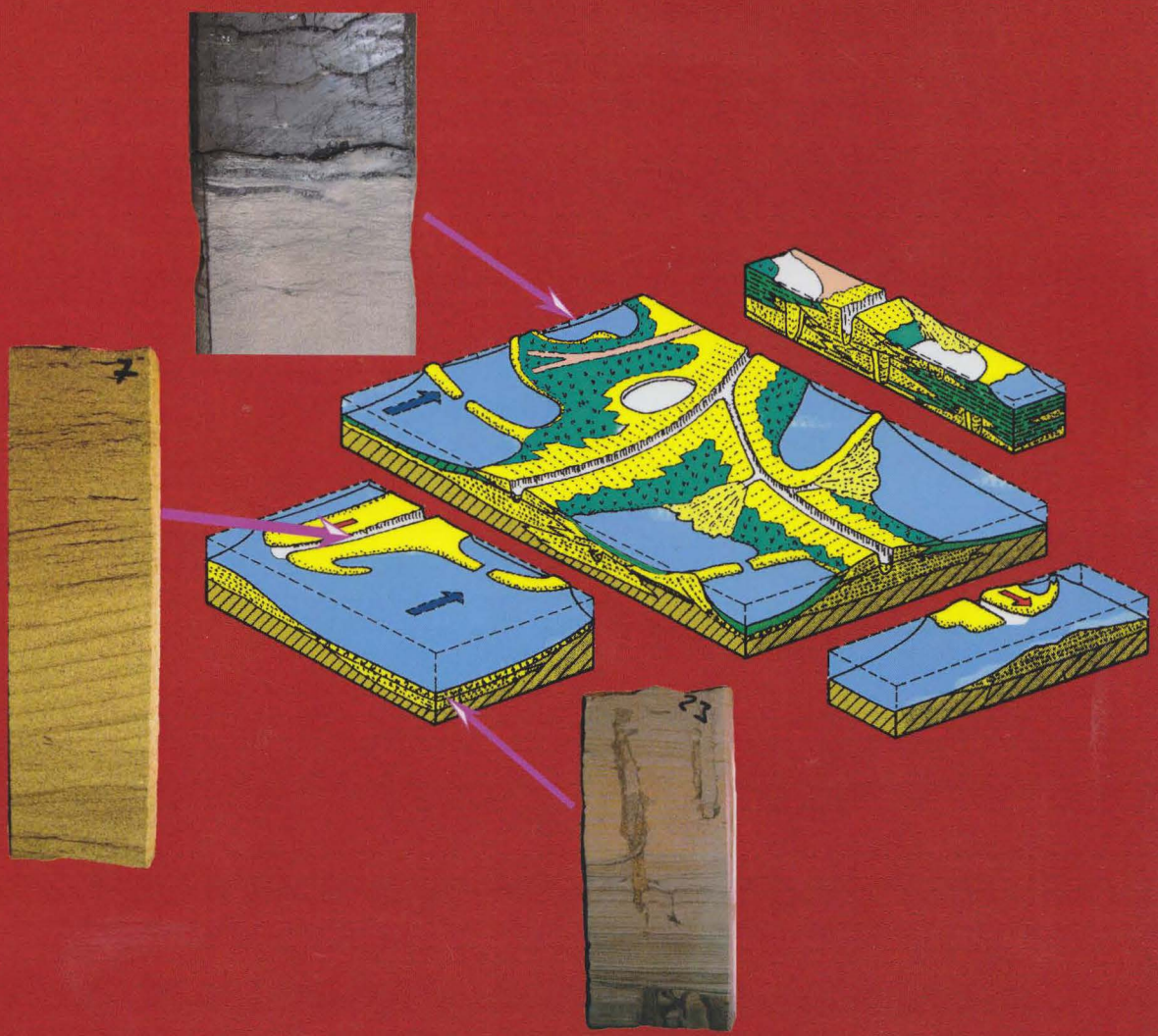
Центр профессиональной переподготовки
специалистов нефтегазового дела ТПУ

Е.Ю. БАРАБОШКИН

ПРАКТИЧЕСКАЯ СЕДИМЕНТОЛОГИЯ (ТЕРРИГЕННЫЕ КОЛЛЕКТОРА)



Томск - 2007

Томский политехнический университет

ЦЕНТР ПРОФЕССИОНАЛЬНОЙ ПЕРЕПОДГОТОВКИ СПЕЦИАЛИСТОВ
НЕФТЕГАЗОВОГО ДЕЛА (ХЕРИОТ-ВАТТ ЦЕНТР)

УДК 551.3.051

Е.Ю. БАРАБОШКИН

ПРАКТИЧЕСКАЯ СЕДИМЕНТОЛОГИЯ (ТЕРРИГЕННЫЕ КОЛЛЕКТОРА)

© *Е. Ю. Барабошкин*
© *Центр профессиональной переподготовки специалистов нефтегазового дела ТПУ*

Оглавление

Благодарности **15**

Введение **17**

1 Основные типы седиментационных обстановок терригенных коллекторов **19**

1.1 Речные обстановки [Fluvial enviroments] 19
1.1.1 Меандрирующие реки [Meandering Rivers] 19
1.1.2 Диагностические признаки 24
1.1.3 Реки с блуждающими руслами [Braided Rivers] 25
1.1.4 Диагностические признаки 28
1.2 Дельты [Deltas] 29
1.2.1 Преимущественно флювиальные дельты [Fluvial deltas] 33
1.2.2 Преимущественно волновые дельты [Wave–dominated deltas] 39
1.2.3 Преимущественно приливные дельты [Tide–dominated deltas] 40
1.3 Озерные обстановки [Lacustrine environments] 43
1.3.1 Диагностические признаки 46
1.4 Кластические побережья [Clastic coasts] 48
1.4.1 Побережья с преобладанием волновой деятельности [Wave–dominated coasts] 49
1.4.2 Диагностические признаки (Рис. 1.47) 60
1.4.3 Побережья со смешанной волновой и приливно-отливной деятельностью [Mixed wave/tidal coasts] (Рис. 1.48) 62
1.4.4 Побережья с преимущественно приливно-отливным режимом [Tide–dominated coasts] 63
1.5 Эстуарии [Estuaries] 65
1.5.1 Эстуарии с преимущественно приливно-отливным режимом [Tide–dominated estuaries] (Рис. 1.51) 65
1.5.2 Эстуарии с преимущественно волновым режимом [Wave–dominated estuaries] 67
1.6 Мелководные моря с терригенной седиментацией [Shallow clastic seas] 69
1.6.1 Мелководные моря с преимущественно волновым и штормовым режимом [Wave- and storm-dominated shallow seas] 72

1.6.2 Диагностические признаки баровых отложений 77
1.6.3 Мелководные моря с преимущественно приливно-отливным режимом [Tide–dominated shallow seas] 78
1.7 Глубоководные моря с терригенной седиментацией [Deep clastic seas] 83
1.7.1 Отложения гравитационных процессов [Gravitational sediments] 83
1.7.2 Отложения нормальных придонных течений [Gravitational sediments] 86
1.7.3 Отложения пелагиали 86
1.7.4 Модели гравитационных обломочных фаций 87
1.7.5 Модели фаций придонных течений 94
1.7.6 Модели гемипелагических и пелагических фаций (Рис. 1.79) . 95
1.8 Фациальные ассоциации глубоководных морей 96
1.8.1 Шлейфы склона [Slope aprons] 96
1.8.2 Диагностические признаки 99
1.8.3 Подводные конусы выноса [Submarine fans] 99
1.8.4 Диагностические признаки 101
1.8.5 Глубоководные равнины бассейнов [Basin plains] 101
1.8.6 Диагностические признаки 101
1.8.7 Морские/озерные битуминозные («черные») сланцы [Black shales] 102
1.8.8 Диагностические признаки 104

2 Последовательность изучения керна **107**
2.1 Порядок работы 107
2.2 Изучение обломочных пород 109
2.2.1 Макроскопическое изучение 109
2.2.2 Изучение пород в шлифах 123
2.2.3 Изучение под бинокуляром 128
2.3 Обломочные породы 128
2.3.1 Макроскопическое изучение 128
2.3.2 Изучение в шлифах 138
2.4 Глинистые породы 140
2.4.1 Классификация 140
2.4.2 Изучение в образце и макроскопическое описание 141
2.4.3 Изучение в шлифах 142

Приложения **145**
№ 1. Условные обозначения для составления седиментологической колонки 145
№ 2. Бланковка 1 для составления седиментологической колонки 146
№ 4. Пример составления седиментологической колонки 148
№ 5. Пример интерпретации седиментологической колонки 149
№ 6. Пример трехмерной седиментологической модели, выполненной на основе интерпретации седиментологических данных 150
№ 7. Пример оценки коллекторских свойств разреза на основе созданной седиментационной модели 151

Список иллюстраций

Рис. 1.1 *Морфологическая классификация речных русел [17]* 20
Рис. 1.2 *Тонкослоистые пойменные отложения меандрирующей реки с остатками корневых систем растений. Нижняя юра, скв. Склоновая–21.* 21
Рис. 1.3 *Тонкослоистые пойменные отложения меандрирующей реки. Нижняя юра, скв. Склоновая–21.* 21
Рис. 1.4 *Блок–диаграмма и характерный разрез аллювиальной равнины с меандрирующей рекой [7]. I — фации отмершего русла (старицы); II — фации активного русла; 1 — заболоченная пойма за береговой отмелью; 2 — береговая отмель; 3 — русло; 4 — прирусловый вал; 5 — старица отмершей меандры* 22
Рис. 1.5 *Русловой аллювий меандрирующей реки: внутриформационный конгломерат. Нижняя юра, скв. Склоновая–21.* 22
Рис. 1.6 *Русловой аллювий меандрирующей реки: мелкая мульдообразная рябь с элементами восходящей ряби. Нижняя юра, скв. Склоновая–21.* 23
Рис. 1.7 *Тонкослоистые пойменные отложения меандрирующей реки с воронкообразными (на фото — многочисленные конусы, обращенные вершиной вниз) следами присутствия корневых систем растений. Верхняя юра, Западно–Моисеевская–30.* 24
Рис. 1.8 *Анализ данных 3D сейсмики позволяет дифференцировать русловые и старичные отложения от пойменных илов. Васюганская свита, Киняминское месторождение* 24
Рис. 1.9 *Русловой аллювий реки с блуждающим руслом: тонкозернистые (до пелитовых) фации отмирающего русла вверх сменяются грубым аллювием нового активного русла. Нижняя юра, скв. Северо–Пионерская–1.* 26
Рис. 1.10 *Русловой аллювий реки с блуждающим руслом, русловые фации, состоящие из аллохтонного грубообломочного материала и прослоев углефицированного материала. Нижняя юра, скв. Северо–Пионерская–1.* 27
Рис. 1.11 *Русловой аллювий реки с блуждающим руслом, русловые фации, состоящие из автохтонного (преобладает) и аллохтонного грубообломочного материала. Нижняя юра, скв. Склоновая–21.* 27
Рис. 1.12 *Блок–диаграмма и характерный разрез аллювиальной равнины реки с блуждающими руслами [8]. I — серия отмершего русла; II — серия активного русла; 1 — песчаные отложения активных ветвящихся русел; 2 — илистые отложения отмершего русла.* 28
Рис. 1.13 *Русловой аллювий реки с блуждающим руслом, быстро сменяющийся пелитовым аллювием отмирающего русла. Нижняя юра, скв. Склоновая–21.* 29
Рис. 1.14 *Морфология и фации дельты [8]. 1 — береговые валы; 2 — рукав реки; 3 — внутридельтовый залив; 4 — береговые бары, трансгрессируя, перерабатывают лопасть мертвой дельты; 5 — продельтовая глина* 30

Рис. 1.15 *Схема основных типов дельт [8]. 1 — паралические илы и торф; 2 — морские илы; 3 — русловые и отмелевые пески* 31
Рис. 1.16 *Классификация современных дельт по преобладающему процессу во фронтальной части дельты и преобладающей размерности речного стока [18]* 32
Рис. 1.17 *Потоковая косая слоистость в дельтовых песчаниках. Верхняя юра, скв. Западно–Моисеевская–30.* 33
Рис. 1.18 *Разрез каменноугольного дельтового рукава флювиальной дельты, Тагфорд, Шропшир [2]* 35
Рис. 1.19 *Потоковая косая слоистость в дельтовых песчаниках. Средняя юра, скв. Северо–Пионерская–1.* 36
Рис. 1.20 *Палеопочва, венчающая прослой угля зарастающей дельты. Верхняя юра, скв. Западно–Моисеевская–30.* 37
Рис. 1.21 *Прослой угля, завершающий разрез зарастающего дельтового рукава. Верхняя юра, скв. Западно–Моисеевская–30.* 37
Рис. 1.22 *Тонкодисперсный растительный детрит на поверхности напластования дельтовых фаций. Верхняя юра, скв. Крапивинская–102.* 38
Рис. 1.23 *Развитие разрезов фронта дельты в волновой дельтовой системе, мел Техаса. а — разрез максимального продвижения фронта дельты; б — изменение разреза во время следующей трансгрессии; в — окончательный сохранившийся разрез [4]* . . 40
Рис. 1.24 *Разрез каменноугольного дельтового рукава приливной дельты, Лидни, Глостершир [2]* 41
Рис. 1.25 *Трехмерная модель фронта дельты и нижней дельтовой равнины приливной дельты эоценовой свиты Мисоа (Венесуэла), показывающая приливные протоки и межпротоковые пространства. Внутри проток последовательность фаций меняется от комплекса собственно проток (a) до сильно перерабатанного приливами комплекса устьевых баров проток (b) и проксимальных приливных песчаных гряд, подверженных воздействию приливов (c), до дистальных песчаных гряд (d), где количество осадка ограничено и приливные течения ослаблены [18]* 42
Рис. 1.26 *Модель механизмов распределения и типов осадков при седиментации в олиготрофных озерах с годичной температурной стратификацией на примере Бриенцского озера, Швейцария [4]* 43
Рис. 1.27 *Тонкослоистые глины и алевриты озерных внутридельтовых заливов со слабооформленными конкрециями сидеритов. Средняя юра, скв. Северо–Пионерская–1.* 44
Рис. 1.28 *Идеализированный разрез регрессирующего гидрологически открытого озера при преобладании обломочного осадконакопления. Восточная часть грабена Кару [4]* 45
Рис. 1.29 *Тонкослоистые озерные пелагиты. Средняя юра, скв. Северо–Пионерская–1.* . 45
Рис. 1.30 *Тонкослоистые озерные ламиниты. Нижняя юра, скв. Склоновая–21.* 46
Рис. 1.31 *Схема строения сезонных отложений (варв) из Цюрихского озера, Швейцария. Элементы I и II образуют позднеосеннюю — зимнюю (темную) ламину, элемент III — поздневесеннюю — летнюю (светлую) ламину [4]* 47
Рис. 1.32 *Классификация кластических побережий в зависимости от преобладания динамического режима: волновые, смешанные волновые приливно-отливные и приливно-отливные, а также распределение их относительно амплитуды приливов [4]* 48
Рис. 1.33 *Песчаные темпеститы с мелкой косой слоистостью переходной зоны пляжа. Верхняя юра, скв. Западно–Моисеевская–21.* 49

Рис. 1.34 *Биортурбированные песчаники (ихнофация Scolithos) дальней или переходной зоны пляжа. Верхняя юра, скв. Вахская–108.* 50
Рис. 1.35 *Нижняя часть прослоя темпеститов без биотурбаций. Нижний мел, скв. Западно–Полуденная–22.* 50
Рис. 1.36 *Субобстановки, процессы и фации затопляемого пляжа[4]. 1 — параллельная слоистость и одиночные косослоистые серии; 2 — эфемерные поля симметричных и асимметричных знаков ряби и дюн, смываемых во время штормов и замещаемых штормовыми фациями. Интенсивность биотурбации уменьшается по направлению к суше; 3 — если не преобладает шельфовый режим, то распространено штормовое осадконакопление — песчаные слои с преобладанием тонкослоистых (бугорчатая косая слоистость) и биотурбированных фаций, возможно с глинисто-алевритовыми прослоями, образовавшимися в течение затишных периодов. УВВ — средний уровень высокой воды; УНВ — средний уровень низкой воды* 51
Рис. 1.37 *Слабобиотурбированные дистальные темпеститы. Нижний мел, скв. Западно–Полуденная–22.* 51
Рис. 1.38 *Полностью биотурбированные дистальные темпеститы. Нижний мел, скв. Западно–Полуденная–22.* 52
Рис. 1.39 *Увеличение зернистости вверх по разрезу на безбарьерных побережьях при проградации пляжа [4]. 1 — параллельная слоистость, наклонная в сторону моря; 2 — косая слоистость; 3 — асимметричные волновые знаки ряби; 4 — симметричные знаки ряби; 5 — биотурбация; 6 — преобладающие течения в сторону моря; 7 — преобладающие течения в сторону суши. УНВ — средний уровень низкой воды; УОСВ — средний уровень основания слабых волн; УОШВ — средний уровень основания штормовых волн.* 53
Рис. 1.40 *Рябь волнения (флазерная слоистость) предфронтальной зоны пляжа. Верхняя юра, скв. Вахская–108.* 54
Рис. 1.41 *Дистальные темпеститы, слабо переработанные биотурбацией. Верхняя юра, скв. Северо–Пионерская–1.* 55
Рис. 1.42 *Пологотонкослоистые песчаники песчаного барьера и (?) намывного конуса, с признаками усадки материала (просадочная трещина), биотурбациями затишных условий; вверх переходят в глинистые фации проградирующей лагуны. Верхняя юра, скв. Северо–Пионерская–1.* 57
Рис. 1.43 *Разрез зарастающей лагуны (с прослоем угля), формировавшейся в условиях дефицита кислорода, на что указывают биотурбации Chondrites. Верхняя юра, скв. Западно–Моисеевская–30.* 57
Рис. 1.44 *Хорошо сохранившийся лист Nilssonia в илистых лагунных фациях. Верхняя юра, скв. Западно–Моисеевская–314.* 58
Рис. 1.45 *Дизоксийные условия лагун: биотурбации Chondrites (вверху) и конкреции сидеритов (внизу). Верхняя юра, скв. Северо–Пионерская–1.* 59
Рис. 1.46 *Образование шеньера путем наступания иловой отмели и переработки волнами. Вертикальный масштаб преувеличен 1:240 [4]* 60

Рис. 1.47 *Разрез наступающего штормового пляжа с укрупнением зернистости вверх. Верхний мел, свита Арен, Испанские Пиренеи [4]. 1 — эоловые дюны с крупномасштабной косой слоистостью; 2 — фации верхнего — нижнего пляжа с наклоненным в сторону моря параллельным напластованием; 3 — фация предфронтальной зоны пляжа, биотурбированные песчаники с остаточными участками песчаников с бугорчатой слоистостью; 4 — фации переходной и дальней зоны пляжа, биотурбированные мергели и алевролиты с тонкими темпеститами.* 61

Рис. 1.48 *Блок–диаграмма побережья со смешанной волновой и приливно-отливной деятельностью [8]. Обстановки осадконакопления: I — прибрежная аллювиальная равнина — переслаивающиеся пойменные сланцы, угли и утончающиеся вверх по разрезу русловые песчаники; II — лагуны и приливно-отливная отмель — песчаники, сланцы и угли; III — барьерный остров — песчаники, укрупняющиеся вверх по разрезу; IV — открытое море (сланцы); барьерный остров (III) рассечен каналами приливно-отливного стока.* 62

Рис. 1.49 *Разрез меловых отложений Альберты (США), сформировавшиеся при выдвижении комплекса бар–промоина–лагуна в условиях приливов умеренной высоты [3]* 64

Рис. 1.50 *Типы энергии (a), морфология (b) и фации (c) в эстуариях. Волновые эстуарии (слева). Песчаный барьер показан присоединенным к мысу, но при пологих уклонах он может отделяться от суши лагуной. На разрезе (c) показано трансгрессивное заполнение. Размеры фаций варьируют в зависимости от доли морских или речных отложений. Приливно-отливные эстуарии (справа). Разрез (c) сделан вдоль оси канала и не показывает фации краевых глинистых равнин и соляных маршей и отвечает проградации, следующей за трансгрессией [18].* 66

Рис. 1.51 *Схематический разрез через центральную часть эстуария с преобладанием приливно-отливных процессов. Отражена последовательность фаций на момент быстрого падения уровня моря и проградации береговой линии [18].* 67

