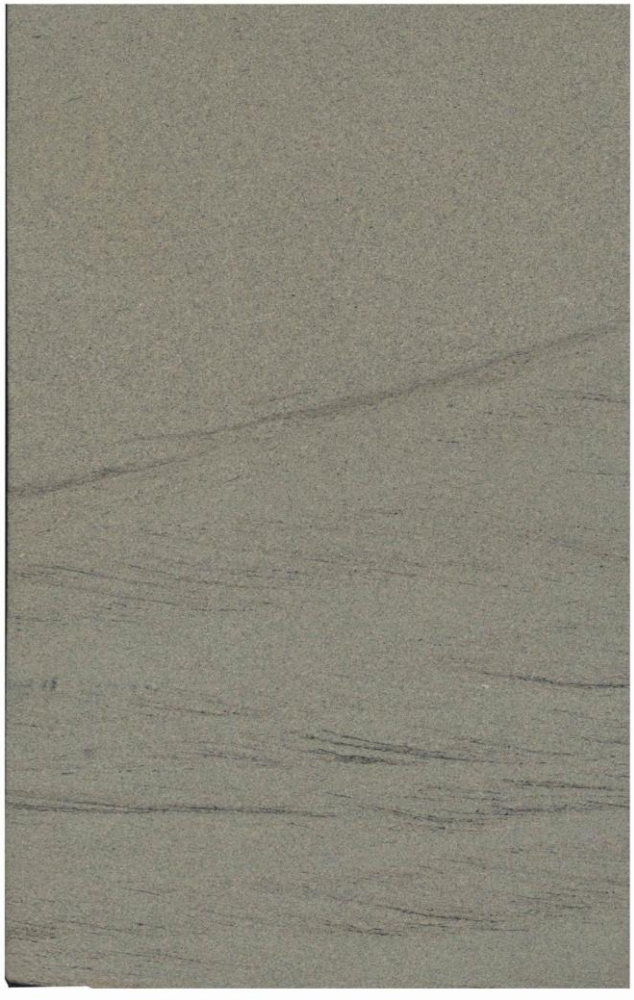
Фиг. 1



Фиг. 2



Фиг. 3



Фиг. 4

Основное поступление кластического материала, несомненно, происходило с участием *дельтовых* обстановок (подводных конусов выноса), принципиальное строение которых показано на рис. 5.18. В то же время полноценного развития дельт [34] в изученных отложениях мы почти не наблюдали в связи с преобладанием вдольбереговой разрушительной деятельности волнений и течений. Поэтому материал, переносимый небольшими реками, перерабатывался полностью, а крупными – в значительной степени.

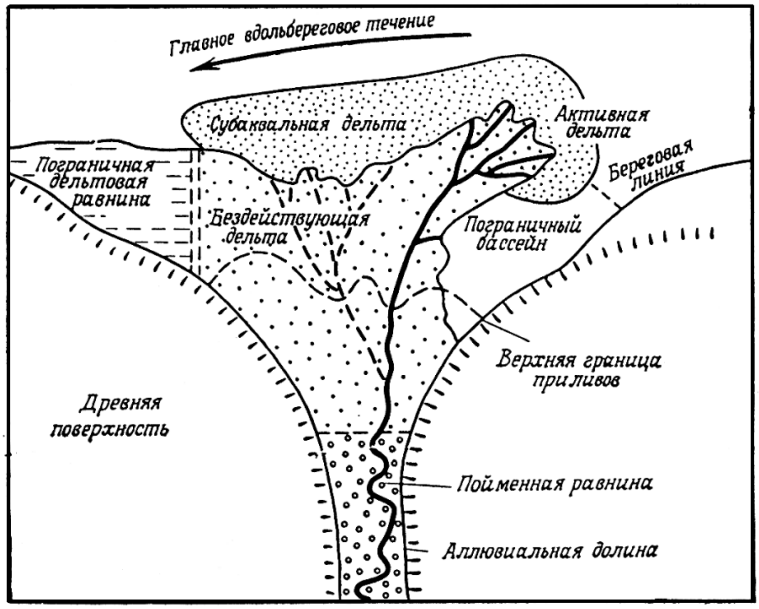
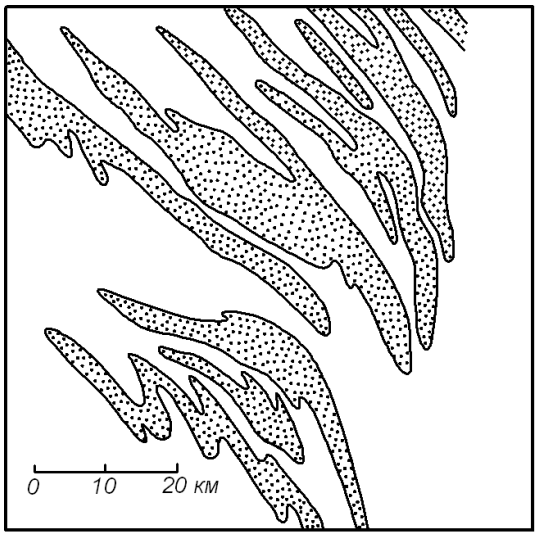


Рис. 5.18. Главные физико-географические элементы строения дельты [84, с. 421]

В наиболее удаленных частях «сверхмелководного» приемного водоема формируется ассоциация достаточно тонкозернистых песчаников с важнейшими текстурами в виде тонкой плоскопараллельной «*течениевой*» слоистости и крупными знаками ряби. В работе [84] прямо указано, что большинство исследователей согласно с тем, что эти песчаные тела в виде покровов небольшой мощности либо дискретных и перемежающихся линз формировались на глубинах, существенно меньших, чем 132 м, а, скорее всего лишь немногим ниже основного базиса действия волн, составляющего около 20 м (рис. 5.19).

При *удалении* в глубь обширного приморского бассейна, имеющего связь с океаном, эти осадки переходят в «конечные» для рассматриваемых (угленосных) формаций сравнительно однообразные алеврито-глинистые или карбонатные осадки, часто содержащие достаточно богатую фауну [121]. Для замкнутого же внутриконтинентального водоема, с нацело выполняемой переносимыми осадками «ванной», такими песчаными покровами или линзами завершается трансгрессивный этап развития приемного бассейна.



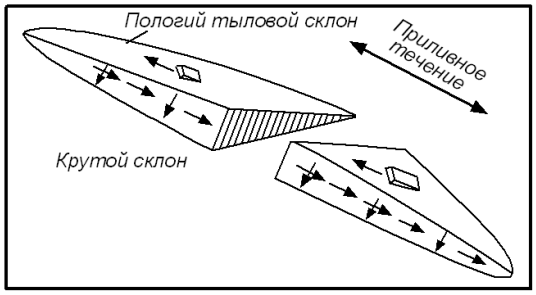


Рис. 5.19. Вытянутые песчаные тела на одном из участков Северного моря (*вверху*), схема их внутреннего строения и поверхностные волнообразные формы залегания песка (*внизу*) [84, с. 442].
Мегарябь развита на обеих поверхностях слоев, стрелками показано направление ряби

Всего для отложений открытого бассейнового мелководья (БМ) нами выделено *четыре* фации:

- песчаных осадков сильноподвижного мелководья (аккумулятивные формы: бары, отмели) (БМБ);
- песчаных осадков конусов выноса рек (подводной части дельты) (БМД);
- алеврито-песчаных осадков подвижного бассейнового мелководья (БМП);
- песчано-алевритовых и глинисто-карбонатных осадков наиболее удаленной от побережья части бассейна (БМУ).

В фототабл. XV (нижняя часть) и XVI приведены изображения образцов, иллюстрирующих выделенные фации. Их главными признаками, позволяющими отличать от других обстановок, являются следующие.

Фация БМБ. Средне-мелкозернистые песчаники (фиг. 3, 4 в фототабл. XV). Как хорошая, так и средняя сортировка. Почти исключительно косоволнистая, обычно прерывистая слоистость, подчеркнутая небольшим количеством растительного детрита (верхняя часть фиг. 1 в фототабл. XVI). Может быть повышенная карбонатность.

Фация БМД. Мелко-среднезернистые песчаники, преимущественно средней, отчасти плохой сортировки. В основном косая слабосрезанная слоистость (фиг. 1 в фототабл. XVI). Нередки обломки алевролитов различной окатанности с преобладающим размером первые миллиметры (фиг. 2 в фототабл. XVI). Немного растительного детрита; встречаются крупные фрагменты древесины.

Фототаблица XVI. Отложения открытого бассейнового мелководья (макрофация БМ)

Фиг. 1

Основная часть образца (ниже стрелки) – тонкомелкозернистый среднесортированный песчаник. Косая, слабосрезанная, немного расходящаяся слоистость, толщина светлых и темных слойков 3-7 мм с углом наклона 8-10°, без органики. Фация БМД. Постепенно-аккумулятивно запечатывается тонкозернистым песчаником с хорошей сортировкой материала. Редкие слойки с мелким детритом подчеркивают флазерную слоистость барового мелководья. Фация БМБ.

Яхлинское месторождение, скв. 10670, глуб. 2355,9 м

Фиг. 2

Мелкозернистый песчаник, сортированность материала хорошая до средней. Слоистость неотчетливая, косая, слабосрезанная. Подчеркнута линзами алевролита различного размера и окатанности. Фация БМД.

Западно-Тугровское месторождение, скв. 23, глуб. 2259,7 м

Фиг. 3

Алевролит мелко-крупнозернистый, хорошо сортированный. Тонкие слойки образуют довольно крупную ритмичную слоистость с толщиной серий около 3 см. Наклон серий по отношению друг к другу в первые градусы характеризует изменения в направлении несущих придонных потоков. Органика от небольшого до среднего количества, сконцентрирована в центральных частях серий (климатические долгопериодные изменения). Фация БМП.

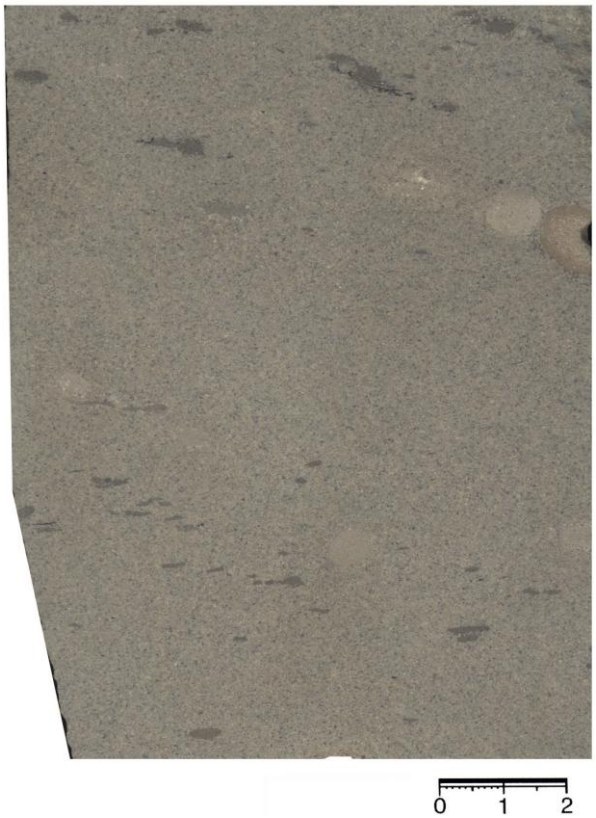
Яхлинское месторождение, скв. 10692, глуб. 2324,0 м

Фиг. 4

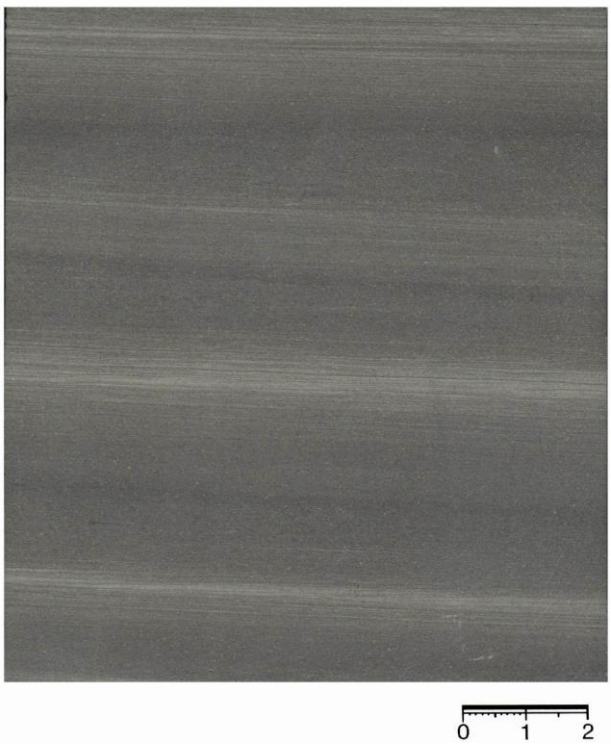
Контакт абалакской свиты с «пограничным» интервалом условно келловейского возраста, описанном в п. 7.2. Нижняя часть – интенсивно биотурбированный мелкозернистый алевролит первоначально пологоволнистой слоистости фации БПА (?). Выше неровного аккумулятивного контакта – массивный алевролит стабильной садки. Фация БМУ.

Урайское месторождение, скв. 10903, глуб. 2081,1 м

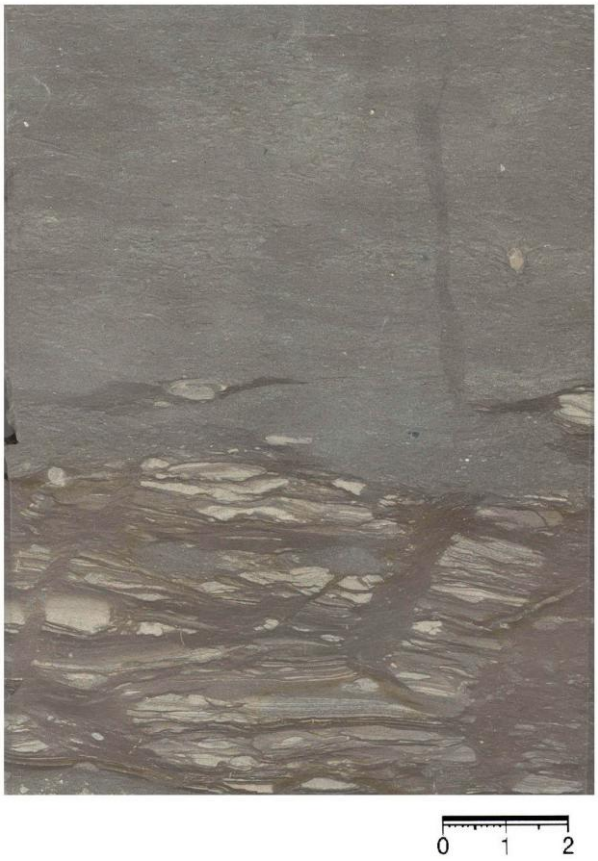
Фиг. 1



Фиг. 2



Фиг. 3



Фиг. 4

Фация БМП. Тонко(мелко)зернистые, хорошо сортированные песчаники. Все виды волнистой слоистости, нередки знаки ряби. Немного тонкой органики (фиг. 3). Часта карбонатизация.

Фация БМУ. Преимущественно алевролиты, могут быть тонкозернистые песчаники. Исключительно хорошая сортировка. Текстура массивная (фиг. 4) либо горизонтально–пологоволнистая. Органики весьма мало, но карбонатность почти всегда высокая.

В завершение характеристики бассейновых отложений приведем модель, весьма полно (несмотря на абсолютное различие в геологическом возрасте) отражающую наши взгляды на формирование основной части тюменской свиты (рис. 5.20). Ссылкой на описательную часть модели завершим и общее описание выделенных нами обстановок.

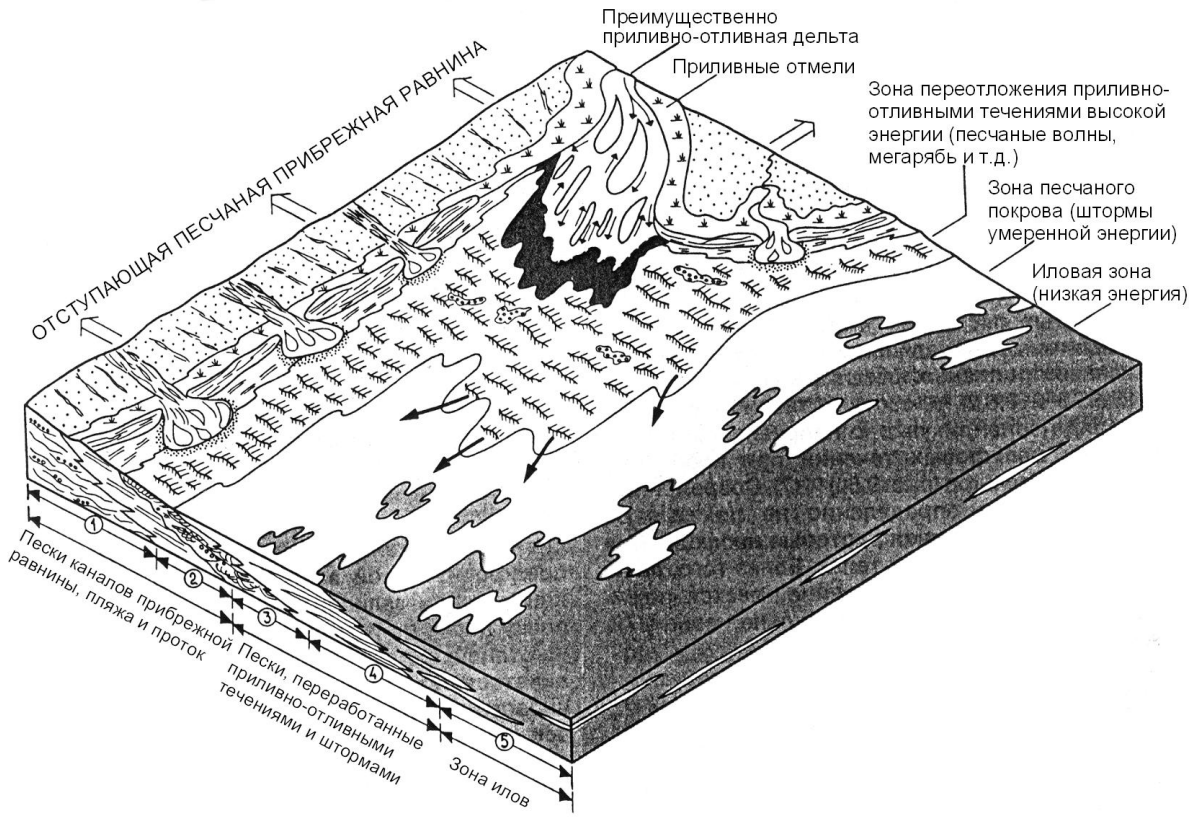


Рис. 5.20. Модель образования мощных латерально протяженных позднедокембрийских песчаников: песчаные отложения блуждающих потоков на прибрежной равнине переходят постепенно от песков береговой линии в трансгрессивные приливно-отливные пески и далее в переработанные штормами пески дальней зоны и шельфа. Синседиментационные сбросы могут накладывать друг на друга разные фациальные пояса. Частые трансгрессии на прибрежную песчаную равнину и береговые отложения поставляют большие количества песка в дальнюю зону и шельф. Взаимоотношения фаций: 1 - прибрежная равнина с преобладанием блуждающих потоков; 2 - зона береговой линии; 3 - дальняя зона с преобладанием течений высокой энергии; 4 - дальняя зона с преобладанием штормов умеренной энергии; 5 - дальняя зона с преобладанием илов [78, т. 1, с. 340]

«Существенно, что … мелководные морские песчаники обычно находятся в непосредственной близости к обширным богатым песками аллювиальным и береговым равнинам, которые могли быть крупным источником материала. Наиболее вероятным механизмом поступления громадных объемов песка на шельф … могут быть повторяющиеся трансгрессии и регрессии приливно-отливных дельт, окаймленных песчаными прибрежными равнинами с разветвленной сетью потоков. Кроме того, режим приливно-отливных течений высокой энергии во внешней зоне требует эффективного переотложения и транспортировки песка в дальнюю зону из прибрежной» [78, т. 1, с. 340].

5.3. Участие макрофаций в сложении тюменской свиты

В табл. 5.2 приведены данные по фациальному составу отложений для тех же четырех скважин, по которым был рассчитан гранулометрический состав (см. табл. 3.3) – по каждой в отдельности, и средние значения. Кроме того, приведены и рассчитанные ранее средние показатели для трех скважин: 10629 Сыморьяхского, 10650 Ловинского и той же 10320 Тальникового месторождений.

Таблица 5.2

Фациальный состав отложений тюменской свиты (по макрофациям, %)

Макрофация (см. табл. 5.1)		Скважины и месторождения (см. табл. 3.3)				**Среднее**	Среднее по трем скважинам [8]
Название	Индекс	Западно-Тугровское, **23**	Ловинское, **10628**	Сыморьяхское, **10548**	Тальниковое, **10320**		
Пролювия	КП	–	–	–	–	–	0,5
Руслового аллювия	АР	–	12,3	10,9	22,9	11,5	15,8
Пойменного аллювия	АП	–	8,8	12,0	3,8	6,1	6,4
Торфяных болот (угли)	Т	2,3	2,6	1,5	9,9	4,1	4,9
Застойных и заболачивающихся озер	ОЗ	10,3	17,1	24,5	22,0	18,5	21,1
Открытых озерных водоемов	ОВ	7,4	9,0	27,0	7,2	12,7	10,5
Мелких прибрежных водотоков	КС	2,6	1,0	–	2,1	1,4	1,0
Заливов и лагун	БЗ	14,7	17,3	3,3	0,6	9,0	4,6
Малоподвижного бассейнового мелководья	БП	47,7	26,9	15,5	20,0	27,5	29,2
Открытого подвижного бассейнового мелководья	БМ	15,0	5,0	5,3	11,5	9,2	6,0

Приведенные данные наглядно иллюстрируют *индикационное* значение макрофаций мелких прибрежных водотоков (КС) и, особенно, – пролювия (КП). Преобладающая роль в сложении тюменской свиты принадлежит, как мы уже и констатировали ранее [2, 8], малоподвижным мелководно-бассейновым (БП), озерным (ОЗ+ОВ) и аллювиальным (АР+АП) осадкам. В целом, с учетом распространения макрофаций в разрезе, их можно ранжировать, с построением достаточно условного ряда:

$$БП \rightarrow ОЗ \rightarrow |АР| \rightarrow \{ОВ \rightarrow БМ\} \rightarrow БЗ \rightleftarrows АП \rightarrow \| Т \rightarrow КС, КП.$$

Рассматривая ряд слева направо, определим, что две наиболее распространенные макрофации (БП и ОЗ), составляющие в сумме 45–50 % разреза, естественным путем могут быть соотнесены с внутрисвитными покрышками разной толщины и площадного распространения. Следующие, преимущественно песчаные макрофации по сути представляют коллекторы – потокового (АР) или прибрежно-мелководного (ОВ, БМ) механизма осадконакопления. Следующие, существенно меньше распространенные (5–9 %) осадки макрофаций БЗ и АП, скорее, осложняют строение выделенных выше типов. И наконец, угли и спорадически распространенные отложения макрофаций КС и КП играют роль индикаторов процесса седиментации, на что мы уже указывали выше.

Конечно же, выполненные рассуждения имеют весьма общий и достаточно тривиальный характер. В то же время, «внутренняя» проверка выполненных описаний показала весьма хорошую сходимость результатов (см. табл. 5.2). Более же детальное рассмотрение изменение условий осадконакопления во времени и на площади относится к следующим этапам фациально-циклического анализа.

6. ВЕРИФИКАЦИЯ ФАЦИАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

6.1. Общие представления о геологических моделях и их верификации

В разделе 2.1 при описании методики фациальных исследований мы сжато охарактеризовали широко распространенные сомнения в правомерности изначально генетических исследований. Для некоторой их иллюстрации приведем развернутую цитату из работы крупнейшего отечественного седиментолога С. И. Романовского, имеющей уже 30-летнюю (!) давность. Кстати, отметим, что ее автор ни в коей мере не может быть отнесен к сторонникам фациальных исследований в том виде, как они излагаются в представляемой работе.

«Познание генезиса – исторически сложившая и исторически же оправданная фундаментальная цель геологической науки, которую не могут закрыть никакие агенетические построения, какими бы удачными они ни были при решении частных вопросов. Помимо этого, существует масса задач (и таких задач подавляющее большинство), которые на агенетической основе не могут быть решены в принципе. К ним прежде всего относятся все задачи, связанные с изучением геологических процессов – их механизма и эволюции в ходе геологической истории. Эти же задачи, по мнению наших ведущих геологов Н. М. Страхова, А. Л. Яншина, А. В. Пейве, Н. Б. Вассоевича и других, составляют содержательную основу геологической науки, на базе которой сформировалась и совершенствуется теоретическая геология» [93, с. 28-29].

С принципиальных позиций фациальные исследования можно и следует рассматривать как процесс моделирования – изучения каких-либо явлений, процессов или объектов путем построения и изучения их моделей [50]. Моделью (лат. modulus – мера, образец, норма) является некоторый образ (схема, структура, чертеж и проч.) или аналог, используемый в качестве «заместителя» или «представителя» соответствующего явления, процесса, объекта и выступающий средством как объяснения, так и предсказания, в том числе эвристического. Из перечисленного следует многообразие возможных путей моделирования и получаемых разными способами моделей. В рамках системного анализа наиболее удачное подразделение *геологических систем* как комплексов элементов, находящихся во взаимодействии (Л. фон Берталанфи, 1956), предложено в 1969 г. Ю. А. Косыгиным и В. В. Соловьевым (рис. 6.1).

Исходные модели делятся на динамические и статические. При этом динамические системы охватывают всю гамму современных геологических процессов (выветривание, денудация, перенос и осадконакопление). Статические, точнее квазистатические, системы соответствуют различным геологическим телам, структурам и т. д. (s. lato). Ретроспективные системы охватывают все построения и реконструкции, касающиеся геологического прошлого (в т. ч. *фациальный* анализ). Они не могут наблюдаться непосредственно, и их проверка всегда выполняется косвенным путем. В целом же вы-

деленные системы объединены в единую логически выдержанную методологическую систему, названную им по форме ее схематического графического изображения Z-системой или *зет-системой* (см. рис. 6.1). Квазистатические модели, построенные не только на основании непосредственных наблюдений, но и с использованием ретроспективных реконструкций, предложено называть *прогнозными* моделями. Их проверка осуществляется на практике.

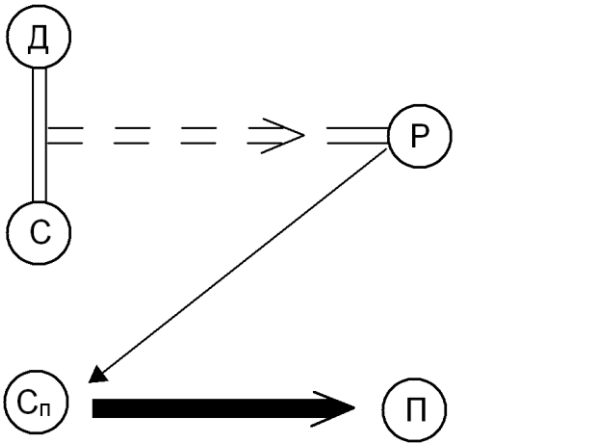


Рис. 6.1. Зет-система (по Ю. А. Косыгину, 1974, 1983) [48]:

Д - динамические системы, С – квазистатические системы; Р – ретроспективные системы; Сп – прогнозные модели квазистатических систем; П - практический результат; *1* - сравнение по распространенной аналогии; *2* – построение ретроспективной модели по принципу актуализма; *3* - построение прогнозной модели; *4* – практическая реализация

Путь, показанный на зет-системе (см. рис. 6.1), С. И. Романовским описан следующим образом: «На основе некоторых предпосылок о протекании геологического процесса в прошлом строится теоретическая модель, отражающая механизм процесса, и на ее основе выводятся следствия о состоянии изучаемого объекта в настоящее время. Полученные из теоретической модели следствия сопоставляются с эмпирическими данными. Если устанавливается взаимооднозначное соответствие между теоретически полученными и опытными данными, то можно утверждать, что образование исследуемого объекта удовлетворительно описывается предложенной моделью, поскольку следствия из модели не противоречат эмпирическим данным. Если же следствия из модели противоречат признакам, характеризующим эмпирически изучаемый объект, то модель отвергается» [93, с. 17]. Естественно при этом, что любая модель должна в первую очередь удовлетворять требованию принципиальной эмпирической проверяемости. Осуществить же это можно посредством сопоставления, *сравнения*.

Изложенному соответствует процесс моделирования, изображенный на рис. 6.2. Отчетливо видно, что этап, отображенный «ромбиком», как раз и отвечает *верификации* предлагаемой модели.

В своих исследованиях мы многократно обращались к верификации выполняемых исследований. Достаточно подробно, для разных уровней организации геологических тел, и именно на материале отложений тюменской свиты Шаимского НГР, это выполнено в монографии [3]. В предлагаемом

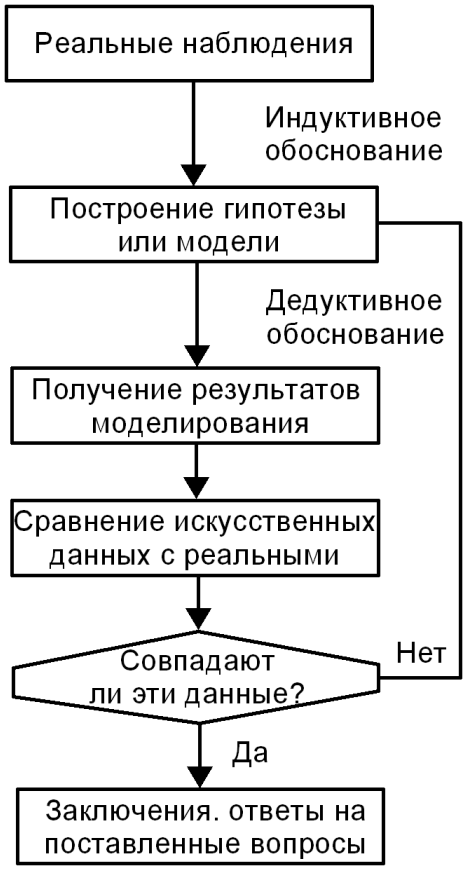


Рис. 6.2. Блок-схема, показывающая последовательные этапы моделирования [125, с. 18]

разделе в основном приводятся новые сведения, полученные после написания указанной работы.