Рис. 1.52 *Схематический разрез через центральную часть эстуария с преобладанием волновых процессов. Отражена последовательность фаций на момент быстрого падения уровня моря и проградации береговой линии [18].* 68

Рис. 1.53 *Обычно используемая терминология по шельфовым зонам и основным батиметрическим подразделениям [4]. а — идеализированный профиль прибрежного шельфа; б — альтернативная терминология и разные диапазоны глубин применительно к некоторым современным профилям; в — обычно используемые синонимы для древних отложений. Древние обстановки могут подразделяться на внутренние и внешние, а отложения — на проксимальные и дистальные отложения* 69

Рис. 1.54 *Схема основных морских мелководных фаций и соответствующих процессов осадконакопления (приливы, океанические течения, волнение, штормы), основанная на соотношении содержания песка и ила [4].* 70

Рис. 1.55 *Статистическое содержание различных типов обломочных и карбонатных пород в современных шельфовых осадках [14].* 72

Рис. 1.56 *Песчаные темпеститы внешнего шельфа с мелкой косой слоистостью и элементами градационной слоистости. Нижний мел, скв. Западно–Моисеевская–25.* . . . 73

Рис. 1.57 *Признаки косой слоистости волновых знаков ряби [4]. а — соседствующие косослоистые серии имеют разное строение; б — волнообразная нижняя граница; в — ассоциация с различными способами ровного напластования: прямые слои (внизу) и градационные косые под пологими и крутыми углами (вверху).* 73

Рис. 1.58 *Штормовые отложения дальней зоны современных шельфов, вертикальный масштаб различен [4]. А — Мексиканский залив — градационные песчаные слои, образованные ураганом Карла, глубина 18–36м. Б — Восточный шельф США — трехчленное деление штормовых песков предфронтальной зоны, глубина 5–21м. Крупнозернистые отмытые песчаные слои кровли образовались в условиях спокойной погоды. В — Северный шельф Берингова моря — проксимальные и дистальные градаци-онные штормовые песчано-алевритовые слои на эпиконтинен-тальном шельфе, глубина < 20м. Г — Калифорнийский шельф — объединенные штормовые песчаные слои, глубина 10–30м. 1 — ил; 2 — алеврит; 3 — тонкий песок; 4 — гомогенизированные слои; 5 — волновая рябь; 6 — штормовой слой Карла в том же масштабе* 74

Рис. 1.59 *Соотношение бугорчатых форм ложа и бугорчатой слоистости [4]. Для последней характерно: 1) эрозионная ундулирующая подошва, 2) ее несогласное перекрытие, 3) вариации мощности и изменчивость направлений погружения слоев, 4) присутствие подошвенных знаков, 5) слабо ундулирующая кровля с волновой рябью, 6) размеры бугров: 0,1–0,5м в высоту и площадь 1–5м.* 75

Рис. 1.60 *Пологокосослоистые песчаники внутреннего шельфа (возможно, продольных песчаных гряд) с признаками волнения и затишных условий; нарушены биотурбациями Scolithos. Верхняя юра, скв. Северо–Пионерская–1.* 76

Рис. 1.61 *Типичные комплексы ихнофоссилий проксимальных/дистальных темпеститов дальней зоны [15]. 1 — Chondrites; 2 — Cochlichnus; 3 — Cylindrichnus; 4 — Diplocraterion, 5 — Gyrochorte; 6 — Muensteria; 7 — Ophiomorpha; 8 — Palaeophycus; 9 — Phoebichnus; 10 — Planolites; 11 — Rhizocorallium, 12 — Rosselia; 13 — Skolithos; 14 — Thalassinoides; 15 — Zoophycos* 77

Рис. 1.62 *Интерпретация верхнемеловых песчаников Сассекс США) с укрупняющейся вверх зернистостью: фации наступающих песчаных баров под влиянием течений и штормов [4].* 78

Рис. 1.63 *Общая модель распределения форм дна вдоль пути прохождения приливно-отливного течения (а) и ее вариации при малом (б) и большом (в) привносе песка [4]. Протяженность зон форм дна соответствует средней скорости (показана в см/с) приповерхностного течения в пике сизигийного прилива.* 79

Рис. 1.64 *Типы крупномасштабной сложной косой слоистости песчаных волн в нижнемеловых отложениях Англии [4].* 80

Рис. 1.65 *А — интерпретация приливно-отливного комплекса песчаных гребней позднедокембрийских отложений Норвегии. I — песчаный покров дальней зоны с мегарябью (мощность 300м, протяженность 200км). Преобладает троговая косая слоистость, образованная отливными штормовыми течениями и/или другими бассейновыми течениями. Плоская геометрия осадочных тел без крупных форм ложа. II — нарастающий баровый комплекс приливно-отливных песков: (1) — северо-западные течения, отливные течения усиливаются штормами; (2) — колебания слабых волн в спокойную погоду и штормовых волн в направлении северо-восток — юго-запад. III — сланцевый разрез с подчиненными песчаными барами образованными течениями (дальней зоны или лагунные). 1 — отложения приливно-отливных каналов; 2 — дистальный бар; 3 — проксимальный бар; 4 — илы дальней зоны; 5 — номера разрезов; б — троговая косая слоистость; 7 — штормовые пески с волновой рябью; 8 — илы/алевриты. Б — схематический разрез, показывающий сливающиеся песчаные бары дальней зоны, выявленные в верхней пачке кварцитовых песчаников [4].* . . 81

Рис. 1.66 *Конденсированный разрез с обилием глауконита, фосфоритами, остатками ростров белемнитов и биотурбациями типа Scolithos. Верхняя юра, скв. Западно–Моисеевская–30.* 82

Рис. 1.67 *Конденсированный разрез с обилием глауконита, и ростров белемнитов; биотурбации типа Scolithos. Верхняя юра, скв. Вахская–108.* 83

Рис. 1.68 *Взаимоотношения между процессами захвата осадков, их перемещения на большие расстояния и отложения в глубоком море. Координатами являются время и/или расстояние и концентрация потока. Показаны идеализированные модели фаций, образующихся при различных процессах осадконакопления. После отложения осадков может происходить их преобразование, вызываемое течениями, разжижением и биотурбацией [4].* 84

Рис. 1.69 *Основные процессы, действующие на континентальном склоне и в его подножье [14]. Пояснения см. в тексте.* 85

Рис. 1.70 *Тонкополосчатые пелагиты. Нижний мел, скв. Приобская–3020.* 86

Рис. 1.71 *Модели гравитационных обломочных фаций с идеализированной последовательностью структур для оползней, дебритов и турбидитов. Для каждого разреза слева внизу показана типичная мощность, которая может сильно варьировать [4].* 87

Рис. 1.72 *Батиметрические комплексы ихнофоссилий [4]. 1 — Nereites s. str.; 2 — Dictyodora; 3 — Helminthoida; 4 — Cosmorhaphe; 5 — Urohelminthoida; 6 — Paleomeandron; 7 — Scollcia (меандрирующая); 8 — Spirophycus; Spirodesmos; 9 — Spirorhaphe; 10 — Lophoctenlum; 11 — Oldhamia; 12 — Palaeodictyon; 13 — Zoophycos; 14 — следы акропод; 15 — Cruziana; 16 — Thalassi-noides, Ophiomorpha; 17 — Rhizocorallium; 18 — Asteracites; 19 — Bergaueria, Conostichus, Solicycl; 20 — Lockiea (= Pelecypodichnus); 21 — Curvolithus; 22 — Gyrochorte; 23 — Teichichnus; 24 — Phycodes; 25 — Diplocraterion; 26 — Asterosoma, Ftossella; 27 — Chondrites; 28 — Phycosiphon; 29 — Scolicia; 30 — Taenidium; 31 — Fucusopsis; 32 — Nereites (Scalarituba).* 88

Рис. 1.73 *Оползневая складчатость. Нижний мел, скв. Приобская–1005.* 89

Рис. 1.74 *Оползневая складчатость. Нижний мел, скв. Приобская–3020.* 90

Рис. 1.75 *Вертикальные разрезы турбидитов и связанных с ними осадков для различных морфологических элементов в глубоком море. Утоняющиеся и укрупняющиеся вверх, блоковые, симметричные и незакономерные типы разрезов показаны линиями справа от литологических колонок [4].* 91

Рис. 1.76 *Тонкозернистые турбидиты с сокращенной последовательностью элементов. Нижний мел, скв. Малобалыкская–31П.* 92
Рис. 1.77 *Тонкозернистые турбидиты с сокращенной последовательностью элементов и подошвенными знаками. Нижний мел, скв. Приобская–3020.* 93
Рис. 1.78 *Модели нормальных осадочных фаций контуритов, гемипелагических и пелагических отложений [4].* 94
Рис. 1.79 *Геометрия и основные фациальные типы глубоководных терригенных отложений [14]. Пояснения см. в тексте.* 95
Рис. 1.80 *Модели осадочных обстановок склоновых шлейфов: а — нормальных (обломочных); б — связанных с разломами [4].* 96
Рис. 1.81 *Модели осадочных обстановок подводных конусов выноса. Масштабы для каждой модели различные: радиус конуса выноса обычно не превышает 150км (а), 1500км (б) и 15км (в) [4].* 97
Рис. 1.82 *Примеры интерпретации глубоководных фаций склонового шлейфа, конуса выноса и равнины [4].* 98
Рис. 1.83 *Реконструкция морфологии некоторых ихнотаксонов, живущих в осадке, в т.ч. переносящих слабую аноксию — Chondrites [15].* 102
Рис. 1.84 *Битуминозные сланцы баженовской свиты. Верхняя юра, скв. Северо–Пионерская–1.* 103
Рис. 1.85 *Остатки двустворок Buchia и аммонита в битуминозных сланцах. Верхняя юра, баженовская свита, скв. Вахская–108.* 103
Рис. 1.86 *Онихит [Onychites sp.] — хитиновый крючок с ловчих рук головоногих моллюсков в битуминозных сланцах. Верхняя юра, баженовская свита, скв. Крапивинская–104.* 104
Рис. 1.87 *Дизоксийные лагунные периодиты с биотурбацией типа Chondrites и конкрециями пирита. Верхняя юра, скв. Западно–Моисеевская–30.* 104
Рис. 1.88 *Дизоксийные лагунные периодиты с биотурбацией типа Chondrites. Верхняя юра, скв. Западно–Моисеевская–31.* 105

Рис. 2.1 *Характер сортировки обломочных зерен* 110
Рис. 2.2 *Классификация окатанности и изометричности обломочных зерен [19]* 110
Рис. 2.3 *Характер упаковки зерен* 114
Рис. 2.4 *Зависимость текстур осадков от размера зерен и скорости потока [16]* 115
Рис. 2.5 *Люминесценция продуктивных интервалов пласта* $_1$, *скв. Трайгородская–2: распиленный керн при дневном освещении (слева); керн в ультрафиолетовом свете — не распиленный (в центре) и распиленный (справа). Фотографии любезно предоставлены Корпоративным кернохранилищем ТомскНИПИнефть, НК ЮКОС.* . . 116
Рис. 2.6 *Люминесценция песчаника, пропитанного различными типами нефтей. Фотографии любезно предоставлены И.В. Гончаровым и Корпоративным кернохранилищем ТомскНИПИнефть, НК ЮКОС.* 117
Рис. 2.7 *Градационная слоистость (по [11] а — нормальная (прямая); б — перевернутая (обратная); в — симметричная* 117

Рис. 2.8 *Типы слоистости осадочных пород (по [11]: а–б — косая однонаправленная, с прямыми (а) и вогнутыми (провисающими, б) слойками и с параллельными серийными швами; в — косая разнонаправленная с клиновидными прямолинейными швами; г–е — косоволнистая (с волнистыми серийными швами) однонаправленная (г), разнонаправленная (д), крупная и мелкая (е), обычно флазерная; ж–и — волнистая крупная, или мульдообразная (ж), мелкая волнистая в основном с симметричной волной (з, показаны две серии) и с асимметричной волной и оползневыми складками (и); к–м — горизонтальная волнистая (горизонтально-волнистая, к), пологокосая (косогоризонтальная, л) и строго горизонтальная непрерывная и прерывистая (м)* 118

Рис. 2.9 *Строение асимметричной ряби волнения и косая слоистость ряби волнения. Видны неровная нижняя поверхность, перекрещивание передовых слойков и их выклинивание [5]* 119

Рис. 2.10 *Косая слоистость, образованная при миграции мелкой ряби течения с прямолинейными гребнями. Пачки слойков косой слоистости имеют плоскостной характер [5]* 119

Рис. 2.11 *Косая слоистость, образованная при миграции волнистой мелкой ряби. Форма косослоистых пачек слабо фестончатая, нижние пачки слойков имеют ярко выраженную корытообразную форму [5]* 120

Рис. 2.12 *Косая слоистость, образованная при миграции лингоидной мелкой ряби. Косослоистые пачки имеют ярко выраженную фестончатую форму [5]* 120

Рис. 2.13 *Блок-диаграмма, демонстрирующая косую слоистость, образованную при миграции луноподобной крупной ряби [5]* 121

Рис. 2.14 *Типы флазерной слоистости: а — обусловленной мелкой рябью течений с прямыми гребнями; б — сформированной волнами мелкой ряби с искривленными гребнями; в — обусловленной волновой рябью [5]* 121

Рис. 2.15 *Волнистая слоистость. В зависимости от толщины слоев ила формируются различные типы слоистости [5]* 122

Рис. 2.16 *Линзовидная слоистость с сочлененными раздутыми линзами. Косослоистые серии (вверху) обусловлены рябью течения. Песчаные линзы (внизу) осаждались в виде волновой ряби симметричной и асимметричной формы [5]* 122

Рис. 2.17 *Линзовидная слоистость с изолированными линзами. Вверху — плоские изолированные линзы [5]* 123

Рис. 2.18 *Пористость как функция сортировки и размера зерен* 124

Рис. 2.19 *Терминология для характеристики мощности слоев [19]* 125

Рис. 2.20 *Трафареты М.С. Швецова для определения процентного содержания составных частей пород* 129

Рис. 2.21 *Классификация обломочных (песчаных) пород [16]* 131

Рис. 2.22 *Типы цемента по взаимоотношению с обломочными зернами: а — пленочный; б — крустификационный; в — неравномерного нарастания; г — регенерационный; д — проникновения; е — коррозионный; ж — замещения [13]* 132

Рис. 2.23 *Типы цемента по равномерности заполнения межзернового пространства: а — сплошной равномерный, б — сплошной неравномерный, в — преобладающий не сплошной, г — пятнистый, д — островной, е — точечный [13]* 133

Рис. 2.24 *Типы цемента по количеству и распределению в породе а — базальный; б — открытый поровый; в — закрытый поровый; г — неполный поровый; д — пленочный; е — контактовый [13]* 134

Список таблиц

Таблица 2.1 Классификация осадочных зерен Аддена–Уэнтуэрта [3]. 112
Таблица 2.2 Классификация обломочных пород 113
Таблица 2.3 Значения сортировки и асимметрии для статистических данных, обработанных графически, со словесными определениями [3] . . 114
Таблица 2.4 Схематизированная сводка главнейших свойств люминесценции основных групп каустобиолитов и некоторых других природных органических веществ [9] 126
Таблица 2.5 Цена деления линейки окуляр–микрометра микроскопа при различных объективах 128
Таблица 2.6 Классификация глинистых минералов [6] 136
Таблица 2.7 Минералогическая классификация глинистых пород 137

Благодарности

Автор считает своим приятным долгом поблагодарить В. П. Мангазеева, С. Ю. Соколова (ЗАО «ЮКОС ЭП»), И. Н. Кошовкина, С. В. Парначева и О. С. Чернову (ЦППС НД ТПУ), С. В. Фролова (МГУ), а также сотрудников корпоративного кернохранилища ОАО «ТомскНИПИнефть ВНК» В. И. Биджакова, С. В. Стерликова и многих других, способствовавших написанию данной работы.

Особую признательность хочется выразить Е. А. Жуковской (корпоративное кернохранилище ОАО «ТомскНИПИнефть ВНК»), взявшей на себя труд просмотреть отдельные разделы пособия и сделавшей ряд конструктивных замечаний.

Текстовый документ сформатирован макросистемой LaTeX 2ε, электронная версия (Portable Document Format) снабжена системой гиперссылок и перекрестного цитирования.

Введение

Керн является основным прямым источником и носителем информации о свойствах горных пород и условиях их образования. Поэтому получение навыков работы с керном, его точного и правильного описания, является залогом верного предсказания геометрии осадочных тел и их коллекторских свойств.

Данное пособие ориентировано на читателя, уже знакомого с основной терминологией, процессами и классификациями осадочных обстановок. Основная задача пособия состоит в том, чтобы кратко охарактеризовать основные обстановки терригенного осадконакопления, проиллюстрировав их типовыми примерами, для решения задачи построения седиментационной модели углеводородных резервуаров на основе изучения керна и интерпретации сопровождающих геофизических материалов.

Описанию работы с керном предшествует раздел, в котором приведены типовые обстановки осадконакопления, являющиеся моделью для интерпретации данных изучения керна. В конце пособия, в приложениях, помещены примеры выполнения работ по описанию и анализу керна, выполненные в рамках учебной программы MSc Reservoir Evaluation and Management Университета Heriot–Watt.

Глава 1

Основные типы седиментационных обстановок терригенных коллекторов

Типы обстановок осадконакопления, представленные в коллекции керна, относятся к речным, озерным, прибрежным, мелководно- и глубоководно-морским, поскольку

- именно к этим седиментационным обстановкам относится наибольшее число терригенных коллекторов,
- к ним принадлежит большинство продуктивных залежей, разрабатываемых компанией «ЮКОС» на территории Западной Сибири.

Ниже приводится краткая характеристика основных признаков указанных обстановок.

1.1 Речные обстановки [Fluvial enviroments]

В зависимости от энергии речного стока, зависящей, в свою очередь, от ряда палеогеографических (климатических), тектонических и других факторов, речные долины разделяются по морфологии на прямые [straight], меандрирующие [meandering], с блуждающими руслами [braided] и ветвящимися анастомозирующими [anastomosing] руслами (Рис. 1.1). Прямолинейные долины характерны для рек высокой энергии гор и предгорий, меандрирующие и имеющие анастомозирующее ветвление — для равнинных рек с низкой энергией потока. Наиболее обычны в качестве резервуаров аллювиальные отложения меандрирующих рек и рек с блуждающими руслами.

1.1.1 Меандрирующие реки [Meandering Rivers]

Меандрирующие реки характерны для равнинных областей и пенепленов с влажным климатом и развитым растительным покровом, где сезонные расходы воды относительно постоянны, а аккумуляция низка из-за малых градиентов уклона и замедляющего эффекта растительности как в отношении почв, так и боковой эрозии в руслах.

Отложения меандрирующих рек можно подразделить на три фации, соответствующие трем различным субобстановкам (Рис. 1.4).

Пойменная [flood-plain] фация — покровы мелких песков и алевритов, глинистого песка и глины откладываются на заливных участках речной поймы. Отличаются тонкой слоистостью (Рис. 1.3), присутствием знаков ряби и трещин усыхания [shrinkage crack], заполненных песком. На поверхности напластования возможно захоронение растительных остатков, формирование торфа и горизонтов почв, маркируемых известковыми корками (каличе), железистыми латеритами и корненосными слоями (Рис. 1.2). Фация накапливается из суспензии в период паводков и зарастает в межень.

Русловая [channel] фация образуется за счет миграции меандрирующего русла: эрозии вогнутого берега и ложа реки и отложения осадков на внутреннем берегу. Подошва русловых отложений представляют собой эрозионную поверхность, на которой залегает галька, внутриформационные конгломераты (Рис. 1.5), и другой грубообломочный материал, переходящий вверх в толщу песков с уменьшающейся вверх зернистостью. Массивные горизонтально-слоистые пески и пески с мульдообразной косой [trough-like] слоистостью одновременно с уменьшением мощности пачек постепенно переходят в полого-косослоистые пески, пески с восходящей и мелкой рябью (Рис. 1.6). Последние, в свою очередь, переходят в микрокосо- и плоскослоистые мелкие пески, сменяющиеся алевритами пойменной фации.

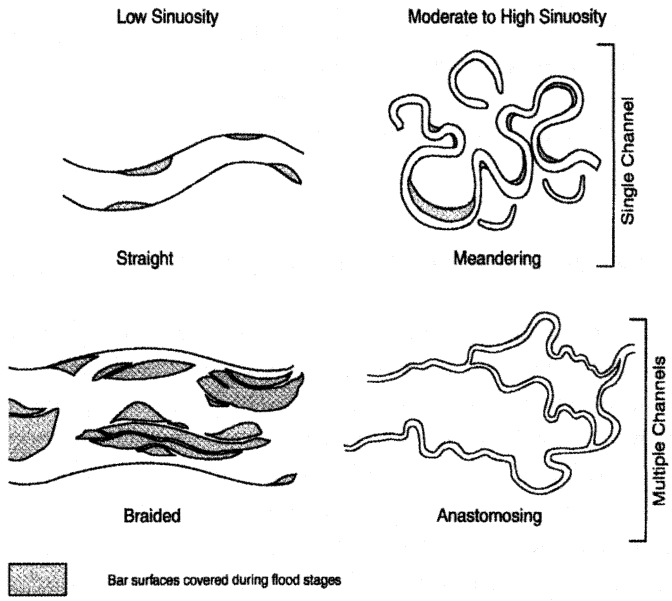


Рис. 1.1. *Морфологическая классификация речных русел [17]*

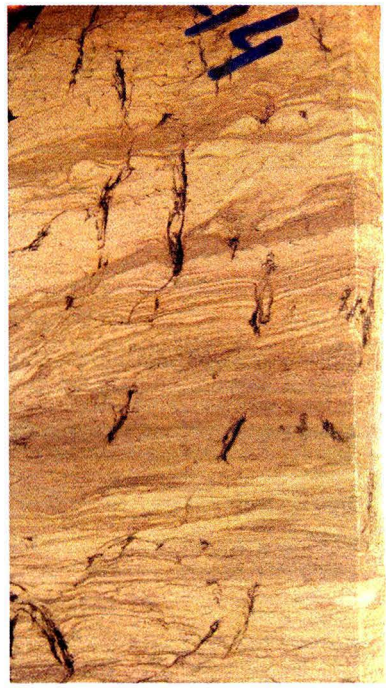


Рис. 1.2. *Тонкослоистые пойменные отложения меандрирующей реки с остатками корневых систем растений. Нижняя юра, скв. Склоновая–21.*



Рис. 1.3. *Тонкослоистые пойменные отложения меандрирующей реки. Нижняя юра, скв. Склоновая–21.*

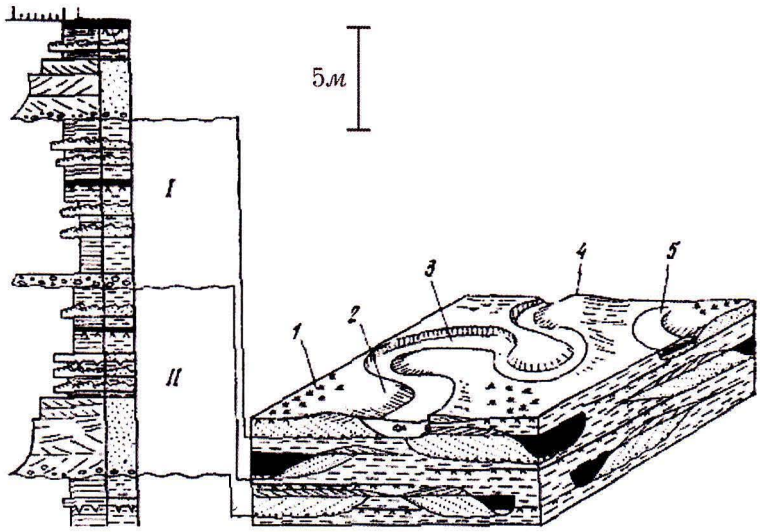


Рис. 1.4. *Блок–диаграмма и характерный разрез аллювиальной равнины с меандрирующей рекой [7]. I — фации отмершего русла (старицы); II — фации активного русла; 1 — заболоченная пойма за береговой отмелью; 2 — береговая отмель; 3 — русло; 4 — прирусловый вал; 5 — старица отмершей меандры*



Рис. 1.5. *Русловой аллювий меандрирующей реки: внутриформационный конгломерат. Нижняя юра, скв. Склоновая–21.*

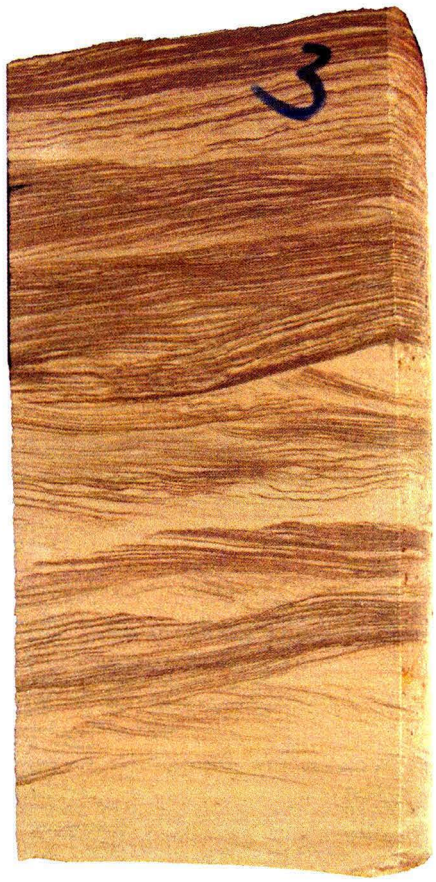


Рис. 1.6. *Русловой аллювий меандрирующей реки: мелкая мульдообразная рябь с элементами восходящей ряби. Нижняя юра, скв. Склоновая–21.*

Фация прирусловых валов [point bar] — песчаных валов, окаймляющих русло, на которых при паводках откладывается главная масса влекомого и взвешенного материала. Возвышаясь на 0,5–1,0 *м* и более над поймой в виде естественных дамб, валы препятствуют быстрому наращиванию высоты пойм, на которых за счет подтопления развиваются болота и торфяники, а на валах и прирусловых отмелях — дюны. Прирусловые валы обычно разделены понижениями, что делает поверхность русловых отложений правильно-волнистой. На ней формируется пойменный аллювий.

Фация отмерших русел (стариц) [oxbow–lake] — мелкозернистые отложения, заполняющие старицы, образуются, когда река прорывает шейку меандра, заиливая концы первоначального изгиба. Эта фация близка осадкам поймы, но отличается от них геометрией и непосредственным залеганием (с резким контактом) на русловых конгломератах без промежуточных слоев отмелевых песков, а также обычным присутствием остатков корневых систем (Рис. 1.2) или воронкообразных следов их присутствия (Рис. 1.7), развитием торфяников и углей. Старичные фации могут нарушаться за счет прорыва стариц [avulsion] меандрирующим руслом.



Рис. 1.7. *Тонкослоистые пойменные отложения меандрирующей реки с воронкообразными (на фото — многочисленные конусы, обращенные вершиной вниз) следами присутствия корневых систем растений. Верхняя юра, Западно–Моисеевская–30.*

1.1.2 Диагностические признаки

Аллювий меандрирующих рек имеет покровный характер и относительно небольшую мощность. Он мелкозернистый и характеризуется соотношением песка и глины 50 : 50. Конгломераты, за исключением внутриформационных, крайне редки. Песчаники, как правило, относительно мелкозернисты. Глинистые отложения отвечают заболоченным аллювиальным равнинам или старицам и часто ассоциируют с прослоями углей. Разрезы аллювия меандрирующих рек характеризующимся утонением материала вверх по разрезу: на эрозионной поверхности могут залегать косослоистые русловые песчаники, постепенно переходящие в мелкие косослоистые песчаники, а затем в пойменные сланцы с трещинами усыхания.

Аналогичные отложения семиаридных областей могут быть окрашены в красный цвет и ассоциировать с горизонтами каличе (палеопочв).

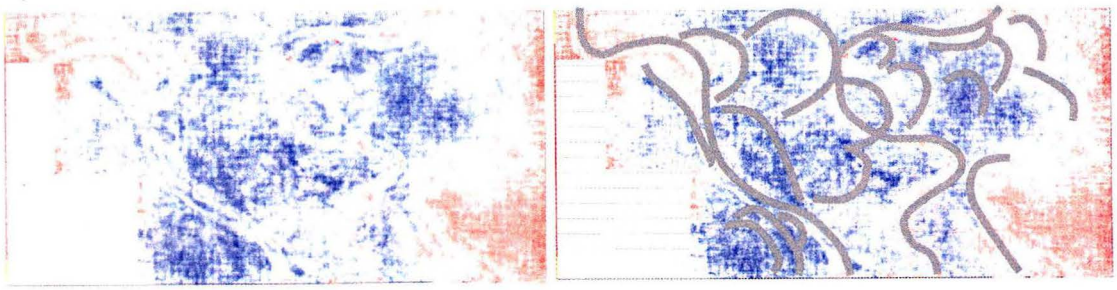


Рис. 1.8. *Анализ данных 3D сейсмики позволяет дифференцировать русловые и старичные отложения от пойменных илов. Васюганская свита, Киняминское месторождение*

Русловой природой пойменных отложений обусловлено существование целой серии неустойчивых сейсмических рефлекторов. Для русел характерны, как правило, эрозионные подошвы и постепенные изменения вверх по разрезу, поэтому сигналы отражаются от их днища. Трехмерная сейсмическая съемка позволяет оконтурить весь пояс меандрирования, дифференцируя при этом русловые и старичные отложения от пойменных илов (Рис. 1.8).

1.1.3 Реки с блуждающими руслами [Braided Rivers]

Реки с блуждающими руслами (Рис. 1.12) представляют собой сеть ветвящихся рукавов с низкой извилистостью русла, приуроченные к участкам с крутыми уклонами, и высоким расходом воды. Они наиболее характерны для предгорий — т.е. районов, где имеется большой объем осадков, расход воды часто испытывает сезонные колебания, а растительный покров не препятствует стоку.

Русловые [channel] фации. Поскольку данные реки перегружены обломочным материалом, то, как только прежнее русло оказывается забито наносами, образующими в центральной части бар, по обе стороны от него возникают новые русла. Этот процесс повторяется и в результате формируется целая система ветвящихся русел. Поэтому аллювий рек с блуждающими руслами состоит из песка, руслового галечника, практически не содержит мелкозернистых пойменных алевритов и глин, и образует латерально выдержанные циклические серии. Однако и здесь отмечаются серии, демонстрирующие уменьшение размерности вверх по разрезу — от гравия через песок к алевролитам, что связано с ослаблением скорости течения по мере заполнения русла. Размер частиц в таком аллювии снизу вверх может как уменьшаться, так и увеличиваться, поэтому строение таких фаций бессистемно (Рис. 1.9). Обломочный материал может быть целиком аллохтонным (Рис. 1.10), так и смешанным, с существенной долей внутриформационных конгломератов (Рис. 1.11).

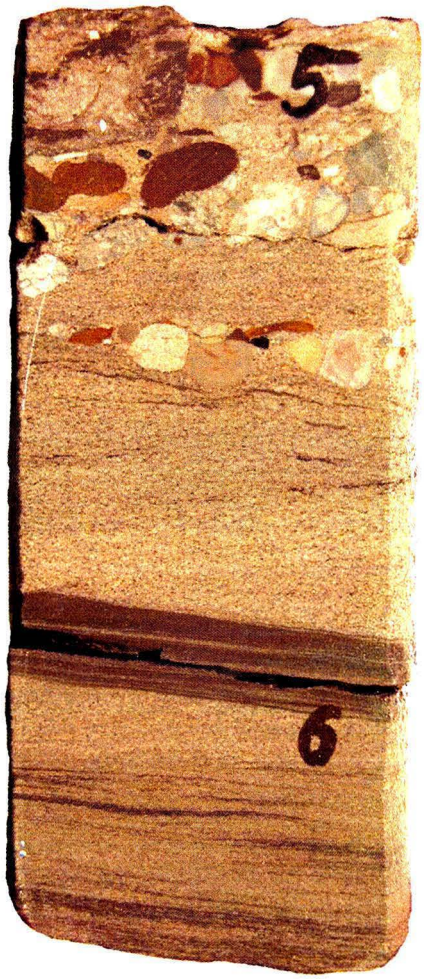


Рис. 1.9. *Русловой аллювий реки с блуждающим руслом: тонкозернистые (до пелитовых) фации отмирающего русла вверх сменяются грубым аллювием нового активного русла. Нижняя юра, скв. Северо–Пионерская–1.*



Рис. 1.10. *Русловой аллювий реки с блуждающим руслом, русловые фации, состоящие из аллохтонного грубообломочного материала и прослоев углефицированного материала. Нижняя юра, скв. Северо–Пионерская–1.*

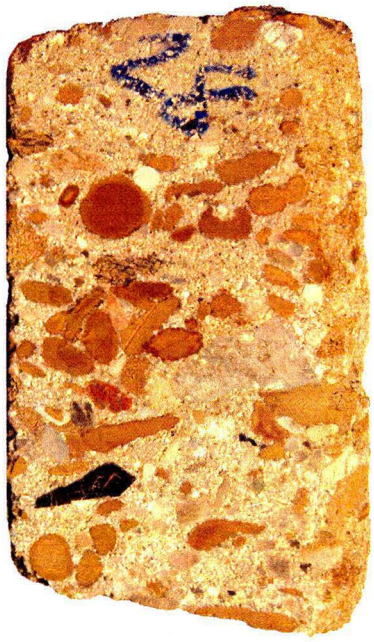


Рис. 1.11. *Русловой аллювий реки с блуждающим руслом, русловые фации, состоящие из автохтонного (преобладает) и аллохтонного грубообломочного материала. Нижняя юра, скв. Склоновая–21.*

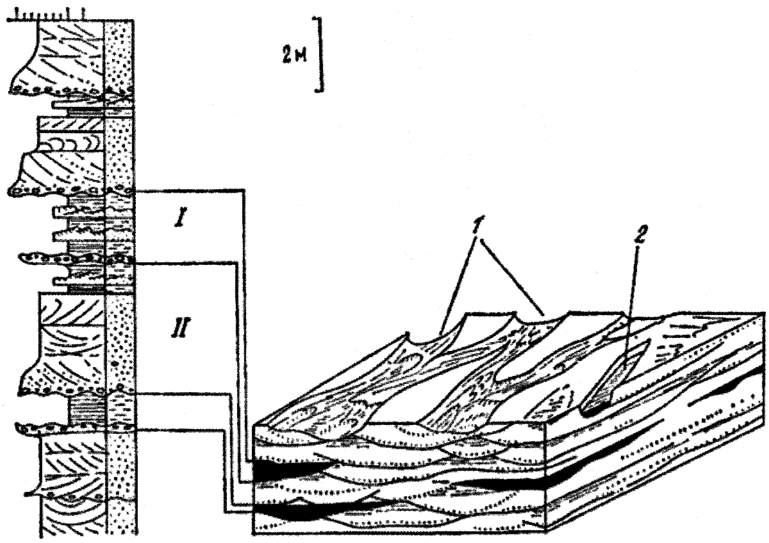


Рис. 1.12. *Блок–диаграмма и характерный разрез аллювиальной равнины реки с блуждающими руслами [8]. I — серия отмершего русла; II — серия активного русла; 1 — песчаные отложения активных ветвящихся русел; 2 — илистые отложения отмершего русла.*

Фации отмирающих русел. Алеврит и пелит, в небольших количествах присутствующий в этом типе аллювия, отлагается в брошенных руслах (Рис. 1.13). Они формируются при закупорке и отклонении русел, а также при речных перехватах в результате быстрой поступательной русловой эрозии. Там, где отмирающее русло еще сохраняет связь с активным руслом ниже по течению реки, могут формироваться ловушки для глинистых песков и глин, приносимых обратно направленными завихрениями из главного русла. Таким образом, мелкозернистые осадки образуют шнуровидные тела в соответствии с первоначальной формой русла.

Возникающая последовательность обычно включает в себя пески блуждающих русел и гравий с редкими шнуровидными телами глин отмерших русел, что контрастирует с правильным распределением фаций в системах меандрирующих рек, характеризующихся горизонтально выдержанными пойменными глинистыми фациями.

1.1.4 Диагностические признаки

Отложения рек с блуждающими руслами обычно накапливаются в виде покровообразных или конусообразных толщ большой мощности и протяженности. Отложения почти всегда представлены конгломератами и крупнозернистыми песчаниками с малым (первые проценты) количеством мелких песчаников и алевролитов, практически без органических остатков. Часто породы окрашены в красный цвет, поскольку аридный и семиаридный климат предгорий достаточно обычен. Для отложений ветвящихся русел типично наличие русловых врезов, хотя они могут быть и не обнаружены в отдельном керне или на каротажной кривой. Русловые врезы заполнены косо- или плоскослоистыми песками, круто падающими вниз по течению, местами

с отдельными опрокинутыми передовыми слоями — антидюны [antidune]. Средние направления наклонов косой слоистости сильно меняются от русла к руслу.

Наиболее характерная особенность — двойная эрозионная поверхность (выше и ниже прослоев глин). Эти отложения отмерших русел служат диагностическим признаком осадков ветвящихся рек. Распознавание их весьма важно, поскольку можно предположить, что глины имеют шнурковую геометрию и не препятствуют миграции флюидов и формированию залежей углеводородов. Верхняя и нижняя границы таких отложений могут быть сейсмическими рефлекторами, поскольку на их контактах с вмещающими породами наблюдаются значительные контрасты скорости прохождения волн, но внутренние отражающие горизонты обнаруживаются редко.



Рис. 1.13. *Русловой аллювий реки с блуждающим руслом, быстро сменяющийся пелитовым аллювием отмирающего русла. Нижняя юра, скв. Склоновая–21.*

1.2 Дельты [Deltas]

Дельта — конус выноса обломочного материала, приносимого рекой, возникающий в месте достижения рекой базиса эрозии. Геометрия дельт определяется, взаимодействием флювиальных, морских (озерных) процессов, а также другими факторами: величиной речного стока, климатом, характером и амплитудой тектонических движений, рельефом, высотой волн и приливных течений. Дельты состоят из:

- субаэральной части конуса дельты [subaerial delta] — дельтовой равнины,
- авандельты [avandelta] — крутонаклонной подводной грубообломочной части конуса дельты;
- продельты [prodelta] — пологой тонкообломочной (алеврито-пелитовой) части конуса дельты (Рис. 1.14).

Морфология границы дельтовой равнины и авандельты — фронта дельты — отражает динамику взаимодействия бассейновых и речных процессов. Наиболее популярная классификация дельт подразделяет их на три группы именно в соответствии с доминирующим процессом во фронтальной части дельты (Рис. 1.15, Рис. 1.16):

- преимущественно флювиальные [fluvial] дельты;
- дельты с преобладающим волновым (штормовым) [wave-dominated] режимом;
- дельты с преобладающим приливно-отливным [tide-dominated] режимом.

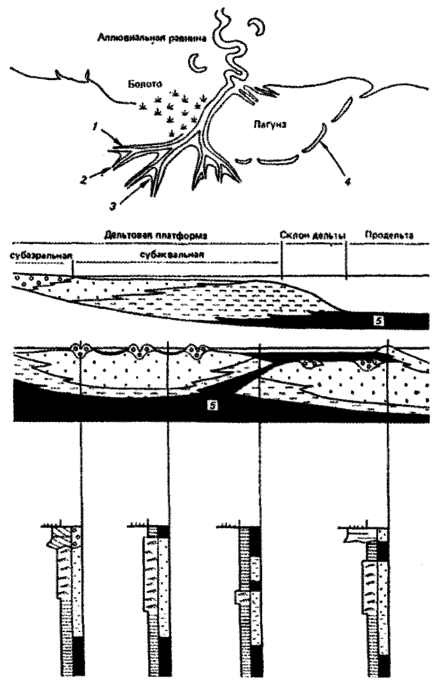


Рис. 1.14. *Морфология и фации дельты [8]. 1 — береговые валы; 2 — рукав реки; 3 — внутридельтовый залив; 4 — береговые бары, трансгрессируя, перерабатывают лопасть мертвой дельты; 5 — продельтовая глина*

Дельтам присущи следующие общие черты:

- Мощные, преимущественно терригенные разрезы как с трансгрессивной, так и с регрессивной последовательностью фаций.
- Осадочное тело дельты имеет ограниченный размер по площади, благодаря чему около устья крупной реки формируется депоцентр.
- Разрезы внутри депоцентра часто повторяются или имеют циклическое строение, что обусловлено повторением стадий продвижения и отмирания или всей дельты, или ее лопастей.