6.2. Верификация генетических реконструкций посредством количественной обработки исходной информации

Выше мы уже констатировали, что широкому использованию геологической информации генетического плана во многом препятствует ее описательный характер. Исходя из этого, нами многократно выполнялась поверка (верификация) генетических реконструкций на количественной основе, применительно ко многим угленосным толщам, преимущественно раннемезозойского возраста [3, 4, 5, 8].

Сущность процедуры, впервые использованной для терригенных угленосных толщ А. С. Тараканова [110], на начальном этапе заключается в переводе исходной информации в числовую форму посредством цифрового кодирования. В основе последнего лежит замена терминов, описывающих особенности геологической модели разреза скважины, числовыми характеристиками (дескрипторами), которые формируются в соответствии с заранее построенным словарем (тезаурусом). Перевод признаков, характеризующих выделенные слои в количественную форму, осуществлялся по последовательному изменению соответствующего параметра. Для придания равномерности исходным данным значения всех исходных признаков оценивались в одинаковой девятибалльной шкале (от 1 до 9), что показано в табл. 6.1.

Таблица 6.1

Кодирование признаков

Признак	Индекс	Метризуемый параметр (по увеличению значений кодов)	Примеры	Примечание
Гранулометрический состав	S_1	Средний размер частиц (увеличение)	*1* – уголь, …*5* – тонкозернистый песчаник, …*9* - гравелит	Использована логарифмическая шкала $\Phi=-\log_2 S$ (см. табл. 3.1)
Сортированность	S_2	Соотношение различных фракций (увеличение дисперсии)	*1* – очень хорошая, …*5* – средняя, …*9* – очень плохая	См. рис. 3.2
Текстура (слоистость)	S_3	Интенсивность гидродинамики (увеличение)	*1* – массивная, …*5* – линзовидно-волнистая, …*9* – узловатая (беспорядочное наслоение)	По классификации Л. Н. Ботвинкиной (1962, 1965) с дополнениями (см. рис. 5.1)
Органический (растительный) материал	S_4	Количество (уменьшение)	*1* – обилие (до угля), …*5* – среднее, …*9* – отсутствует	См. п. 5.1
	S_5	Степень сохранности (понижение)	*1* – присутствуют все формы, …*5* – детрит, …*9* – отсутствует (полностью дезинтегрирован)	См. п. 5.1
Условия формирования	S_6	Удаленность от области сноса (уменьшение)	*1* – открытое мелководье приемных водоемов, …*5* – озерные водоемы, …*9* – аллювий горных рек	См. табл. 5.1

Как видно, переведенная в числовую форму первичная геологическая информация представляет собой матрицу исходных данных вида X (N, M), где N – количество объектов (слоев), M – количество основных признаков, описывающих каждый объект. При необходимости ее можно дополнять новой информацией либо формировать промежуточную матрицу, в которую выбираются из исходной интересующие объекты или признаки. Дальнейшая обработка полученных данных проводилась комплексом достаточно простых и широко доступных методов математической статистики, описывать сущность которых нет необходимости. Поэтому перейдем к изложению полученных конкретных результатов.

В табл. 6.2 приведена общая характеристика данных для двух скважин: 10548, пробуренной на Сыморьяхском месторождении и вскрывшей полный разрез тюменской свиты, и 10320 (Тальниковое месторождение). Как видно из средних, модальных значений признаков, в скв. 10548 преимущественным развитием пользуются более тонкозернистые породы (смещение примерно на одну градацию по выбранной гранулометрической шкале). В остальном же

изученные породы почти идентичны, хотя для скв. 10548, опять же «в среднем», присутствует чуть большее количество менее дезинтегрированной органики.

Таблица 6.2

Характеристика исходных массивов и средние значения признаков

Скв.	Интервал (от-до), м	Колич. слоев	Средняя мощность слоя	Признаки (см. табл. 6.1)					
				S_1	S_2	S_3	S_4	S_5	S_6
10548	2112,8-2206,6	79	1,12	3,7	4,2	4,3	5,4	5,0	5,3
10320	1729,5-1807,5	95	0,82	4,4	4,1	4,5	5,8	4,7	5,2

Вся дальнейшая информация по обеим скважинам дается в *двух* вариантах расчетов:

– для признаков $S_1 – S_5$ (наблюдаемых конкретно);

– для признаков $S_1 – S_6$ (с «подвключением» признака S_6, определяющего условия осадконакопления и имеющего изначально субъективный характер).

Расчеты корреляционных зависимостей приведены в табл. 6.3, где в нижней части матриц показаны значимые связи. Как видно из этих зависимостей, наиболее тесными связями обладают группы признаков $S_1 – S_2 – S_3$ и $S_4 – S_5$. Роль «связующего звена» принадлежит признаку S_2 (сортированность материала), что особенно четко проявлено в скв. 10548. Обращает на себя внимание смена знака у связи признаков $S_2 – S_4$: с положительного в скв. 10320 на отрицательный в скв. 10548.

Таблица 6.3

Корреляционные матрицы и матрицы смежности

скв. 10548

Признак	S_1	S_2	S_3	S_4	S_5	S_6
S_1	1,0	,46	,78	,23	,16	,05
S_2	+1	1,0	,64	-,35	-,39	,56
S_3	+1	+1	1,0	-,10	-,19	,16
S_4	+1	-1	0	1,0	,88	-,37
S_5	0	-1	0	+1	1,0	-,41
S_6	0	+1	0	-1	-1	1,0

скв. 10320

Признак	S_1	S_2	S_3	S_4	S_5	S_6
S_1	1,0	,88	,93	,47	,29	,16
S_2	+1	1,0	,84	,34	,16	,36
S_3	+1	+1	1,0	,34	,16	,11
S_4	+1	+1	+1	1,0	,78	,00
S_5	+1	0	0	+1	1,0	,11
S_6	0	+1	0	0	0	1,0

«Подвключение» в расчеты признака S_6 (фациальный состав) для скв. 10320 осуществляется посредством «примыкания» к сформированным кластерным группам $S_1 – S_2 – S_3$ и $S_4 – S_5$, что особенно наглядно видно на кластерной диаграмме (рис. 6.3, *в*). Для скв. 10548, напротив, ввод признака S_6 *разрывает* подобную же структуру кластеров для признаков $S_1 – S_5$: изменение от рис. 6.3, *а* к рис. 6.3, *б*. Значительно более тесная связь между признаками S_2 и S_6 (см. табл. 6.3) ведет последовательно к формированию кла-

стера $S_2 – S_6$, потом – объединению его с кластером $S_1 – S_3$, и только после этого – к формированию всей общности, со значением $(1 – r) > 1{,}0$.

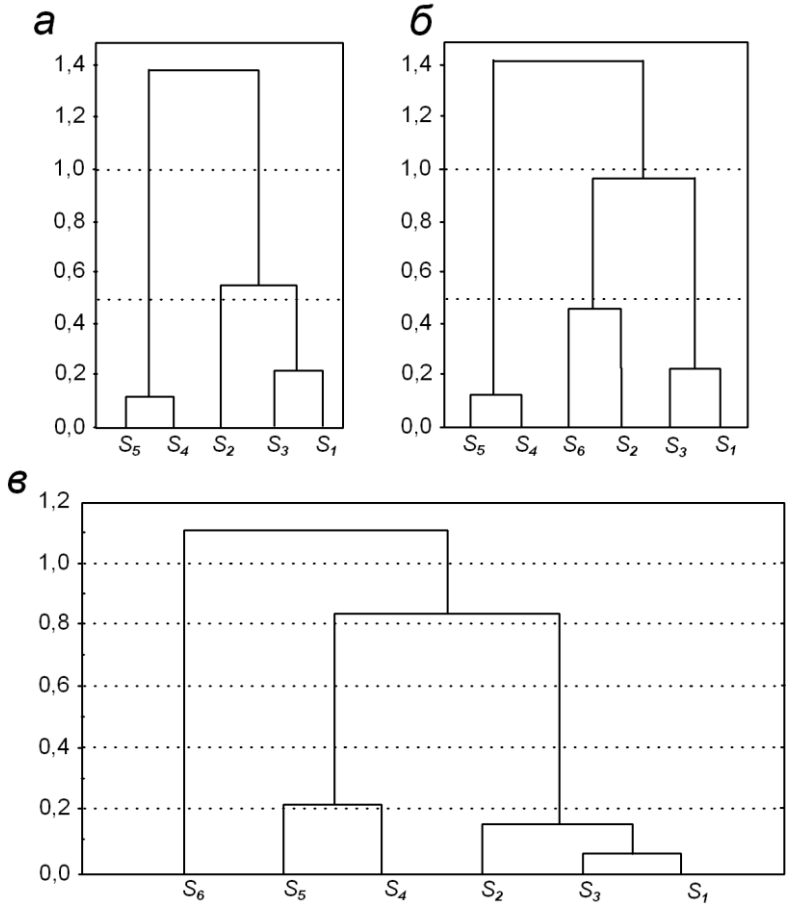


Рис. 6.3. Кластерные диаграммы по признакам (по оси ординат значения дистанционного показателя $1 – r$):

а – по пяти признакам для скв. 10548, *б* – с подвключением признака S_6; *в* – по скв. 10320

Следующим этапом обработки сведений является выделение новых переменных – *факторов*, характеризующих изменчивость всей совокупности признаков. Они приведены в табл. 6.4.

Более простой выглядит структура факторов и их интерпретация для скв. 10320. Общая дисперсия признаков здесь формируется двумя группами признаков, как это и следует из кластерной диаграммы (см. рис. 6.3, *в*). Судя по вкладу конкретных признаков, фактор F_1 имеет сугубо *гидродинамический* характер, с *равным весом* всех трех формирующих его признаков (S_1, S_2 и S_3). Фактор F_2 определяется *ландшафтной* ситуацией, что выражено основным вкладом признаков S_4 и S_5, характеризующих растительный материал. «Подвключение» признака S_6 ситуацию принципиально не меняет. Данный параметр участвует в обоих факторах, но *не значимо, что косвенно подтверждает его объективность и эмерджентность* (основанный на сумме признаков, фациальный состав не влияет на общую изменчивость системы – !).

Таблица 6.4

Матрицы факторных нагрузок

Признаки (см. табл. 6.1)			Скв. **10548**				Скв. **10320**			
Метризация (по изменению параметра)		Индекс	$S_1 - S_5$		$S_1 - S_6$		$S_1 - S_5$		$S_1 - S_6$	
			F_1	F_2	F_1	F_2	F_1	F_2	F_1	F_2
Грансостав (увеличение размерности)		S_1	,90*	-,28	-,22	,91*	,95*	,26	,92*	,30
Сортированность (увеличение дисперсии)		S_2	,75*	,42	,52	,73*	,94*	,10	,95*	,09
Текстура (усиление гидродинамики)		S_3	,93*	,10	,13	,91*	,96*	,11	,91*	,17
Растительный материал	-уменьшение количества	S_4	,01	-,96*	-,92*	,09	,26	,91*	,28	,88*
	-снижение размерности	S_5	-,08	-,95*	-,92*	,01	,05	,95*	,06	,93*
Фациальный состав (приближение к области сноса)		S_6			,64	,26			,44	-,34
Вклад			45,03	42,12	40,76	37,81	55,22	36,37	47,60	31,19

Существенно иначе выглядит ситуация по скв. 10548. Для выборки по признакам $S_1 – S_5$ те же кластеры, что и для скв. 10320 ($S_1 – S_2 – S_3$ и $S_4 – S_5$) здесь находятся в «противофазе» (отрицательный вклад признаков $S_4 – S_5$ в фактор F_2). Зыбкое равновесие между факторами F_1 и F_2 нарушается с подвключением признака S_6, что даже приводит к смене их последовательности по вкладу. Для расчета системы признаков $S_1 – S_6$ основной палеоландшафтный (см. выше) фактор выходит на первое место, превышая гидродинамический. Суммарный вклад признака S_6 в общую дисперсию остается таким же, как в скв. 10320, и не достигает значимой величины, что оставляет в силе высказанные выше соображения о его независимости (эмерджентности).

Приведенные результаты принципиально не новы: аналогичные сведения ранее были получены при изучении многих угленосных толщ разного возраста и различного состава (например, [5]), однако имеют достаточно существенное значение.

Наиболее важными *выводами* из прежних и вновь полученных данных являются следующие.

Общую дисперсию *системы* признаков, характеризующих выделяемые слои, формируют *все* показатели. Особенно важно это для триады признаков $S_1 – S_2 – S_3$. Как следствие, перечисленное заставляет весьма критически относиться к использованию данных по гранулометрическому составу пород в качестве главного (а на практике часто единственного) показателя в любых геологических реконструкциях (см. п. 2.1). В частности, с неменьшим правом на такую же роль может претендовать и текстурный анализ как самостоятельный метод исследования [23].

Результаты, полученные методами многомерной статистики (факторный анализ), нетривиальны. Они имеют свою долю специфики и в целом сводятся к следующему:

1. Общая дисперсия признаков формируется *двумя* примерно равнозначными факторами. Один из них имеет гидродинамический характер (F_1 в обоих расчетах по скв. 10320 и в первом, т. е. по признакам $S_1 - S_6$ для скв. 10548). Второй фактор определяется ландшафтной ситуацией (F_2 в обоих расчетах по скв. 10320 и во втором, т. е. по признакам $S_1 - S_6$ для скв. 10548). Структура факторов определена ведущим участием в них соответственно групп признаков $S_1 - S_2 - S_3$ и $S_4 - S_5$.

2. Изменение вклада факторов для массива данных по скв. 10548 обусловлено дополнительным подвключением признака S_6. В принципе быстрая перемена здесь факторов свидетельствует о неустойчивом режиме типа LS [43]. При этом малое изменение управляющей переменной S_6 скачком меняет значения факторов, что описывается явлением *гистерезиса* [61]. В целом, введение в расчеты признака S_6, характеризующего условия осадконакопления, как бы сглаживает, «микширует» общую дисперсию системы признаков.

Каждый из выделенных слоев охарактеризован конкретными значениями факторов F_1 и F_2. На рис. 6.4 они показаны значками соответствующих фаций. Полученное распределение удивительно похоже на общий палеоландшафт, где конкретные точки группируются в соответствующие поля. Так, достаточно узким полем *1*, имеющим, кстати, «баровый» облик, объединяются слои с подвижно-мелководным (БМ) и подводно-дельтовым (БД) генезисом. Поле *2* объединяет отложения полуизолированного малоподвижного мелководья (БП), а внутри него – своего рода «анклавом» локализуется поле открытых озерных водоемов (ОВ: $2^а$). Поле *3* со значениями $F_1>1$ характеризует отложения текучих вод (преимущественно АР), с их разделением по значениям $0< F_2>0$ на поля $3^а$ и $3^б$. Поле пойменных осадков *4* находится в тесном переплетении с полем *2* на границе значений $F_1 \simeq 0{,}5$ и $F_2 \simeq 0{,}1$. Наконец, наиболее обширную территорию занимает поле *5* (застойные озера, с фиксированным положением углей – поле *6*). Весьма интересно сгущение точек в квадрате $F_1<-1$ и $F_2>1$. Здесь озерные отложения представлены исключительно застойными и заиливающимися разностями (фация ОЗЗ), практически не содержащими органики.

Стрелкой на рис. 6.4 показано, как в пустом пространстве между полями $3^б$ (АР) и *2* (БП) могут располагаться отложения открытой части бассейна, характеризующиеся тонкозернистым песчаным составом, хорошей сортировкой и отсутствием слоистости (реставрация признаков по значению фактора $F_1=0{,}5 \div 1{,}0$) и небольшим количеством растительной органики (то же для фактора $F_2>0{,}5$). Поскольку для тюменской свиты данные отложения не характерны, это предположение пока остается гипотетичным.

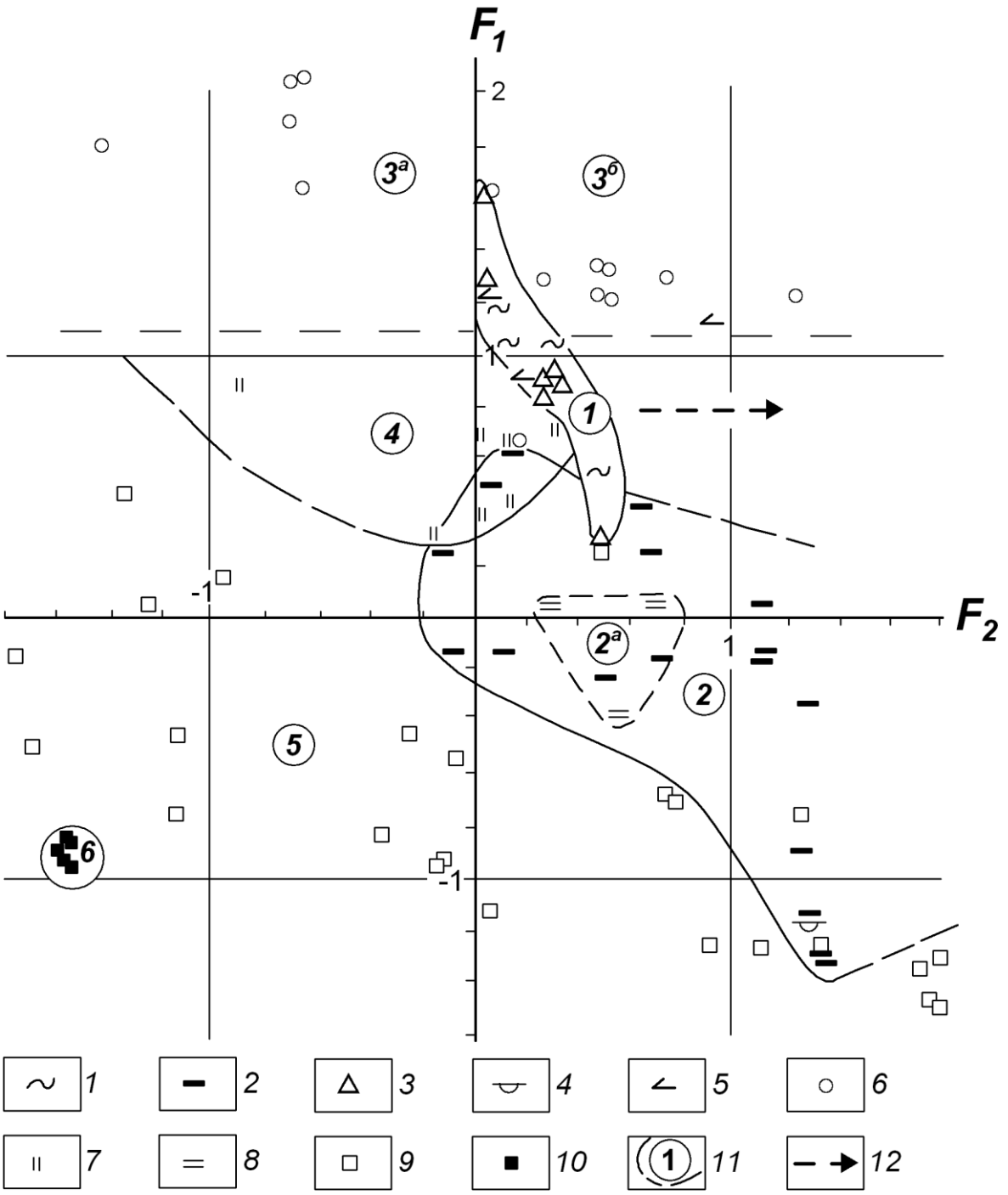


Рис. 6.4. Распределение слоев в виде факторов $F_1 – F_2$ (скв. 10320, признаки $S_1 – S_5$): *1-10* – макрофации (см. табл. 5.1):

1- БМ; *2* – БП; *3* – БД; *4* – БЗ; *5* – КС; *6* – АР; *7* – АП; *8* – ОВ; *9* – ОЗ; *10* – Т; *11* – поля фаций и их номера (описание в тексте); *12* – направление увеличения «мористости» (пояснения в тексте)

Перечисленным представляется полная *верификация* фациальных реконструкций: *практически* (значимо) *не участвуя в формировании факторов, фациальная характеристика определяет положение точек*(слоев) *в общем n-мерном континууме.*

По сути мы вправе уверенно полагать ее *эмерджентную* сущность, заключающуюся в необходимости общей фациальной диагностики к сумме частных признаков.

Тем самым мы можем, уже опираясь на количественные расчеты, с достаточной уверенностью подтвердить высокую разрешающую способность фациальных реконструкций в целом и для изученных отложений – в частности. Полученные сведения верифицируют, подтверждают правомерность методологии литолого-фациального анализа, а в роли синтетического показателя, характеризующего изменчивость пород, следует использовать характер условий формирования отложений (фацию), определяемую именно по комплексу признаков.

6.3. Геохимические показатели в ракурсе верификации фациальных реконструкций

В статье [5], а также работе [3] нами подробно описаны результаты обработки комплекса проб, отобранных из керна скв. 10320, пробуренной на Тальниковом месторождении. Те же исследования нами выполнены и по скв. 10628 Ловинского месторождения. Здесь керном, имеющим диаметр 100 мм и выход, близкий к 100 %, охарактеризован интервал осадочных отложений от 2127,0 до 2289,4 м, в том числе по тюменской свите – от 2140,0 до 2281,7 м (см. табл. 2.1). Всего отобрано и проанализировано 172 пробы (9 – по абалакской, 155 – тюменской свитам и 8 – радомской пачке). Частота опробования по тюменской свите составила 1,1 пробы[*]/1 м керна или 1,26 пробы/слой (при толщине слоя более 1 м, пробы отбирались через каждый метр). По всем пробам выполнено определение некоторого набора малых элементов и химический (силикатный) анализ. Анализы проведены в сертифицированных лабораториях, с использованием стандартных методик и надлежащего нормоконтроля (см. п. 4.2). Детальная характеристика отложений с использованием новейших подходов приведена в том же п. 4.2.

Достаточно известно, что отдельные анализы пород по осадочным толщам не несут какой-либо значительной информации. Особенно это относится к терригенным внутриконтинентальным отложениям, характеризующимся многократным геологическим «усреднением» их состава в результате длительной и многократной переработки исходного материала перед его окончательным захоронением. С учетом этого решение практически любых задач в литологии базируется на сколько-нибудь обширном *массиве* исходных данных. Обработка этого массива производится статистически, причем наилучшие результаты достигаются применением *многомерной* статистики. Набор используемых методов достаточно обычен и состоит в оценке корреляционных связей между признаками, а также в кластерном и факторном анализах. Ранее нами он многократно использовался при изучении различ-

[*] Здесь не учтено 11 проб угля по пластам и пропласткам суммарной мощностью около 4 м.

ных толщ, в том числе и тюменской свиты Шаимского района; описан в разделе 6.2. В том же ключе расчеты выполнены и для полученных анализов.

6.3.1. Литохимическая характеристика отложений

По сути, стало тривиальным суждение о том, что содержания тех или иных окислов сами по себе не дают надежной и, тем более, исчерпывающей информации, поскольку они представляют закрытую числовую систему: увеличение одного показателя приводит к снижению значений других. Поэтому неискаженную характеристику можно получить, пользуясь **геохимическими модулями**, то есть отношениями между содержаниями окислов. Для модулей рекомендуется использовать показатели, находящиеся между собой в положительной или отрицательной корреляции. В таком случае отклонение геохимического модуля от своего среднего значения будет свидетельствовать о смещении равновесия в сторону того или иного фактора осадконакопления.

Безусловным авторитетом в области использования и интерпретации химического состава осадочных пород пользуются работы Я. Э. Юдовича. В течение двух десятилетий настольным руководством для литологов служила его монография 1981 г. [140]; новейшей и исчерпывающей сводкой является работа [141], написанная совместно с М. П. Кетрис. В этих сводках приводится детальная характеристика более чем десяти различных модулей, которую мы, естественно, повторять не будем. Сразу определим, что нами, исходя из опыта работ по терригенным угленосным отложениям, выбрано **пять** геохимических модулей.

Алюмокремниевый модуль (АМ): Al_2O_3/SiO_2 отражает главную тенденцию химического выветривания – отделение продуктов гидролиза от кремнезема. В фациальном отношении снижение его значения указывает на усиление гидродинамики среды [83, 140]. Укажем, что в последнее время настойчиво рекомендуется замена АМ гидролизатным (ГМ): $\frac{Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO}{SiO_2}$ [141], что и сделано в п. 4.2.

Титановый модуль (ТМ): TiO_2/Al_2O_3. При равных условиях в отношении исходного материала, поступавшего в осадок, повышенные значения ТМ будут свойственны хорошо и многократно отсортированным песчаникам.

Натрий-калиевый модуль (НКМ), или нормированная щелочность: $\frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$. Низкие значения НКМ свидетельствуют о преобладании в породе слюд, а высокие - полевых шпатов (опять-таки при прочих равных условиях).

Железный модуль (ЖМ): $\frac{FeO + Fe_2O_3 + MnO}{TiO_2 + Al_2O_3}$ предназначен для характеристики пелитовых продуктов гидролиза и является хорошим индикатором вулканического материала при его наличии.

Фемический модуль (ФМ): $\frac{FeO + Fe_2O_3 + MgO + MnO}{SiO_2}$ весьма полезен (в сочетании с другими модулями) для идентификации обстановок осадконакопления, поскольку достаточно чутко реагирует на застойность или, наоборот, проточность среды.

Определенный интерес представляет сравнение полученных данных с результатами изучения **одновозрастных** среднеюрских терригенных отложений, выполненных в 1980-1990-е г. г. той же химической лабораторией УГГГА (табл. 6.5). Даже такие, предельно обобщенные результаты ярко высвечивают **специфику** отложений тюменской свиты. Низкие значения ЖМ и ФМ, вкупе с одинаковыми для других толщ ТМ и НКМ, исчерпывающе объяснимы глубокой и многократной переработкой исходного материала перед его окончательным закреплением в разрезе, т. е. собственно осадконакоплением (невысокое значение АМ для скв. 10320 объясняется специфической выборкой преимущественно песчаников).

Таблица 6.5

Значения модулей по результатам химического анализа для терригенных отложений среднеюрского возраста

Объект исследований	Колич. проб	Модули				
		АМ	ТМ	НКМ	ЖМ	ФМ
Шаимский НГР, тюменская свита: скв. 10320 (преимущественно песчаники)	52	0,16	0,04	0,22	0,09	0,03
скв. 10628	155	0,27	0,06	0,19	0,11	0,04
Южно-Якутский каменноугольный бассейн: Денисовское месторождение; дурайская свита	235	0,23	0,03	0,43	0,19	0,06
Улугхемский каменноугольный бассейн: эрбекская свита	87	0,25	0,04	0,29	0,32	0,12
Тургайский буроугольный бассейн: Кызылтальская депрессия, кызылтальская свита	190	0,22	0,06	0,16	0,25	0,07

Последующий анализ полученных результатов произведен в обычной последовательности статистической обработки данных. В табл. 6.6 приведены коэффициенты парной корреляции между модулями, а на рис. 6.5 – кластерные диаграммы, иллюстрирующие их взаимосвязь. При этом для сравнения даны характеристики как для скв. 10628, так и для скв. 10320.

Приведенные сведения показывают как сходство, так и различия в полученных результатах. К сходству, которое явно преобладает, относятся:

- полярное положение модулей АМ и НКМ;
- наиболее тесная связь модулей ЖМ и ФМ.

Таблица 6.6

Корреляционная матрица и матрица смежности (числитель – скв. 10628, знаменатель – скв. 10320)

Модули	АМ	ТМ	НКМ	ЖМ	ФМ
АМ	1,0	$\frac{-0,21}{0,50}$	$\frac{-0,43}{-0,69}$	$\frac{0,01}{0,22}$	$\frac{0,23}{0,64}$
ТМ	$\frac{-1}{+1}$	1,0	$\frac{-0,08}{-0,34}$	$\frac{-0,04}{0,29}$	$\frac{-0,08}{0,59}$
НКМ	$\frac{-1}{-1}$	$\frac{0}{-1}$	1,0	$\frac{0,11}{0,06}$	$\frac{-0,04}{-0,26}$
ЖМ	$\frac{0}{0}$	$\frac{0}{+1}$	$\frac{0}{0}$	1,0	$\frac{0,46}{0,81}$
ФМ	$\frac{+1}{+1}$	$\frac{0}{+1}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{+1}{+1}$	1,0

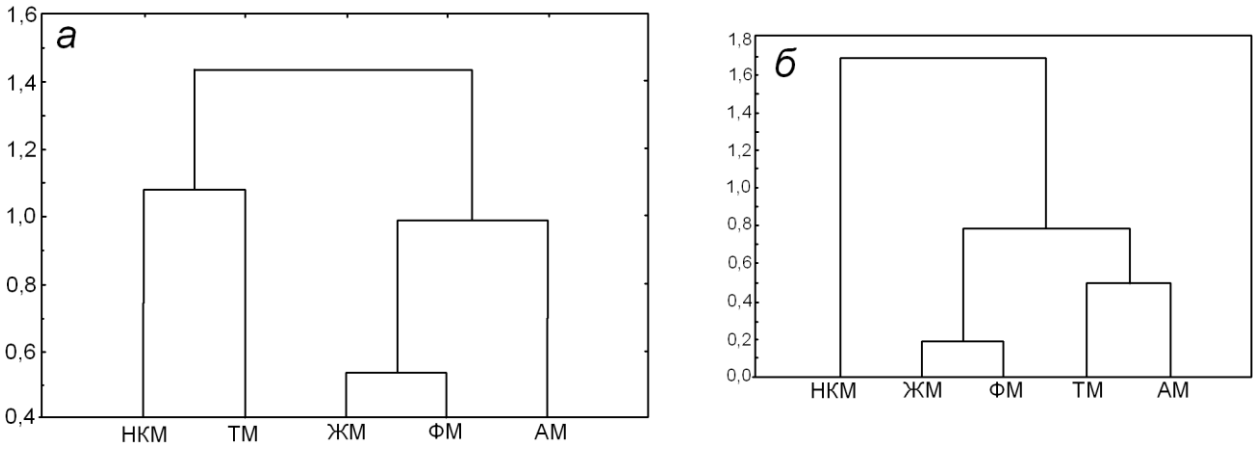


Рис. 6.5. Кластерные диаграммы модулей (по оси ординат значения дистанционного показателя 1 – *r*):

а – скв. 10628; *б* – скв. 10320

Отличие заключается в принципиальной смене положения титанового модуля (TiO_2/Al_2O_3). Обусловлено это выборочным опробованием *песчаников* в скв. 10320, что «подтолкнуло» на более тесную связь модули ТМ и АМ. В остальном же можно констатировать достаточно принципиальное выделение группы модулей АМ+(ЖМ+ФМ), с существенно иным, обособленным «поведением» модуля НКМ. Полученные результаты, помимо чисто количественного насыщения сведений по геохимической обстановке осадконакопления, позволяют дополнить представления о природе модулей, изложенные в начале раздела. Так, на роль геохимического индикатора в наибольшей степени претендует натрий-калиевый модуль НКМ, изменения которого в наибольшей степени независимы от общей дисперсии системы, определяемой наложением некоей суммы общих факторов «внешнего» характера.

Следующим этапом обработки сведений явился факторный анализ, сущность которого сводится к замене набора исходных переменных (значений модулей) новыми переменными – факторами. Их значения приведены в табл. 6.7.

Таблица 6.7

Матрицы факторных нагрузок

Модули	Скв. 10628			Скв. 10320	
	F_1	F_2	F_3	F_1	F_2
АМ	,15	-,81*	,31	,32	,87*
ТМ	-,02	,02	-,97*	,50	,56
НКМ	,09	,86*	,21	,10	-,92*
ЖМ	,86*	,14	-,01	,95*	-,08*
ФМ	,84*	-,18	,06	,90*	,38
Вклад	29,64	29,26	21,65	41,35	41,03

Как и следовало ожидать из перечисленных выше сведений, значительная часть дисперсии системы обусловлена первым фактором (F_1), определяемым главным вкладом железного (ЖМ) и фемического (ФМ) модулей. Исходя из природы самих модулей и сравнения с данными по другим бассейнам (см. табл. 6.5), формирование фактора обеспечивается внешними причинами: петрофондом, процессами эпигенеза и пр. Что же касается второго фактора (F_2), то, исходя из тех же посылок, его следует связывать с изменением конкретных обстановок осадконакопления. К этой же мысли приводит и смена знаков у модулей АМ и НКМ для выборок по разным скважинам. Особенно же симптоматично, что титановый модуль TiO_2/Al_2O_3 для выборок по скв. 10628 выходит на самостоятельное значение (фактор F_3), «вытягивая» на себя более 1/5 общей дисперсии системы. Это выводит его на роль главного параметра фациальной идентификации, что абсолютно совпадает с ролью признака S_2 (сортированность частиц) в соответствующих расчетах для скв. 10548 (см. п. 6.2).

6.3.2. Малые элементы (элементы-примеси)

Параллельно с химическим (силикатным) анализом выполнен *количественный* спектральный анализ некоторых элементов. При их выборе мы ориентировались на свой опыт работы по терригенным угленосным толщам, а также на общие представления об их максимальной информативности для оценки изменений в условиях формирования отложений [67, 68].

Всего проанализировано 155 проб по скв. 10628 Ловинского месторождения и 84 пробы по скв. 10320 Тальникового месторождения (т. е., в отличие от силикатного анализа, здесь – по всем 95 выделенным слоям, исключая угольные интервалы). В табл. 6.8 приводятся полученные средние значения содержаний малых элементов (МЭ) и их кларковые содержания в литосфере. Как видно из этих данных, показатели не имеют особо резких отличий, исключая в какой-то степени медь. Повышенная концентрация в сравнении с

кларковым содержанием (в четыре раза) в скв. 10320, вероятнее всего, связана с систематической погрешностью в анализах.

Таблица 6.8

Содержания малых элементов (МЭ): $n \cdot 10^{-3}$, %

Объект	Колич. проб	Элементы						
		Ga	Cu	Sr	Mn	Cr	V	Ba
Скв. 10628	155	2,0	2,6	16,7	33,1	13,6	11,9	62,0
Скв. 10320	84	2,8	16,7	21,6	43,8	17,6	13,8	68,0
Кларк		1,9	4,7	34,0	100	8,3	9,0	65,0

Несколько повышенные по отношению к кларковому содержания V и Cr, а также пониженные – Sr и Mn, достаточно явно свидетельствуют о континентальном генезисе отложений, что в общем-то и не подвергалось сомнению.

Таблица 6.9

Корреляционная матрица и матрица смежности (числитель – скв. 10628, знаменатель – скв. 10320)

Элементы	Ga	Cu	Sr	Mn	Cr	V	Ba
Ga	1,0	,10 / ,81	–,05 / ,31	,13 / –,53	–,12 / ,23	–,08 / ,48	,06 / ,21
Cu	0 / +1	1,0	,37 / ,53	,30 / –,62	,23 / ,08	,63 / ,13	–,04 / ,08
Sr	0 / +1	+1 / +1	1,0	,16 / –,55	,23 / ,05	,53 / –,06	–,10 / ,34
Mn	0 / –1	+1 / –1	+1 / –1	1,0	–,23 / –,13	,11 / –,02	,09 / –,02
Cr	0 / +1	+1 / 0	+1 / 0	–1 / 0	1,0	,48 / ,48	–,30 / ,37
V	0 / +1	+1 / 0	+1 / 0	0 / 0	+1 / +1	1,0	–,39 / ,45
Ba	0 / 0	0 / 0	0 / +1	0 / 0	–1 / +1	–1 / +1	1,0

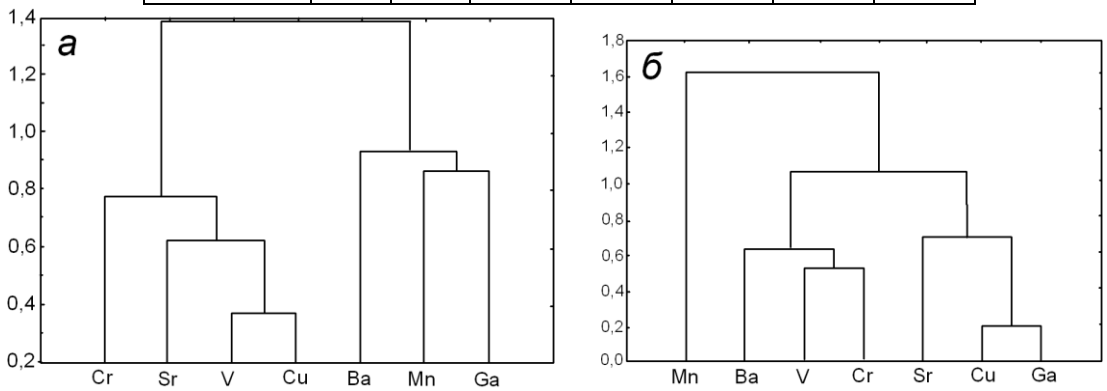


Рис. 6.6. Кластерные диаграммы объектов (малых элементов) – по оси ординат значения дистанционного показателя 1 – r:

а – скв. 10628; *б* – скв. 10320

Приведенные сведения представляют достаточный интерес при их *сравнении*, с учетом того, что в скв. 10320 вскрыты в основном озерно-аллювиальные, а в скв. 10628 – те же и прибрежно-бассейновые осадки, в существенно большем удалении от области сноса.

Весьма четкое обособление марганца в скв. 10320, особенно ярко видное на кластер-диаграмме (см. рис. 6.6, *б*), подтверждает его бóльшую приуроченность к мористым отложениям в принципе. Таким образом, его «противостояние» другим элементам в сугубо континентальной толще тюменской свиты выглядит совершенно закономерным. В скв. 10628 он входит в кластер с барием и галлием, присущими именно для прибрежного мелководья.

Группа Sr-Cu-Ga в скв. 10320 идентифицирует **петрофонд**, то есть связь состава отложений с питающими провинциями. Каждый из этих элементов свидетельствует об указанной связи по-разному: Ga – по перемещению материала во взвеси, Sr – сродством с органическим, Cu – как с органическим, так и с глинистым веществом и т. д. Для более удаленных в сторону приемного водоема отложений (скв. 10628) группа «теряет» галлий, но включает ванадий и хром (последний элемент особо симптоматичен для определения близости к источникам сноса). Тем самым «петрофондовость» кластера только усиливается. В дальнейшем продвижении в сторону приемного водоема можно ожидать только переход стронция из левого (на рис. 6.6, *а*) в правый (на рис. 6.6, *б*) кластер.

Эти рассуждения сущностно детализируются посредством факторного анализа, результаты которого в виде матриц факторных нагрузок приведены в табл. 6.10. Описанная выше перестройка кластеров находит исчерпывающее подтверждение в изменениях вкладов конкретных элементов в факторы. Так, из «палеоландшафтного» фактора F_1 для скв. 10320 (Ga+Cu+Sr-Mn), в скв. 10628 «выходит» Ga, но добавляется V. «Петрофондовый» фактор F_2 в скв. 10320 (Cr+V+Ba), в скв. 10628 существенно ослабевает, занимая противовесную позицию как по содержаниям Cr и V, так и Mn, который присоединяется к Ga и Ba (см. также рис. 6.6, *а*).

Таблица 6.10

Матрицы факторных нагрузок

Элементы	Скв. 10628		Скв. 10320	
	F_1	F_2	F_1	F_2
Ga	,06	,47	,76*	,40
Cu	,82*	,19	,91*	,08
Sr	,71*	-,02	,72*	,01
Mn	,39	,69	-,84*	,02
Cr	,43	-,65	,04	,76*
V	,87*	-,29	,05	,86*
Ba	-,28	,56	,10	,71*
Вклад	33,43	22,38	37,79	28,55

В целом можно с большой долей уверенности судить о том, что изменчивость собственно условий осадконакопления внутри области седиментации

фиксируется четырьмя элементами из семи проанализированных: Ga, Mn, Cr и V. При этом три первых в большей степени характеризуют изменения в подвижности обстановок и продвижения в сторону приемного бассейна. Поведение же V всегда составляло значительную загадку для геохимиков [68] – не являются исключением и полученные результаты. Во всяком случае, сродство Cr и V в осадочных терригенных (угленосных) толщах нами отмечалось и ранее [69].

Ранее в специальной статье [5] мы показали для проб, отобранных по скв. 10320, как их положение в поле факторов $F_1 – F_2$ соотносится с фациальной характеристикой. Полученная дифференцированная картина распределения в некоторые поля представила верификацию фациального расчленения пород. Так, для силикатного анализа было установлено общее отчетливое обособление полей бассейновых фаций от потоковых (русловых и дельтовых), а перекрытие последних лишь подтвердило известные затруднения при их идентификации. Сходная картина получена и для результатов обработки спектрального анализа в том же поле факторов $F_1 – F_2$. Здесь проекция полей фаций на фактор F_1 разделила отложения макрофаций ОЗ и БП (при их одинаковом литологическом составе!), но поле макрофаций АР и БД на них как бы накладывается. Это подтвердило положение обусловленности фактора F_1 изменениями петрофонда (см. выше). Напротив, такая же проекция полей фаций на фактор F_2, при сохраняющемся разделении макрофаций ОЗ и БП, отчетливо обособило положение макрофаций АР и БД. Тем самым подчеркнута собственно фациальная сущность данного фактора (также см. выше). Приведенные сведения дали основание утверждать, что показанное распределение проб, в соответствии с их генетической характеристикой по результатам литолого-фациального анализа, предоставило полное подтверждение *правомерности* таковой, насыщая ее при этом и конкретным геохимическим содержанием [5].

Попытка такой же, обобщающей идентификации проб, отобранных по скв. 10628, не дала положительных результатов. Смешение и наложение друг на друга значений факторов для разных проб обусловлено существенным изменением палеоландшафтов для полного разреза тюменской свиты (2140-2289 м). Прежде всего – это смена (снизу вверх) озерно-аллювиальных отложений прибрежно-бассейновыми на глубине 2205 м. Единственно, что даже одни и те же фации (к примеру, застойных озер: макрофация ОЗ), попросту *обязаны* иметь разные параметры в нижнем и верхнем комплексах. Исходя из этого, мы сосредоточились на идентификации конкретных обстановок осадконакопления раздельно по указанным комплексам: ниже приводятся только некоторые примеры полученных результатов.

Для *силикатного* анализа результаты расчетов вынесены в поле факторов $F_1 – F_3$ (см. табл. 6.7). Выбор фактора F_3 обусловлен основным вкладом в его формирование натрий-калиевого модуля НКМ, являющегося ведущим индикатором именно фациального расчленения отложений (см. начало раздела с описанием модулей). На рис. 6.7 показано распределение наиболее тонкозернистых пород (алевроаргиллитов) верхнего комплекса по трем

выделенным макрофациям. Прежде всего обращает на себя внимание достаточно отчетливое разделение в положении фаций бассейнового мелководья и застойных озер. Значения F_3 для первых колеблются в диапазоне от +2 до -0,5, а вторых – от 0 и ниже, с перекрытием преимущественно в узком диапазоне -0,3 ÷ -0,5. Положение алевроаргиллитов заливового генезиса своеобычно – ортогонально (см. рис. 6.7), причем положение линий, соединяющих конкретные точки, субпараллельно для ограничивающих поля бассейновых и озерных фаций. Распределение проб тем самым весьма напоминает некоторую палеогеографическую схему, но полученную – напомним – по результатам химического (силикатного) анализа, т. е. совершенно непредвзятым способом.

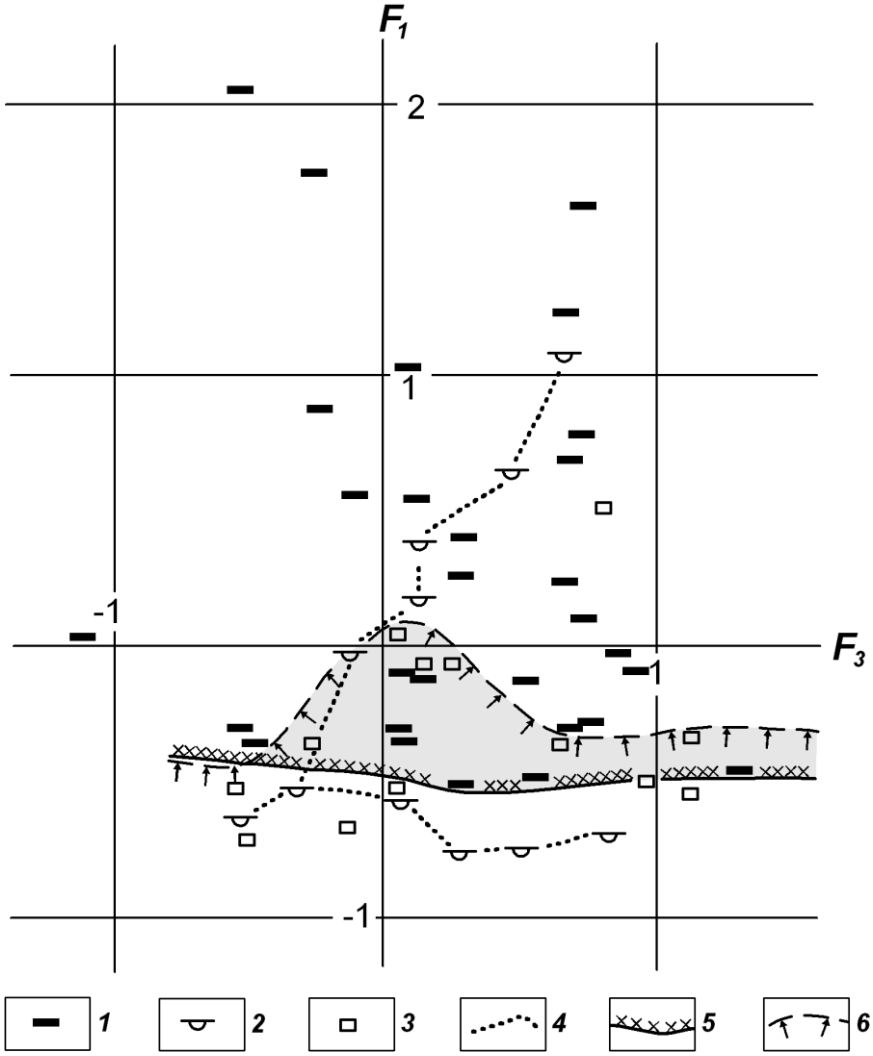


Рис. 6.7. Распределение проб, отобранных из алевроаргиллитов разного генезиса, в поле факторов $F_1 – F_3$ (расшифровку буквенных аббревиатур фаций см. в табл. 5.1):

1 – макрофация отложений полуизолированного малоподвижного бассейнового мелководья – БП (фации БПП и БПВ); *2* – макрофация отложений заливно-лагунного побережья – БЗ (фации БЗП и БЗГ); *3* – макрофация отложений застойных и заболачивающихся озер – ОЗ (фации ОЗО и ОЗЗ); *4* – линия, соединяющая пробы, отобранные из заливовых отложений; *5* – граница поля для макрофации БП (по минимальному значению фактора F_1); *6* – граница поля для макрофации ОЗ (по максимальному значению фактора F_1); зачернено перекрытие этих полей

На рис. 6.8 в том же поле факторов $F_1 – F_3$ и также для результатов обработки данных силикатного анализа (см. табл. 6.7) показано распределение преимущественно крупнозернистых алевролитов озерного и пойменного генезиса в нижнем комплексе скв. 10628. За единичными исключениями (одна «озерная» и одна «пойменная» пробы), распределение точек по сути отразило ландшафтную ситуацию, что попросту трудно было даже предположить до построения данной схемы. Поле озерного комплекса с узким диапазоном по фактору F_1 (в основном -0,4 ÷ -0,6) и широким – по фактору F_3 (от ±1,2) *окружено* точками, соответствующими фации приозерной поймы (АПО). Поле же собственно пойменных слабопроточных и застойных осадков (АПС+АПВ) занимает неширокую полосу, отличаясь преимущественно отрицательными значениями обоих факторов, достаточно высокими для F_3 (-0,5 ÷ -1,5).

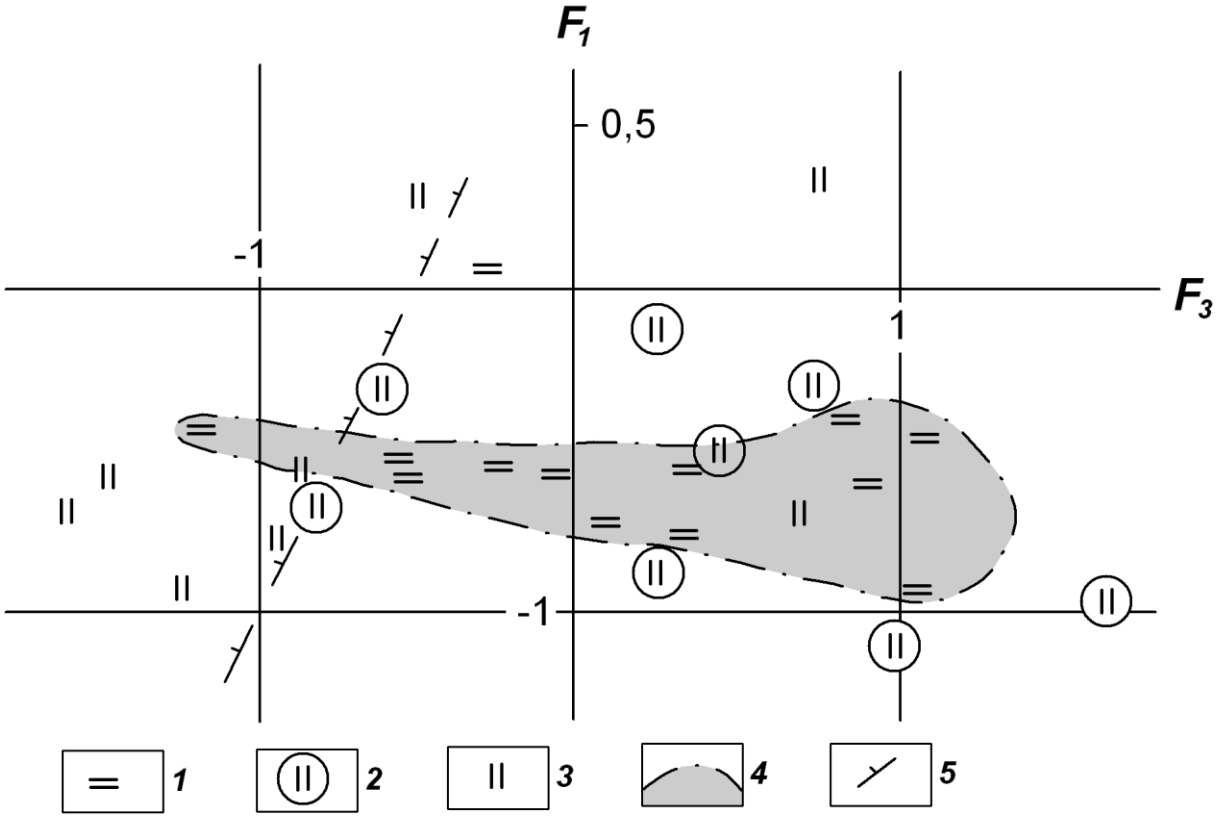


Рис. 6.8. Распределение проб, отобранных из крупнозернистых алевролитов озерно-пойменных отложений, в поле факторов $F_1 – F_3$ (расшифровку буквенных аббревиатур фаций см. в табл. 5.1):

1 – макрофация отложений открытых озерных водоемов – ОВ (фации ОВП и частично ОВМ); *2* – макрофация пойменных отложений – АП (фация АПО – приозерной части поймы); *3* – та же макрофация АП (фации АПС + АПВ); *4* – поле озерных отложений; *5* – граница поля собственно пойменных отложений речных долин (в сторону бергштрихов)

В том же ракурсе и *для тех же выборок* проанализировано и распределение результатов обработки *спектрального анализа* в поле факторов $F_1 – F_2$ (см. табл. 6.10). На рис. 6.9, так же как и на рис. 6.7, проведено

примерное оконтуривание полей застойно-озерных (ОЗ) и заливовых (БЗ) фаций, в которые не попали только единичные пробы. Как видно, поля эти пересеклись лишь отчасти. В основном же заливовые фации отличаются весьма узким диапазоном значений фактора F_1 (±0,5) при широком разбросе значений фактора F_2 – от -1 до +1. Озерные отложения характеризуются большей частью отрицательными значениями фактора F_2, с синхронным снижением значений обоих факторов (см. рис. 6.9). В целом, если учесть соображение о том, что в фактор F_1 в основном входят такие МЭ, как Cu, Sr и V (см. табл. 6.10), в бóльшей степени присущие более «мористым» обстановкам, распределение полей, выделенных на рис. 6.9, достаточно соответствует разделению заливовых (БЗ) и озерных (ОЗ) отложений. Общее же «фоновое» распределение точек по пробам, взятым из отложений бассейнового мелководья, лишь подтверждает многоплановость условий их седиментации, что, собственно, уже просматривалось для результатов силикатного анализа (см. рис. 6.7).

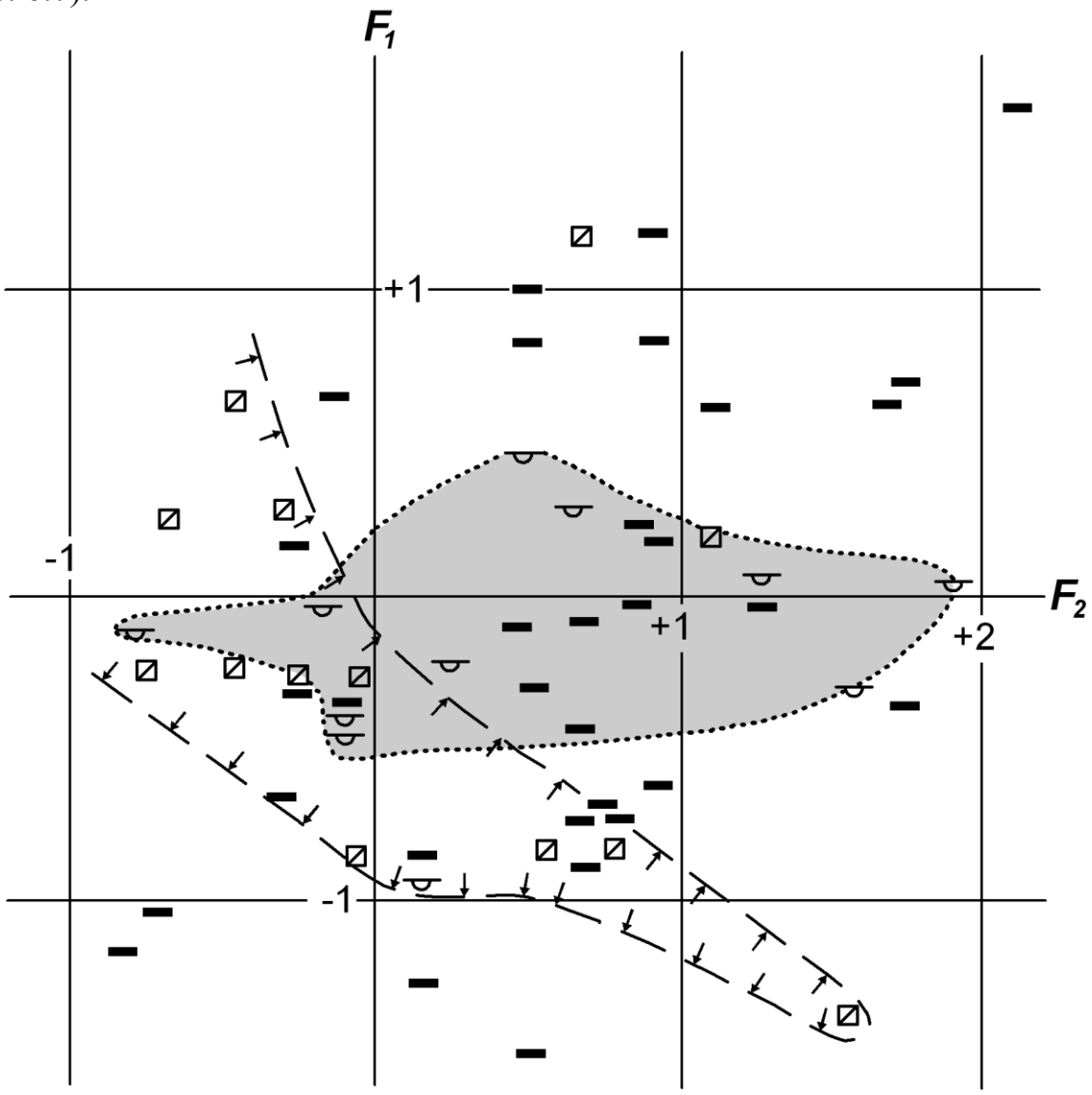


Рис. 6.9. Распределение проб, отобранных из алевроаргиллитов речного генезиса (обозначения см. на рис. 6.7; зачернено поле отложений заливно-лагунного побережья)

Наконец, на рис. 6.10 в поле факторов $F_1 - F_2$ приведено распределение тех же проб, по которым охарактеризована выборка, проиллюстрированная рис. 6.8. Оба указанных рисунка удивительно схожи принципиально, вплоть до «окаймления» положением проб из фации АПО поля проб из отложений озерных водоемов. В дополнение к соображениям, намеченным выше, при описании рис. 6.8 (для результатов силикатного анализа), на рис. 6.10 нами стрелкой показано усиление потоковой активности пойменных половодий. Мы отдаем себе отчет в том, что такая интерпретация по существу уже является некоторой вольностью генетического характера, однако приводимые сведения поневоле наталкивают на выполнение палеогеографических построений.