- В крупных, длительно живущих дельтах в различных случаях возникает серия отдельных депоцентров, обусловленных долговременными колебаниями в поступлении осадков, погружении и изменениях уровня моря.

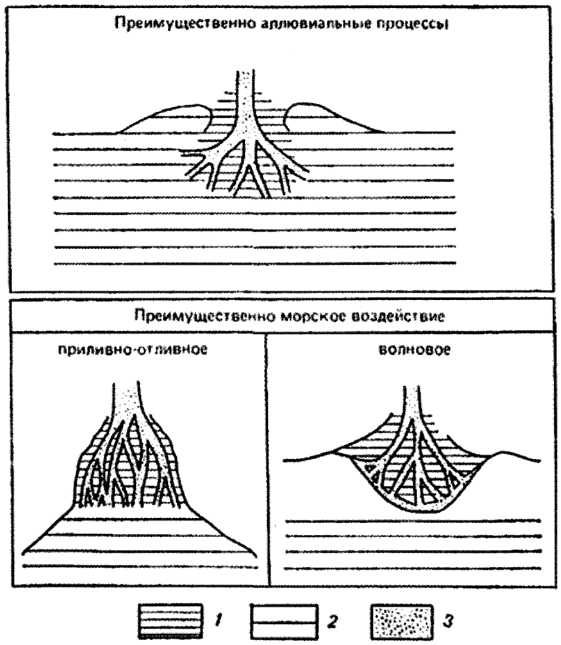


Рис. 1.15. *Схема основных типов дельт [8]. 1 — паралические илы и торф; 2 — морские илы; 3 — русловые и отмелевые пески*

Обычно различают следующие фации дельт:

•протоковые;

•прирусловых валов;

•межпротоковых понижений;

•заливов и лагун;

•аванделът — бары, косы, западинные, торфяные, водорослевые и горючесланцевые.

Эти фации группируются в несколько фациальных парагенезов, отражающих как тип дельты, так и стадию ее развития.

Фациальная ассоциация дельтовой равнины [deltaic plain] охватывает накопление осадков в протоках и во внутридельтовых областях между ними. Она может быть флювиальной или приливной. Первая отмечается во всех дельтах, последняя же занимает нижнюю часть дельтовой равнины приливных дельт.

Фациальная ассоциация фронта дельты [delta front] наиболее часто представлена регрессивной последовательностью, отвечающей переходу от мелкозернистых фаций авандельты или продельты к фациям береговой линии, среди которых доминируют песчаники. Эти разрезы образуются в результате продвижения фронта дельты и могут срезаться разрезами флювиальных или приливных каналов по

мере ее продолжения. Разрезы сильно изменяются внутри дельт в зависимости от их близости к устью рукава и между дельтами в соответствии с режимом фронта дельты, природы и интенсивности синседиментационных деформационных процессов. Рассмотрение процессов, действующих в этой субобстановке, обычно является решающим для понимания геометрии дельты. Могут быть и обратные (трансгрессивные) последовательности в вертикальной смене фаций.

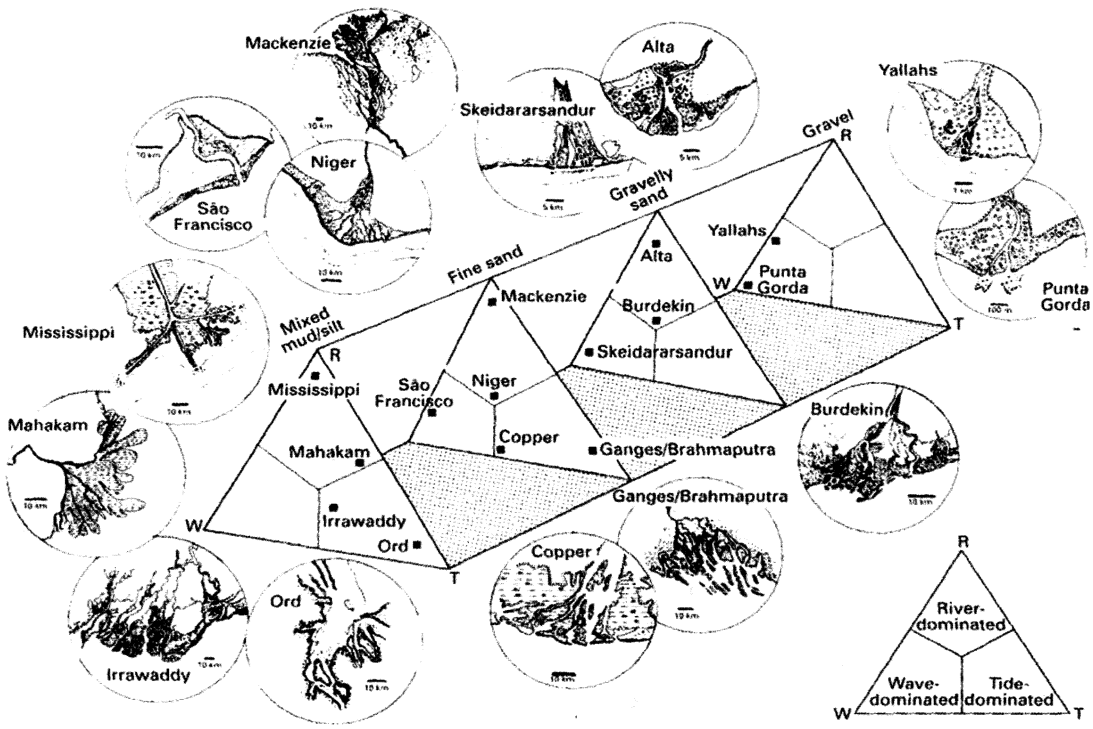


Рис. 1.16. *Классификация современных дельт по преобладающему процессу во фронтальной части дельты и преобладающей размерности речного стока [18]*

Фациальная ассоциация отмирания дельты включает те фации, которые накапливаются вследствие отмирания дельты или ее лопасти. Фации отмирания — это тонкие, латерально выдержанные маркирующие слои, состоящие из фаций, отражающих низкие скорости осадконакопления. Несмотря на их незначительную роль в разрезе, фации отмирания важны, поскольку:

- позволяют коррелировать разрезы с иным латеральным соотношением фаций,
- помогают построить седиментационную модель,
- определяют ареал распространения дельты;
- являются наилучшими индикаторами «фоновых» условий, таких, как климат и параметры приемного бассейна.

1.2.1 Преимущественно флювиальные дельты [Fluvial deltas]

Ассоциации флювиальной дельтовой равнины (Рис. 1.18) включают фации крупных флювиальных дельтовых рукавов, промоин, внутридельтовых заливов, которые часто встречаются в виде серии мелких разрезов регрессивного типа, отражающих повторные заполнения заливов. Эти разрезы характеризуются небольшой мощностью (4–10м) и начинаются с аргиллитов — алевролитов, осажденных из взвеси в пределах всей внутридельтовой области во время паводковых периодов. Отложения полностью биотурбированы, но иногда сохраняется тонкая ленточная слоистость; обильны растительные остатки и солоновато- и пресноводная фауна. Часто встречаются конкреции или прослои сидерита. Аргиллиты и алевролиты могут слагать весь разрез заполненного залива, но обычно разрезы завершаются маломощными песчаниками намывных валов, лопастей конусов выноса промоин берегов, сочетания малый устьевой бар — канал промыва или переработанных волнами кос.

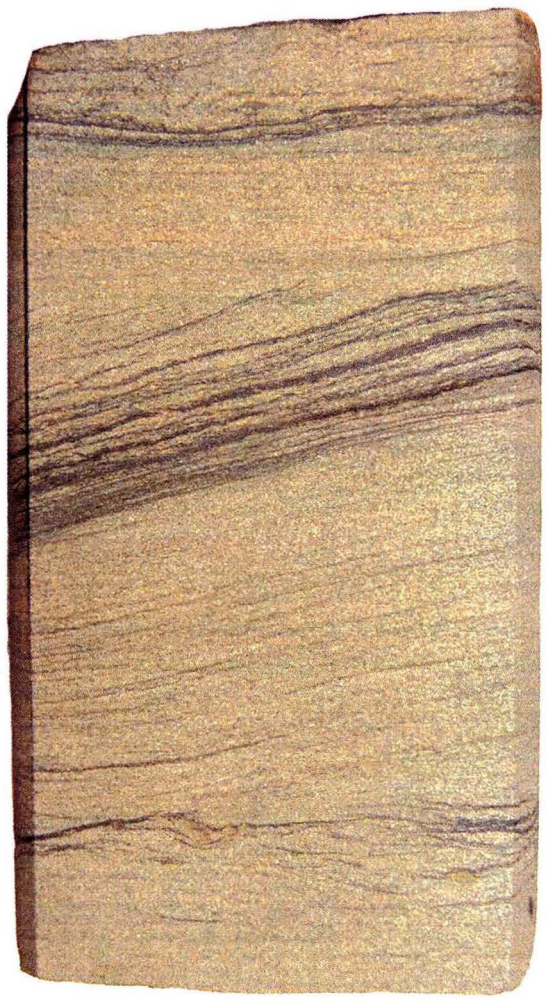


Рис. 1.17. *Потоковая косая слоистость в дельтовых песчаниках. Верхняя юра, скв. Западно–Моисеевская–30.*

В разрезах намывных валов [washover levee] преобладают тонкие слои песчаников с эрозионной подошвой, мелкой рябью или горизонтальной слоистостью, образованных паводковыми наводнениями или небольшими конусами выноса промоин. Они постепенно переходят в аргиллиты и алевролиты, осажденные из взвеси во время спада паводков. В сторону от края канала отдельные слои становятся тоньше, размер зерен уменьшается, иногда наблюдался наклон осадков. Тенденция увеличения размера зерен вверх по разрезу отражает внедрение намывного вала в залив. Образование больших конусов выноса промоин, когда за один раз осаждается около 1м осадка, ускоряет и завершает заполнение залива.

Конус выноса промоины — пластоподобное или линзовидное тело с эрозионной подошвой и последовательностью текстур, отражающей убывание силы потока и уменьшением размера зерен кверху и которую можно спутать с турбидитами. Резкое обмеление, вызванное внезапным действием этих крупных конусов выноса промоин, может вызвать запруживание и осушение области конуса и завершить разрез залива. Системы канал промыва — малый устьевой бар вызывают образование многочисленных разрезов заполнения заливов.

Для устьевых баров [mouth bar] свойственны разрезы с постепенным увеличением размера зерен кверху, что отражает увеличивающееся влияние течений волочения по мере продвижения бара, но средние и верхние части этих разрезов часто размываются каналом промоины, снабжающим устьевой бар осадками.

Разрезы каналов промоин [channels] характеризуются мощностью 1–4м и слагаются фациями заполнения канала, которые содержат многочисленные поверхности размыва, глинистые прослои и следы появления временных донных форм, что отражает слабое течение, приводящее к «осушению» канала во время низкой воды. Переработка осадка ветровыми волнами приводит к формированию маломощных волновых разрезов с увеличением размера зерен кверху, что отражает миграцию береговых отмелей. Каждый из этих разрезов заканчивается маломощным и невыдержанным песчаным телом, но часто они объединяются в обширный пласт песчаника, занимающий всю внутридельтовую область. Ближе к верхней части разрезов нередко встречаются палеопочвы или торф.

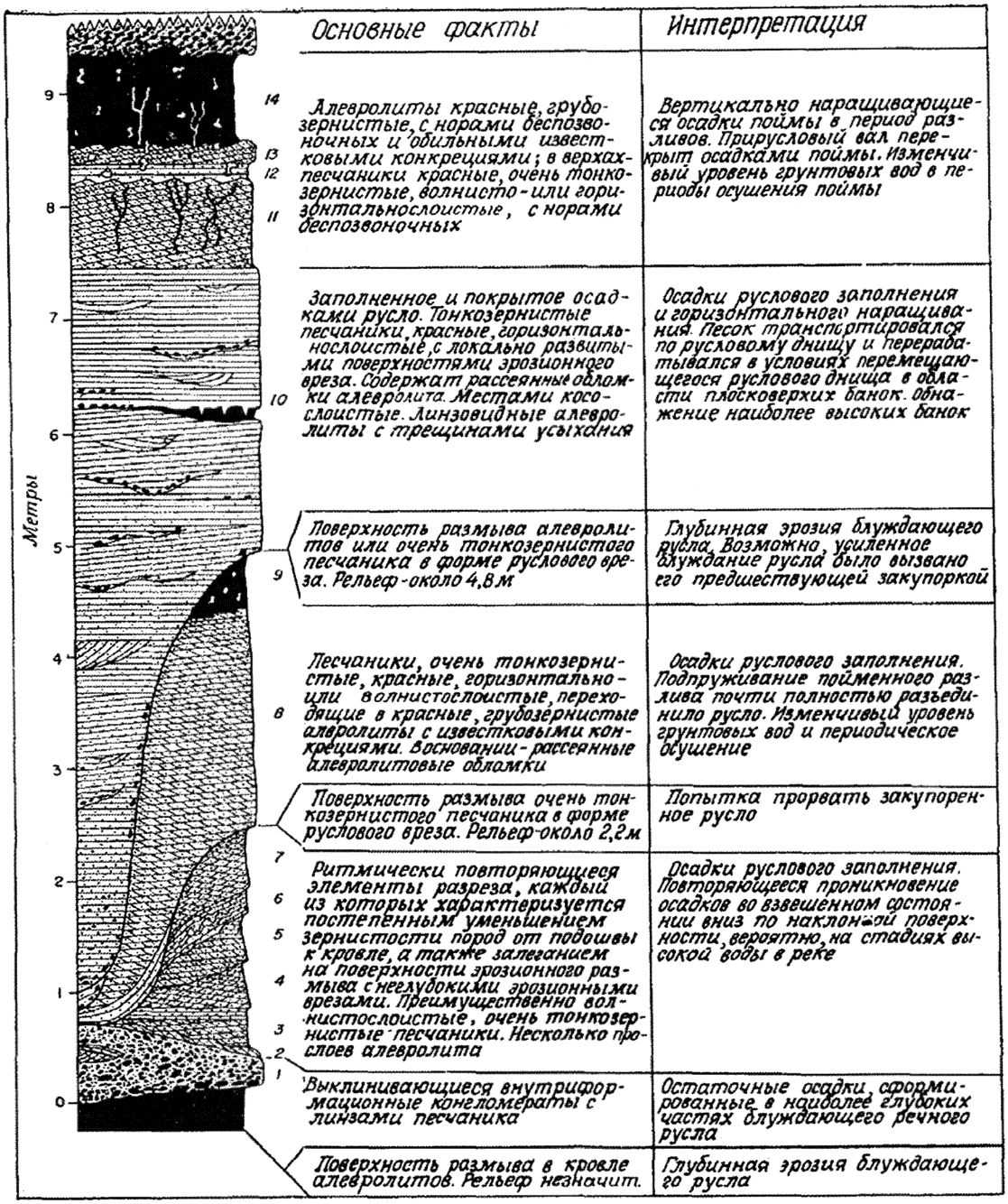


Рис. 1.18. *Разрез каменноугольного дельтового рукава флювиальной дельты, Тагфорд, Шропшир [2]*

Разрезы дельтовых рукавов [delta channels] мощнее разрезов каналов промоин, подобны разрезам русел и отражают более постоянные условия разгрузки. Они, как правило, извилисты, имеют поверхности размыва в основании, сопровождающиеся внутриформационными конгломератами (фрагменты аргиллитов, железистых

желваков) и остатками растений. Текстуры различны: мульдообразная и плоская косая слоистость (Рис. 1.17, Рис. 1.19), параллельная слоистость и слоистость ряби течения, образованные однонаправленными течениями переменной силы. Тела песчаников могут быть одно- или многоярусными, причем в пределах одного дельтового комплекса первые тяготеют к нижней части дельтовой равнины, а вторые — к ее верхней части. Обычным явлением бывает перехват (авульсия [avulsion]) рукавов, ведущий к их отмиранию, что служит причиной образования разрезов с уменьшением размера зерен вверх. Верхние элементы этих разрезов включают алевриты со слоистостью ряби, редкие мелкие песчаники конусов выноса промоин, богатые растительными остатками глины, слои палеопочв (Рис. 1.20) и углей (Рис. 1.21).



Рис. 1.19. *Потоковая косая слоистость в дельтовых песчаниках. Средняя юра, скв. Северо–Пионерская–1.*

 © *Центр профессиональной переподготовки специалистов нефтегазового дела ТПУ*



Рис. 1.20. *Палеопочва, венчающая прослой угля зарастающей дельты. Верхняя юра, скв. Западно–Моисеевская–30.*



Рис. 1.21. *Прослой угля, завершающий разрез зарастающего дельтового рукава. Верхняя юра, скв. Западно–Моисеевская–30.*

Крупномасштабные оползания берегов могут быть важной особенностью дельтовых проток, так как оползни содержат мелкозернистый материал. Часто оползает

весь берег, и, если поверхность скольжения распространяется ниже основания протоки, сползшие осадки могут сохраниться ниже фаций русла.

Неустойчивый характер дельтовых рукавов определяет небольшую длительность их существования по сравнению с речными руслами. Поэтому песчаные тела в них часто отличаются низким отношением ширины к длине.

Разрезы фронтов дельт характеризуются существенными различиями. Как правило, они начинаются с мощного однородного интервала аргиллитов — алевролитов, осажденных из взвеси у основания фронта дельты и выше. Эта фация может быть массивной, но обычно отличается рассеянной полосчатостью из-за различий в размере зерен, нарушаемой биотурбацией. Морская фауна редка, встречается растительный детрит (Рис. 1.22). Средние части этих разрезов состоят из фоновых аргиллитов и алевролитов с единичными слоями более крупнозернистых алевролитов и песчаников. Появление тонких алевролитов со слоистостью ряби отражает переход к условиям выше базиса действия волн. Более грубозернистые слои имеют ровное размытое основание, текстура кверху переходит от параллельной слоистости к асимметричной слоистости ряби. Поверхности слоев могут иметь симметричные знаки ряби с прямыми гребнями, что свидетельствует о послепаводковой волновой переработке. Эти слои образуются в результате действия убывающих по силе течений, перемещающих материал. Некоторые слои отличаются постепенным переходом в основании и свидетельствуют об увеличении скорости потока вверх по разрезу, что связано с более плавным развитием паводка. Вверх по разрезу грубые слои увеличиваются в мощности и часто сливаются. Отдельные пласты песчаника выдержаны по площади, но могут встречаться и линзовидные слои, которые представляют собой небольшие субаквальные продолжения дельтовых проток. Осадочные текстуры в этих слоях отражают высокие скорости транспорта осадков и их осаждение течениями волочения, преобладающими вблизи устья во время паводков.



Рис. 1.22. *Тонкодисперсный растительный детрит на поверхности напластования дельтовых фаций. Верхняя юра, скв. Крапивинская–102.*

Фациальная ассоциация отмирания дельт включает тонкий маркирующий слой, прослеживаемый повсеместно. Отмирание в нижней и средней частей фронта

дельты фиксируется по интенсивной зоне биотурбации, иногда сопровождаемой тонкими слоями сланца или известняка, что отражает уменьшенные скорости осадконакопления. Фация отмирания в верхней части фронта дельты включает маломощный интервал интенсивно биотурбированных кварцевых песчаников, интерпретируемых как трансгрессивные остатки барьерных островов. Эти песчаники могут быть сцементированы кальцитом, образованным за счет растворения раковин, и содержать глауконит. Слои изменяются по мощности от 0,5 до 3,0м и могут изредка заключать в себе отчетливую эрозионную поверхность, родственную эрозионной поверхности предфронтальной зоны пляжа. В средней и нижней частях дельтовой равнины отлагается тонкий горизонт аргиллитов и алевролитов с обильной морской и солоноватоводной фауной, тогда как верхняя часть дельтовой равнины осушается. В условиях тропического гумидного климата поверхность верхней части дельтовой равнины покрывают обширные слои лигнита или торфа, образуя маркирующие горизонты.

1.2.2 Преимущественно волновые дельты [Wave–dominated deltas]

Ассоциации дельтовой равнины волновых дельт (Рис. 1.23) включают песчаники флювиальных русловых каналов и отложения внутридельтовых заливов, близкие равнинам флювиальных дельт, поскольку преимущественно волновые дельты характеризуются пляжево-баровыми побережьями, защищающими дельтовую равнину от сильных штормов. Местами в мелководных заливах дельтовой равнины могут действовать вызванные ветрами волны.