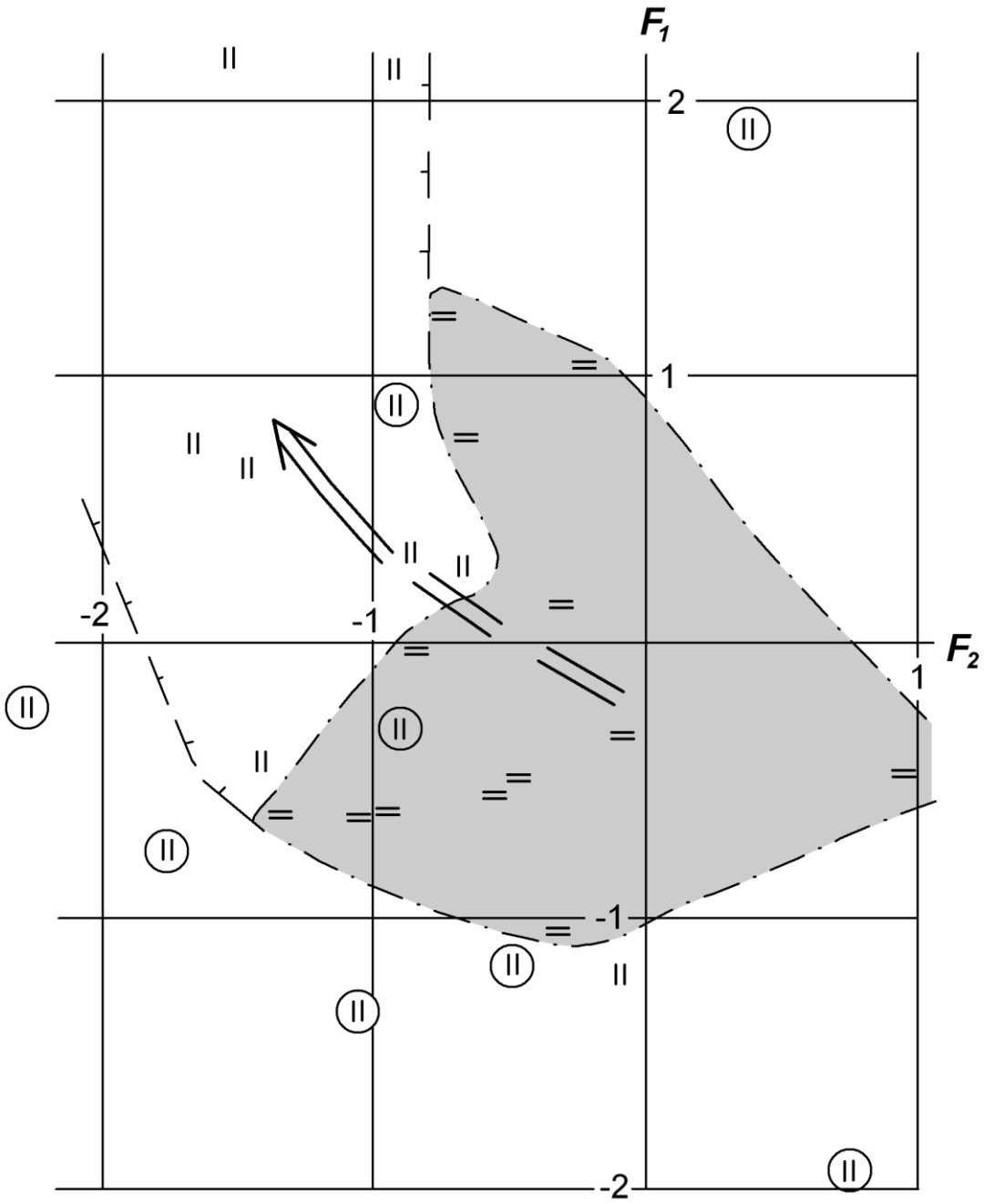


Рис. 6.10. Распределение проб, отобранных из крупнозернистых алевролитов озерно-пойменного генезиса (обозначения см. на рис. 6.8; стрелкой показано усиление потоковой гидродинамики среды)

6.4. Уровни верификации и ее значимость для фациальных исследований

С. И. Романовским [93] показана целесообразность рассмотрения двух уровней, или двух этапов фациального анализа. Первый этап – палеогеографический, на нем фации являются объектом самостоятельного исследования. Второй этап – седиментологический, с рассмотрением механизмов осадконакопления для различных обстановок. Именно такая уровенность, последовательность (фация → смена фаций → литоцикл) лежит в основе фациально-циклического анализа (см. п. 2.1). Такая же уровенность может быть применена и в отношении верификации фациальных исследований, что в идеализированном, модельном виде показано на рис. 6.11.

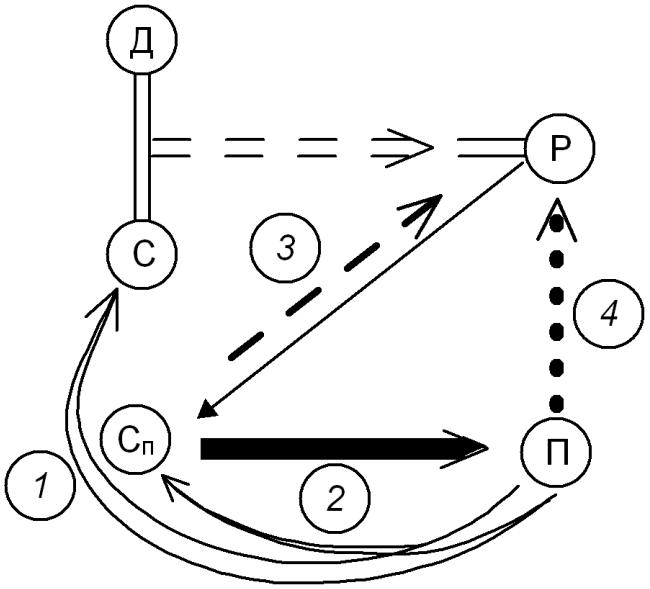


Рис. 6.11. Верификация моделей зет-системы (см. рис. 6.1):
1-4 – пути верификации (описание в тексте)

Внешние по отношению к зет-системе пути *1* и *2* соответствуют палеогеографическому уровню (см. выше). С некоторой долей условности отнесем путь *1* к проверке фациально-циклического анализа в целом, а путь *2* – к его применимости для отложений тюменской свиты Шаимского НГР. Для нас особенно важно, что «наложение» схемы фациального расчленения отложений, разработанной на материале многих раннемезозойских угленосных отложений азиатской части России и Северного Казахстана, на совершенно новый материал тюменской свиты показало полную работоспособность данной схемы [9]. С одной стороны, рассматривая тюменскую свиту как *связующее звено* для раннемезозойских угленосных толщ, опоясывающих Западно-Сибирскую плиту, а с другой – подходя к рассматриваемому вопросу с самых общих позиций, отметим, что модельный подход уже сам по себе нацеливает на поиск *инвариантов* (как для одного, так и для близких уровней организации объектов – в нашем случае геологических тел). В свою очередь, модельность и инвариантность рассматриваемых процессов и объектов позволяют оценивать их *конвергентность* по отношению к окружающей среде. Отсюда вытекают вопросы, связанные с *самоорганизацией* процессов осадконакопления, изучаемых в рамках нелинейных представлений [3].

Верификация генетических представлений, показанная стрелкой *3* на рис. 6.11, заложена в самой методологии фациальных исследований, относясь к седиментологическому, *внутреннему* уровню (см. выше). Использование парагенеза (соотношения) фаций в качестве одного из ведущих диагностических признаков детально изложено в гл. 5. Такой подход, принципиально соответствуя закону Головкинского при изучении миграционно формирующихся слоев, представляет высокозначимый диагностический признак для трудно распознаваемых тонкозернистых алевроаргиллитов, которые формируются преимущественно мутационно. Собственно, именно такой, третий, путь рассмотрен нами посредством использования аппарата математической статистики (см. п. 6.2). Как и следовало ожидать, он дал вполне удовлетворительный результат.

Наконец, внешняя для выделяемых ретроспективных систем, но внутренняя по отношению к зет-системе в целом верификация показана на рис. 6.11 стрелкой *4*. Именно этот, совершенно независимый от фациальных построений и представлений подход рассмотрен в п. 6.3. В принципе, близкую по сути постановку вопроса – использование показателей вещественного состава отложений как их диагностический признак – мы определили еще 20 лет назад, получив удовлетворительные результаты [69]. Совершенно не исключено, что именно такой подход – не прямое использование результатов тех или иных анализов для решения геологических вопросов, а их *трансляция* через диагностику фаций – может представить интерес для изучения визуально монотонных толщ (к примеру, того же собственно плитного мезокайнозоя Западной Сибири).

7. ТЮМЕНСКАЯ СВИТА С ПОЗИЦИИ ЕЕ ВАЛИДНОСТИ

Ф. Г. Гурари, со ссылками на приоритет в работах Н. Н. Ростовцева (1956 и др.), многократно указывал на то, что в стратиграфических схемах последних десятилетий «… необоснованно сокращен возрастной объем и положение в разрезе мезозоя тюменской свиты» [92]. В принципе это практически не относится к Шаимскому НГР (кроме его северо-восточной части), в связи с редукцией нижней части среднеюрских отложений. Последние в любом варианте относятся только к тюменской свите (см. рис. 1.6). Представляя данные отложения как изначально целостное геологическое тело (формацию в понимании североамериканских геологов), приложим к его оценке сведения, полученные в результате выполненных работ.

7.1. Нижняя граница: ингрессия на фоне редукции

Наличие стратиграфического перерыва весьма большой длительности между юрскими отложениями нижнеплитного этажа и преимущественно палеозойскими породами фундамента определяет *резкостный* характер нижней границы тюменской свиты (см. гл. 1: рис. 1.4, 1.6). Литологически сводясь к плоскости, в предельном понимании (s. stricto) не имеющей толщины, она в то же время соответствует стратиграфическому перерыву в десятки миллионов лет. Что происходило в данном, потерянном для прямого наблюдения временно́м интервале? Примеры реконструкций различного вида, детальности и глубины проработки материала даны в капитальной сводке В. С. Яблокова по Русской платформе [143], которая к настоящему времени по сути так и не имеет аналогов. Рассматриваемая нами территория, в связи с гетерогенностью и слабой изученностью фундамента ЗСП в целом и Шаимского НГР в частности, не позволяет сделать столь детальные исследования, как это выполнено В. С. Яблоковым. Однако некоторые вопросы мы постараемся осветить.

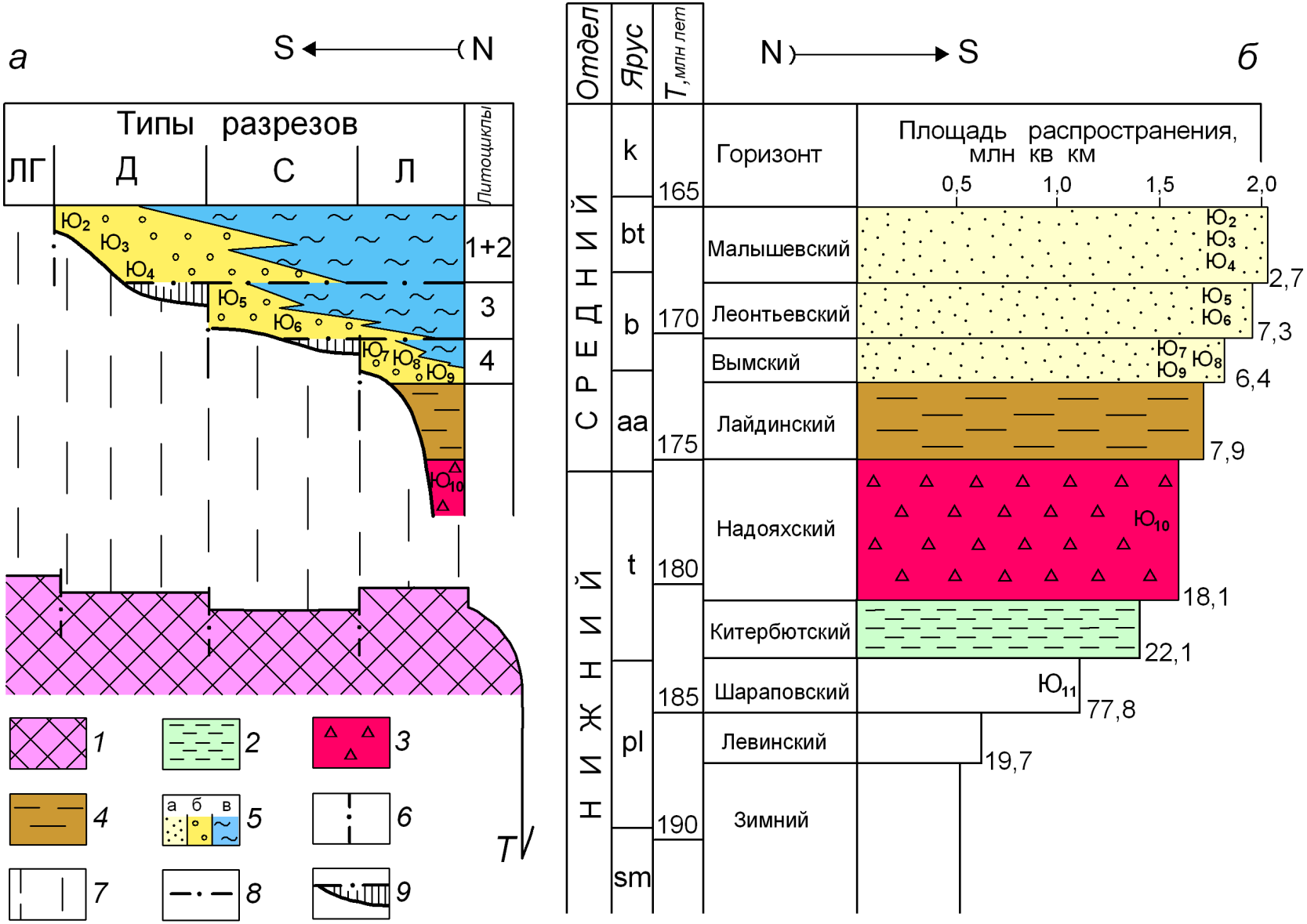
Во-первых, констатируем, что длительность стратиграфического перерыва или *гиатуса* [75] на границе юрских отложений и фундамента составляет *не менее* 50 млн лет (конец нижней юры – начало позднего триаса). Это следует из общей характеристики доюрского основания Шаимского НГР: «Поздняя пермь – первая половина позднего триаса (260-217 млн лет, пик 250-230 млн лет) – тектоническая активность, обусловленная рифтогенезом и интенсивной вулканической деятельностью. Это время совпадает с накоплением существенно вулканических толщ туринской серии. В конце этапа, в позднем триасе, вероятно, наступило время относительного тектонического покоя» [119]. Вполне возможно, что формирование основных структурных форм рельефа связано с периодами нижнеюрской активизации: «…геттангский и синемюрский века (210-200 млн лет) – новая вспышка тектонической активности, более короткая, чем предыдущая, но достаточно интенсивная. Тектоническая активизация движений сопровождалась, вероятно, поднятием территории и эрозией накопившихся ранее образований…» [119].

Исходя из отсутствия хоть какого-то материала, характеризующего «выпавшие» из разреза эти по меньшей мере 50 млн лет, взглянуть ретроспективно «снизу» на границу юрских отложений с доюрским фундаментом (сейсмогоризонт «А») не представляется возможным. Остается сделать это «сверху», из среднеюрской эпохи. В принципе, достаточно существенные сведения для этапа, предваряющего собственно осадконакопление, предоставляют довольно широко развитые *коры выветривания*. Однако, исходя из существенной специфики этих отложений, мы оставляем этот вопрос для специального разбора. Укажем лишь, что исходя из достаточно принятых взглядов, длительность формирования зон физической дезинтеграции и химического выветривания в доюрском фундаменте Шаимского НГР вряд ли превышала несколько десятков и самое большее – первых сотен тысяч лет [143]. Более того, в ряде случаев мы визуально в керне наблюдали внедрение корневых растительных остатков в почти неизмененные липариты.

В общем плане *трансгрессия*, или наступление моря на континент, сопровождающееся накоплением осадков после перерыва, достаточно детально рассмотрена еще в классической работе Д. В. Наливкина [76]. Им справедливо отмечено, что «…все трансгрессии, нередко достигающие громадных размеров, вызываются не поднятием уровня океана, а опусканием континентов (это положение следовало бы учитывать безоглядным сторонникам внутриконтинентальных сиквенс-построений. – прим. авторов)» [76, т. 1, с. 35]. Не соглашаясь с классической схемой А. Грэбо (Grabau, 1913), рассматривающей трансгрессию (в частности) как непрерывный процесс, Д. В. Наливкин прямо указал на следующее. «После отложения каждого слоя наступает перерыв в осадконакоплении. В течение этого перерыва верхняя часть слоя уплотняется, образуя поверхность напластования. Таким образом, происходит чередование периодов накопления осадков и перерывов в осадконакоплении. Так как образование слоев связано с продвижением трансгрессии, то, значит, это продвижение тоже происходит скачками. Это подтверждается и распространением отложений различного возраста, но сходного литологического состава. Они всегда удалены друг от друга на десятки и сотни километров.

Мы должны представлять себе трансгрессию связанной со скачкообразными, резкими и быстрыми опусканиями суши. Во время этих опусканий береговая линия продвигается в глубь континента на большие расстояния в виде *ингрессии* (курсив наш. – *Авт.*)» [76, т. 1, с. 37]. К ингрессивным толщам (бассейнам) относятся те, в которых осадки заполняют уже сформированные в рельефе впадины, почти без разрушения пород фундамента.

Характер нижнего контакта отложений тюменской свиты с гетерогенными породами фундамента (в их нерасчлененном понимании) в общем плане охарактеризован нами в предыдущей работе [117]. В ней, в частности, описано с к о л ь ж е н и е по разрезу выделяемой инициальной части тюменской свиты, которую мы рассматриваем в качестве яркого представителя раннемезозойских угленосных формаций. В модельном виде это изображено на рис. 7.1, *а*. Здесь, как и на рис. 1.7, отображено постепенное разрастание


а
S
N
Типы разрезов
ЛГ
Д
С
Л
Литоциклы
Ю2
Ю3
Ю4
Ю5
Ю6
Ю7
Ю8
Ю9
Ю10
1+2
3
4
T
1
2
3
4
а б в
5
6
7
8
9
Отдел
Ярус
T, млн лет
СРЕДНИЙ
НИЖНИЙ
k
bt
b
aa
t
pl
sm
165
170
175
180
185
190
б
N
S
Горизонт
Площадь распространения, млн кв км
0,5
1,0
1,5
2,0
Малышевский
Леонтьевский
Вымский
Лайдинский
Надояхский
Китербютский
Шараповский
Левинский
Зимний
Ю11
2,7
7,3
6,4
7,9
18,1
22,1
77,8
19,7

области осадконакопления, что присуще и нижнеплитному этажу в целом (рис. 7.1, *б*).

Констатировав данное положение s.lato, обратимся к характеристике нижнего контакта тюменской свиты на конкретных примерах, т.е. s.stricto. Мы склонны выделять *три* основных типа контакта: назовем их, с определенной долей условности, ингрессивным, инициальным и трансгрессивным.

Ингрессивный характер непосредственного контакта в основном характерен для сокращенного разреза тюменской свиты, когда предваряющие основное осадконакопление инициальные части толщи не успевали формироваться. Пример такого контакта представлен на колонке скв. 10553 (рис. 7.2, *а*). Изображение непосредственного контакта приведено на фиг. 1 фототабл. XVII. Аналогичные контакты в «образцах» представлены на фиг. 2 и 3 той же фототабл. XVII.

Инициальный контакт описан и показан в виде фрагментов колонок скважин в предыдущей работе, где он тесно связан с процессами торфонакопления [117]. Его пример представлен на колонке скв. 6825 (рис. 7.2, *б*). Изображение непосредственного контакта дано на фиг. 4 в фототабл. XVII.

Уже в приведенной колонке скв. 6825 наблюдается быстрый переход (снизу вверх) инициального контакта в *трансгрессивный*, охарактеризованный здесь комплексом пролювиальных осадков. Непосредственное изображение такого контакта в виде шлейфового выноса приведено на фиг. 5 в фототабл. XVII (начало ЛЦ-II-3). Пролювиальный поток небольшой мощности, соответствующий контакту тюменской свиты с породами фундамента в скв. 6785, отображен на фиг. 1 фототаблицы XVIII. Собственно же трансгрессивные контакты, с эрозионной поверхностью и перемывом подстилающих отложений, отражает схематичная колонка скв. 4480, приведенная на рис. 7.3. При этом в фототабл. XVIII приведены изображения как контакта тюменской свиты с фундаментом (фиг. 3), так и образца, иллюстрирующего «внутрисвитный» (в данной скважине) размыв близрасположенных выступов фундамента (фиг. 2).

Рис. 7.1. Модель строения тюменской свиты Шаимского нефтегазоносного района, в соотношении с рельефом доюрского фундамента (*а*), и приращение площади нижнесреднеюрских отложений по горизонтам для Западно-Сибирской плиты (*б*). Время (*Т*) по Международной стратиграфической шкале (2003). Тип разрезов: ЛГ – «лысых гор», Д - даниловский, С – сыморьяхский, Л – ловинский. Приращение площади горизонтов – справа внизу, в % от предыдущего значения.

1 – нерасчлененные породы доюрского фундамента; *2-5*: нижне-среднеюрские отложения Об-Иртышской фациальной области, по [28, 38]; *2* – тогурская свита, *3* – шеркалинская свита, *4* – радомская пачка, *5* – тюменская свита (*а* – в целом, для части «*б*»; *б* – озерно-аллювиальные и *в* – бассейновые отложения для части «*а*»); *6* – границы тектонических блоков, *7* – стратиграфический перерыв; *8* – границы литоциклов; *9* – инициальные части разреза (пояснения в тексте)

Фототаблица XVII. Образцы керна, характеризующие контакт тюменской свиты с доюрским фундаментом

Фиг. 1

Аккумулятивное налегание хорошо сортированного тонкозернистого линзовидно-волнистого песчаника приберегового подвижного мелководья открытого озерного водоема (фация ОВМ) на слабодезинтегрированные породы фундамента (предположительно С-Р). Толщина зоны интенсивной физической дезинтеграции 2-3 см.

Даниловское месторождение, скв. 10553, глуб. 1827,1 м. Положение образца показано на колонке скважины (см. рис. 7.2, *а*)

Фиг. 2

Аккумулятивное налегание тонко-мелкозернистого среднесортированного неотчетливо слоистого нефтенасыщенного песчаника на слабо выветрелые породы фундамента (предположительно С-Р). Вблизи контакта зерна и мелкие гальки дальнего переноса, фиксирующие дельтовый вынос в открытый озерный водоем (фация ОВД). Непосредственный контакт – в виде линзовидного перемыва толщиной 5-12 мм, запечатывающего потоковую рябь с индексом *RI*=5. В свою очередь, он запечатан тонкими алевритовыми слойками с волновой рябью индекса *RI*<15.

Даниловское месторождение, скв. 10570, глуб. 1829,8 м

Фиг. 3

Аккумулятивное налегание тонко-мелкозернистого среднесортированного песчаника сильно подвижного мелководья открытого озерного водоема (фация ОВМ) на зону выветривания палеозойских пород (предположительно С-Р). На непосредственном контакте – интервал интенсивного дробления (2-10 мм), запечатывающий потоково-волновую рябь с индексом 8, в «подветренной» части которой скапливались гальки до крупных «обмазанных» обломков кварца.

Среднемулымьинское месторождение, скв. 10594, глуб. 1809,7 м

Фиг. 4

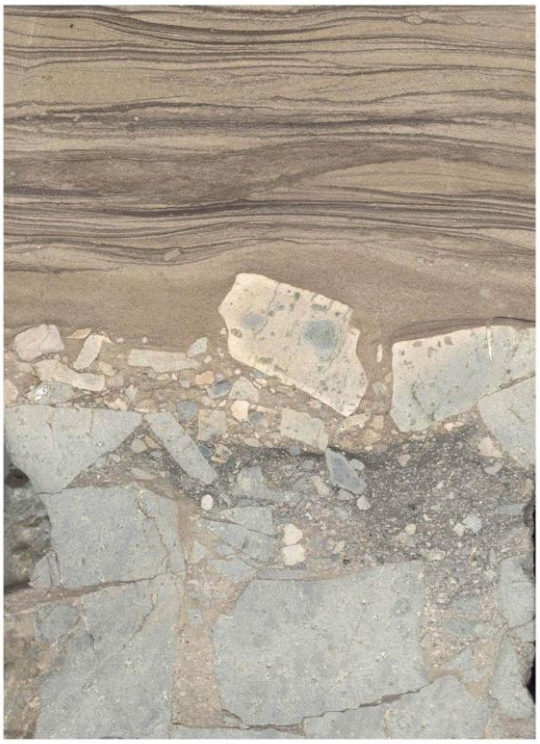
Запечатывание массивным аргиллитом заиливающегося озера (фация ОЗЗ), с реликтовыми неокатанными обломками из фундамента, кварцево-каолинитовой коры выветривания, с зонами механической деструкции и глобулами сидерита двух генераций. Кора выветривания развита по долерит-порфиритам (предположительно туринской серии).

Тальниковое месторождение, скв. 6825, глуб. 1797,0 м. Положение образца показано на колонке скважины (см. рис. 7.2, *б*)

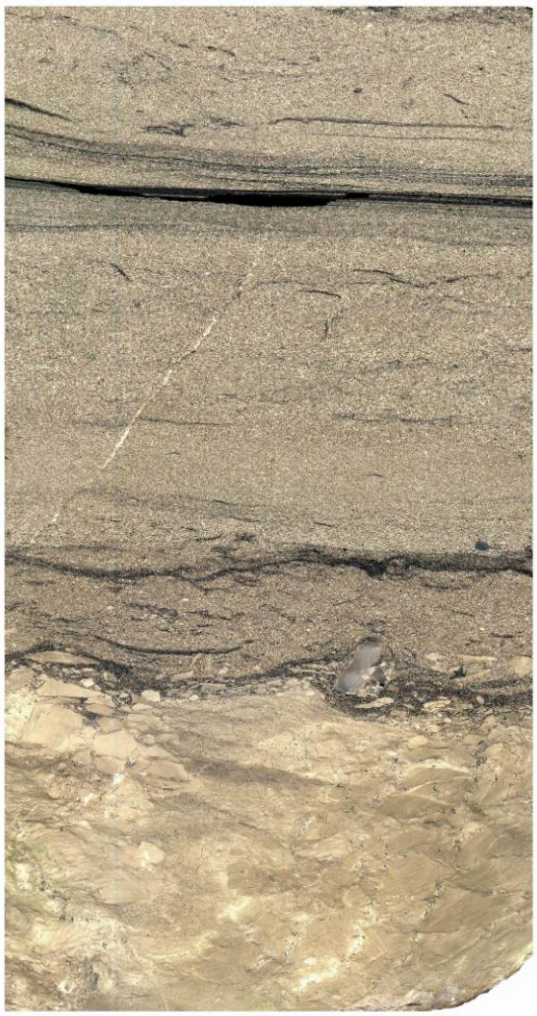
Фиг. 5

Запечатывание мелкозернистым алевролитом «мусорного» облика выветрелых пород палеозойского фундамента. Шлейф выноса (фация КПШ), с гальками пород разной окатанности – как собственно фундамента, так и переотложенных алевролитов. Непосредственный контакт – склонового сползания.