Фронт дельт представлен разрезами с увеличением зернистости вверх, похожими на разрезы продвигающихся пляжевых фронтов. Тонкозернистый элемент в основании разреза фронта дельты может включать генерированные штормами турбидиты, а в средней и верхних частях разреза преобладают хорошо сортированные песчаники с выпуклой косой слоистостью, волновой слоистостью ряби, параллельной и косой слоистостью. Наблюдаемая биотурбация может быть весьма заметной и приводить к существенному нарушению первичных текстур. Разрезы эродированы песчаниками флювиальных дельтовых рукавов, по крайней мере, местами, и верхняя фация пляжа в составе фаций песчаников может лучше развиться на флангах этих рукавов, что предполагает сосредоточение пляжевых валов около них, как в современных волновых дельтах.

Волновые процессы способны перераспределять большую часть осадка, поэтому характерны правильная пляжевая береговая линия с незначительными отклонениями в районе устья рукавов и достаточно крутой склон фронта дельты. Здесь не образуются устьевые бары, а изобаты параллельны береговой линии. В продвижение обычно вовлекается весь фронт дельты. Позади береговой линии встречаются отмершие береговые валы, а в пределах дельтовой равнины часто располагаются эоловые дюны и удлиненные лагуны между валами. В плане валы разделены на отдельные группы несогласиями, которые отражают изменения в положении береговой линии, вызванные сменой направления вдольберегового течения или положения дельтовых рукавов. Завершается разрез хорошо сортированным песком с параллельной и слабонаклонной слоистостью, представляющим высокоэнергетическую фацию

пляжа.

Волновая переработка после *отмирания дельты* значительна, что приводит к широкому распространению неполных, сокращенных разрезов фронта дельты с локально сохранившимися песчаниками флювиальных дельтовых рукавов.

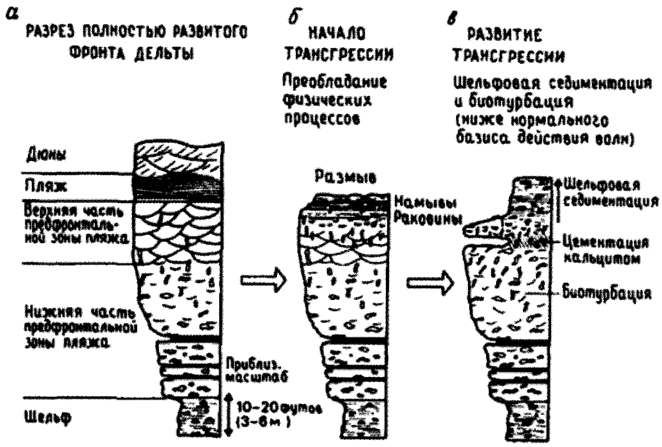


Рис. 1.23. *Развитие разрезов фронта дельты в волновой дельтовой системе, мел Техаса. а — разрез максимального продвижения фронта дельты; б — изменение разреза во время следующей трансгрессии; в — окончательный сохранившийся разрез [4]*

1.2.3 Преимущественно приливные дельты [Tide–dominated deltas]

Разрезы *приливных дельтовых равнин* включают фации приливных рукавов и фации приливных отмелей, отражающих преобладающий климат.

Дельтовые рукава , подверженные действию приливов, отличаются незначительной извилистостью, разветвленной и иногда воронкообразной формой с высоким отношением ширины к глубине, резко отличной от формы дельтовых рукавов с параллельными профилями берегов областей малых приливов. В протоках преобладают дюнные пластовые формы, а в местах их слияния выше точек впадения в море образуется комплекс «внутренних дельт», состоящий из переплетения песчаных баров и илистых отмелей. Он возникает в результате осаждения значительной части твердого стока в тех местах, где рукава разветвляются и флювиальный поток подпруживается приливным течением. В нижних спрямленных участках проток в их осевых частях наблюдаются образованные течением бары. В некоторых дельтах гряды имеют в длину несколько километров, в ширину несколько сотен метров и в высоту 10–20м и отражают перемещение поставляемого рекой материала приливным течением. Они сходны с грядами приливных течений мелководных шельфовых морей.

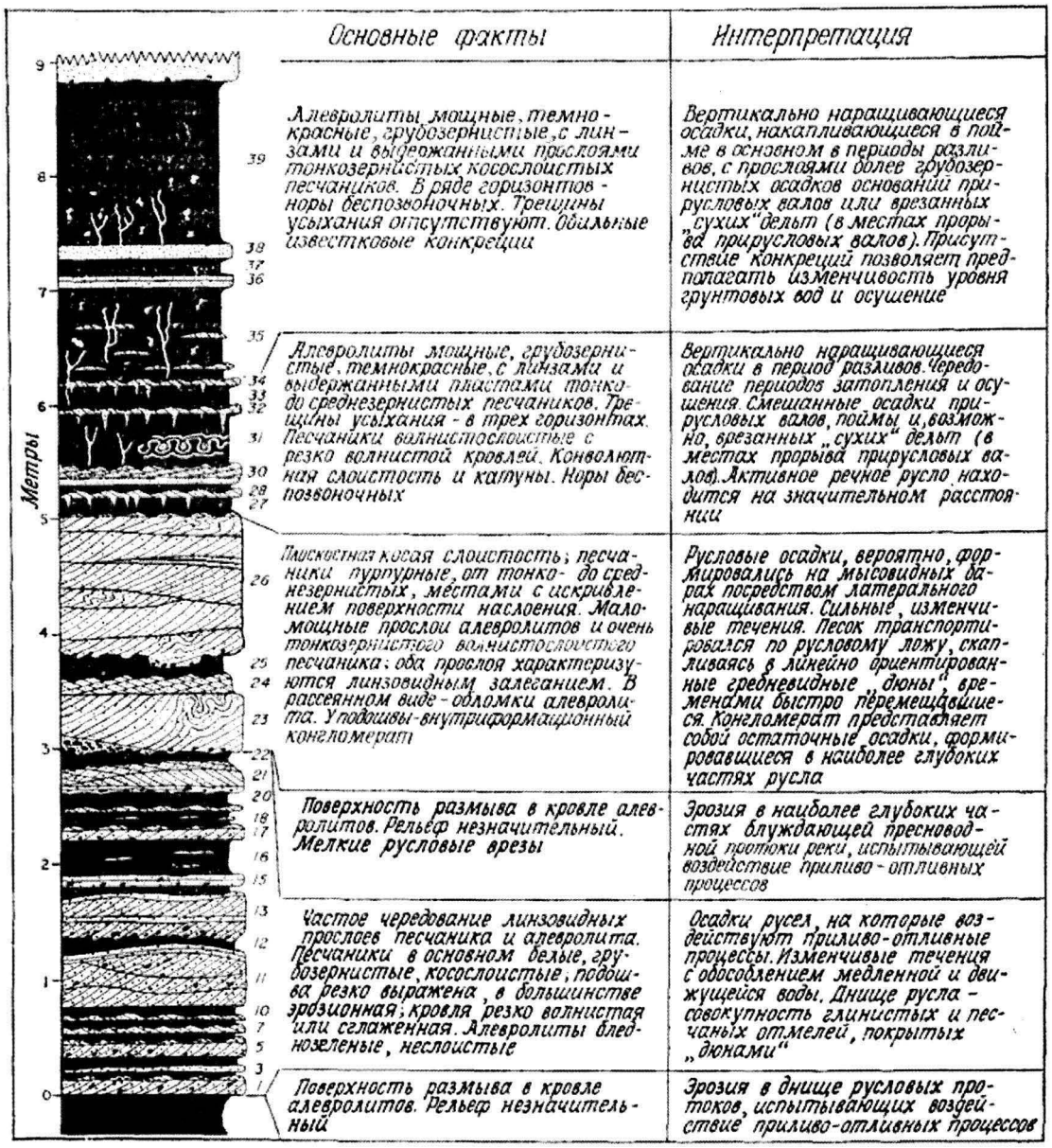


Рис. 1.24. *Разрез каменноугольного дельтового рукава приливной дельты, Лидни, Глостершир [2]*

Разрезы приливных рукавов начинаются с грубого внутриформационного галечника с фрагментами морской фауны, перекрытого песками сначала с дециметровой, а выше с сантиметровой косой слоистостью. Вверх по разрезу они утоняются и содержат больше глинистого материала и многочисленные ходы илоедов. Фации рукавов верхней зоны дельтовой равнины сменяются вверх по разрезу нарушенными корневыми системами богатыми органическим веществом глинами мангровых болот, а разрезы прибрежных приливных каналов завершаются параллельно-слоистыми прибрежными баровыми песками. Грубые косые слои с обратимыми направлениями па-

леотечений переходят вверх в разнообразные фации, включающие слои с линзовидной и полосчатой слоистостью, но эта тенденция часто осложняется более мелкомасштабными флуктуациями. Характерными особенностями являются бимодальность в направлении течения и частота мелкомасштабных вертикальных фациальных изменений, отражающие флуктуацию приливных течений по направлению и силе в течение коротких промежутков времени.

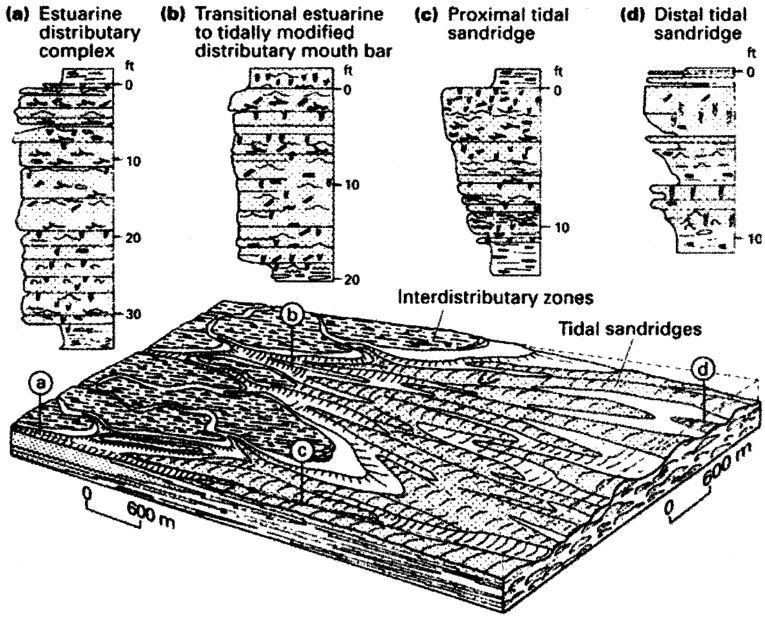


Рис. 1.25. *Трехмерная модель фронта дельты и нижней дельтовой равнины приливной дельты эоценовой свиты Мисоа (Венесуэла), показывающая приливные протоки и межпротоковые пространства. Внутри проток последовательность фаций меняется от комплекса собственно проток (a) до сильно перерабатанного приливами комплекса устьевых баров проток (b) и проксимальных приливных песчаных гряд, подверженных воздействию приливов (c), до дистальных песчаных гряд (d), где количество осадка ограничено и приливные течения ослаблены [18]*

Приливные протоки менее склонны изменять направление и отмирать, но могут мигрировать. Форма и размеры песчаных тел являются функцией размера и формы рукавов и степени их латеральной миграции: от удлиненных песчаных тел длиной 4–5км и шириной 0,5–1,5км мощностью до 10м, до песчаных тел шириной 20км и длиной 50км.

Внутридельтовые области включают лагуны, мелкие приливные каналы или ручьи и литорали, чувствительные к климату. Здесь могут доминировать мангровые болота (заросшие растительностью литорали), расчлененные приливными дельтовыми рукавами и множеством мелких приливных каналов, образуя покровный комплекс мелкомасштабных разрезов, в которых наблюдается переход от песков -

алевритов кос внизу в фации мангровых болот, местами с глинистыми пробками, образовавшимися в результате заполнения каналов.

В аридном климате могут формироваться илистые и песчаные отмели местами с соляными ваннами, особенно около границы зоны максимальных приливов.

Основными чертами фронта дельты являются приливные гряды, радиально расположенные по отношению к устьям рукавов. Они могут достигать в длину 2км, ширину 300м и 10–22м по высоте. В каналах между грядами встречаются отмели и бары с донными формами рельефа, согласующимися с направлением паводковых и приливно-отливных течений. В идеализированном разрезе этой дельты пески приливных гряд верхов регрессивного типа разреза фронта дельты характеризуются двунаправленной мульдообразной косой слоистостью со случайными глинистыми слойками и многочисленными мелкими каналами.

Отмирание дельт такого типа может приводить к формированию обширных заболоченных равнин.

1.3 Озерные обстановки [Lacustrine environments]

В упрощенном виде озера подразделяются по своему происхождению на ледниковые, тектонические, речные, прибрежные, вулканические, эоловые, карстовые; есть и другие, более редкие типы озер.

Озерные отложения, подобно морским, могут быть источником нефти и содержать породы - коллекторы и покрышки. Из перечисленного разнообразия здесь кратко рассматриваются озера с кластической седиментацией (Рис. 1.26).

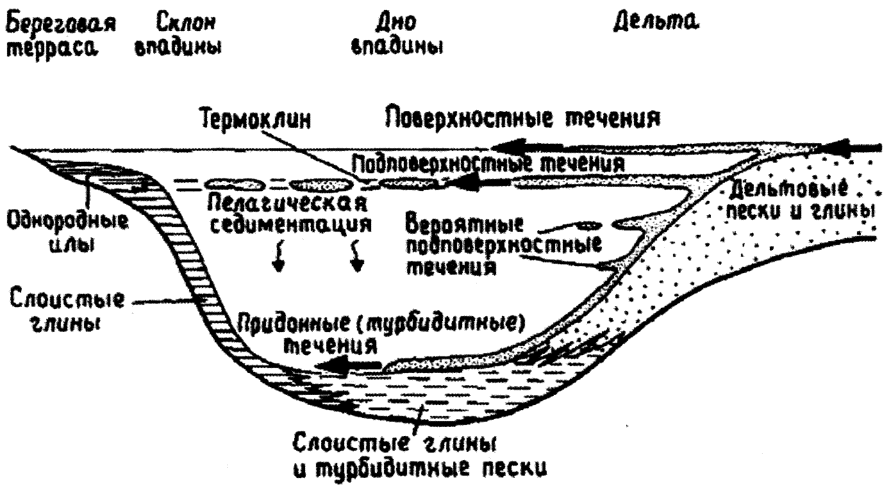


Рис. 1.26. *Модель механизмов распределения и типов осадков при седиментации в олиготрофных озерах с годичной температурной стратификацией на примере Бриенцского озера, Швейцария [4]*

Осадконакопление в озерах зависит от их происхождения, химизма воды, колебания береговой линии, относительного количества обломочного материала, приноси-

мого реками, и, конечно, от своего широтного положения. Фациальные обстановки озер в целом, очень близки к морским (см. ниже), отличаясь практически полным отсутствием приливно-отливных отложений.

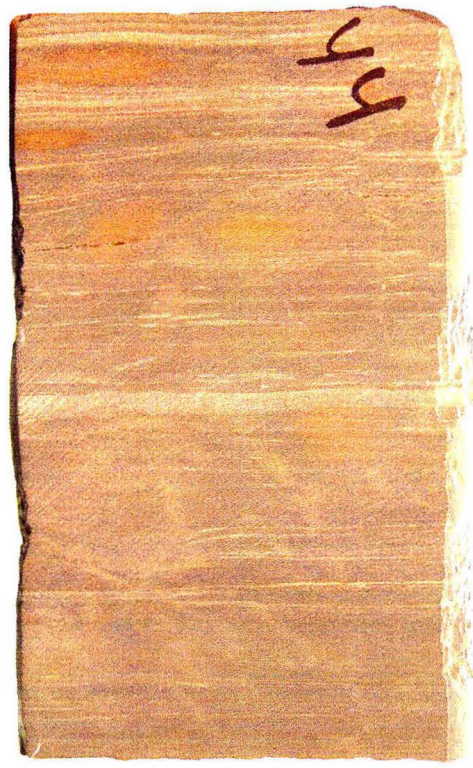


Рис. 1.27. *Тонкослоистые глины и алевриты озерных внутридельтовых заливов со слабооформленными конкрециями сидеритов. Средняя юра, скв. Северо–Пионерская–1.*

Фациальные ассоциации прибрежного мелководья как правило, распространены вблизи устьев рек (Рис. 1.28). В результате волновой деятельности могут формироваться пляжи, намывные косы и бары. В случае открытых озерных систем различают фации:

- галечников, гравийников и песчаников зоны пляжа со знаками волновой ряби, горизонтальной или слабонаклонной косой слоистостью;
- песчаников дельтовых рукавов и устьевых баров с косой слоистостью;
- внутридельтовых заливов — лигниты, глины и алевриты, часто — с конкрециями сидеритов или гидроокислов железа (Рис. 1.27);
- биогермов, включающие строматолиты и другие водорослевые отложения;
- прибрежных пизолитов, онколитов и оолитов;
- отмелей («озерного мела»), образующихся из макрофитов и обломков раковин.

Ассоциации фаций удаленного прибрежья представлены турбидитами, отложениями гравитационных потоков и пелагитами (Рис. 1.29), также весьма близкими к аналогичным фациям морских бассейнов, и отличающимися лишь признаками сезонной седиментации (варвами или ленточными глинами). В пресноводных (не соленых) озерах могут формироваться и карбонатные фации, как результат развития микробиоты. Они могут участвовать как в формировании мелководных оолитовых отмелей, так и в пелагических варвах.

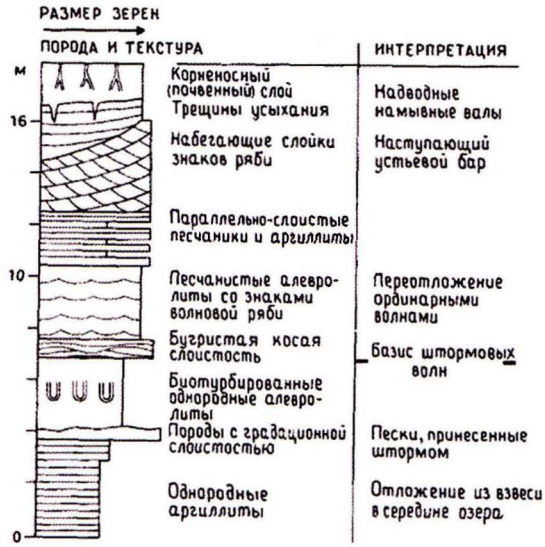


Рис. 1.28. *Идеализированный разрез регрессирующего гидрологически открытого озера при преобладании обломочного осадконакопления. Восточная часть грабена Кару [4]*



Рис. 1.29. *Тонкослоистые озерные пелагиты. Средняя юра, скв. Северо–Пионерская–1.*

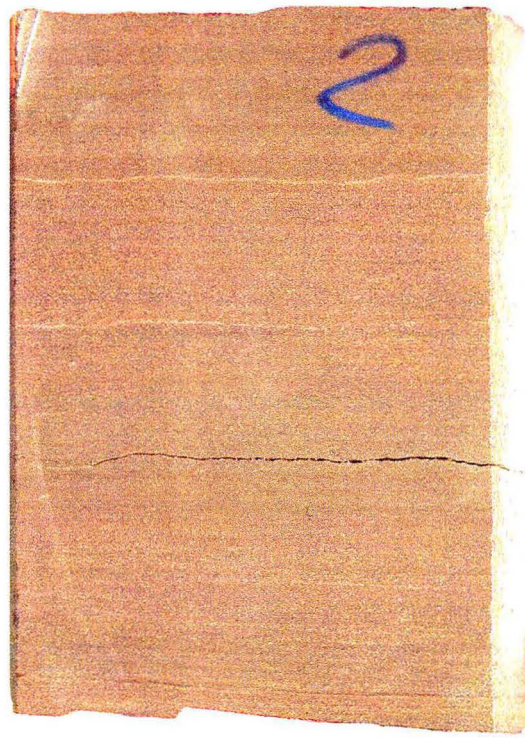


Рис. 1.30. *Тонкослоистые озерные ламиниты. Нижняя юра, скв. Склоновая–21.*

В открытых озерных системах различают фации:

- карбонатных ламинитов (Рис. 1.31), представленных чередованием слоев низкомагнезиального карбоната и слоев органики (Рис. 1.30);
- тонкослоистых алевритов и глин с градационной слоистостью, отлагаемых турбидитными или геострофическими течениями.

В случае закрытых (бесстоковых) озер, выделяются, как правило, различные карбонатные и эвапоритовые фации, здесь не рассматриваемые.

1.3.1 Диагностические признаки

Главный диагностический критерий озерных отложений — отсутствие остатков морских стеногалинных организмов (в фанерозойских отложениях). Второстепенными признаками могут служить:

- ассоциация с другими континентальными фациями (аллювиальными, палеопочвами и др.);
- небольшое разнообразие водной фауны;
- слабое развитие и отсутствие биотурбаций;

- химизм соляных отложений, существенно отличный от морских. Изменения химического состава и солености в озерах происходят намного быстрее, чем в океанах, и по сравнению с последними они более резкие;
- отсутствие тайдолитов, слабое развитие темпеститов.

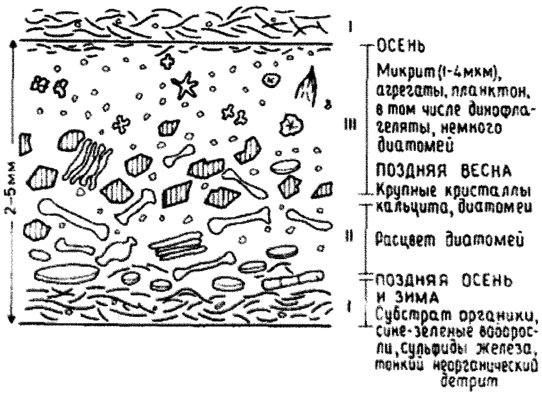


Рис. 1.31. *Схема строения сезонных отложений (варв) из Цюрихского озера, Швейцария. Элементы I и II образуют позднеосеннюю — зимнюю (темную) ламину, элемент III — поздневесеннюю — летнюю (светлую) ламину [4]*

1.4 Кластические побережья [Clastic coasts]

Из огромного спектра побережий (Рис. 1.32), здесь рассматривается только небольшая группа вторичных побережий с терригенным осадконакоплением, включающая пляжи, барьерные острова, лагуны, приливные протоки, береговые валы пляжа, приливно-отливные отмели и эстуарии, формирующие самостоятельные протяженные системы осадконакопления.

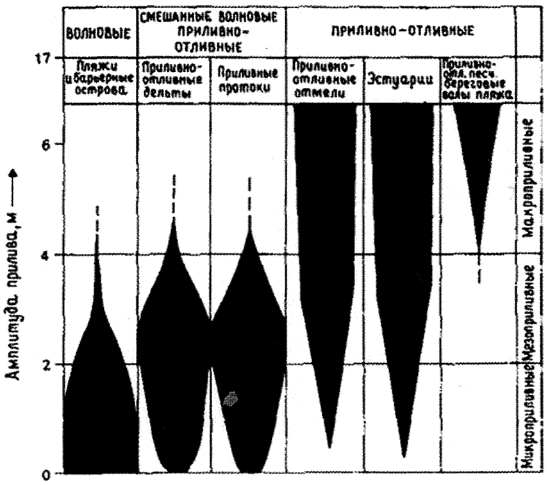


Рис. 1.32. *Классификация кластических побережий в зависимости от преобладания динамического режима: волновые, смешанные волновые приливно-отливные и приливно-отливные, а также распределение их относительно амплитуды приливов [4]*

Вслед за Х.Рединго м и др. (1976), ниже приводится краткая характеристика фациальных ассоциаций трех групп побережий:

- побережья с преобладанием волновой деятельности (пляжи, микроприливные (амплитуда приливов менее 2м) барьерные острова и береговые валы пляжа (шеньеры [cheniers]);
- побережья со смешанной волновой и приливно-отливной деятельностью (мезоприливные (амплитуда приливов 2–4м) барьерные острова с приливными протоками и отливными и приливными дельтами);
- побережья с преобладанием приливно-отливной деятельности (приливно-отливные отмели и эстуарии).

1.4.1 Побережья с преобладанием волновой деятельности [Wave–dominated coasts]

Побережья с преобладанием деятельности волн распространены внутри дельт, вдоль седиментационного пояса дельт и на континентальной окраине или в озерных водоемах, не связанных с дельтами. Пляжи [beach] прилегают к суше, а барьерные острова отделены от суши мелководной лагуной [lagoon]. Шеньеры [cheniers] — это изолированные береговые валы пляжа, обычно сложенные песком, которые располагаются среди прибрежных илистых отмелей [mud bank]. Они образуются в районах с низкой или средней энергией волн, в которых накапливается обильный мелкозернистый осадок.

Обстановка пляжей разделяется на несколько субобстановок (Рис. 1.36).

Фации дальней [offshore] и переходной зоны [offshore–transition] , образующиеся между средним базисом штормовых и спокойных волн, характеризуются чередованием глинисто-алевритовых прослоев (спокойная погода) и песков (штормы и ветровые течения) (Рис. 1.33). Интенсивная биотурбация в условиях спокойных вод, как правило, нарушает первичную текстуру (Рис. 1.34).



Рис. 1.33. *Песчаные темпеститы с мелкой косой слоистостью переходной зоны пляжа. Верхняя юра, скв. Западно–Моисеевская–21.*

В случае эпиконтинентальных бассейнов дистальные темпеститы могут покрывать большую площадь центральных частей бассейнов. В зависимости от частоты и интенсивности штормов они могут сохранять первичную текстуру (Рис. 1.35), либо — ее элементы (Рис. 1.37), либо быть полностью биотурбированными (Рис. 1.38).

Примером подобных отложения является «рябчик» из нижнемеловых отложений Западной Сибири.



Рис. 1.34. *Биортурбированные песчаники (ихнофация Scolithos) дальней или переходной зоны пляжа. Верхняя юра, скв. Вахская–108.*

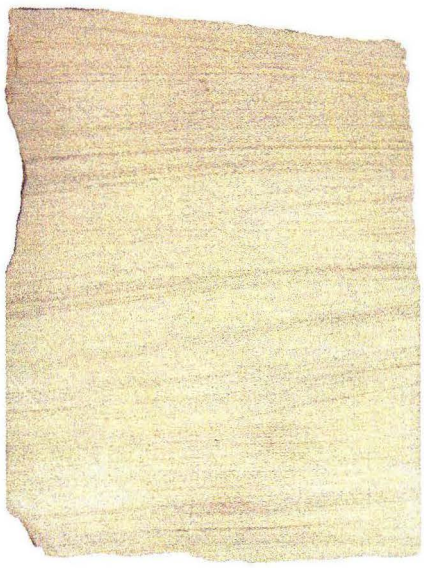


Рис. 1.35. *Нижняя часть прослоя темпеститов без биотурбаций. Нижний мел, скв. Западно–Полуденная–22.*

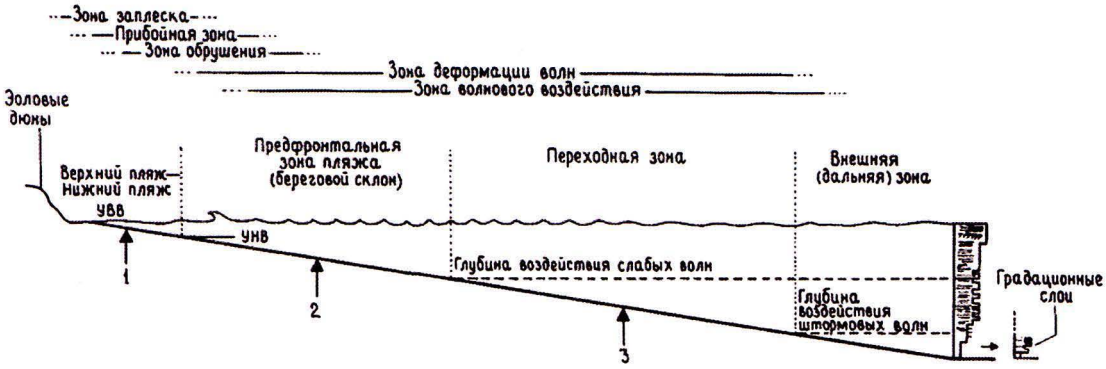


Рис. 1.36. *Субобстановки, процессы и фации затопляемого пляжа[4]. 1 — параллельная слоистость и одиночные косослоистые серии; 2 — эфемерные поля симметричных и асимметричных знаков ряби и дюн, смываемых во время штормов и замещаемых штормовыми фациями. Интенсивность биотурбации уменьшается по направлению к суше; 3 — если не преобладает шельфовый режим, то распространено штормовое осадконакопление — песчаные слои с преобладанием тонкослоистых (бугорчатая косая слоистость) и биотурбированных фаций, возможно с глинисто-алевритовыми прослоями, образовавшимися в течение затишных периодов. УВВ — средний уровень высокой воды; УНВ — средний уровень низкой воды*

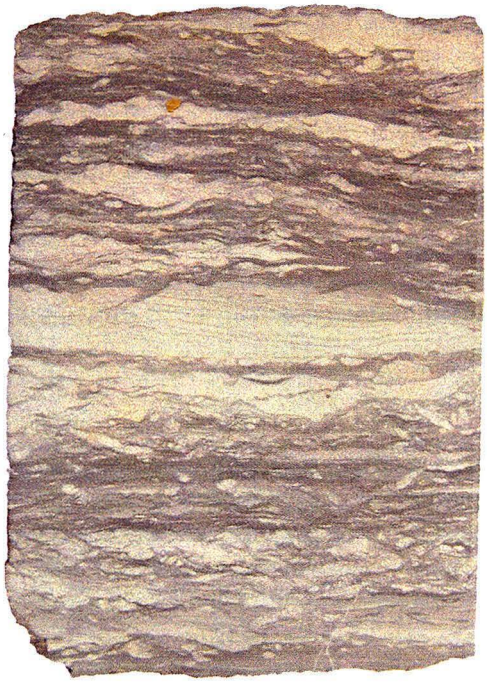


Рис. 1.37. *Слабобиотурбированные дистальные темпеститы. Нижний мел, скв. Западно–Полуденная–22.*



Рис. 1.38. *Полностью биотурбированные дистальные темпеститы. Нижний мел, скв. Западно–Полуденная–22.*

В фациях предфронтальной зоны пляжа (береговой склон [shoreface]), располагающихся между базисом спокойных волн и средним уровнем низкой воды, в направлении к суше увеличивается размер зерен, уменьшается биотурбация и наблюдается переход от симметричных знаков ряби к асимметричным (Рис. 1.40) и к дюнам. Фации нижней части предфронтальной зоны представлены переслаиванием алевритов и песков, что отражает чередование спокойных и штормовых условий. Они близки к фациям дальней переходной зоны, но имеют структуры, свидетельствующие о низкой энергии волн в спокойных условиях, которые иногда сохраняются между штормовыми слоями. Фации верхней части предфронтальной зоны преимущественно однородно-песчаные.

Фации нижнего пляжа (приливно-отливной зоны часть затопляемого пляжа) [foreshore], отделены от фаций верхнего пляжа (область, затопляемая только во время штормов) [backshore] низким уступом (бермой [berm]) и сложены песками. В них преобладает структура из параллельных сдвоенных слойков (1–2см или меньше), погружающихся в сторону моря под углом 2–3°. Каждая пара начинается с базального слоя, состоящего из тяжелых минералов, и перекрывается слоем более крупнозернистого осадка, состоящего из легких минералов. В плане они имеют форму неправильных эллипсов длиной несколько десятков метров, вытянутых параллельно береговой линии, и шириной по нормали к береговой линии, редко превышающей 10м. Тонкие линзовидные участки со слоистостью под пологим углом, связанные с

антидюнами/знаками ряби отката, распространены местами в параллельно наслоенных песках. В фациях нижнего пляжа часто наблюдаются единичные участки косой слоистости с падением под крутыми углами в сторону суши, которые рассматриваются как результат миграции к берегу уступов нижнего пляжа.

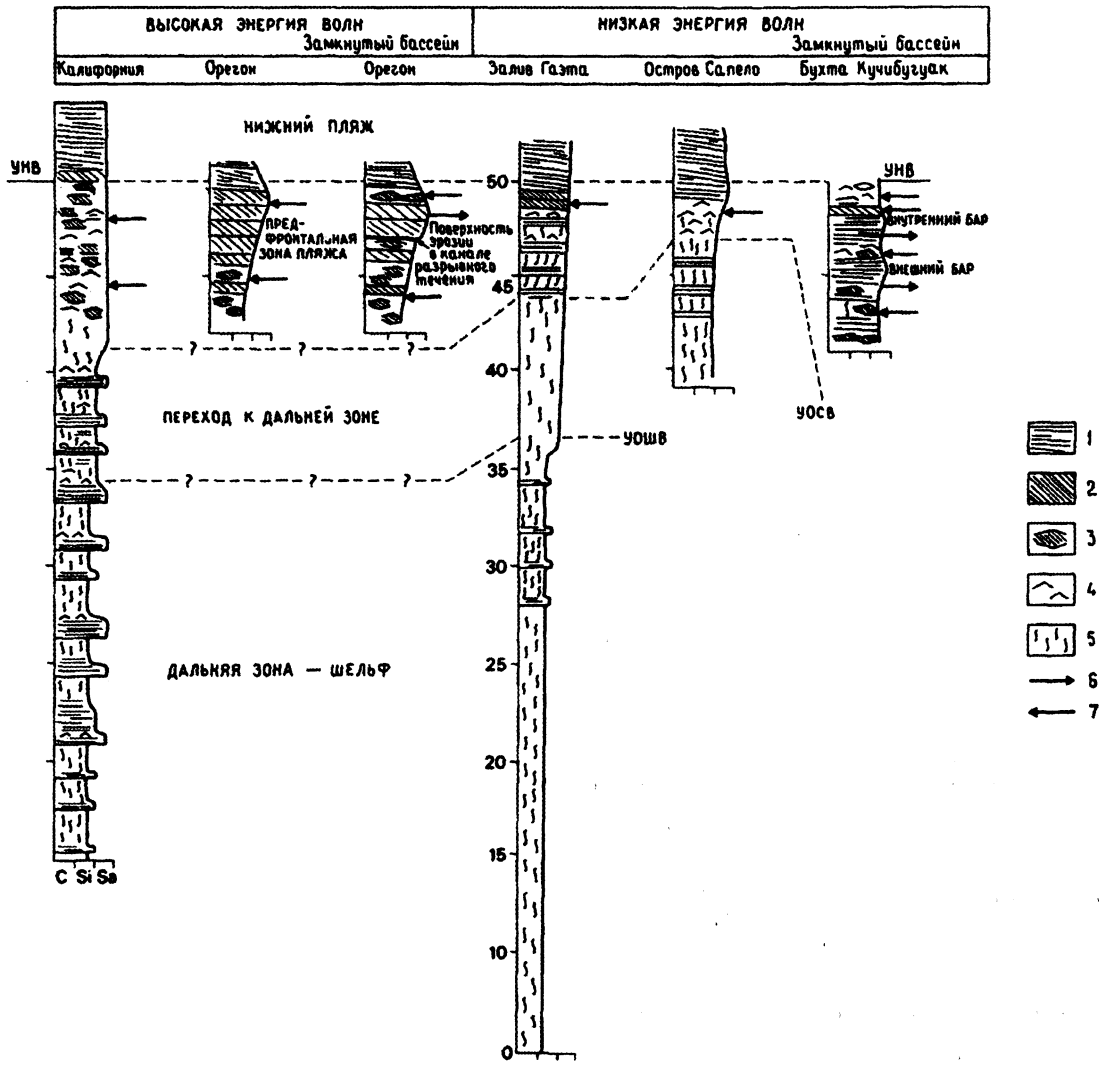


Рис. 1.39. *Увеличение зернистости вверх по разрезу на безбарьерных побережьях при проградации пляжа [4]. 1 — параллельная слоистость, наклонная в сторону моря; 2 — косая слоистость; 3 — асимметричные волновые знаки ряби; 4 — симметричные знаки ряби; 5 — биотурбация; 6 — преобладающие течения в сторону моря; 7 — преобладающие течения в сторону суши. УНВ — средний уровень низкой воды; УОСВ — средний уровень основания слабых волн; УОШВ — средний уровень основания штормовых волн.*

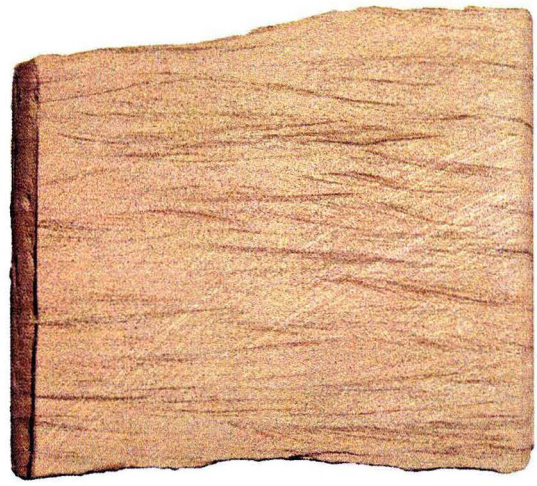


Рис. 1.40. *Рябь волнения (флазерная слоистость) предфронтальной зоны пляжа. Верхняя юра, скв. Вахская–108.*

Фации эоловых дюн [aeolian dunes] часто встречаются за пределами верхнего пляжа. Они образуются в результате эоловой переработки песков и достигают высоты в несколько метров. Дюны состоят из мелкозернистых хорошо отсортированных песков, характеризующихся пачками с крутонаклоненной косой разнонаправленной слоистостью, но их первичные признаки изменены благодаря колебанию уровня грунтовых вод, воздействию растительности и почвообразованию.

Фации темпеститов (штормовых слоев — tempestites). Индивидуальные штормовые слои имеют мощность в диапазоне от нескольких десятков до первых сантиметров, которая обычно уменьшается в направлении от берега, и имеют протяженность в несколько километров. Более мощные слои распространены на дне каналов разрывного течения (rip current channels), что может быть обусловлено наложением последовательных слоев. Темпеститы начинаются с поверхности размыва, которая перекрывается крупнозернистыми остатками раковинного детрита с неравновесным положением обломков. Этот слой резко переходит в песок от мелко- до среднезернистого, иногда с градационной слоистостью, который является продуктом эрозии верхней части нижнего пляжа. Особенностью этих слоев является то, что обычно их нижний интервал, образованный во время шторма, слоистый, а верхний нарушен биотурбациями, образованными в течение последующего спокойного периода. Слоистость хорошо выражена, либо параллельная субгоризонтальная или слабоволнистая и аналогична бугорчатой косой слоистости [hummocky cross–bedding]. В современных штормовых слоях изменения от проксимальной к дистальной частям ограничиваются уменьшением мощности в дальней зоне прибрежья, исчезновением крупнозернистого раковинного детрита, встречавшегося в основании слоев или в отдельных песчаных прослоях, которые переходят дистально в тонкое переслаивание песчано-алевритовых и глинистых осадков (Рис. 1.41).

Фации предфронтальной зоны пляжа наиболее разнообразны, тогда как фации нижней зоны пляжа наименее изменчивы. В соответствии с энергией штормов, могут

быть выделены две основные группы побережий.



Рис. 1.41. *Дистальные темпеститы, слабо переработанные биотурбацией. Верхняя юра, скв. Северо–Пионерская–1.*

Безбарьерные побережья с высокой волновой энергией [high energy non-barred coasts] (Рис. 1.39) развиваются преимущественно под воздействием штормов и набегающих волн. На побережье с высокой энергией волн образуются разрезы с увеличивающейся вверх зернистостью пород, в которых преобладают пески. Породы в редких случаях биотурбированы и несут свидетельства миграции в сторону суши волновых знаков и дюн в фациях предфронтальной зоны, образованных набегающими волнами.

Затопляемая зона пляжа представляет собой серию параллельных поясов осадков с укрупнением зернистости к берегу, прорезанных вершинами подводных каньонов. Полоса дальней зоны испытывает влияние штормов лишь случайно и сложена почти целиком биотурбированными тонкими алевритами с немногочисленными остатками параллельной слоистости темпеститов. Переходная и нижняя предфронтальная зоны состоят из алевритовых песков с размывом в основании, в которых штормовые слои с параллельной (бугорчатой) и, реже, симметричной слоистостью ряби, чередуются с интенсивно биотурбированными слоями. Фации верхней предфронтальной зоны пляжа менее биотурбированы и включают участки с косой слоистостью. Граница между фациями предфронтальной зоны и нижнего пляжа маркируется галечными слоями, а в фациях нижнего пляжа преобладают параллельно наслоенные пески.