Шушминское месторождение, скв. 10683, глуб. 2065,4 м

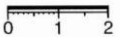


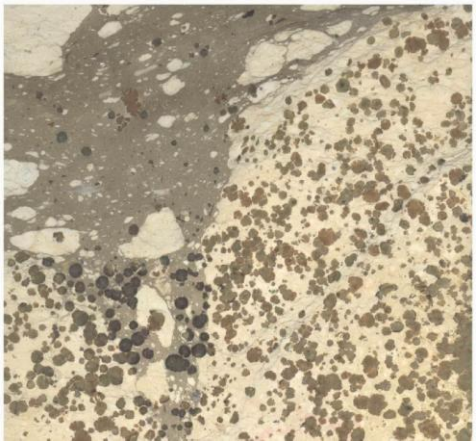
Фиг. 1



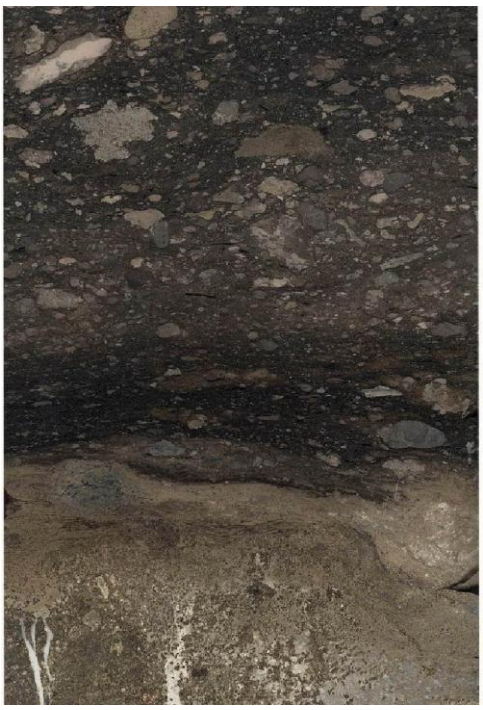
Фиг. 3

Фиг. 2

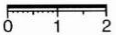




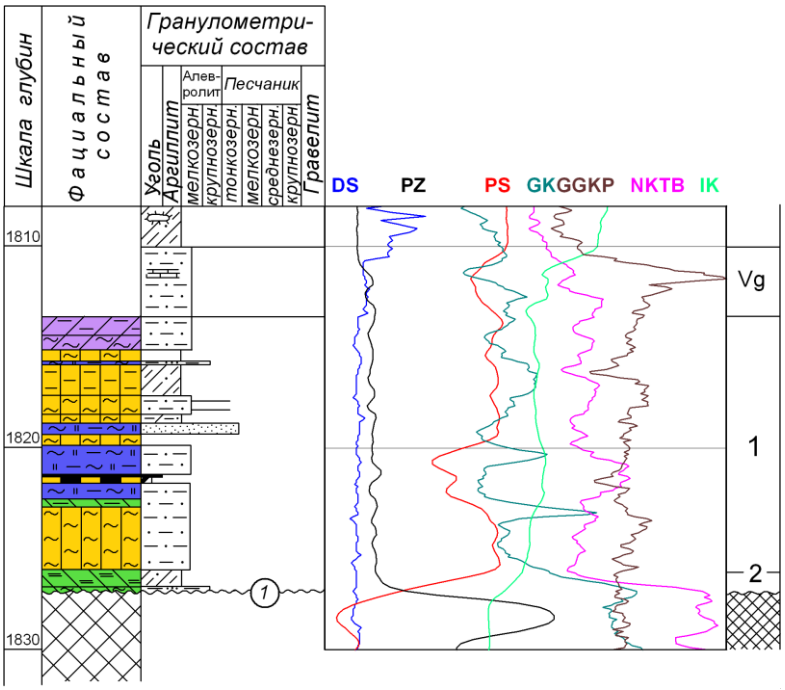
Фиг. 4



Фиг. 5



а) Даниловское месторождение, скв. 10553



б) Тальниковое месторождение, скв. 6825

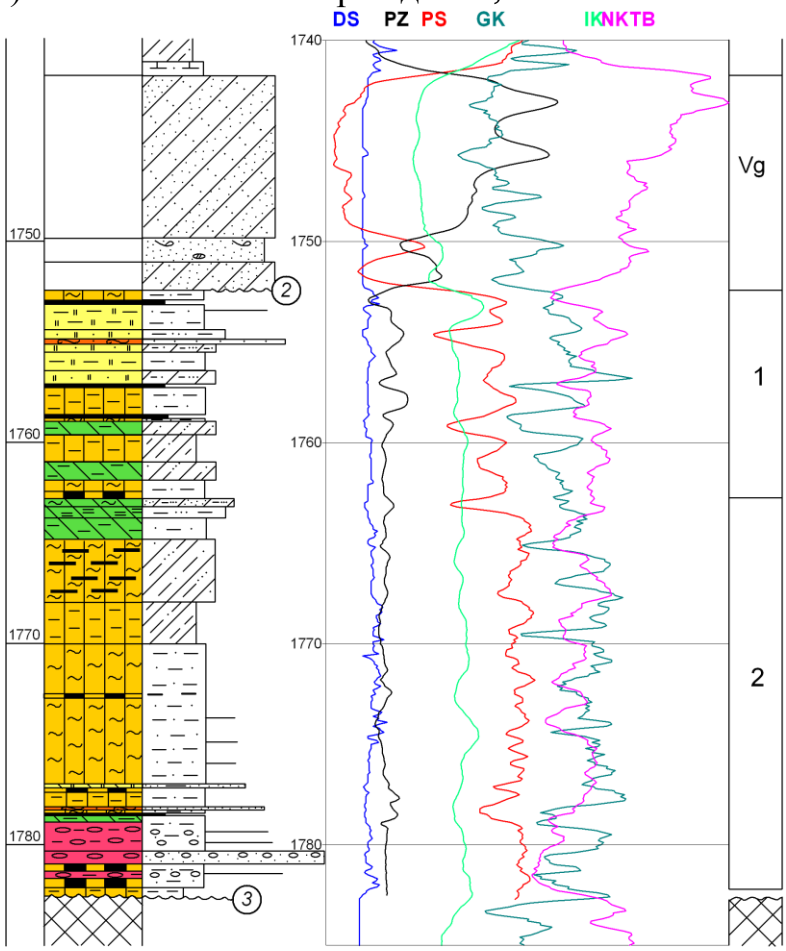


Рис. 7.2. Фрагменты колонок скважин:

Фациальные обозначения см. в табл. 5.1; цифры справа – литоциклы II порядка (см. рис. 7.1), Vg – вогулкинская пачка; цифры в кружках – номера образцов: *1*–фиг. 1 в фототабл. XVII; *2* – в фототабл. XX; *3* – фиг. 4 в фототабл. XVII

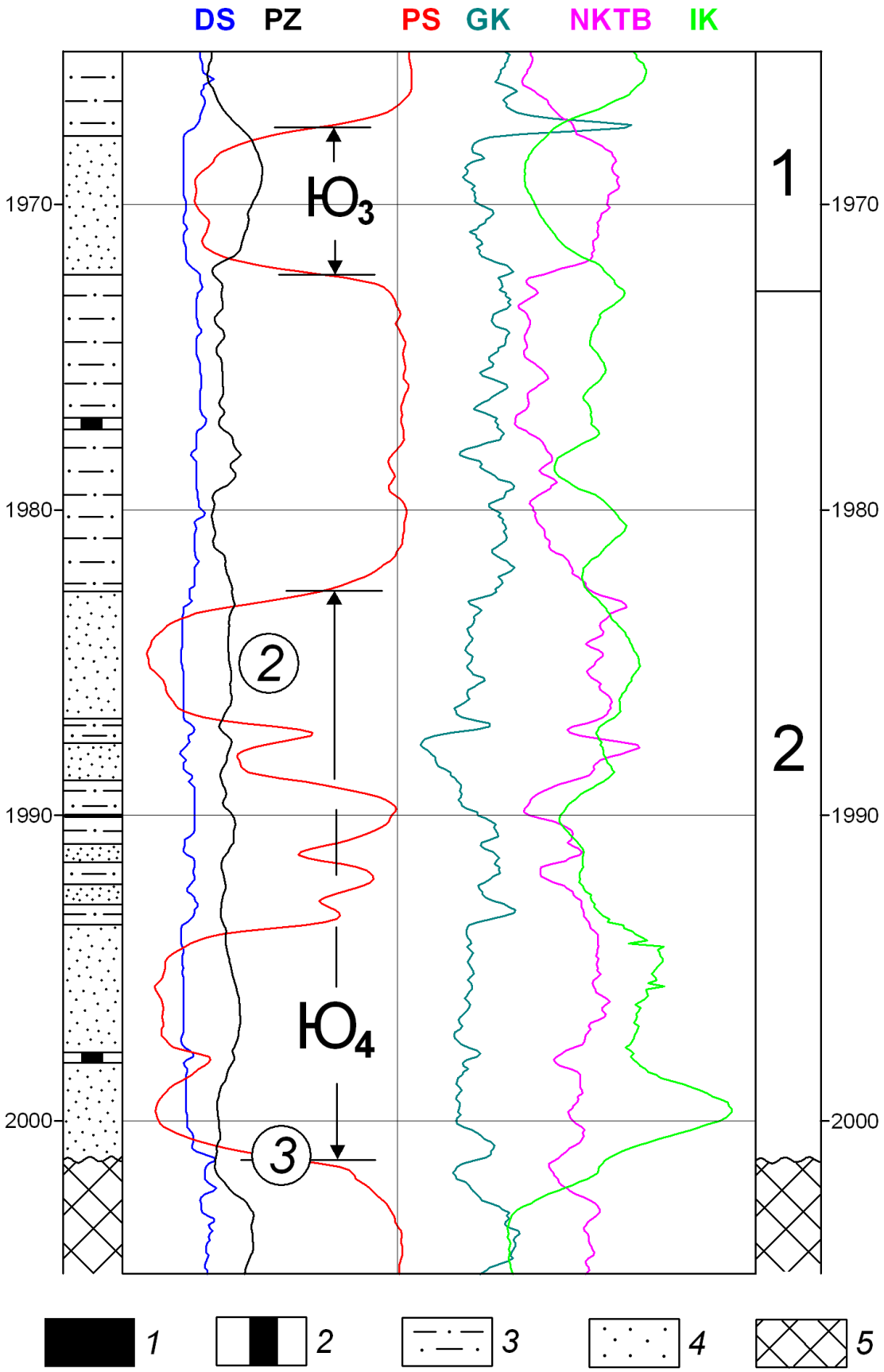


Рис. 7.3. Фрагмент колонки скв. 4480 Мансингъянское месторождение.

$Ю_3$, $Ю_4$ – коллекторы, цифры справа – литоциклы II порядка (см. рис. 7.1, *а*):

1 – угли; *2* – углистые породы; *3* – аргиллиты, алевролиты; *4* – песчаники; *5* – доюрский фундамент. Цифры в кружках – номера образцов: *2* – фиг. *2* в фототабл. XVIII, *3* – фиг. *3* в фототабл. XVIII

Фототаблица XVIII. Образцы пород, характеризующие контакт тюменской свиты с доюрским фундаментом (фиг. 1, 3) и близкий размыв последнего (фиг. 2)

Фиг. 1

Дресвяно-щебневый прослой (в интервале между стрелками) несортированного материала. Неокатанные и слабоокатанные зерна и обломки широкого диапазона размерности (доли миллиметра – 2 см) расположены со слабо намечающимся наслоением, но отдельные поперек направления сноса. Склоновый пролювиально-делювиальный поток (фация КПП).

Нижняя часть образца – физически дезинтегрированные породы палеозойского фундамента (предположительно С-Р) с однородной блочностью в плоскости образца (3-5 см).

Верхняя часть (4 см) – бимодальное сочетание алевритовой основы с песчано-гравийным неокатанным материалом (до 10 %). Контакт с заполнением сформированного, отпрепарированного бугристого мини-рельефа и последующим выполаживанием. Пролювиальный шлейф (фация КПШ).

Тальниковое месторождение, скв. 6785, глуб. 1763,7 м

Фиг. 2

Полиразмерный псаммогравелит с несколько большим содержанием крупно-грубозернистой песчаной и средне-крупногравийной фракций. Несортирован, неслоист (хотя длинные оси наиболее крупных обломков ориентированы субпараллельно). Окатанность основного обломочного материала варьирует в широких пределах, свидетельствующих о различных расстояниях недальнего в целом переноса. Фация стрежневой части руслового аллювия (АРС).

Мансингъянское месторождение, скв. 4480. глуб. 1985,0 м. Положение образца показано на рис. 7.3

Фиг. 3

Среднезернистый плохо сортированный песчаник боковой части русла речной долины (фация АРР), со слабым эрозионным контактом залегающий на «гребенке» интенсивно милонитизированных эффузивных пород основного состава (предположительно туринской серии). В приконтактовой серии (3,5 см) много послойных линз алевролитов; крупный детрит. Верхняя часть образца – средне-крупнозернистый песчаник основной части русла с нечеткой косой слоистостью.

Мансингъянское месторождение, скв. 4480, глуб. 2001,2 м. Положение образца показано на рис. 7.3

Фиг. 1

Фиг. 2.

Фиг. 3

Дополним изложенные сведения весьма уместной цитатой из упоминавшейся ранее работы В. С. Яблокова: «В Подмосковном бассейне, в Веневском районе выявлено залегание угленосных отложений *средней юры* (курсив наш, подчеркивающий интересное совпадение. - *Авт.*) на угленосных отложениях бобриковского горизонта нижнего карбона. Никаких следов громадного перерыва … по литологическим признакам не было обнаружено...» [143, с. 82]. Кстати, симптоматичным является то, что В. С. Яблоков среди 12 признаков перерывов в морском осадконакоплении (наряду с угловым несогласием, наличием кор выветривания и др.) указал на «автохтонные угольные пласты и *озерные* (курсив наш. - *Авт.*) песчано-глинистые породы» [143, с. 77]. Понятно, что данные фациальные изменения весьма значимы именно для рассмотренных в упомянутой работе морских толщ, тем не менее уже само упоминание данного признака выглядит весьма знаковым.

Итоговым результатом изучения контакта отложений тюменской свиты с породами доюрского фундамента является модель, представленная на рис. 7.4. Как следует из нее, эта часть разреза, обычно изображаемая в виде *плоскости*, не имеющей третьего измерения (толщины), имеет свою геологическую историю, которую мы отчасти и попытались отобразить на данной модели.

Скорее уже к области *верификации* изложенных представлений приведем еще одно положение из работы Д. В. Наливкина. Так, им указано, что «Резкое различие возраста базальных толщ больших трансгрессий очевидно. К сожалению, в геологической практике это недостаточно учитывается, и нередки попытки втискивать базальные толщи различного возраста в одни и те же возрастные рамки. ...Такая практика глубоко ошибочна потому, что базальные толщи, с которых начинается серия осадков трансгрессии, образуются очень быстро в условиях интенсивного накопления в прибрежной наземной области и почти не отличаются по возрасту от вышележащих отложений. Если последние относят к самому нижнему горизонту какого-нибудь яруса, то лежащие ниже немые базальные толщи можно относить к верхам предшествовавшего яруса» [76, т. I, с. 31). Как видно, налицо абсолютное совпадение с нашими сведениями о характере инициальной части разреза тюменской свиты.

Наконец, большей частью в порядке обсуждения, приведем в конце раздела некоторые соображения результирующего характера.

1. Констатируя скорость *закрепления* в геологической летописи отложений тюменской свиты в 10-20 бубнов (1Б = 1 м / млн лет) и предположив равенство скоростей опускания ложа осадконакопления и воздымания области сноса, получим, что за стратиграфический перерыв в 50 млн лет последняя должна была бы подняться на 500-1000 м. Сделав поправку на приостановки поднятий в периоды относительного покоя, можно (очень примерно) говорить о значении этой цифры в 350-600 м. Весьма важным является, что данное значение удивительно соответствует толщине нижнесреднеюрских отложений на большей части территории ЗСП [28, 38].

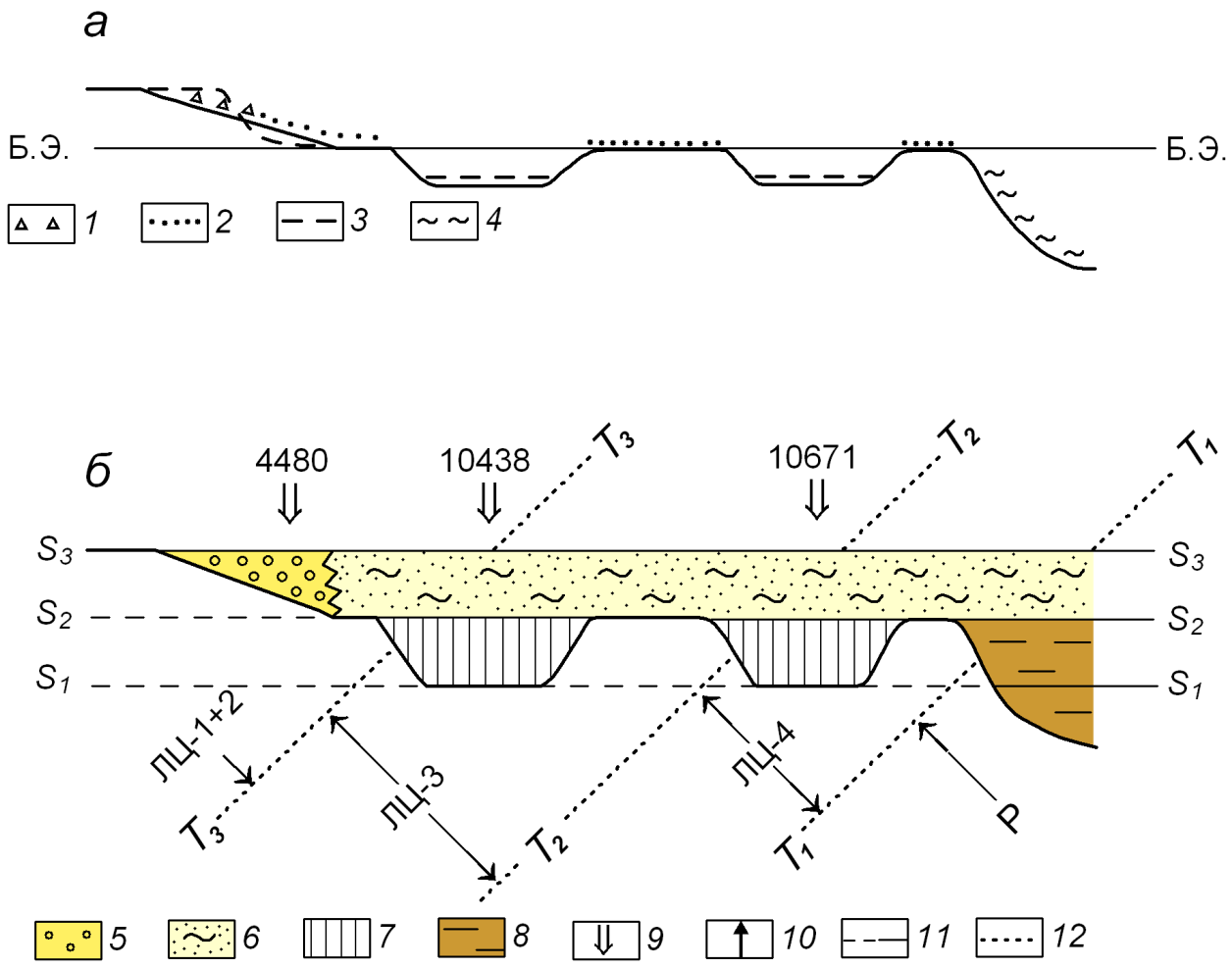


Рис. 7.4. Модель контакта отложений тюменской свиты с доюрским фундаментом:

а - слепок плоскости контакта вне временных параметров (Б.Э. - базис эрозии): осадки: *1* - грубые склоновые, *2* - алеврито-песчаные континентальные (озерно-аллювиальный ландшафт), *3* - алевроаргиллитовые застойных озерных водоемов, в т. ч. *4* - развивающихся по приемным водоемам эпиконтинентальных морских бассейнов (ЭМБ);

б - развернутая геологическая история контакта (проекция схемы «*а*»): *5-8* – генезис осадков: *5* - делювиально-пролювиальные, переходящие в аллювиальные, *6* - открытых озерных водоемов, *7* - инициальных озерно(болотных) котловин, *8* - обширной озерно-болотной равнины с влиянием ЭМБ; *9* - седиментологические уровни (*S*), отвечающие эквифинальным этапам формирования отложений; *10* - изохроны (*T*), соответствующие границам: T_1 - радомской пачки (Р) и нижнего контакта тюменской свиты, T_2, T_3 - литоциклов II порядка (см. рис. 7.1, *а*)

2. «Скачки» ингрессии по разрезу между выделенными типами Л, С и Д (см. рис. 7.1, *а*) составляют величину, адекватную литоциклу II порядка, со средней мощностью 25-40 м [1, 3, 7]. Перерывы между ними, вероятнее всего, соответствуют длительности одного – двух элементарных литоциклов, т. е. 20-40 тыс. лет. По времени это, кстати, удивительно соответствует скорости осадконакопления 1 мм/год или 1 тыс. Б, присущей как современной, так и юрской седиментации [3, 55]. Остальная потеря или «конденсация» геологического времени содержится в диастемах Дж. Баррелла [33], что детально рассмотрено В. С. Яблоковым [143] и в монографии одного из авторов предлагаемой работы [3].

7.2. Верхняя граница: келловейская трансгрессия

Верхняя граница тюменской свиты имеет отчетливо тектоническую природу, соответствуя делению чехла Западно-Сибирской плиты на нижнеплитный (T_2–J_2, без келловея) и собственно плитный (келловей–палеоген) этажи (см. п. 1.1). С собственно тектонических позиций, данный рубеж охарактеризован во многих работах [107]; однозначность его выделения хорошо видна на рис. 1.4.

Анализ обширного материала биостратиграфического характера по возрастному аналогу абалакской свиты - васюганской свите - в центральных и юго-восточных территориях Западной Сибири позволил, в частности, построить литостратиграфическую модель седиментации верхов средней – верхнеюрской толщи западных и юго-восточных районов Западной Сибири с учетом соотношения песчаных тел с эвстатической кривой [139]. Тем не менее, несмотря на хорошую изученность строения, условий залегания, литологии, стратиграфии, палеонтологии и палеогеографии тюменской, а также абалакской, васюганской и георгиевской свит, достигнутую к настоящему времени, появляются новые материалы, в значительной степени уточняющие имеющиеся представления. К примеру, группой новосибирских геологов недавно показано, что нижнюю часть васюганской свиты, залегающую выше пласта $Ю_2^0$ и представляющую собой конденсированную глинистую пачку, следует обособлять в отдельный стратон, который предложено именовать «янской пачкой» со стратиграфическим объемом, соответствующим неполному келловею – самым низам нижнего оксфорда [144]. Считается, что янская пачка, мощностью от первых метров до 22-23 м, является покрышкой III-IV класса, способной надежно удерживать нефть и ненадежно экранировать газ. Благодаря особенностям своей литологии, геофизическим параметрам (ПС, индукционный каротаж, ДС, НГК, естественная радиоактивность) пачка уверенно прослеживается в районах распространения васюганской, абалакской и точинской свит [145].

В последних решениях МСК [92] описание рубежа между тюменской свитой и вышележащими отложениями дается следующим образом. «На западе (Западной Сибири, прежде всего в Шаимском НГР. – *Авт.*) в зонах латериального контакта абалакских глин и песчаной вогулкинской толщи в

абалакской свите выделяются продуктивные пласты, нижний из которых (в основании свиты) рассматривается как базальный песчано-алевролитовый пласт $П_3$ и отвечает так называемой «кадоцерасовой» трансгрессии, приходящейся на конец бата – начало келловея. Стратиграфическое положение нижней границы пласта на основе датировок по находкам в многочисленных скважинах микро- и макрофауны принимается сейчас в верхах верхнего бата. ... Судя по палеонтологическим данным, пласт $П_3$ по стратиграфическому объему соответствует пласту $Ю_2^0$ общепринятой классификации» (с. 84). И далее, при характеристике васюганского горизонта: «Подошва пласта $Ю_2^0$, развитого почти повсеместно в зоне распространения морских образований верхов бата и келловея, близка к изохронной...» (с. 93).

При всей четкости и квазиизохронности границы малышевского (верхи тюменской свиты) и васюганского (в Шаимском НГР абалакская и даниловская свиты) горизонтов, ее выделение в конкретных скважинах нередко вызывает затруднения. «На практике зачастую трудно отличить на каротажных диаграммах алевролиты и песчаники верхов тюменской свиты от таковых из низов васюганского горизонта. *Макроскопически в керне эти песчаники хорошо различимы* (курсив наш. – *Авт.*). Именно с трудностью разграничения по каротажу песчаников верхов тюменской свиты ($Ю_{2–3}$), содержащих иногда отдельные прослои с батской морской макро- и микрофауной, и низов васюганского горизонта ($Ю_2^0$) связаны нередкие находки в конкретных скважинах морской фауны келловея и повышенное содержание Classopollis в палинокомплексах из пластов $Ю_{2–3}$ тюменской свиты. Особенно часто такая ситуация возникает, если верхняя часть бата тюменской свиты (соответствующая регрессивному малышевскому горизонту) в разрезе редуцирована или вообще отсутствует [92, с. 93-94]. И еще: «На каротажных диаграммах довольно сложно проследить границу между тюменской и абалакской свитами, так же сложно проследить эту границу и по керну скважин (? – *Авт.*), так как литологический облик пород очень схож» [72].

Завершив краткий экскурс самого общего характера, определимся, как *литологически* (в самых общих чертах) может быть представлена граница тюменской свиты с перекрывающими отложениями. При этом учтем, что заметного стратиграфического или углового несогласия при полном разрезе чехла не имеется, а келловей-верхнеюрские отложения собственно плитного чехла начинаются морскими отложениями абалакской свиты, локально замещающимися преимущественно грубозернистыми породами вогулкинской толщи (см. гл. 1).

Возможные варианты соотношения пород на границе свит, в то же время являющейся и рубежом глобальной перестройки тектонического режима, показаны на рис. 7.5.

Охарактеризуем четыре варианта соотношений, показанных на рис. 7.5, на конкретных примерах.

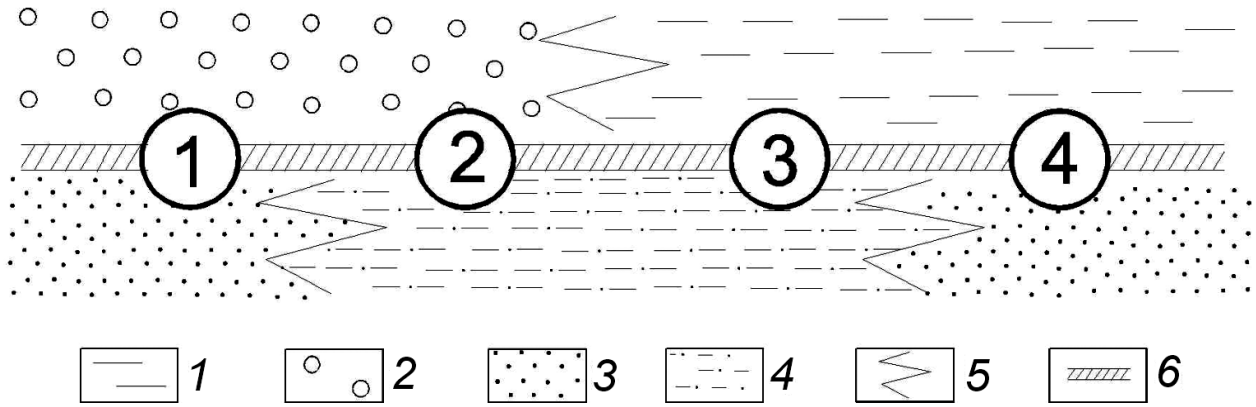


Рис. 7.5. Модельные варианты соотношения отложений тюменской свиты с перекрывающими (см. также рис. 1.7):

1 – алевроаргиллиты абалакской свиты; *2* – песчаники и гравелиты с прослоями известняков вогулкинской толщи; *3* – песчаные отложения тюменской свиты (коллектор $Ю_2$); *4* – тонкозернистые, преимущественно алевритовые отложения тюменской свиты; *5* – замещение отложений по латерали; *6* – стратиграфическая граница, имеющая временной объем (показано мелкой штриховкой).

Цифры в кружках – варианты соотношений, описываемые в тексте

Вариант 1. Учитывая локальное распространение вогулкинской толщи, а также сам механизм ее формирования, связанный с интенсивным размывом «лысых гор» - останцов Шаимского мегавала, данный вариант уже характеризуется нешироким площадным развитием. Более того чаще реализуется вариант 2 (см. рис. 7.5), что будет описано ниже. Тем не менее, 1-й вариант имеет место для своей локализации – и тем более он трудно распознаваем. Для примера можно привести сведения по скв. 11126 Усть-Ахской площади (фототаблица XIX). Действительно, в случае отсутствия керна установление этого контакта выглядело бы проблематичным.

Вариант 2 (фиг. 1-3 в фототабл. XX). Как указано выше, верхняя часть тюменской свиты часто реализуется в «угольном» виде, что обусловлено предваряющей трансгрессию стабилизацией (заболачиванием) ландшафта. Существенные различия пород в физико-механическом плане, а также большой перепад в гипсометрических отметках палеорельефа предопределяет ряд особенностей контакта, которые отражены в приведенных образцах и развернутых подписях к ним.

Вариант 3 (фиг. 4 в фототабл. XX и фиг. 1, 2 в фототабл. XXI). Будучи наиболее распространенным, имеет весьма разный характер. Может быть представлен плоскостью, по сути не имеющей толщины (фиг. 4 в фототабл. XX), но чаще имеет некоторую линейную характеристику по вертикали (фиг. 1 в фототабл. XXI). Даже при существенном различии в структурно-текстурных особенностях пород (фиг. 2 в фототабл. XXI) временны́е перерывы имели весьма небольшую длительность, что следует из характеристики собственно контактов, данной в подрисуночных подписях.

Вариант 4 (фиг. 3, 4 в фототабл. XXI). Распознается легче всего, в том числе и по кривым ГИС. Как видно из приведенных примеров, также имеет свой третий параметр – толщину. Последний реализуется как собственно в линейно-вертикальном и в сочетании литологической и временно́й составляющих (фиг. 3: «зубчатое» скольжение слоев в соответствии с законом Головкинского [3, 94]).

Показом того, что непосредственный контакт часто имеет третий параметр измерения – толщину, мы непосредственно подошли к вопросу об оценке ее геологической значимости. Данный вопрос имеет достаточно важное значение при корреляции отложений, особенно для сопоставления разрезов удаленных площадей и участков. Для иллюстрации данной проблемы в фототабл. XXII приводятся сведения по «пограничному» горизонту, условно имеющему келловейский возраст, на примере скв. 10650 Ловинского месторождения. Достаточно очевидно, что при наличии керна установление границы тюменской и абалакской свит принципиальных затруднений не вызывает. Соответственно, эта граница может быть достаточно уверенно идентифицирована и на близлежащих участках.

Наконец, завершая раздел, приведем некоторые уже опубликованные сведения, *верифицирующие* (по меньшей мере для нас) изложенные выше данные. Важным здесь является то, что параллельно с литологическими исследованиями было проведено микрофаунистическое изучение отложений абалакской свиты, подтвердившее излагаемую концепцию [12].

В числе других нами изучена скв. 26 Западно-Тугровского месторождения (см. табл. 2.1). Здесь абалакская свита с отчетливым контактом, проходящим на глубине 2150,0 м, залегает на континентальных сероцветных алевролито-песчаных отложениях тюменской свиты. В самой подошве абалакской свиты выделяется незначительный по мощности (до 7 см) базальный интервал, нижняя часть которого представлена на образце, показанном в фототабл. XXIII. С эрозионными «карманами» глубиной до 1 см данный интервал залегает на ритмично-горизонтально-слоистых алевролитах тюменской свиты. Сам базальный интервал представлен плохо сортированным крупнозернистым алевролитом с включениями пиритовых зерен и стяжений и в принципе соответствует дистальной части вогулкинской толщи.

Контакт абалакской и тюменской свит, наблюдаемый непосредственно в керне, описан в подписи к фототабл. XXIII. Будучи представлен в виде весьма неровной плоскости с «нулевой мощностью», он тем не менее соответствует некоторому возрастному (временно́му) периоду сложной структуры. Первый промежуток ненаблюдаемого, т.е. не овеществленного в породном виде времени относится к границе 1-го и 2-го интервалов (см. фототабл. XXIII). В это время континентальные осадки тюменской свиты были погружены на дно вновь формирующегося морского водоема (видимо, разница высот составила первые десятки метров) и незначительно эродированы. В любом случае, перед новым этапом закрепления осадков (интервал 2) поверхность дна водоема была неровной, и здесь обитали сверлящие организмы (норка гипихниона). Длительность этого перерыва в осадконакоплении была невелика и составляла

Фототаблица XIX. Контакт отложений вогулкинской толщи с песчаниками тюменской свиты

Фиг. 1 (рис. 7.6).

Фрагмент колонки скв. 11126 (Усть-Ахская площадь):

1 – алевроаргиллиты абалакской свиты; *2* – грубозернистые породы вогулкинской толщи; *3* – углистые алевролиты; *4* – алевролиты; *5* – тонко-, *6* – мелко- и *7* – среднезернистые песчаники тюменской свиты.

Цифры в кружках – номера образцов: 2 – фиг. 2; 3 – фиг. 3

Фиг. 2.

Непосредственная граница свит (положение образца см. на фиг. 1 (рис. 7.6)).

Основная (нижняя) часть - песчаник тонкозернистый, хорошо сортированный. Мелкая косая однонаправленная слабосрезанная слоистость подчеркнута небольшим количеством тонкой органики. Фация речных выносов в открытый озерный водоем (ОВД).

Перекрыт с локальным размывом и инъекционным внедрением («просыпанием»), грубозернисто-гравийным плохо сортированным материалом недальнего переноса. В левой верхней части те же инъекции послойны, что фиксирует отсутствие глубокого размыва. Об этом же свидетельствует и более грубая самая верхняя серия песчаника: в ее верхней части контакт почти сингенетичен

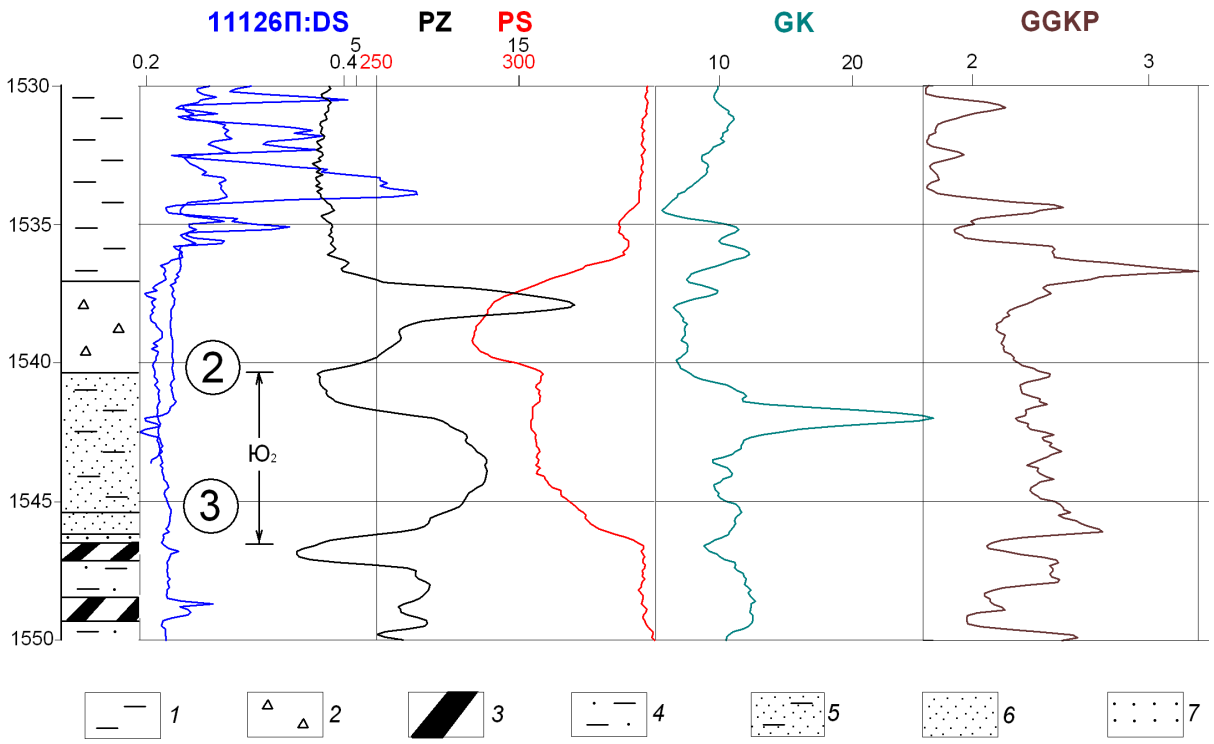
Фиг. 3.

Положение образца показано на фиг. 1 (рис. 7.6).

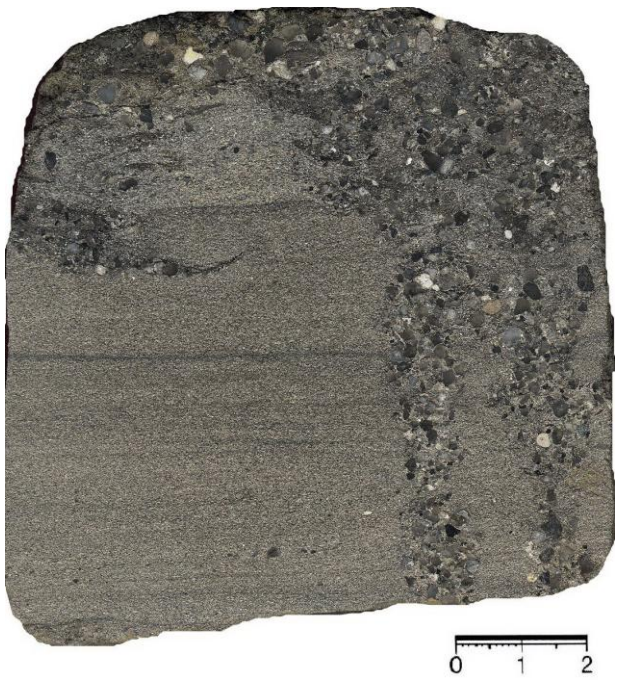
Нижняя часть принципиально аналогична интервалу, показанному на фиг. 2. Несколько более крупный по размерности мелкозернистый песчаник, с несколько большим количеством растительной органики в виде мелкого детрита. Та же фация ОВД – речных выносов в открытый озерный водоем.

Верхняя часть - мелкозернистый среднесортированный песчаник с узловатой текстурой за счет крупного растительного детрита и нитевидных растительных остатков. Активная баровая отмель открытого озерного мелководья (фация ОВМ).

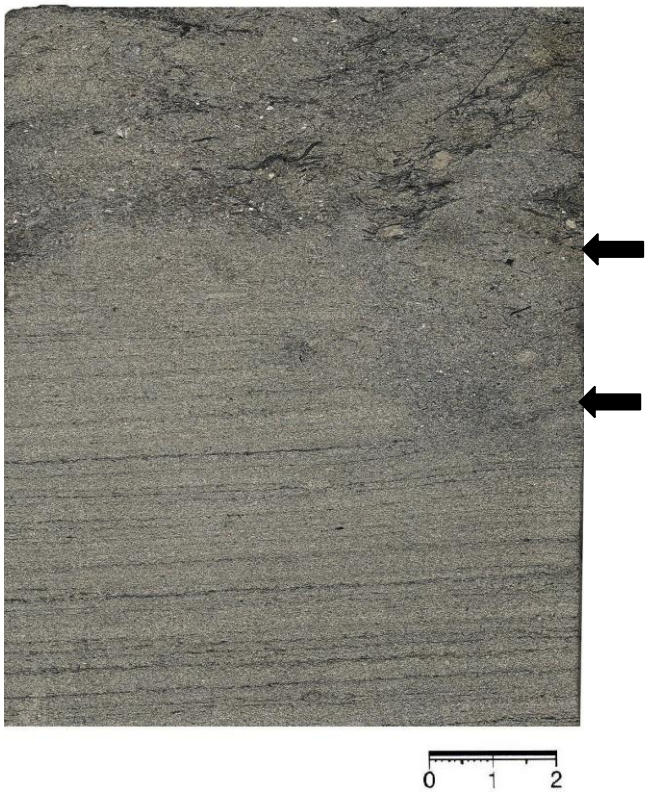
Контакт со слабой местной эрозией, в плоскости образца сформированной в два этапа (показаны стрелками)



Фиг. 1 (рис. 7.6)



Фиг. 2



Фиг. 3

Фототаблица XX. Контакт отложений вогулкинской толщи с тонкозернистыми отложениями тюменской свиты

Фиг. 1

Нижняя часть углистый алевролит с пятнистой текстурой за счет глинистых включений неправильной формы (фация ОЗП: см. фототабл. IX, фиг. 2). Верхняя часть – мелко-среднезернистый грауваккковый песчаник с узловатой динамичной текстурой.

На контакте - песчаные «колобки», свернувшиеся в своеобразные «шарикоподшипники» при латеральном смещении различно компетентных слоев. Сворачивание в «колобки» более жесткого песчаного материала однозначно свидетельствует о перемещении именно вогулкинской толщи.

Тальниковое месторождение, скв. 6825, глуб. 1752,4 м (положение образца см. на рис. 7.2, *б*)

Фиг. 2

Нижняя часть - мелкозернистый алевролит среднестабильной садки, с неотчетливым наслоением, редкими штрихами органики. Фация ОЗО (см. фототабл. X, фиг. 4). На него с интенсивным размывом налегает плохо сортированный тонко-мелкозернистый грауваккковый песчаник активной динамики (линзовидная текстура с интенсивными взмучиваниями). Контакт с перемывом на интервале 4-5 см, с привнесенной линзой угля.

Умытьинское месторождение, скв. 10535, глуб. 1654,0 м

Фиг. 3

Нижняя часть: зольный уголь с полосчатой текстурой за счет послойной син(диа)генетической сульфидизации. Верхняя часть – сложный микстит с оолитоподобной текстурой. В кварцево-слюдистом цементе большое количество неокатанных зерен и обломков пород фундамента основного состава.

Непосредственный контакт толщиной 2 см - облакоподобная сульфидизация придонного сингенетичного формирования, с преобразованиями в этап раннего диагенеза (неокатанные включения углистого материала и нижний контакт течениевого облика).

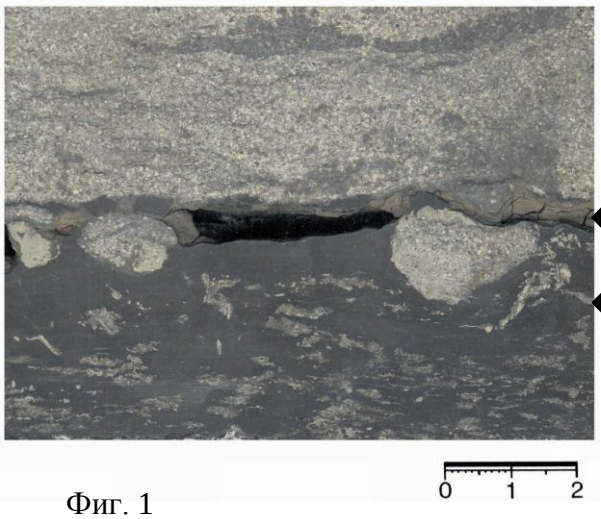
Тальниковое месторождение, скв. 6851, глуб. 1745,6 м

Фиг. 4

Нижняя часть: крупнозернистый алевролит - тонкозернистый песчаник со средней сортировкой материала и динамичной линзовидно-волнистой слоистостью. Последняя сформировалась как минимум двухстадийно. Наблюдаемый результат второй стадии – послойное перемещение первично консолидированного осадка. Верхняя часть – принципиально схожий по механизму формирования мелко-крупнозернистый алевролит с большим количеством фауны.

Непосредственный контакт неровной, бугристой формы, диастемального характера.

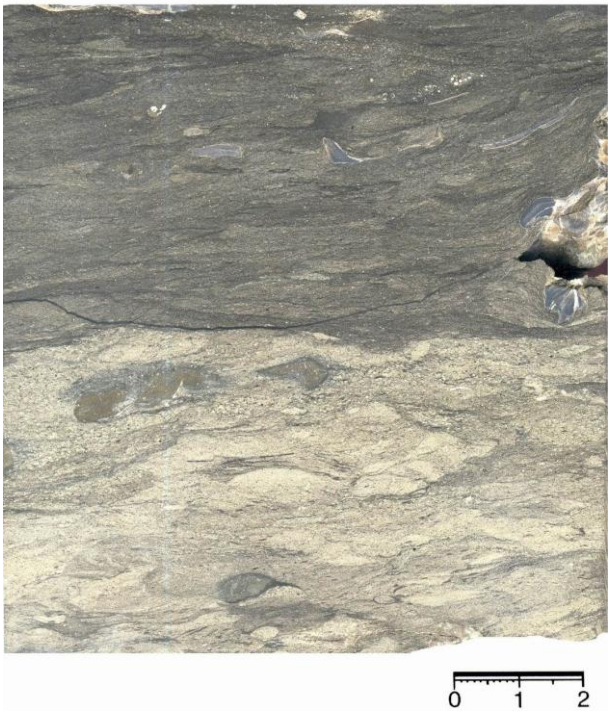
Даниловское месторождение, скв. 10570, глуб. 1819,2 м



Фиг. 1

Фиг. 2

Фиг. 3



Фиг. 4

Фототаблица XXI. Контакт тонкозернистых отложений абалакской свиты с тонкозернистыми (вверху) и песчаными (внизу) породами тюменской свиты

Фиг. 1.

Нижняя часть (1/3 образца): алевроаргиллит хорошей садки и массивной текстуры (фация ОЗУ-ОЗО: см. фототабл. X, фиг. 3). Верхняя часть (1/2 образца) - своеобразный подводный дистальный шлейф выноса. В тонкой алевроаргиллитовой основе - матриксе значительная доля переотложенных включений разного размера. Наиболее крупные «обмазаны» глинистой коркой во время довольно дальнего переноса.

Непосредственный контакт толщиной 3,3 см соответствует первому этапу трансгрессии - заполнению интенсивно опущенного дна водоема. Здесь активная переработка мелководных (генетически) осадков (контакт на нижней стрелке), сменяемая биотурбированными текстурами.

Восточно-Лазаревское месторождение, скв. 10682, глуб. 2139,3 м

Фиг. 2.

Нижняя часть (тюменская свита) – алевроаргиллит с хорошей сортировкой материала. В нижней части – линзовидные слойки среднесортированного песчаного материала, в верхней (ниже стрелки) – тонкая пологоволнистая слоистость. Фация БПП (см. фототабл. XIV, фиг. 2).

Верхняя часть – мелкозернистый алевролит со слабо выраженной линзовидно-волнистой слоистостью. В центре образца облакоподобная линза тонкозернистого песчаника.

Непосредственный контакт со слабым размывом глубиной 0,5 см, гипихниальными желобками. Выше - микровзмучивания.

Урайское месторождение, скв. 10905, глуб. 2099,4 м

Фиг. 3.

Нижняя часть – песчаник мелко-среднезернистый, довольно плохо сортированный. Неотчетливая косая слоистость; в верхней части слоя - глинистые катуны. Фация мелких прибрежных водотоков (КСР: см. фототабл. X, фиг. 1, 2). Верхняя часть - массивный алевроаргиллит абалакской свиты с глинисто-сидеритовыми шаровидными включениями.

Контакт с сингенетичным Z-образным наслоением, продвигающимся в плоскости образца справа налево. Боковое смещение на расстояние 10 см соответствует вертикальному намыву высотой 1 см.

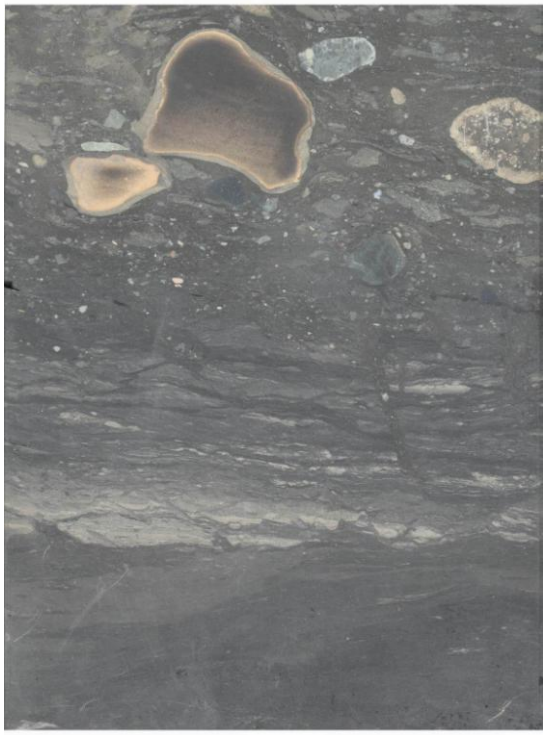
Тальниковое месторождение, скв. 10320, глуб. 1829,5 м (см. рис. 3.6)

Фиг. 4.

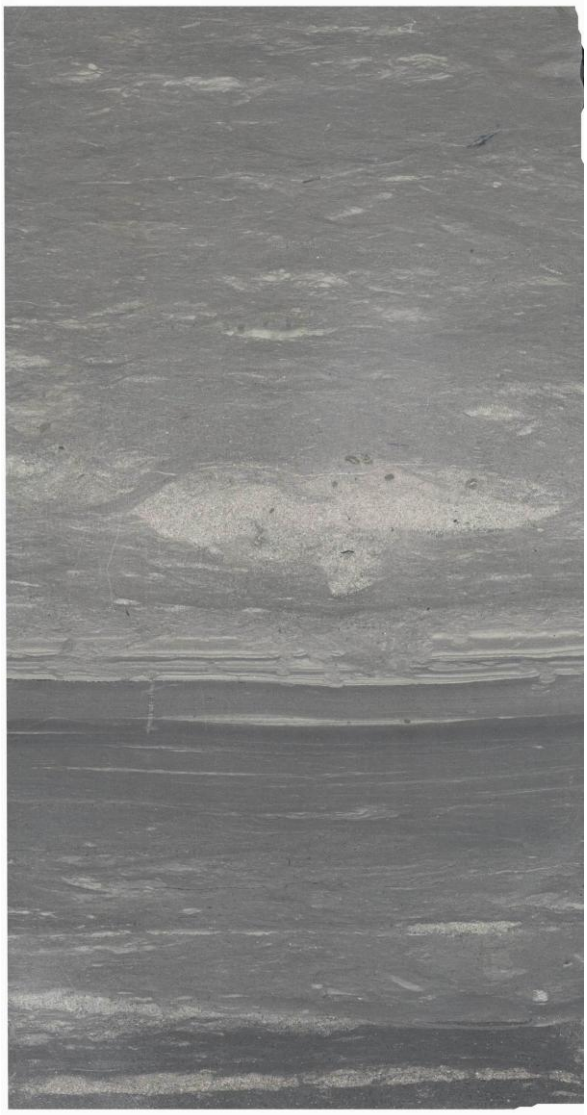
Нижняя часть (тюменская свита) - тонкозернистый хорошо сортированный песчаник. Слоистость тонкая, пологоволнистая, отчасти слабо срезанная, косоволнистая, подчеркнута небольшим количеством тонкой органики. Фация БПА (см. фототабл. XV, фиг. 2). Верхняя часть (1/3 образца) - массивный алевролит абалакской свиты.

Приконтактовый интервал толщиной 4 см – придонная переработка накапливавшегося тонкого алевритового материала, с ризоидоподобной текстурой. Непосредственный контакт имеет очень сложный рельеф, образованный в результате взрыхления слаболитифицированных осадков тюменской свиты, погруженных на довольно значительную глубину. По механизму формирования данный приконтактовый слой первого, инициального этапа трансгрессии близок к такому же интервалу на фиг. 4 фототабл. XX, а также переработке тюменской свиты в нижней части образца на фиг. 1 данной фототаблицы.

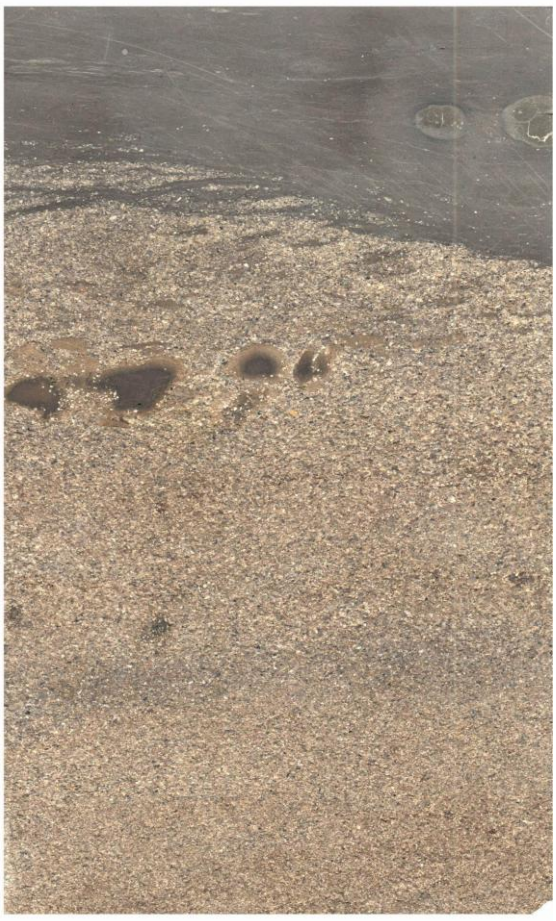
Урайское месторождение, скв. 10904, глуб. 2145,4 м



Фиг. 1



Фиг. 2



Фиг. 3

Фиг. 4

Фототаблица XXII. Трудно распознаваемый контакт абалакской и тюменской свит («келловейская трансгрессия»)

Фиг. 1. (рис. 7.7).

Фрагмент колонки скв. 10650 (Ловинское месторождение):

гранулометрический состав: *1* - уголь, *2* - аргиллит, *3* - мелкозернистый и *4* - крупнозернистый алевролиты, *5* - тонкозернистый и *6* - мелкозернистый песчаники, *7* - переслаивание разных типов;

фациальный состав: *8* - морские алевроаргиллиты абалакской свиты, *9* - «переходные» слои горизонта вогулкинской толщи; обозначения фаций тюменской свиты см. в табл. 5.1.

цифры в кружках - номера образцов, соответствующие номерам фигур

Фиг. 2.

Верхняя часть - алевроаргиллит абалакской свиты с внутренними ризоидоподобными глинисто-карбонатными стяжениями. С оплывинным контактом под углом к наслоению ≈30° залегает на мелко-крупнозернистом известковом алевролите динамичной текстуры (вогулкинская толща в дистальной части). Непосредственный контакт - с зоной локальной дезинтеграции, выше - глиняные катуны недальнего перемещения.

Глубина 2157,7 м, положение образца см. на фиг. 1

Фиг. 3.

Сложное сочетание разных механизмов и условий седиментации («пограничный» слой келловейской (?) трансгрессии):

1 – мелко-крупнозернистый довольно плохо сортированный алевролит с расплывчатой линзовидной (флазерной) слоистостью. Волнистый контакт с *RI*=15 (придонного течения);

2 - крупнозернистый плохо сортированный алевролит дистального выноса вогулкинской толщи (см. нижнюю часть образца на фиг. 2; особенно - катун в центральной части, схожий с описанными выше); контакт с перемывом и взмучиваниями, схож с контактами абалакской и тюменской свит, описанными для фиг. 2 и 4 в фототабл.XXI;

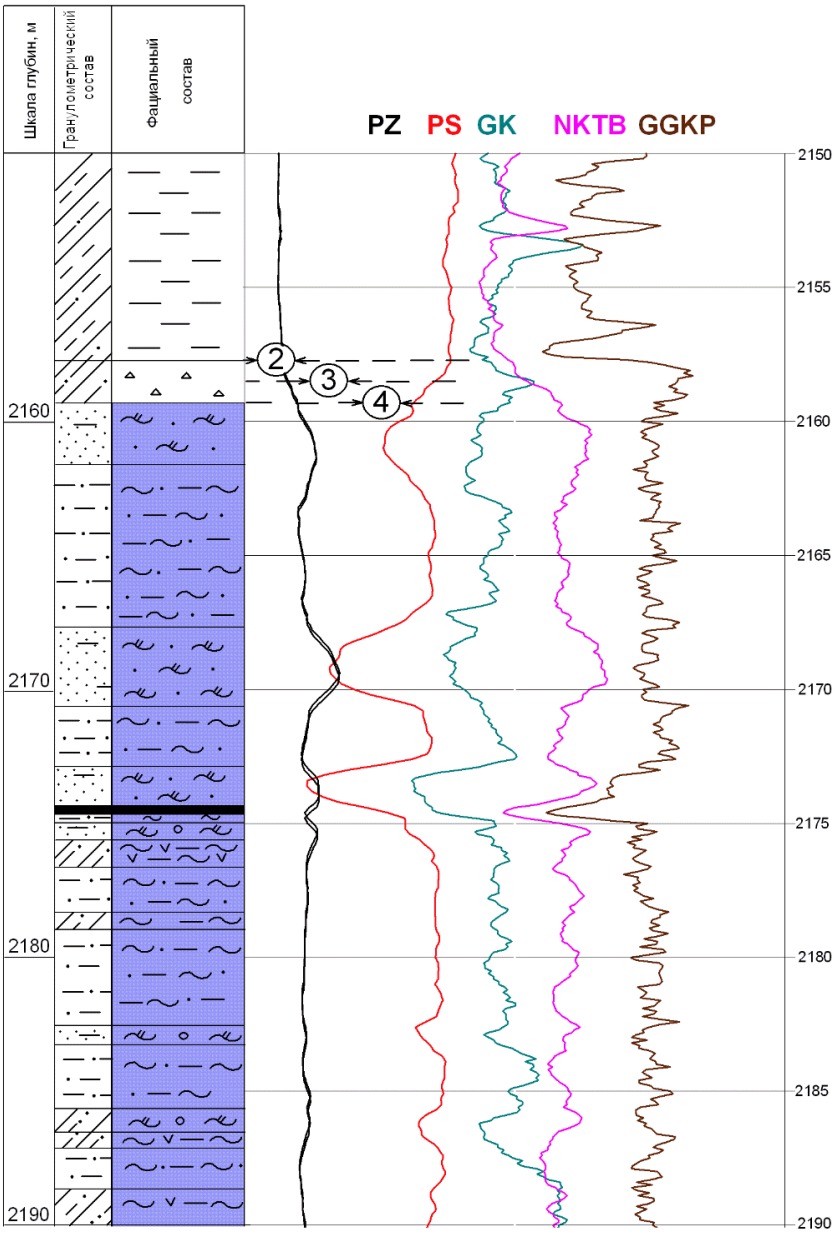
3 - мелкозернистый хорошо сортированный алевролит с толстой пологоволнистой слоистостью; относительно неглубокая часть «абалакского» моря.

Глубина 2158,8 м, положение образца показано на фиг. 1

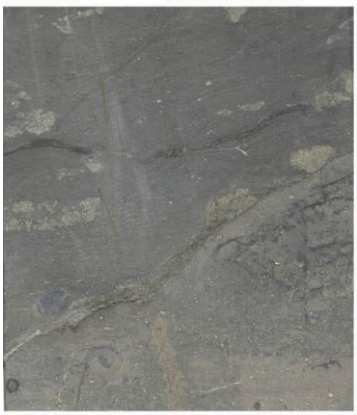
Фиг. 4.

Верхняя часть (4-5 см) – типичный крупнозернистый алевролит - тонкозернистый песчаник вогулкинской толщи. Сортировка материала плохая, мелкая сетчатая текстура. На верхнем сколе и контакте обрывки перемещенного аргиллита (механизм, аналогичный реализованному в образце на фиг. 1 фототабл. XXI). Основная (нижняя) часть - крупнозернистый алевролит хорошей садки, со слабоотчетливой различно волнистой слоистостью. Значительное количество корневых остатков закрепили данную отмель фации БПА, пронизанную ходами илоедов, в образце, близкую к фации БПА (см. фототабл. XV). Непосредственный контакт - с тонкой симметричной рябью волнения, с высоким индексом *RI* (более 15).

Глубина 2159,4 м, положение образца показано на фиг. 1



Фиг. 1 (рис. 7.7)



Фиг. 2

Фиг. 3

Фиг. 4

предположительно первые сотни лет. Данное предположение, с одной стороны, базируется на том, что осадки тюменской свиты были к началу нового этапа осадконакопления уже уплотнены и частично литифицированы. С другой стороны - невысокая степень уплотнения выражена в сигмоидной текстуре (слева внизу), как бы «объединяющей» отложения 1-го и 2-го интервалов. Пластичный тонкоалевритовый материал здесь из-под плотной аргиллитовой линзы перемещен вверх и продвинут (слева направо) в приконтактовую нижнюю часть 2-го интервала.

Новый этап осадконакопления абалакской свиты (интервал 2) происходил в условиях аккумулятивного ингрессивного заполнения подготовленной денудированной поверхности. Об этом свидетельствует инициальное заполнение канала глубиной 1,0 и шириной 1,5 см в правой нижней части образца (второй промежуток ненаблюдаемого времени, связанного уже с началом нового этапа седиментации). Промоина, имеющая «троговую» трапециевидную форму, имеет неровное дно, почти отвесные стенки и пульсационно заполнена относительно крупным песчано-алевритовым материалом. Первично консолидированные осадки тюменской свиты в противоположной части образца (нижняя правая плоскость) срезаются практически на ту же глубину. Именно эта амплитуда (8-10 мм) определяет глубину собственно эрозии погруженных на дно отложений тюменской свиты для изученного контакта.

Фактически здесь речь идет о переходном интервале между двумя свитами, о постепенном, хотя и маломощном переходе между ними, о постепенной, а не мгновенной смене континентального режима осадконакопления морским. Напомним, что в литературе контакт тюменской и абалакской свит или тюменской и васюганской чаще всего описывается как очень быстрый, резкий, линейный, трансгрессивный (так называемая «кадоцеросовая» трансгрессия: см. начало раздела), с элементами базального горизонта трансгрессии в подошве абалакской свиты, или с выраженным базальным горизонтом и размывом тюменских образований в подошве васюганской [139, 144 и др.]. Но в рассматриваемом случае такой характер контакта может свидетельствовать лишь о межслоевой диастеме не слишком значительной длительности.