Безбарьерные побережья с низкой энергией волн [low energy non-barred coasts] (Рис. 1.39) характерны для озер и замкнутых морей с ограниченным вол-

новым воздействием и для подветренных окраин континентов. Фации дальней и переходной зон и нижней предфронтальной зоны похожи на фации побережий с высокой энергией, но биотурбация распространена намного шире. Фации предфронтальной зоны более мелкозернистые и более биотурбированы, чем их эквиваленты на побережьях с высокой энергией, но также содержат немногочисленные участки с косой слоистостью, формируемые набегающими волнами. Фации нижнего пляжа по преобладанию песков с параллельной слоистостью сходны с фациями побережий с высокой волновой энергией, но могут также содержать отдельные участки с направленной в сторону суши косой слоистостью, отражающей присутствие системы гребней и ложбин, которая характерна для побережий с низкой энергией.

Фации барьерных побережий [barrier coasts] (Рис. 1.39) включают один или более параллельных берегу баров в верхней предфронтальной зоне. В его верхней части разреза либо фации повторяются, либо залегают пачки, характерные для отложений разрывных каналов с эрозионным основанием. Следы палеотечений в этих разрезах также более сложные, чем в разрезах безбарьерных побережий; имеется большое разнообразие фаций, указывающих на преобладание то направленных к берегу или морю, то параллельных берегу течений.

Фации микроприливных барьерных островов и лагун [microtidal barrier islands and lagoons]. Микроприливные (уровень приливов менее 2м) барьерные острова с преобладанием волнового режима характеризуются большой протяженностью пляжа с немногочисленными постоянными приливными каналами [tidal channels] или без них. Лагуны имеют ограниченную связь с открытым морем и ненормальную соленость воды, влияющую на состав и разнообразие фауны. В аридных и семиаридных районах быстрое испарение приводит к повышенной солености, а в умеренных и гумидных областях могут превалировать солоноватоводные условия из-за опреснения реками.

В лагунах накапливаются глины и алевриты, отлагающиеся из взвеси и/или карбонатный осадок, а небольшие седиментационные системы, такие как намывные конусы, дельты приливных течений и мелкомасштабные речные дельты, расширяют диапазон лагунных фаций. Осадки бесструктурны из-за биотурбации. При росте барьера может произойти полная изоляция лагуны с последующим ее зарастанием, накоплением комплекса болотных фаций — торфяников, углей и др.

В лагунах гумидных и умеренных зон илы обогащены органическим материалом, в т.ч. растительным детритом (Рис. 1.44); зачастую такие фации несут признаки дизоксии, включая биотурбации Chondrites (Рис. 1.43), конкреции сидеритов (Рис. 1.45) и т.д. Ветровые волны формируют тонкие слои алеврита и симметричные знаки ряби, где переслаиваются ил и алеврит. Небольшие речные дельты, впадающие в лагуну, в гумидном и умеренном климате образуют разрезы с укрупняющейся вверх зернистостью, аналогичные флювиальным дельтам.

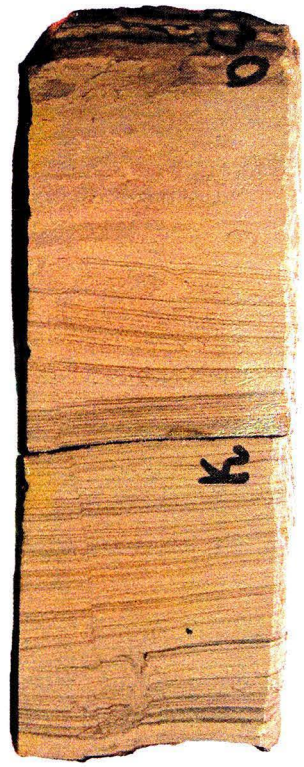


Рис. 1.42. *Пологотонкослоистые песчаники песчаного барьера и (?) намывного конуса, с признаками усадки материала (просадочная трещина), биотурбациями затишных условий; вверх переходят в глинистые фации проградирующей лагуны. Верхняя юра, скв. Северо–Пионерская–1.*



Рис. 1.43. *Разрез зарастающей лагуны (с прослоем угля), формировавшейся в условиях дефицита кислорода, на что указывают биотурбации Chondrites. Верхняя юра, скв. Западно–Моисеевская–30.*

В семиаридных лагунах мелкозернистые осадки часто содержат небольшое количество органического вещества и свидетельства периодического высыхания. Ниже поверхности осадка формируются тонкие прослои гранулярного гипса, поверхность покрывается водорослевыми матами, которые включаются в осадок при продолжительной седиментации. Дистальные части пачек, образованных намывными потоками, характеризуются резко ограниченными слоями песка с параллельной слоистостью или со знаками течений. На побережье лагуны, обращенном к суше, под действием волн местами накапливаются оолиты и обломки раковин.

Отсутствие проходов, по которым могли бы двигаться направленные в сторону суши штормовые волны и ветровые течения, приводит к затоплению или прорыву барьера во время штормов. При этом возникают две основные структуры.

1. Намывные каналы и короткоживущие приливные протоки [washover channels and short-lived tidal inlets]. Каналы обычно заполнены крупным песком или ракушечником (около 1м), перекрытыми крупно- среднезернистыми песками (до 14м), размерность зерен в которых уменьшается вверх по разрезу до мелкозернистых песков, образовавшихся по краю залива (первые метры). Канал существует в течение ограниченного периода после шторма и мигрирует вдоль берега.

2. Намывные конусы и приливные дельты [washover fans and tidal deltas] образуются в устьях намывных каналов и временных проток на обратной стороне барьера. Намывные конусы — это тонкие песчаные слои с эрозионным основанием, имеющие лопастеобразную форму и формирующиеся поверхностным стоком в течение штормов. Пески их основания обогащены раковинами, а вышележащие пески имеют четкую параллельную слоистость, выхолаживающуюся к морю. Внутреннюю структуру намывных конусов могут нарушать биотурбации и корни растительности, появляющейся между штормами (Рис. 1.42).



Рис. 1.44. *Хорошо сохранившийся лист Nilssonia в илистых лагунных фациях. Верхняя юра, скв. Западно–Моисеевская–314.*



Рис. 1.45. *Дизоксийные условия лагун: биотурбации Chondrites (вверху) и конкреции сидеритов (внизу). Верхняя юра, скв. Северо–Пионерская–1.*

Крупнозернистые намывные конусы, в которых перемежаются преобладающий гравий и конгломераты, распространены внутри гравийных барьерных островов. Наиболее распространенной текстурой являются плоские поверхности напластования, подчеркнутые резким различием в зернистости слоев, хотя во фронтальных частях гравийных конусов имеются крупные участки косой слоистости, направленной в сторону суши.

Разновидностью волновых побережий являются грядово-ложбинные прибрежные равнины [beach-ridge strandplains], состоящие из прибрежной илистой отмели [coastal mudflats] с шеньерами [cheniers] — субпараллельными песчаными береговыми валами преимущественно волнового происхождения (Рис. 1.46). Этот тип побережья формируется в устьях крупных рек, несущих преимущественно илистый материал. Шеньеры имеют двояковыпуклое сечение, высоту до 3м, ширину 300–1000м и протягиваются на 50км. В фациальном отношении шеньеры представляют собой маломощные, но постоянно присутствующие среди мелкозернистых фаций иловой отмели и марша песчаные тела с укрупняющейся вверх зернистостью, завершающейся горизонтом почвы и фацией марша.

В семиаридных условиях грядово-ложбинные прибрежные равнины представлены иловыми отмелями с шеньерами, сложенными обломками раковин моллюсков, алевритом, песком и пизолитовым гравием. Иловые отмели между шеньерами не

имеют растительности и подвержены ветровому воздействию, поэтому в течение сухого сезона образуются дюны из глинистых пеллет.

Критерием для установления шеньеров в древних осадках является присутствие линейно-вытянутых песчаных или песчано-карбонатных тел, выделяющихся среди аргиллит-алевритовых фаций. Бурение позволяет выявить шеньеры как вытянутые двояковыпуклые шнуровидные участки песчаников в мелкозернистых маршевых фациях.

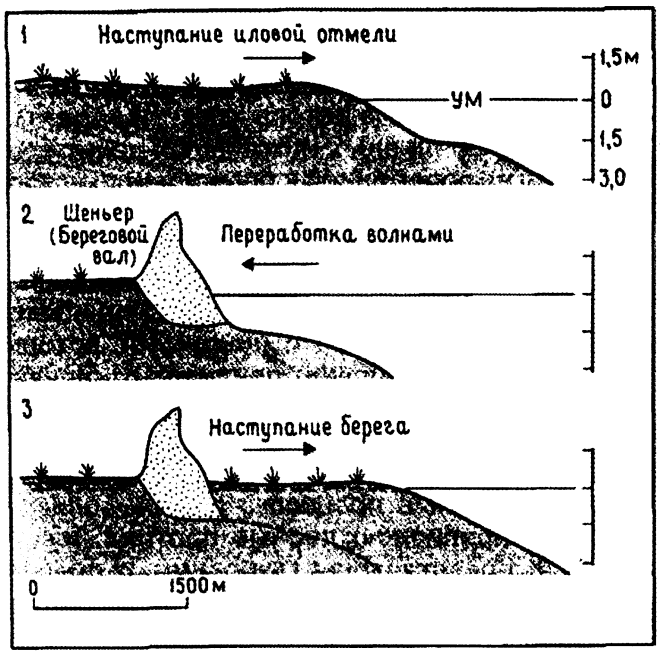


Рис. 1.46. *Образование шеньера путем наступания иловой отмели и переработки волнами. Вертикальный масштаб преувеличен 1:240 [4]*

1.4.2 Диагностические признаки (Рис. 1.47)

Фации дальней зоны представлены аргиллитами с присутствием остатков ископаемых беспозвоночных и тонкими алевролитами, которые обычно массивны и бесструктурны из-за биотурбации.

Фации переходной зоны могут быть установлены по нескольким признакам. В некоторых случаях глины и алевролиты содержат волновые линзовидные тела, состоящие из тонких непостоянных слойков, и участки хорошо сортированных средне- и крупнозернистых алевролитов с симметричной рябью. Эти фации отражают отложение мелкого осадка из суспензии в спокойных условиях и перемыв алеврита колебательными движениями штормовых волн. В преимущественно штормовых разрезах бесструктурные или плохо-слоистые градационные слои фации дальней зоны предшествуют слоистым штормовым слоям. Слоистость представлена параллельными слойками, либо бугорчатой косой слоистостью. В интенсивно биотурбированных разрезах темпеститы могут быть частично уничтожены, а первая сохранившаяся

слоистость представлена в отложениях, образовавшихся выше базиса штормовых волн.

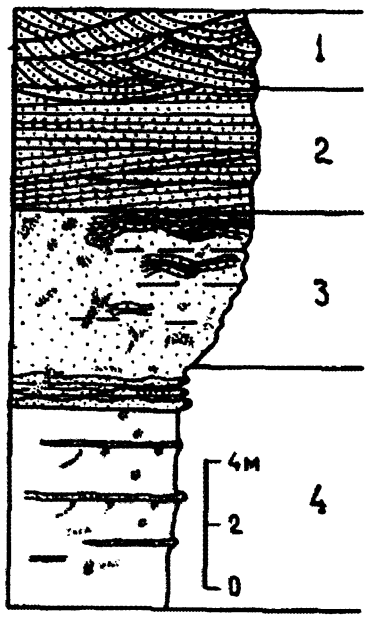


Рис. 1.47. *Разрез наступающего штормового пляжа с укрупнением зернистости вверх. Верхний мел, свита Арен, Испанские Пиренеи [4]. 1 — эоловые дюны с крупномасштабной косой слоистостью; 2 — фации верхнего — нижнего пляжа с наклоненным в сторону моря параллельным напластованием; 3 — фация предфронтальной зоны пляжа, биотурбированные песчаники с остаточными участками песчаников с бугорчатой слоистостью; 4 — фации переходной и дальней зоны пляжа, биотурбированные мергели и алевролиты с тонкими темпеститами.*

Фации предфронтальной зоны определяются по обилию слоистости волновой ряби по всей фации или между штормовыми слоями.

Фации нижнего пляжа представлены хорошо сортированными параллельно-слоистыми песчаниками с линейными знаками течения, отражающими образование в условиях зон бурунов, прибоя и наката. Подчиненные структуры включают спорадическую косую слоистость, знаки ряби и в редких случаях знаки струйчатости и сцепленных знаков ряби, формирующиеся на нижнем пляже при низком отливе.

Фации верхнего пляжа и эоловые дюнные фации, иногда присутствуют в кровле разрезов, но имеют низкий потенциал сохранности.

1.4.3 Побережья со смешанной волновой и приливно-отливной деятельностью [Mixed wave/tidal coasts] (Рис. 1.48)

Эти побережья представлены барьерными островами, которые рассечены приливно-отливными протоками, степень развития которых связана с диапазоном приливов. Приливно-отливные протоки представлены глубокими узкими каналами, ограниченными барами, которые протягиваются в сторону моря на значительное расстояние в виде удлиненных отливных дельт. Протоки медленно мигрируют или остаются на месте, в них образуются линзовидные вытянутые песчаные тела, которые выделяются среди отложений барьерных островов. Вследствие миграции протоки пески барьера размываются и существенная часть осадка откладывается на седиментационной стороне протоки. Важнейшей особенностью фаций приливной протоки [tidal inlet] являются наличие эрозионной поверхности с отложениями раковинного гравия со смешанным фаунистическим комплексом; наличие крупных латеральных поверхностей аккреции, наклоненных в сторону русла протоки и отражающих положение седиментационного борта протоки, и крупномасштабных участков крупной (более 1см) косой слоистости приливно-отливного течения, разделенных тонкими волнистыми слойками алеврита и глины. В верхней части разрезов может присутствовать мелкомасштабная косая слоистость волнения.

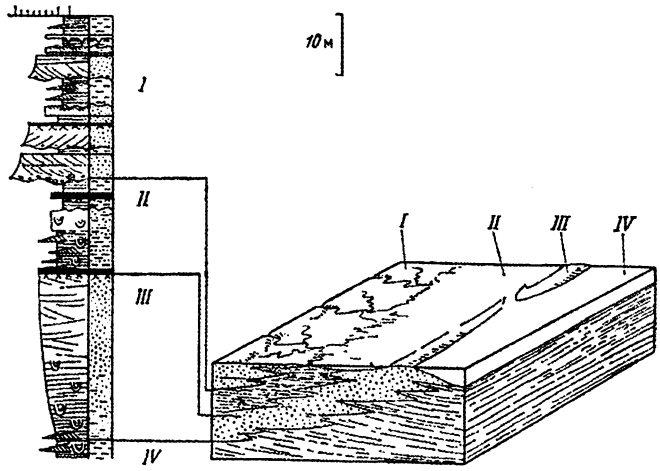


Рис. 1.48. *Блок–диаграмма побережья со смешанной волновой и приливно-отливной деятельностью [8]. Обстановки осадконакопления: I — прибрежная аллювиальная равнина — переслаивающиеся пойменные сланцы, угли и утончающиеся вверх по разрезу русловые песчаники; II — лагуны и приливно-отливная отмель — песчаники, сланцы и угли; III — барьерный остров — песчаники, укрупняющиеся вверх по разрезу; IV — открытое море (сланцы); барьерный остров (III) рассечен каналами приливно-отливного стока.*

Лагуны [lagoons] позади барьерных островов со смешанным волновым и приливно-отливным режимом характеризуются нормальной соленостью и представлены литоральными и сублиторальными равнинами, рассеченными сетью приливно-отливных

русел. Могут присутствовать намывные конусы и приливные дельты.

Приливные дельты [flood–tidal deltas] формируются в устье протоки на стороне лагуны, обращенной к суше, и лучше всего развиты в приливных протоках с преобладанием волновых процессов. Вначале приливная дельта представляет собой серию перекрывающихся конусов или изогнутых лопастей, а позже — наклонную плоскость, рассеченную приливными каналами и расчлененную на серию намывов и покровов, образованных отливным потоком. В отложениях приливных дельт преобладают участки с плоскопараллельной и мульдообразной крупной косой слоистостью, перемежающиеся с участками крупной бимодальной косой слоистости.

Отливные дельты [ebb–tidal deltas] формируются в устьях проток, обращенных в сторону моря, и особенно хорошо развиты в приливных протоках с преобладанием приливно-отливного режима. В их центральной части преобладают русловые отложения приливно-отливной протоки, а на флангах — бары, образованные волнами. Если русло остается фиксированным в своем положении, то отливная дельта образует лопастеобразные песчаные тела в устье канала; если же протока латерально мигрирует, то формируется широкое песчаное образование, языковидно переслаивающееся с фациями предфронтальной зоны, которое может сохраняться значительно ниже эрозионной поверхности, определяющей основание протоки.

1.4.4 Побережья с преимущественно приливно-отливным режимом [Tide–dominated coasts]

Приливно-отливные побережья (Рис. 1.49) образуют обширные отмели в районах с низкой энергией волн, в мезо- и макроприливных районах. Они распространены также на обрамлении бухт, в лагунах, эстуариях и дельтах, испытывающих влияние приливов. Приливно-отливные отмели представляют собой однообразные равнины, рассеченные сетью приливно-отливных каналов и русел, посредством которых происходит сток и нагон воды.

Надлиторальные отмели [supratidal flats] расположены выше среднего высокого уровня прилива и подвержены влиянию субаэральных процессов. При умеренном климате они покрыты солеными маршами, в них накапливаются чередующиеся глины и алевриты, нацело биотурбированные животными и корнями растений. В аридных и семиаридных районах преобладают высыхающие отмели с эвапоритами. Биотурбация почти отсутствует, но рост кристаллов гипса и галита приводит к усадке глин, нарушению слоистости и образует пористую смесь глин и эвапоритов.

Литоральные отмели [tidal flats] представляют собой ровную погружающуюся в сторону моря отмель, рассеченную крупными и мелкими приливно-отливными каналами. Имеется непрерывный переход от высоких илистых [muddy tidal flats], до низких песчаных [sand-dominated tidal flats] отмелей. Для них характерна общая последовательность фаций: соленый марш [salt marsh] — высокая иловая отмель — внутренняя песчаная отмель — низкая иловая отмель — низкая песчаная отмель.

Воздействие приливно-отливных течений и волн на песчаные отмели формирует обширные участки с асимметричными и симметричными знаками ряби. Фации литоральной отмели представлены переслаиванием глин, алевритов и песков с полосчатой, волновой и линзовидной слоистостью и обычно интенсивно биотурбированы.

Приливно-отливные каналы и русла [tidal inlets and channels] представляют собой сильно извилистые протоки с косами на внутреннем седиментационном борту. Дно каналов выполнено крупнозернистыми песками с раковинным детритом и многочисленными глинистыми обломками. Косы сложены тонким переслаиванием глинисто-алевритовых и песчаных слоев, полого погружающихся в сторону канала. Они нарушаются эрозионными поверхностями, образующимися в период интенсивных дождей или других катастрофических явлений, и могут быть нарушены оползнями.

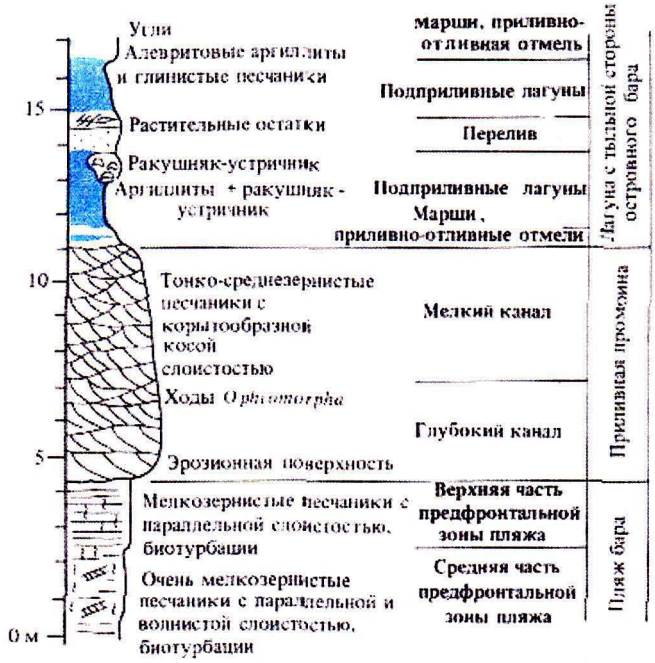


Рис. 1.49. *Разрез меловых отложений Альберты (США), сформировавшиеся при выдвижении комплекса бар–промоина–лагуна в условиях приливов умеренной высоты [3]*

В сублиторальных отмелях [subtidal flats] признаки литоральных отмелей могут не наблюдаться, но на микроприливных песчаных сублиторалях между каналами может формироваться комплекс русловых баров и мелководья. Обычной чертой фаций этих каналов является средне- и крупномасштабная косая слоистость, тогда как мелководные бары характеризуются более мелкозернистыми песками преимущественно со знаками ряби и плоскопараллельной слоистостью, образуемыми волнами. При наступании приливно-отливных отмелей формируется разрез с утоняющейся вверх зернистостью, что отражает переход от сублиторальной и низкой литоральной

песчаных отмелей к высокой литоральной и надлиторальной глинистым отмелям. Фации приливно-отливной отмели могут быть срезаны на любом уровне и в некоторых случаях полностью замещены разрезами приливно-отливных каналов и русел, залегающими на эрозионном основании.