В результате рассмотрения непосредственной границы тюменской свиты, сложенной внутриконтинентальными отложениями (охарактеризованными в гл. 5), с перекрывающими осадками морского генезиса (абалакская свита), можно определить следующее. 1. Непосредственный контакт обычно имеет свой третий линейный параметр – толщину, но она часто измеряется лишь сантиметрами, реже переходя в первые метры («пограничный» интервал условной «келловейской трансгрессии»). Будучи транслируемым в вогулкинскую толщу, он становится весьма распознаваемым, однако, является предметом особого рассмотрения. 2. Длительность перерывов на границе тюменской свиты и вышележащих отложений, судя по ряду многих признаков, очень невелика и не выходит за рамки первых сотен лет. Это принципиально соответствует длительности межслоевых диастем [3, 27]. 3. На описываемой границе происходит резкое углубление дна приемного водоема – от 0 ÷ 5 м и даже десятков метров (верхняя литораль с сероводородным зараже-

нием). Это находит выражение при любых палеогеографических реконструкциях [28].

Закономерно возникающий вопрос о причине столь быстрого увеличения столба воды за весьма краткий промежуток времени требует дальнейшего осмысления. Эвстатическое повышение уровня моря, связанное с открытием «перемычки» в северо-восточной части Шаимского НГР, могло дать превышение зеркала приемного водоема в первые метры. Опускание дна в связи с «долговременными движениями земной коры» [55, с. 23-32] обычно не превышают 1-3 мм/год, то есть за 1 тыс. лет могли составить те же первые метры. В то же время приводимые в той же работе Зд. Кукала возможные скорости трансгрессий в 120-150 м/год, а длительности некоторых из них для юрского периода 3-7 тыс. лет [55, с. 166] позволяют предполагать особую специфику развития рассматриваемой западной части Западно-Сибирского мегабассейна именно в данный период. По крайней мере, накопление слоя «келловейской трансгрессии» в скв. 10650 толщиной 1,7 м (интервал 2157,7-2159,4 м: см. фототабл. XXII) при скорости 1 мм/год, даже без учета диастем, произошло за 1 700 лет. За это время трансгрессия как раз могла «пройти» расстояние в 200-250 км (см. выше), удивительно соответствующее линейным размерам Шаимского НГР.

7.3. Формирование отложений: эквифинальная самоорганизация

В предыдущей работе, оценивая тюменскую свиту с позиций связующего звена в угленосных отложениях раннемезозойского возраста, имеющих широкое развитие в Северной Евразии, мы определили следующее: «…Установленные закономерности приводят нас к мысли о существовании некоего *алгоритма*, управляющего системой раннемезозойского осадко- и торфонакопления и приводящего ее к реализации одинаково построенных толщ» [117, с. 131]. Было также предположено, что «настоящее системы определяется не только ее прошлым, но формируется из будущего, «притягивается» аттракторами эволюции». Покажем, как новые полученные результаты укладываются в данные представления. При этом в ряде случаев они по сути предугаданы предшественниками в работах достаточно давних лет, а в других – только начали развиваться, причем не обязательно в осознанной синергетической концепции [90].

Как уже отмечалось в гл. 1, нижняя часть тюменской свиты в основном формировалась в условиях озерно-аллювиального ландшафта. Е. В. Шанцер, анализируя перстративный аллювий, определил, что «Смена грубопесчаных или гравийно-галечных отложений низов руслового аллювия более мелкозернистыми песчаными отложениями в его верхах, равно как и погребение руслового аллювия под супесями и суглинками пойменных фаций, еще ни в коем случае не является доказательством изменений режима потока и климата» [130, с. 184] (рис. 7.8).

Фототаблица XXIII. Контакт абалакской и тюменской свит в образце из керна скв. 26 Западно-Тугровского месторождения

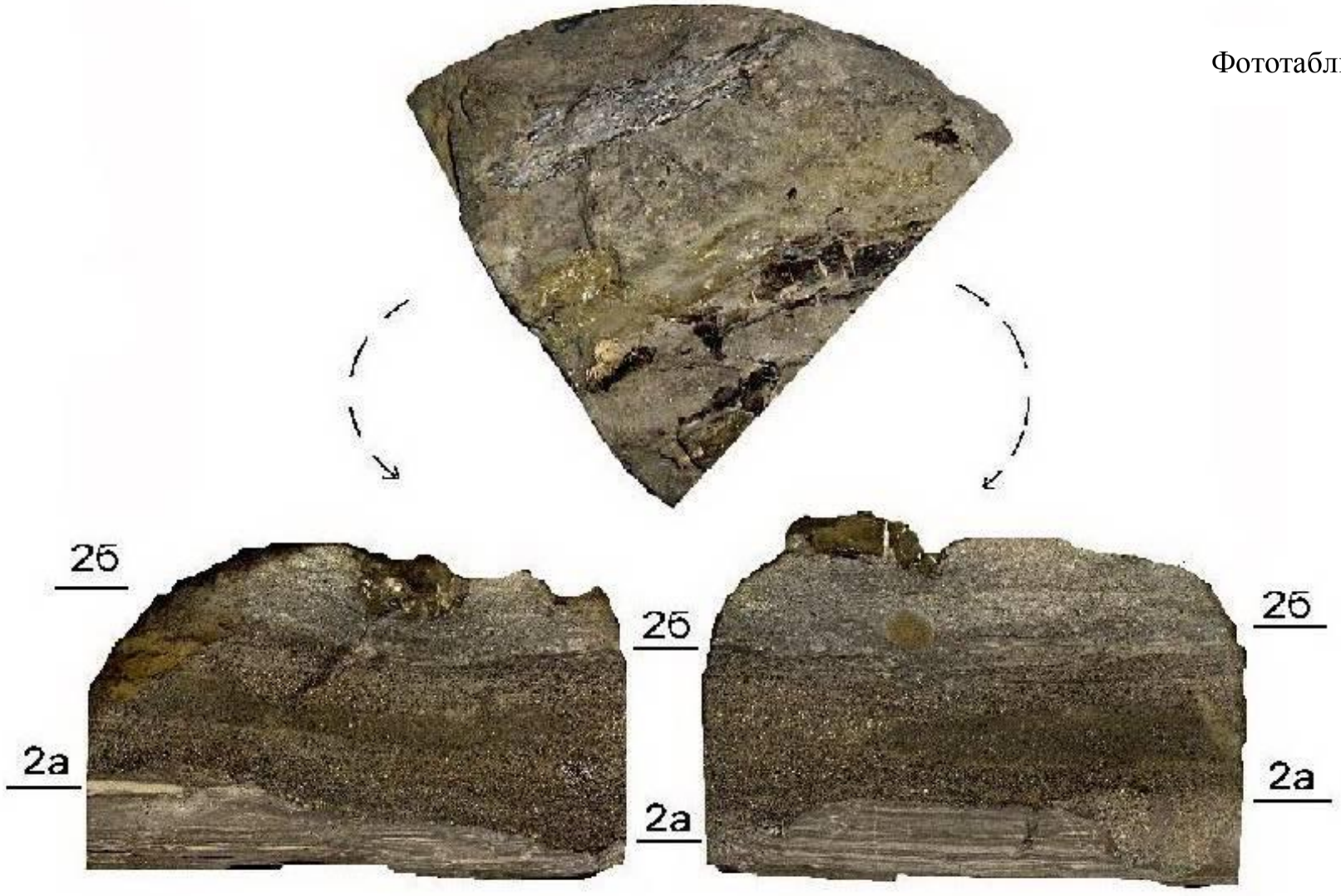
Фиг. 1. (рис. 7.7).

Контакт абалакской и тюменской свит в образце из керна скв. 26 Западно-Тугровского месторождения (глубина 2149,0 м)

Вверху - изображение неровного скола верхней поверхности образца с перекристаллизованными рострами белемнитов, расположенными параллельно волновой придонной ряби. Внизу: слева - плоскость, параллельная, а справа - перпендикулярная направлению перемещения материала, которое показано светлыми стрелками. Цифрами обозначены выделенные интервалы.

Интервал 1 – тонкозернистый алевролит весьма хорошей садки с тонкой неравномерной горизонтальной слоистостью за счет изменения цвета чередующихся пар слойков (озерный ленточный тип). Тюменская свита, горизонт пласта $Ю_2$.

Интервал 2 – мелко-крупнозернистый алевролит со средней и плохой сортировкой материала. Основание абалакской свиты, горизонт пласта $П_3$ вогулкинской толщи, соответствующий пласту $Ю_2$ востока Западной Сибири. Снизу вверх выделяется две серии слойков. В нижней серии (2 а) со средней мощностью 2 см наблюдается отчетливая толстая динамичная косоволнистая слоистость. На нижнем контакте с интервалом 1 (тюменская свита) интенсивная пиритизация. Верхняя, неполная серия (2 б) – с неотчетливой полого-линзовидной слоистостью и внутренними мини-перемывами, создающими пятнистую текстуру. Выше контакта серий – эллипсоидальная конкреция пирита со средним диаметром 4 мм (правое нижнее изображение)



Фиг. 1

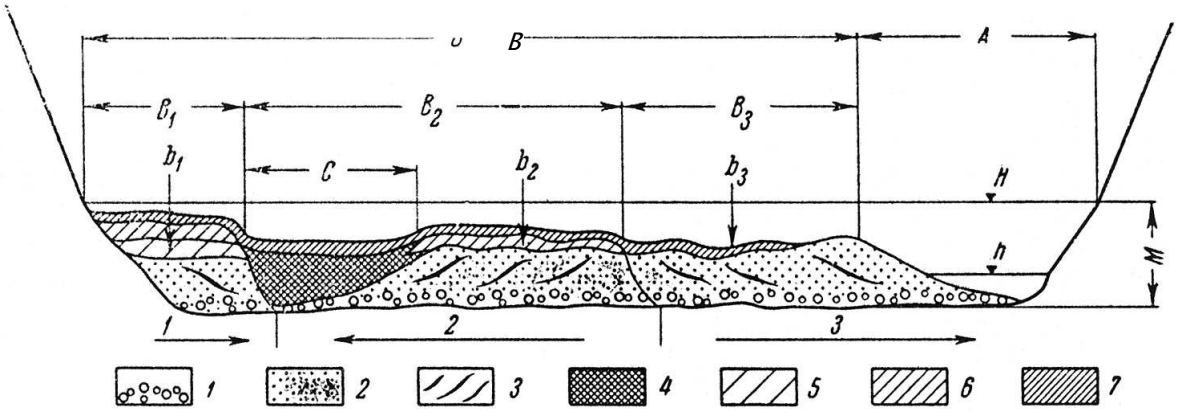


Рис. 7.8. Схема возрастных соотношений слоев в перстративном аллювии [130]:

A – русло; *B* – пойма; B_1, B_2, B_3 – разновозрастные сегменты поймы (стрелки с цифрами под рисунком показывают направление смещения русла в соответствующие их формированию отрезки времени); *C* – выполненная осадками старичная ложбина; *H* – уровень полых вод; *h* – уровень межени; *M* – нормальная мощность аллювия.

Русловый аллювий: *1* – грубые пески, гравий, галька; *2* – пески; *3* – прослои заиления; *4* – старичный аллювий, *5-7* – пойменный аллювий (разновозрастные горизонты, обозначенные на чертеже индексами b_1, b_2, b_3 и синхронные соответственно русловому аллювию в сегментах B_1, B_2, B_3)

Из этого следует, что изменение возраста образующих перстративный аллювий слоев происходит не «снизу вверх», а *по горизонтали* (!). «Следовательно, совершенно необязательно искать наиболее древние слои в низах, а наиболее молодые в верхах аллювиальной толщи. Они могут оказаться расположенными на одном и том же уровне в разных частях единой поверхности аллювиальной террасы» [130, с. 184]. Для констративного же аллювия (см. рис. 5.5) «… «многоярусность» или «цикличность» аллювиальных толщ повышенной мощности отнюдь не обязательно свидетельствует о колебательном ходе тектонических движений или о периодических изменениях режима потока и климата, ибо обусловлена в основном внутренней динамикой самого процесса аккумуляции. В частности, следует особо подчеркнуть, что *границы размыва, отделяющие пачки аллювия в подобной констративно построенной толще, как правило, не должны толковаться в качестве следов длительных перерывов в осадконакоплении и соответствующих им фаз усиления донной эрозии* (курсив наш. – *Авт.*)» [130, с. 189].

Эти тонко и точно сформулированные закономерности по сути верифицированы нашими геохимическими исследованиями песчаников, имеющих в большей части аллювиальный генезис (см. гл. 4). Они, пройдя не более 1 этапа рециклинга (см. п. 4.2) в виде доставки материала непосредственно на территорию Шаимского НГР, *многократно переработаны* в результате миграции речных русел уже in situ. Кстати, этим же объясняется и их существенно аркозовый состав.

Иначе происходила переработка тонкозернистого материала, что в последние годы детально проанализировано А. Л. Бейзелем [19 и др.]. Это хорошо показано на рис. 7.9, отображающем принцип действия береговой зоны

как *барьера*. Не будем вдаваться в разбор деталей данного механизма (особенно с позиций инверсии характера литоциклов и полярного изменения положения в них песчаных коллекторов: это показано нами в работе [3]). Укажем лишь, что предложенная модель полностью соответствует нашим представлениям о генезисе осадков макрофаций заливов (БЗ) и полуизолированного прибрежного мелководья (БП), изложенным в гл. 5, а сведения по геохимии алевроаргиллитов (см. п. 4.2) верифицируют длительную переработку глинисто-алевритового материала в береговой барьерной зоне.

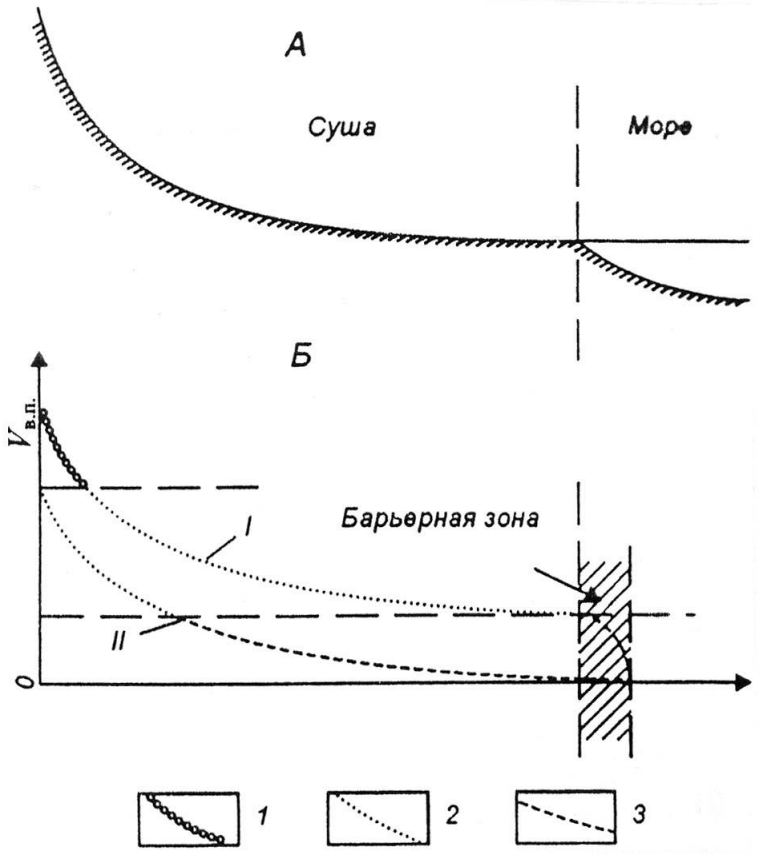


Рис. 7.9. Внемасштабный гипсометрический профиль (*А*) и схема распределения скоростей водных потоков вдоль него [19]: $V_{В.П.}$ – скорость водных потоков; *I* – график скоростей в начальной стадии цикла; *II* – график скоростей в конечной стадии цикла; критические скорости осаждения осадков: *1* – гравийно-галечных, *2* - песчано-алевритовых, *3* – илисто-глинистых

Добавим к изложенному, что «излишек» времени, при признании скоростей древнего и современного осадконакопления адекватными, легко микшируется многочисленными диастемами, что описано нами в работе [3].

Таким образом, на этих двух примерах показано, что седиментологические механизмы для обеспечения алгоритма, управляющего системой осадконакопления в режиме самоорганизации (см. начало раздела), несомненно, имеются. Еще одним примером может служить концепция лагунно-*барового* осадконакопления, разработанная Г. А. Ивановым [39] и показанная в п. 5.2.4. В целом же для описания данного механизма удачно подходят понятия, используемые в теории катастроф [14], что, в частности, показано в статье [7]. Так, например, формированию осадочных (в т. ч. и прежде всего угленосных, в силу косности биоты) толщ, свойственно явление *затягивания потери устойчивости* при бифуркации динамических систем. Оно заключается в том, что после того как некий «… параметр прошел через бифуркационное значение, соответствующее рождению цикла, т. е. мягкому

возникновению автоколебаний, система остается в окрестности потерявшего устойчивость состояния равновесия еще некоторое время, за которое параметр успевает измениться на конечную величину. И лишь затем система скачком переходит на родившийся в момент бифуркации автоколебательный режим, так что потеря устойчивости кажется жесткой» [14, с. 27].

Отметим, что часто наблюдаемое завершение разреза тюменской свиты угольными прослоями (см. п. 7.2) верифицирует это положение. Кстати, данное *затягивание*, по нашему мнению, является *инвариантным* для основных седиментологических уровней организации геологических тел. Именно им и обеспечиваются *перерывы* в слоенакоплении – от внутрислоевых диастем до достаточно крупных «скачкообразных» перемещений в основании тюменской свиты Шаимского НГР. В принципе это соответствует модели *гистерезиса* (рис. 7.10), о чем мы уже говорили выше (см. п. 6.1).

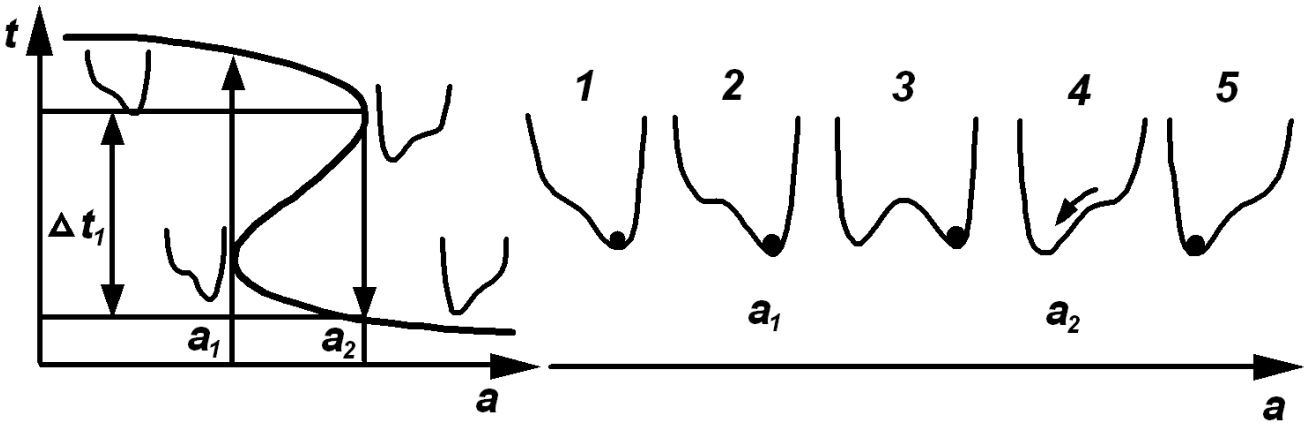


Рис. 7.10. Изменения состояния системы (*a*, *t*) при изменении состояния *a* [61].

Вверху цифрами от *1* до *5* показана яма, в которой находится шарик с большим коэффициентом трения. При последовательном изменении конфигурации дна ямы от положения, обозначенного цифрой *1* до прямо противоположного (*5*), в некоторый момент (*4*) шарик вкатывается в противоположный максимум, а система делает катастрофический скачок с величиной Δt_1

Важнейшим выводом из показанного является именно скачкообразное (Δt_1 на рис. 7.10) изменение состояния при исчезающе малом изменении управляющего параметра. Применительно к верхней границе тюменской свиты в Шаимском НГР это и зафиксировано резким опусканием дна приемного водоема, в частности, приведшего к супербыстрому (в геологическом, естественно, плане) погружению «сверхмелководных» обстановок в довольно глубоководную ситуацию. Тем самым сработал, и весьма своеобычно – «эффект памяти»: механизм осадконакопления (генетический тип) остался тем же, а обстановка (фация) кардинально изменилась. Для подтверждения изложенного достаточно сравнить образцы, показанные в фототабл. XVII (фиг. 5) и XXI (фиг. 1): при одинаковом внешнем облике и близких признаках, они знаменуют начало абсолютно разных этапов осадконакопления и отвечают разным обстановкам (фациям).

Ранее мы уже констатировали, что поиск некоей общей цели, единого механизма развития, существующего вне (над) самоорганизацией и определяющего общую «стрелу» эволюции (в предельном случае это некий *дизайнер*) приводит ряд исследователей к высказываниям, которые, на наш взгляд, весьма перспективны в геологии вообще, и в литологии – в особенности. Так, новое появляется в результате бифуркаций как эмерджентное и непредсказуемое, и в то же время новое «запрограммировано» в виде спектра возможных путей развития, дискретного спектра относительно устойчивых структур – аттракторов эволюции [43]. Тем самым настоящее системы определяется не только прошлым, но и «притягивается» из будущего (!). Для верификации собственных идей и результатов приведем развернутую цитату из новейшей работы тех же авторов. «Важнейшим в синергетике является представление о структурах-аттракторах эволюции как реальных формах организации среды, на которые выходят процессы эволюции в ней. Если система (среда) попадает в поле притяжения определенного аттрактора, то она неизбежно эволюционирует к этому относительно устойчивому состоянию (этой структуре). С определенного класса начальных возмущений системы (среды) имеет место выход на эту структуру. Это представление фактически было предугадано Людвигом фон Берталанфи, который выдвинул идею о том, что открытые биологические системы обладают свойством *эквифинальности* (лат. *aequus* - равный), т. е. они способны достигать определенного конечного состояния независимо от вариаций в некоторых пределах начальных условий … Парадоксально, что это метастабильно устойчивое будущее состояние системы как бы притягивает, организует, формирует, изменяет наличное ее состояние» [44, с. 130].

В первой книге [117], рассматривая конвергентность нижнемезозойских угленосных толщ на примере тюменской свиты Шаимского НГР, мы остановились на том, что синергетические представления преимущественно выходят за рамки «фактурной» работы (с. 131). Изложенное в представленной книге существенно, на наш взгляд, продвигает нас по пути познания механизмов самоорганизации. В то же время в большей степени они также относятся к собиранию той «фактуры», которая позволит перейти к пониманию и описанию синергетики исследуемых процессов на следующих этапах фациально-*циклических* исследований (см. п. 2.1).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В представленной работе содержится первая полная характеристика состава и условий формирования отложений тюменской свиты Шаимского нефтегазоносного района. Уступая по широте охвата материала работам по нижней – средней юре юго-востока Западной Сибири [99] и Западно-Сибирской провинции в целом [28], она отличается от них последовательным освещением материала в едином ключе и на единой основе фациально-циклического анализа. Будучи разработанным полвека назад на материале среднего карбона Донецкого бассейна, данный метод апробирован на многих угленосных толщах раннемезозойской эпохи, окружающих Западно-Сибирскую плиту. Для глубокозалегающих отложений, имеющих практическую значимость с точки зрения нефтегазоносности, такое широкое использование метода, чаще называемого литолого-фациальным анализом, реализовано впервые.

Достаточно подробно рассмотрены основные элементы методики литолого-фациальных исследований – от характеристики диагностических признаков отложений до построения колонок скважины. Показаны неоспоримые преимущества логарифмической шкалы при определении гранулометрических типов пород и необходимости учета регламентированного комплекса признаков при выделении литологических типов. На конкретных примерах и общими расчетами охарактеризован гранулометрический состав отложений тюменской свиты.

Детальная геохимическая характеристика отложений, включая метод ICP-MS, предоставила обширную информацию для реконструкции условий формирования отложений. Многократная переработка наиболее тонкозернистых пород (алевроаргиллитов, со средним размером частиц менее 0.008-0.016 мм) косвенно подтвердила обилие диастем в строении отложений. Уверенно определен состав пород – источников сноса (граниты и гранитоиды); установлено снижение зрелости алюмосиликатов снизу вверх по разрезу тюменской свиты.

На материале более 50 скважин, вскрывших с полным отбором керна отложения тюменской свиты, предложена схема фациального расчленения отложений. Все выделенные фации охарактеризованы мини-атласом в виде 10 фототаблиц, включающих 40 сканированных изображений образцов керна. Петрографическая характеристика песчаников подтвердила правильность полевой диагностики ряда обстановок осадконакопления.

Большое внимание уделено многоаспектной *верификации* фациальных реконструкций, что особенно важно для усиленного применения изначально генетических (а следовательно, неизбежно субъективных) построений. По сути мы зашли далеко за рамки «обычных» фациальных исследова-

ний, уделив столь много места *самопроверке* изложенных данных[*)]. Тем самым мы старались привлечь внимание к работоспособности использованного и давно апробированного метода. Более того, с нашей точки зрения, он единственный, способный решать сложные задачи реконструкции условий осадконакопления нижнеплитного этажа Западно-Сибирского осадочного мегабассейна. Без этого же решения поиск ловушек преобладающего неструктурного типа как минимум затруднителен.

Пример решения конкретных задач дан в заключительной главе, где в модельном виде и «на образцах» охарактеризованы стратиграфические границы тюменской свиты. Предложенная модель ее непосредственного контакта с доюрским фундаментом отражает ингрессивный характер вовлечения территории Шаимского НГР в процессы юрского осадконакопления. В разрезе «скачки» ингрессии, отраженные ступенеобразной редукцией нижней части тюменской свиты, составляют величину, адекватную толщине литоциклов II порядка (25-40 м). Верхняя граница тюменской свиты реализована в нескольких вариантах, в целом отражая резкую (s. lato) смену в условиях и обстановках осадконакопления. Общая валидность внутриконтинентальной сложнопостроенной данной толщи среднеюрского возраста охарактеризована с позиций нелинейных представлений и самоорганизации, удачно вписываясь в концептуальную картину синергетического мировидения. Особенно актуальным выглядит представление не только об эквифинальности процессов, но и о «притягивании» настоящего системы из ее будущего [44].

Изложенные сведения дают необходимую и достаточную основу для дальнейших геологических построений: изучения смены выделяемых фаций по разрезу (цикличность), латерали (палеогеография) и т. д. Их главное значение – создание надежного геологического «каркаса» рассматриваемой территории Шаимского НГР, одновременно с его «встраиванием» в общие представления о формировании Западно-Сибирского осадочного мегабассейна.

[*)] Почти всегда литолог просто останавливается на установлении каких-то отличий слоя или стратона в смежных местах, то есть просто на констатации самой фации («лица») [124].

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев В.П. Литолого-фациальный анализ. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2002. 147 с.
2. Алексеев В.П. Классический литолого-фациальный анализ как базовый метод при изучении состава и условий формирования раннемезозойских отложений Западно-Сибирской плиты // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО (шестая научно-практ. конф.). Ханты-Мансийск, 2003. Т.1. С. 145-150.
3. Алексеев В.П. Литологические этюды. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2006. 149 с.
4. Алексеев В.П. Использование методики фациально-циклического анализа угленосных толщ при изучении нефтегазоносных объектов // Науковый вісник НГУ. 2005. № 6. С. 62-64.
5. Алексеев В.П., Газалеев С.С., Свечников Л.И. Геохимические показатели отложений тюменской свиты Шаимского нефтегазоносного района: верификация литолого-фациальных исследований // Известия УГГУ. Вып. 19. Сер.: Геол. и геоф., 2004. С. 94-103.
6. Алексеев В.П., Кошевой В.Н., Кривихин С.В., Русский В.И., Свечников Л.И. Нижнемезозойские терригенные отложения Уральской складчатой системы и Западно-Сибирской плиты с позиций угленефтегазоносности // Геология угольных месторождений. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2002. Вып. 12. С. 57-66.
7. Алексеев В.П., Печеркин М.Ф., Савенко В.А. Циклостратиграфия отложений тюменской свиты Шаимского нефтегазоносного района // Состояние, тенденции и проблемы развития нефтегазового потенциала Западной Сибири (Материалы Международной акад. конференции). Тюмень, 2006. С. 371-375.
8. Алексеев В.П., Русский В.И., Федоров Ю.Н. Фациальный состав отложений тюменской свиты в ракурсе многоаспектной верификации генетических исследований // Горные ведомости. 2006. № 8 (27). С. 30-43.
9. Алексеев В.П., Русский В.И., Федоров Ю.Н., Газалеев С.С., Печеркин М.Ф., Свечников Л.И. Значимость и разрешающая способность литолого-фациального анализа при изучении терригенных отложений: проверка гипотезы // Геология угольных месторождений. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2003. Вып. 13. С. 55-66.
10. Алексеев В.П., Федоров Ю.Н., Газалеев С.С., Русский В.И., Свечников Л.И., Хакимов А.Ф. История формирования отложений тюменской свиты Шаимского нефтегазоносного района // Геология угольных месторождений. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2004. Вып. 14. С. 130-139.
11. Аллювиальные отложения в угленосной толще среднего карбона Донбасса. М.: Изд-во АН СССР. 1954. 296 с. (Труды ИГН АН СССР. Вып. 151).
12. Амон Э.О., Алексеев В.П., Савенко В.А. О строении низов абалакской свиты на севере Шаимского нефтегазоносного района Западной Сибири // Состояние, тенденции и проблемы развития нефтегазового потенциала За-

падной Сибири: Материалы Международной акад. конференции. Тюмень, 2006. С. 63-68.
13. Аркелл В. Юрские отложения земного шара: Пер. с англ. М.: Изд-во ИЛ, 1961, 801 с.
14. Арнольд В.И. Теория катастроф. М.: Наука, 1990. 128 с.
15. Атлас литогенетических типов угленосных отложений Алдано-Чульманского района Южно-Якутского каменноугольного бассейна / А.В. Александров, В.М. Желинский, В.Н. Коробицына, Ш.А. Сюндюков, В.И. Фролов. М.: Наука, 1970. 226 с.
16. Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна / Л.Н. Ботвинкина, Ю.А. Жемчужников, П.П. Тимофеев, А.П. Феофилова, В.С. Яблоков. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 368 с.
17. Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Часть 1. Обломочные и глинистые породы. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 578 с.
18. Батурин В.П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1947. 340 с.
19. Бейзель А.Л. Изменения интенсивности сноса осадков – основной фактор образования осадочных комплексов (на материале юры Западной Сибири) // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2006. № 5-6. С. 34-44.
20. Белозеров В.Б., Иванов И.А. Кинематическая модель осадконакопления отложений платформенного чехла Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 8. С. 781-795.
21. Ботвинкина Л.Н. Слоистость осадочных пород. М.: Изд-во АН СССР. 1962. 542 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 59).
22. Ботвинкина Л.Н. Методическое руководство по изучению слоистости. М.: Наука, 1965. 260 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 119).
23. Ботвинкина Л.Н. Текстурный анализ и перспективы его развития // Литология и полезные ископаемые. 1965. № 2. С. 5-18.
24. Ботвинкина Л.Н. Ритмит – особый текстурный тип породы смешанного состава // Литология и полезные ископаемые. 1966. № 5. С. 3-16.
25. Ботвинкина Л.Н., Алексеев В.П. Цикличность осадочных толщ и методика ее изучения. Свердловск: Изд-во Урал. ун-та, 1991. 336 с.
26. Вассоевич Н.Б. Литология и нефтегазоносность: Избранные труды. М.: Наука, 1990. 264 с.
27. Вылцан И.А. Фации и формации осадочных пород. Томск: Изд-во ТГУ, 2002. 484 с.
28. Геологическое строение и нефтегазоносность нижней-средней юры Западно-Сибирской провинции / Ф.Г. Гурари, В.П. Девятов, В.И. Демин и др. Новосибирск: Наука, 2005. 156 с.
29. Глебов А.Ф. Развитие математических методов трехмерного сейсмогеологического моделирования сложнопостроенных изотропных и анизотропных резервуаров нефти и газа: Автореферат дис. … д-ра геол.-минерал. наук. М., 2006. 50 с.

30. Граувакки / Ред. В.Д. Шутов. М.: Наука, 1972. 345 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 238).
31. Гринсмит Дж. Петрология осадочных пород: Пер. с англ. М.: Мир, 1981. 251 с.
32. Давиташвили Л.Ш. Эволюция условий накопления горючих ископаемых в связи с развитием органического мира. М.: Наука, 1971. 296 с.
33. Данбар К., Роджерс Дж. Основы стратиграфии: Пер. с англ. М.: Изд-во ИЛ, 1962. 363 с.
34. Дельты – модели для изучения: Пер. с англ. М.: Недра, 1979. 232 с.
35. Елисеев В.И. Закономерности образования пролювия. М.: Недра, 1978. 232 с.
36. Ерофеев В.С., Цеховский Ю.Г. Парагенетические ассоциации континентальных отложений (семейство гумидных парагенезов). М.: Наука, 1982. 211 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 363).
37. Жемчужников Ю.А. Сезонная слоистость и периодичность осадконакопления. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 72 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 86).
38. Западная Сибирь // Геология и полезные ископаемые России. Т. 2. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 477 с.
39. Иванов Г. А. Угленосные формации. Л.: Наука, 1967. 407 с.
40. Иванов Г.А. Пути стандартизации изучения литолого-фациального состава угленосных отложений с целью повышения достоверности и эффективности геологоразведочных работ: Методические указания. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1977. 50 с.
41. Карогодин Ю.Н. Кризис бассейновой стратиграфии и пути выхода из него (Западная Сибирь. Системно-литмологический подход) // Актуальные проблемы нефтегазоносных бассейнов. Новосибирск: Изд-во НГУ, 2003. С. 8-42.
42. Кедров Б.М. О геологической форме движения в связи с другими его формами // Взаимодействие науки при изучении Земли. М.: Наука, 1964. С. 129-151.
43. Князева Е.Н., Курдюмов С.П. Основания синергетики. Синергетическое мировидение. М.: КомКнига, 2005. 240 с.
44. Князева Е.Н., Курдюмов С.П. Синергетика: Нелинейность времени и ландшафты коэволюции. М.: КомКнига. 2007. 272 с.
45. Конибир Ч.Э. Палеогеоморфология нефтегазоносных песчаных тел / Пер. с англ. М.: Недра, 1979. 256 с.
46. Косая слоистость и ее геологическая интерпретация. Тр. ВИМС, 1940. Вып. 163.
47. Костенко Н.П. Четвертичные отложения горных стран. М.: Недра, 1975. 216 с.
48. Косыгин Ю.А. Тектоника. М.: Недра, 1983. 536 с.
49. Котельников Б.Н. Реконструкция генезиса песков. Л.: Изд-во ЛГУ, 1989. 132 с.
50. Крамбейн У., Кауфмен М., Мак-Кеммон Р. Модели геологических процессов / Пер. с англ. М.: Мир, 1973. 150 с.

51. Крашенинников Г.Ф. Учение о фациях. М.: Высшая школа, 1971. 368 с.
52. Крашенинников Г.Ф., Волкова А.Н., Иванова Н.В. Учение о фациях с основами литологии. М.: Изд-во МГУ, 1988. 214 с.
53. Кузнецов В.Г. Литология. Осадочные горные породы и их изучение: Учеб. пособие для вузов. М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2007. 511 с.
54. Кузьмин Ю.А., Калашникова О.В., Анненков С.В. Структурно-компонентная модель юрских микрослоистых коллекторов и оценка пористости методами промысловой геофизики // Особенности геологического строения и разработки месторождений Шаимского нефтегазоносного района. Урай – Тюмень, 2002. С. 133-150.
55. Кукал Зд. Скорость геологических процессов: Пер. с чешск. М.: Мир, 1987. 246 с.
56. Кутырев Э.И. Условия образования и интерпретация косой слоистости. Л.: Недра, 1968. 128 с.
57. Лидер М.Р. Седиментология. Процессы и продукты: Пер. с англ. М.: Мир, 1986. 439 с.
58. Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 306 с.
59. Логвиненко Н.В. Петрография осадочных пород с основами методики исследования. М.: Высшая школа, 1984. 414 с.
60. Македонов А.В. Методы литофациального анализа и типизация осадков гумидных зон. Л.: Недра, 1984. 260 с.
61. Малинецкий Г.Г. Математические основы синергетики. Хаос, структуры, вычислительный эксперимент. М.: КомКнига, 2005. 312 с.
62. Маслов А.В. Осадочные ассоциации рифея стратотипической местности (эволюция взглядов на условия формирования, литофациальная зональность). Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 220 с.
63. Маслов А.В. Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2005. 289 с.
64. Маслов А.В., Алексеев В.П. Осадочные формации и осадочные бассейны. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2003. 203 с.
65. Маслов А.В., Алексеев В.П. Особенности химического состава и РЗЭ-Th-Sc-систематика тонкозернистых терригенных пород нижнего мезозоя Шаимского нефтегазоносного района (Западная Сибирь) // Известия вузов. Геология и разведка. 2007. № 2. С. 21-30.
66. Маслов А.В., Ишерская М.В. Осадочные ассоциации рифея Волго-Уральской области (условия формирования и литофациальная зональность). Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 267 с.
67. Металлогения и геохимия угленосных и сланцесодержащих толщ СССР. Закономерности концентрации элементов и методы их изучения / В.Р. Клер, В.Ф. Ненахова, Ф.Я. Сапрыкин и др. М.: Наука, 1988. 256 с.
68. Металлы в осадочных толщах. М.: Наука. Ч. 1, 1964. 446 с.; ч. 2, 1965. 392 с., ч. 3, 1966. 326 с.

69. Методика литолого-фациальных исследований угленосных отложений (на примере изучения триас-юрских угленосных формаций азиатской части СССР): Препринт.- Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 63 с.
70. Методы изучения осадочных пород. М.: Геолтехиздат, 1957. Т. 1. 612 с., Т. II. 564 с.
71. Методы формационного анализа угленосных толщ. М.: Недра, 1975. 200 с.
72. Миткарев В.А., Левчук М.А., Сазоненко Д.Ф., Топешко В.А. Геологическое строение среднеюрского продуктивного комплекса Шаимского НГР // Особенности геологического строения и разработки месторождений Шаимского нефтегазоносного района. Урай – Тюмень, 2002. С. 75-83.
73. Муромцев В.С. Электрометрическая геология песчаных тел - литологических ловушек нефти и газа. Л.: Недра, 1984. 260 с.
74. Мухер А.Г., Мясникова Г.П., Тугарева А.В., Шпильман А.В., Гончарова В.Н., Солопахина Л.А. Строение и перспективы нефтегазоносности нижнесреднеюрских отложений в связи с переоценкой потенциальных ресурсов на территории ХМАО // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО / Восьмая науч.-практ. конф. Ханты-Мансийск, 2005. Т.1. С.164-176.
75. Найдин Д.П. Перерывы и гиатусы в стратиграфии // Изв. вузов: Геология и разведка. 2001. № 5. С. 5-9.
76. Наливкин Д.В. Учение о фациях. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1956. Т. 1. 534 с; Т. 2. 393 с.
77. Наумов В.А. Оптическое определение компонентов осадочных пород. М.: Недра, 1989. 347 с.
78. Обстановки осадконакопления и фации / Под ред. Х.Г. Рединга. / Пер. с англ. М.: Мир, 1990. Т. 1. 352 с; Т. 2. 384 с.
79. Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. М.: Научный мир. 2004. 526 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 543).
80. Осадочные породы (состав, текстуры, типы разрезов) / Ю.П. Казанский, О.А. Бетехтина, А.В. Ван и др. Новосибирск: Наука. Сиб. отд., 1990. 269 с.
81. Осадочные породы (сравнительная седиментология) / Ю.П. Казанский, А.В. Ван, С.А. Кашик и др. Новосибирск: ВО «Наука»: Сиб. издат. фирма, 1994. 200 с.
82. Ошуркова М.В. Детальное расчленение угленосных отложений по палеофитологическим данным. Методические рекомендации. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1981. 40 с.
83. Петтиджон Ф.Дж. Осадочные породы: Пер. с англ. М.: Недра, 1981. 751 с.
84. Петтиджон Ф.Дж., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 534 с.
85. Печеркин М.Ф., Зубков М.Ю. Критерии оценки региональных перспектив нефтегазоносности юрских отложений Шаимского района и рекомендации по основным направлениям геологоразведочных работ // Особенности геологического строения и разработки месторождений Шаимского нефтегазоносного района. Урай – Тюмень, 2002. С. 169-182.

86. Поляков А.С. Гранулированные среды и седиментогенез. М.: Геоинформмарк, 2001. 58 с.
87. Попов В.И., Запрометов В.Ю., Филиппов А.А. Теплоклиматические динамические фации континентальной ступени. Ташкент: Фан, 1989. 216 с.
88. Попов В.И., Макарова С.Д., Филиппов А.А. Руководство по определению осадочных фациальных комплексов и методика фациального палеогеографического картирования. Л.: Гостоптехиздат, 1963. 714 с.
89. Прошляков Б.К., Кузнецов В.Г. Литология и литофациальный анализ. М.: Недра, 1981. 284 с.
90. Путь в синергетику. Экскурс в десяти лекциях. М.: КомКнига, 2005. 304 с.
91. Рейнек Г.Э., Сингх И.Б. Обстановки терригенного осадконакопления: Пер. с англ. М.: Недра, 1981. 439 с.
92. Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири. Новосибирск, 2003 г. – Новосибирск: СНИИГГ иМС, 2004. 114 с., прил. 3. на 31 листе.
93. Романовский С.И. Седиментологические основы литологии. Л.: Недра, 1977. 408 с.
94. Романовский С.И. Физическая седиментология. Л.: Недра, 1988. 240 с.
95. Русский В.И., Алексеев В.П., Свечников Л.И., Хакимов А.Ф. Минерально-петрографическая характеристика песчаников тюменской свиты Шаимского нефтегазоносного района // Геология угольных месторождений. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2004. С. 163-172.
96. Рухин Л.Б. Основы литологии. Л.: Недра, 1969. 704 с.
97. Садыков М.Ю., Печеркин М.Ф., Кузьмин Ю.А. Особенности геологического строения месторождений нефти и газа Шаимского района // Особенности геологического строения и разработки месторождений Шаимского нефтегазоносного района. Урай – Тюмень, 2002. С. 19-25.
98. Северное Приобье Западной Сибири. Геология и нефтегазоносность неокома (системно-литмологический подход) / Ю.Н. Карогодин, В.А. Казаненков, С.А. Рыльков, С.В. Ершов. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. 200 с.
99. Седиментогенез и геохимия нижне-среднеюрских отложений юго-востока Западной Сибири / В.С. Сурков, О.В. Серебренникова, А.М. Казаков и др. Новосибирск: Наука, 1999. 213 с.
100. Седиментология: Пер. с польск. М.: Недра, 1976. 646 с.
101. Селли Р. Введение в седиментологию: Пер. с англ. М.: Недра, 1981. 370 с.
102. Селли Р.Ч. Древние обстановки осадконакопления: Пер. с англ. М.: Недра, 1989. 294 с.
103. Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов. С-Пб.: Недра, 1998. 352 с.
104. Справочник по литологии. М.: Недра, 1983. 509 с.

105. Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Л.: Гостоптехиздат, 1958. Т. 1. 486 с. Т. 2. 520 с.
106. Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна / Ю.А. Жемчужников, В.С. Яблоков, Л.И. Боголюбова, Л.Н. Ботвинкина, А.П. Феофилова, М.И. Ритенберг, П.П. Тимофеев, З.В. Тимофеева. М.: Изд-во АН СССР. Ч. 1. 1959. 331 с. Ч. 2. 1969. 346 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 15).
107. Сурков В.С., Смирнов Л.В. Тектоника нижнеплитного нефтегазоносного структурного этажа Западно-Сибирской плиты // Отеч. геология, 2003. № 4-5. С. 22-26.
108. Сурков В.С., Смирнов Л.В., Гурари Ф.Г., Девятов В.П., Казаков А.М. Динамика накопления мезозойско-кайнозойского осадочного слоя Западно-Сибирского бассейна // Геология и геофизика, 1997. Т. 38. № 5. С.919-926.
109. Сурков В.С., Смирнов Л.В., Гурари Ф.Г., Казаков А.М., Девятов В.П., Еханин А.Е., Серебренникова О.В. Нефтегазоносные комплексы нижней – средней юры и клиноформ нижнего мела Западно-Сибирского бассейна // Геология и геофизика, 2001. Т. 42. № 11-12. С. 1864-1874.
110. Тараканов А.С. Применение факторного и гармонического анализов к прогнозу строения угленосных разрезов // Цикличность отложений нефтегазоносных и угленосных бассейнов. М.: Наука, 1977. С. 106-111.
111. Твенхофел У.Х. Учение об образовании осадков: Пер. с англ. М.-Л.: ОНТИ, 1936. 916 с.
112. Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
113. Тимофеев П.П. Юрская угленосная формация Тувинского межгорного прогиба. М.: Наука, 1964. 308 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 94).
114. Тимофеев П.П. Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири. М.: Наука, 1969. 556 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 197).
115. Тимофеев П.П. Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования. М.: Наука, 1970. 204 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 198).
116. Тимофеев П.П. Эволюция угленосных формаций в истории Земли. М.: Наука, 2006. 204 с. (Труды ГИН РАН. Вып. 557).
117. Угленасыщенность, петрографический состав и метаморфизм углей тюменской свиты Шаимского нефтегазоносного района (Западная Сибирь). Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2006. 158 с.
118. Федоров Ю.Н., Иванов К.С., Коротеев В.А., Кормильцев В.В. Тектоническое строение Приуральской части фундамента Западно-Сибирского мегабассейна // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО (Седьмая научно-практ. конф.). Ханты-Мансийск. 2004. Т. 1. С. 91-102.
119. Федоров Ю.Н., Иванов К.С., Садыков М.Р., Печеркин М.Ф., Криночкин В.Г., Захаров С.Г., Краснобаев А.А., Ерохин Ю.В. Строение и перспективы нефтегазоносности доюрского комплекса территории ХМАО: новые подходы и методы // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО (Седьмая научно-практ. конф.). Ханты-Мансийск, 2004. Т. 1. С. 79-90.

120. Фролов В.Т. Руководство к лабораторным занятиям по петрографии осадочных пород. М.: Изд. МГУ, 1964. 310 с.
121. Фролов В.Т. Генетическая типизация морских отложений. М.: Недра, 1984. 222 с.
122. Фролов В.Т. Литология. М.: Изд-во МГУ. Кн. 1, 1992. 336 с. Кн. 2, 1993. 432 с. Кн. 3, 1995. 352 с.
123. Фролов В.Т. Циклы и циклиты – атрибуты геологических процессов и формаций // Вестник Моск. ун-та, Сер. 4. Геология. 1998. № 2. С. 3-11.
124. Фролов В.Т. Наука геология: философский анализ. М.: Изд-во МГУ, 2004. 128 с.
125. Харбух Дж., Бонэм-Картер Г. Моделирование на ЭВМ в геологии. М.: Мир, 1974. 246 с.
126. Хэллем А. Юрский период: Пер. с англ. Л.: Недра, 1978. 272 с.
127. Хэллем Э. Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность: Пер. с англ. М.: Мир, 1983. 328 с.
128. Цейслер В.М. Основы фациального анализа. М.: Изд. МГГРУ, 2004. 143 с.
129. Чалов Р.С., Алабян А.М., Иванов В.В., Лодина Р.В., Панин А.В. Морфодинамика русел равнинных рек. М.: Изд-во МГУ, 1998. 288 с.
130. Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М.: Наука, 1966. 239 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 161.)
131. Шатский Н.С., Яншин А.Л. Портреты геологов. М.: Наука, 1986. 304 с.
132. Шванов В.Н. Песчаные породы и методы их изучения. Л.: Недра, 1969. 248 с.
133. Шванов В.Н. Петрография песчаных пород. Л.: Недра, ЛО, 1987. 270 с.
134. Шванов В.Н. Структурно-вещественный анализ осадочных формаций (начала литомографии). СПб.: Недра, 1992. 230 с.
135. Швецов М.С. Петрография осадочных пород. М.: Госгеолиздат, 1958. 416 с.
136. Шемин Г.Г., Нехаев А.Ю., Рябкова Л.В., Шурыгин Б.Н., Бейзель А.Л., Левчук М.А., Брехунцов А.М., Бочкарев В.С., Дещеня Н.П. Высокоразрешающая стратиграфия нефтегазоносных отложений нижней и средней юры северных районов Западной Сибири // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 5. С. 749-765.
137. Шлезингер А.Е. Региональная сейсмостратиграфия. М.: Научный мир, 1998. 144 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 512).
138. Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород: Пер. с англ. М.: Изд-во ин. лит., 1950. 564 с.
139. Шурыгин Б.Н., Пинус О.Б., Никитенко Б.Л. Сиквенс-стратиграфическая интерпретация келловея и верхней юры (васюганский горизонт) юго-востока Западной Сибири // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 6. С. 843-862.
140. Юдович Я.Э. Региональная геохимия осадочных толщ. Л.: Наука, 1981. 276 с.

141. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
142. Юзвицкий А.З., Фомичев А.С., Бострикова О.И., Данилов В.И. Западно-Сибирский угольный бассейн // Угольная база России. Т. II. М.: Геоинформцентр, 2003. С. 515-559.
143. Яблоков В.С. Перерывы в морском осадконакоплении и палеореки. М.: Наука, 1973. 216 с.
144. Ян П.А., Бейзель А.Л., Вакуленко Л.Г., Аухатов Я.Г., Бурлева О.В., Эдер В.Г. О генезисе «базальных» пластов средне-позднеюрских трансгрессий в Западно-Сибирском осадочном бассейне // Литологические аспекты геологии слоистых сред. Материалы 7-го Уральского литологического совещания. Екатеринбург: УрО РАН, 2006. С. 297-299.
145. Ян П.А., Вакуленко Л.Г., Бурлева О.В., Аксенова Т.П., Микуленко И.К. Литология келловей-оксфордских отложений в различных фациальных зонах Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 11-12. С. 1897-1907.
146. Batumike M.J., Kampunzu A.B., Cailteux J.H. J. Petrology and geochemistry of the Neoproterozoic Nguba and Kundelungu groups, Katangan Supergroup, southeast Congo: implications for provenance, paleoweathering and geotectonic setting // African Earth Sci. 2006. V. 44. P. 97-115.
147. Beerbower J.R. Cyclothems and cyclic depositional mechanisms in alluvial plain sedimentation // Kansas, Geol. Surv., Bull., 1964. V. 169(1). P. 31-42.
148. Condie K.C. Plate tectonics and crustal evolution. 4th ed. Butterworth Heinemann. 1997. 282 p.
149. Das B.K., AL-Mikhlafi A.S., Kaur P. Geochemistry of Mansar Lake sediments, Jammu, India: implication for source-area weathering, provenance and tectonic setting // J. Asian Earth Sci. 2006. V. 26. P. 649-668.
150. Einsele G. Sedimentary basins. Evolution, facies and sediment budget. Second edition. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, 2000. 792 p.
151. Harnois L. The CIW index: a new chemical index of weathering // Sed. Geol. 1988. V. 55. № 3–4. P. 319–322.
152. Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sed. Petrol. 1988. V. 58. P. 820–829/
153. Hofmann A. The geochemistry of sedimentary rocks from the Fig Tree Group, Barberton greenstone belt: implications for tectonic, hydrothermal and surface processes during mid-Archean times // Prec. Res. 2005. V. 143. P. 23-49.
154. Gonzalez-Alvarez I., Kusiak M.A., Kerrich R. A trace element and chemical Th-U total Pb dating study in the lower Belt-Purcell supergroup, western North America: provenance and diagenetic implications // Chem. Geol. 2006. V. 230. P. 140-160.
155. McLennan S.M., Taylor S.R. Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends // J. Geol. 1991. V. 99. P. 1–21.
156. McLennan S.M., Taylor S.R., McCulloch M.T., Maynard J.B. Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations // Geochim. Cosmochim. Acta. 1990. V. 54. P. 2015–2050.

157. Osae S., Asiedu D.K., Banoeng-Yakubo B. et al. Provenance and tectonic setting of Late Proterozoic sandstones of southeastern Ghana: evidence from geochemistry and detrital modes // J. African Earth Sci. 2006. V. 44. P. 85-96.
158. Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. V. 299. P. 715–717.
159. Roser B.D., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO_2 content and K_2O/Na_2O ratio // J. Geol. 1986. V. 94. № 5. P. 635-650.
160. Wanas H.A., Abdel-Maguid N.M. Petrography and geochemistry of the Cambro-Ordovician Wajid sandstone, southwest Saudi Arabia: implications for provenance and tectonic setting // J. Asian Earth Sci. 2006. V. 27. P. 416-429.
161. Wronkiewicz D.J., Condie K.C. Geochemistry and mineralogy of sediments from the Ventersdorp and Transvaal supergroups, South Africa: cratonic evolution during the Early Proterozoic // Geochim. Cosmochim. Acta. 1990. V. 54. P. 343–354.
162. Yang H., Kyser K., Ansdell K. Geochemical and Nd isotopic compositions of the metasedimentary rocks in the La Ronge Domain, Trans-Hudson Orogen, Canada: implications for evolution of the domain // Prec. Res. 1998. V. 92. P. 37–64.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ…….. 3

1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЙ (В. П. Алексеев, Ю. Н. Федоров, М. Ф. Печеркин)…….. 5

1.1. Тюменская свита Западно-Сибирского осадочного мегабассейна…….. 5

1.2. Тюменская свита Шаимского нефтегазоносного района……... 8

2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ОБЪЕМЫ ВЫПОЛНЕННЫХ РАБОТ…….. 17

2.1. Литолого-фациальный анализ (В. П. Алексеев)……. 17

2.2. Объемы выполненных работ (В. П. Алексеев, Ю. Н. Федоров)…… 23

3. ГРАНУЛОМЕТРИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ТЮМЕНСКОЙ СВИТЫ (В. П. Алексеев)…….. 28

3.1. Исходные положения…… 28

3.2. Гранулометрическая кривая……. 32

3.3. Гранулометрический состав отложений……. 37

4. ВЕЩЕСТВЕННО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД……. 43

4.1. Минерально-петрографическая характеристика песчаников (В. И. Русский)……... 43

4.2. Геохимическая характеристика отложений (А. В. Маслов)….. 68

5. ФАЦИАЛЬНЫЙ СОСТАВ ОТЛОЖЕНИЙ (В. П. Алексеев, М. А. Пудовкина)…… 86

5.1. Диагностические признаки и фациальное расчленение отложений…… 86

5.2. Характеристика фаций…….. 92

5.2.1. Пролювиальные отложения (макрофация КП)……… 92

5.2.2. Аллювиальные отложения (макрофации АР+АП+КС) .. 95

5.2.3. Озерные отложения (макрофации ОЗ+ОВ)…….. 107

5.2.4. Бассейновые отложения (макрофации БЗ+БП+БМ)…… 116

5.3. Участие макрофаций в сложении тюменской свиты…….. 139

6. ВЕРИФИКАЦИЯ ФАЦИАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ
(В. П. Алексеев)…… 141
6.1. Общие представления о геологических моделях и их верификации……. 141
6.2. Верификация генетических реконструкций посредством количественной обработки исходной информации …… 143
6.3. Геохимические показатели в ракурсе фациальных реконструкций…….. 150
6.3.1. Литохимическая характеристика отложений…… 151
6.3.2. Малые элементы (элементы-примеси)…….. 154
6.4. Уровни верификации и ее значимость для фациальных исследований …… 162

7. ТЮМЕНСКАЯ СВИТА С ПОЗИЦИЙ ЕЕ ВАЛИДНОСТИ
(В. П. Алексеев, М. Ф. Печеркин)…….. 164
7.1. Нижняя граница: ингрессия на фоне редукции……... 164
7.2. Верхняя граница: келловейская трансгрессия……. 176
7.3. Формирование отложений тюменской свиты: эквифинальная самоорганизация…….. 189

ЗАКЛЮЧЕНИЕ…… 196

Литература…… 198

Заявки на книгу направлять по адресу:
620144, г. Екатеринбург, ул. Куйбышева, 30
Уральский государственный горный университет
Кафедра литологии и геологии горючих ископаемых
e-mail: igg.lggi@ursmu.ru

Научное издание

СОСТАВ И ГЕНЕЗИС ОТЛОЖЕНИЙ ТЮМЕНСКОЙ СВИТЫ ШАИМСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО РАЙОНА

(Западная Сибирь)

Под редакцией В. П. Алексеева

Редактор Л. В. Устьянцева
Компьютерная верстка и макетирование: Т. С. Мызникова
Сканирование образцов: А. В. Алексеев

На обложке: условный профиль приливно-отливной зоны, выстроенный из трех образцов керна, отобранных через 2 м в одной скважине (васюганская свита, Среднее Приобье). Слева направо – продвижение в сторону приемного водоема.

Подписано в печать Бумага писчая Формат 60x84 $^{1}/_{16}$
Печать на ризографе. Печ. л. Уч.-изд. л. Тираж 200 экз. Заказ №

Издательство УГГУ. 620144, г. Екатеринбург, ул. Куйбышева, 30

Размножено с оригинал-макета в типографии ООО “ИРА УТК”
620219, г. Екатеринбург, ул. К. Либкнехта, 42

Алексеев Валерий Порфирьевич – доктор геолого-минералогических наук, профессор, заведующий кафедрой литологии и геологии горючих ископаемых УГГУ.

Основные научные интересы: общие вопросы литологии, включая проблемы нелинейности седиментологических процессов; фациально-циклический анализ юрских терригенных толщ Северной Евразии. Автор более 250 научных и учебно-методических работ, в том числе 7 учебных пособий и 4 монографий.

Федоров Юрий Николаевич – кандидат геолого-минералогических наук, зам. генерального директора Тюменского филиала ООО «КогалымНИПИнефть» НК «ЛУКОЙЛ – Западная Сибирь» по региональной геологии.

Основные научные интересы: тектоника, стратиграфия и нефтегазоносность Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. Автор более 150 научных работ, из которых 20 опубликовано в центральной печати.

Маслов Андрей Викторович - доктор геолого-минералогических наук, член-корреспондент РАН, заведующий лабораторией литологии Института геологии и геохимии УрО РАН.

Основные научные интересы: литология и седиментология позднедевонских осадочных последовательностей; литогеохимия осадочных пород фанерозоя. Автор более 400 научных и учебных работ, включая 11 монографий и 2 учебных пособия.

Русский Владимир Изотович - доктор геолого-минералогических наук, профессор, заведующий кафедрой литологии и геологии горючих ископаемых УГГУ.

Основные научные интересы: геология и литология терригенных отложений восточного склона Урала, Северного Казахстана и Западной Сибири, включающих горючие полезные ископаемые (торф, уголь, нефть и газ), а также кор выветривания. Автор 130 научных и учебно-методических работ, в том числе 11 вышли отдельными изданиями.

Печеркин Михаил Федорович – первый заместитель генерального директора Тюменского филиала ООО «КогалымНИПИнефть» («ЛУКОЙЛ – Западная Сибирь»).

Научные интересы: литология терригенных отложений Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции; региональный и локальный прогнозы нефтегазоносности; нефтегазопромысловая геология и разработка продуктивных горизонтов. Автор более 40 опубликованных работ, многочисленных научно-исследовательских и производственных отчетов.

Пудовкина Мария Александровна – бакалавр геологии, магистрант УГГУ.

Автор научных публикаций по обработке материалов фациально-циклического изучения терригенных отложений, участник полевых экспедиционных работ на Северном Урале и в Южной Сибири.