1.5 Эстуарии [Estuaries]

Эстуарии — подтопленные устьевые части рек, — возникают обычно при эвстатическом подъеме воды или тектоническом погружении берега. Динамика эстуариев определяется характером перемешивания морской и речной воды, и, в первую очередь, — принадлежностью бассейнов к приливному или волновому (штормовому) типу. Поэтому в фациальном отношении различают обычно две группы эстуариев (Рис. 1.50) — находящихся под преимущественным влиянием приливов и отливов (1) и штормов (2).

1.5.1 Эстуарии с преимущественно приливно-отливным режимом [Tide–dominated estuaries] (Рис. 1.51)

Эстуарии, в которых ощущается действие приливов, окружены низменно-отливной отмелью с засоленными маршами (мангровыми болотами — в тропиках), пересеченной небольшими естественными каналами стока. Выдвижение всего эстуария вместе с прилегающей приморской низменностью в море приводит к тому, что донные отложения эстуария перекрываются отложениями приливно-отливных отмелей, крупность материала которых убывает снизу-вверх. Обломочный материал в подобные эстуарии поступает преимущественно со стороны открытого моря. В вертикальном разрезе можно обнаружить пачки поперечно-слоистых отложений, ориентированных в направлении приливно-отливных течений, которые чередуются с глинистыми прослоями, осажденными при размыве смежных участков дна эстуария.

В центральных частях эстуариев такого типа концентрируется песок, тогда как алеврит и ил распространены в виде языковидных отложений литоральной или сублиторальной отмелей вдоль окраины эстуария. Особенностями песчаных отложений являются наличие отложений приливных и отливных дельт, сублиторальных и литоральных баров, которые могут быть либо поперечными, либо вытянутыми по направлению приливно-отливных течений, каналов, ориентированных в сторону прилива и отлива. В мезоприливных эстуариях преобладают отложения приливных дельт и поперечные бары, а в макроприливных (амплитуда приливов более 4м) эстуариях основной особенностью является наличие песчаных гребней, располагающихся по направлению приливно-отливных течений.

Фации эстуариев выполняют эрозионные промоины в более древних отложениях, оконтурены фациями приливно-отливных отмелей или морскими отложениями и внедряются в толщу косослоистых флювиальных песчаников.

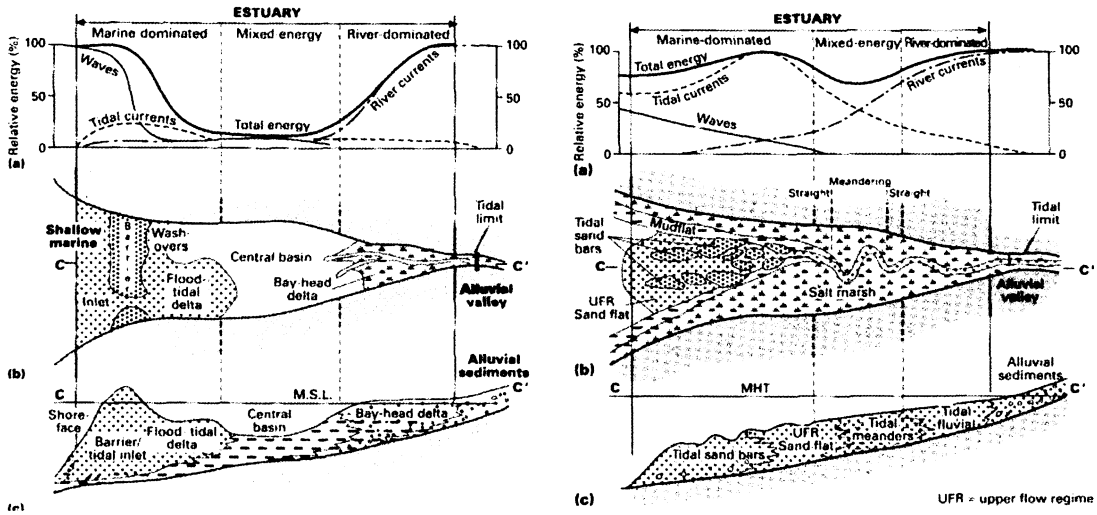


Рис. 1.50. *Типы энергии (a), морфология (b) и фации (c) в эстуариях. Волновые эстуарии (слева). Песчаный барьер показан присоединенным к мысу, но при пологих уклонах он может отделяться от суши лагуной. На разрезе (c) показано трансгрессивное заполнение. Размеры фаций варьируют в зависимости от доли морских или речных отложений. Приливно-отливные эстуарии (справа). Разрез (c) сделан вдоль оси канала и не показывает фации краевых глинистых равнин и соляных маршей и отвечает проградации, следующей за трансгрессией [18].*

Фации русла эстуария [estuary channel] — дюны [dunes] или мегарябь [megaripple] с более мелкими донными формами, подразделяются на:

- гребневидные формы [ridges] без ямок вымывания [washovers] в районе трога;
- синусоидальные гребни с хорошо развитыми ямками вымывания. Песчаные валы [tidal sandbars] — более крупные формы ложа, представляют собой прямые асимметричные гребни с крупной косой слоистостью.

Отложения сублиторальных русел [subtidal distributary channels] эстуария представлены базальной эрозионной поверхностью, перекрывающейся маломощным внутриформационным конгломератом (илистые катуны), который переходит в пески с мульдообразной косой слоистостью бимодальных, значительно реже — однонаправленных течений. Фронтальные склоны косых слоев имеют глинистые слойки и сложены чередованием глин и алевритов из-за флуктуаций приливно-отливного течения. За русловыми песками следуют более мелкозернистые фации с линзообразной и флазерной [flaser] слоистостью, они также показывают наличие бимодальных палеотечений. Для подобных отложений характерно присутствие следов жизнедеятельности морских организмов и обилие растительного аттрита. Обычно сохраняются фации образования каналов, а фации отмирания — правильно чередующиеся ленточнослоистые и тонко переслаивающиеся илы, алевриты и пески, — эродируются.

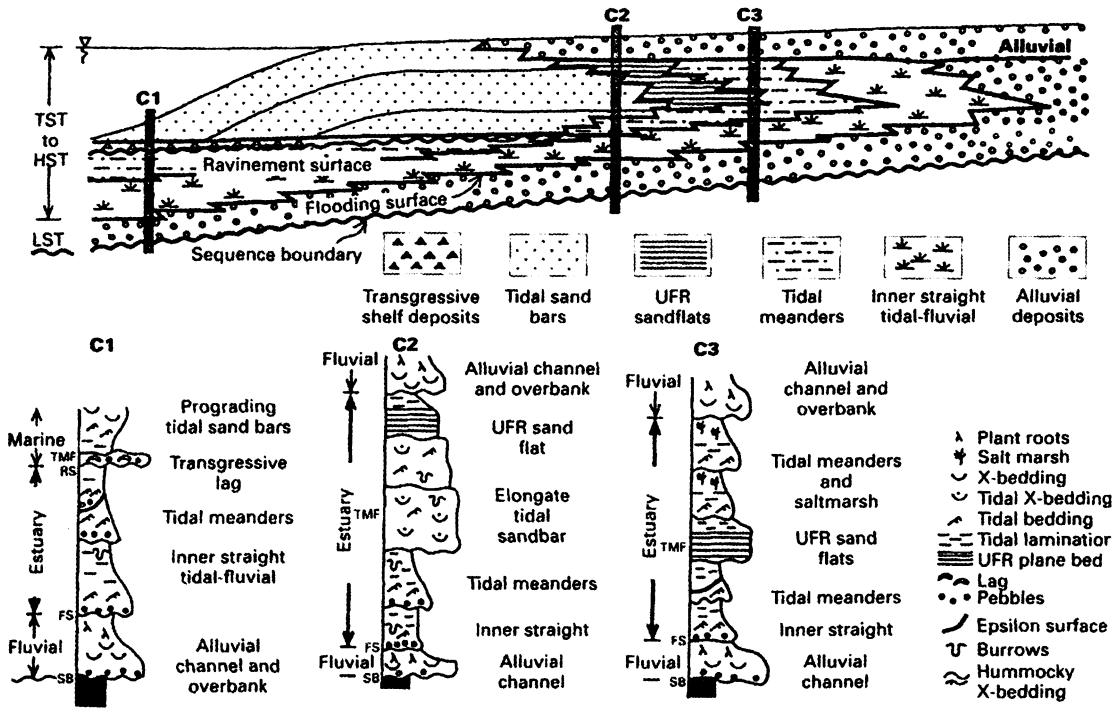


Рис. 1.51. *Схематический разрез через центральную часть эстуария с преобладанием приливно-отливных процессов. Отражена последовательность фаций на момент быстрого падения уровня моря и проградации береговой линии [18].*

Фации намывных кос [washover bars], располагающиеся выше русловых, на внутреннем седиментационном борту русла приливно-отливного канала, представлены покровоподобным переслаиванием алевритов и мелкозернистых песков со слоистостью ряби, с участками полосчатой и линзовидной слоистости. Осадки обычно нарушены норами типа *Ophlomorpha.*

1.5.2 Эстуарии с преимущественно волновым режимом [Wave–dominated estuaries]

Данный тип эстуариев включает характерную ассоциацию фаций, меняющуюся в направлении суши (Рис. 1.52): *фации песчаного баръера* [sand barrier] относительно крупнозернистых морских песков, *фации прохода* [inlet], *фации затапливаемой приливной дельты* [flood-tidal delta] (размеры которых зависят от относительной силы волн и приливно-отливных течений), затишные мелкозернистые *фации центральной части эстуария* [central basin], размерность зерен в которых увеличивается пропорционально энергии приливов, и грубообломочные *фации внутренней дельты* [bay-head delta], сложенные речными песками и гравием и видоизмененные волновыми и приливными процессами.

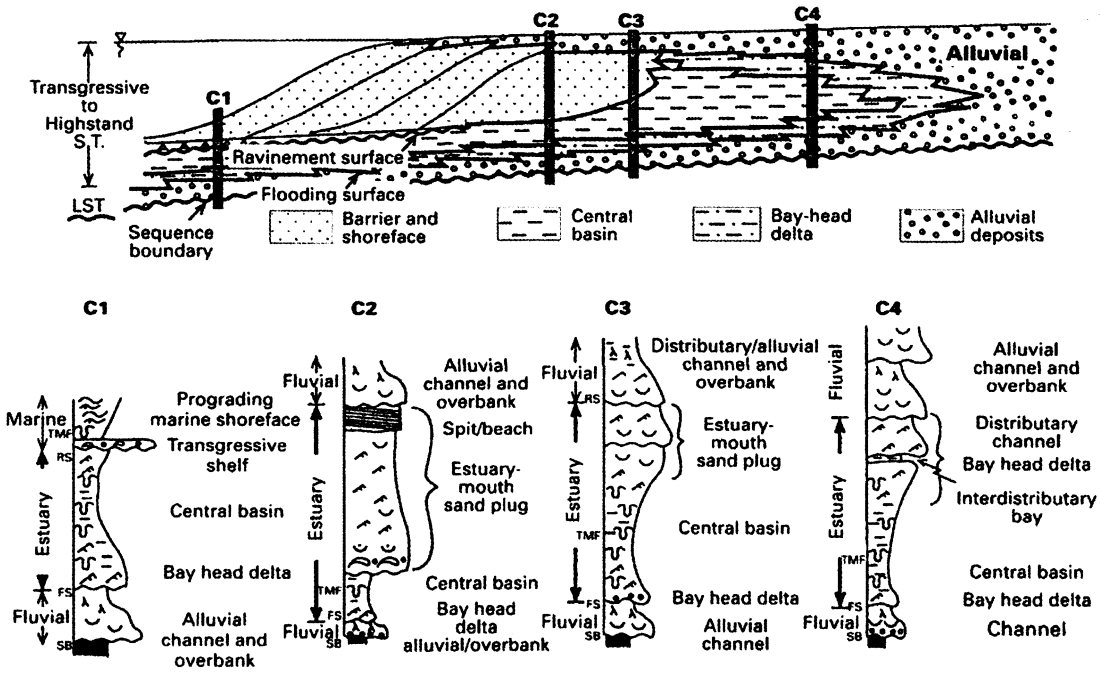


Рис. 1.52. *Схематический разрез через центральную часть эстуария с преобладанием волновых процессов. Отражена последовательность фаций на момент быстрого падения уровня моря и прогрессии береговой линии [18].*

1.6 Мелководные моря с терригенной седиментацией [Shallow clastic seas]

К мелководным морям с терригенной седиментацией (Рис. 1.53) относятся, прежде всего, шельфовые моря. Прямых аналогов обширных эпиконтинентальных бассейнов, широко развитых в геологическом прошлом (в т.ч. на территории Западной Сибири) в настоящее время не существует, а в качестве моделей рассматриваются Северное, Желтое и Берингово моря. Поэтому седиментационные обстановки, существующие на современных шельфах, — продукте последней гляциальной эпохи, — надо экстраполировать на геологическое прошлое с известной долей осторожности. В соответствии с ведущим процессом, действующим на мелководье, современные шельфы разделяются на четыре группы (Рис. 1.54).

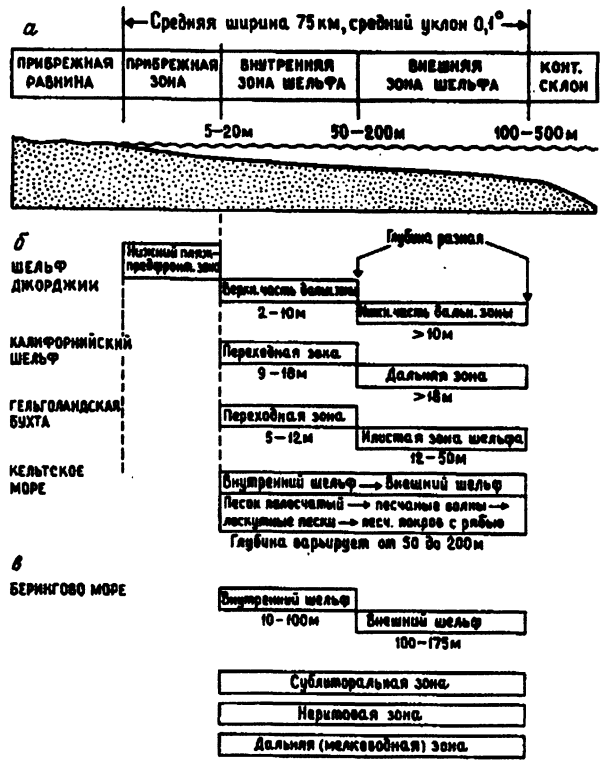


Рис. 1.53. *Обычно используемая терминология по шельфовым зонам и основным батиметрическим подразделениям [4]. а — идеализированный профиль прибрежного шельфа; б — альтернативная терминология и разные диапазоны глубин применительно к некоторым современным профилям; в — обычно используемые синонимы для древних отложений. Древние обстановки могут подразделяться на внутренние и внешние, а отложения — на проксимальные и дистальные отложения*

1. Шельфы с преимущественно волновым режимом, контролируемые сезонными флуктуациями разной интенсивности волн и течений с активной транспортировкой осадков в периоды штормов. На них преобладают мелкозернистые осадки и мелкомасштабные формы дна.

2. Шельфы с преимущественно штормовым режимом отличается высокой частотой штормов. Точка зрения о самостоятельности этой группы шельфов разделяется далеко не всеми, часто их объединяют под общим названием шельфов, связанных с погодными условиями.

3. Шельфы с преимущественно приливно-отливным режимом промываются сильными донными течениями, способными формировать донные отложения различного размера. Песчаные отложения транспортируются на них наиболее интенсивно.

4. Шельфы с режимом океанических течений обычно узкие, находятся под воздействием устойчивых однонаправленных течений, которые вторгаются на шельфы.

Ниже кратко рассмотрены основные фациальные модели шельфов 1 и 2 типа (совместно, поскольку они различаются только статистически) и 3 типа. Шельфы с режимом океанических течений не рассматриваются ввиду отсутствия доказанных ископаемых аналогов.

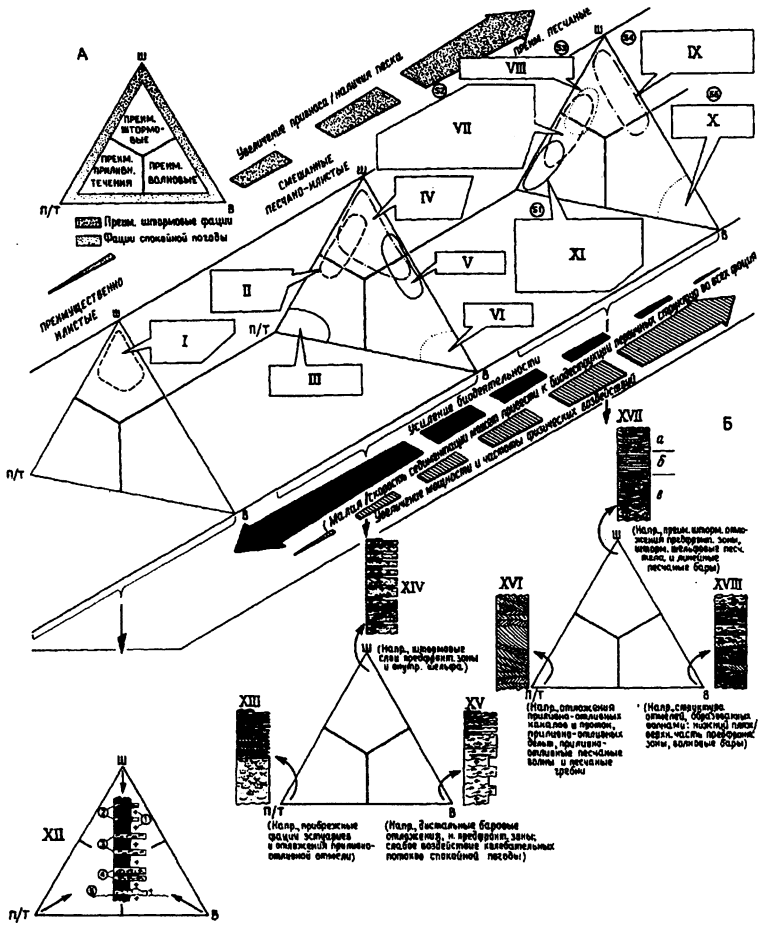


Рис. 1.54. *Схема основных морских мелководных фаций и соответствующих процессов осадконакопления (приливы, океанические течения, волнение, штормы), основанная на соотношении содержания песка и ила [4].*

На Рис. 1.54 изображено:

А — элементы классификации фаций и процессов и некоторые модели мелководных морских фаций. Б — идеализированные вертикальные литологические профили основных конечных членов типов фаций. I — лаговые раковинные отложения, ракушечники, дистальные темпеститы. II — переслаивание песчано-штормовых и илово-штормовых фаций, латеральные эквиваленты S_2 и S_3 отложений. III — прибрежные приливно-отливные отложения: фации эстуариев отмелей. IV — переслаивание песчаных и иловых темпеститов неприливных шельфов. VI — прибрежные/лагунные фации волнового происхождения. V, VII–XI — известные примеры фаций мелководных морей, XII — цифры в кружках: 1 — гомогенизированные мелководные морские илы с ходами зарывания; 2 — дистальные песчаные темпеститы; 3 — раковинные лаговые отложения и ракушечники; 4 — песчаные турбидиты; 5 — конденсированные разрезы, несогласия, горизонты с минерализацией и следами зарывания. Все процессы способствуют эрозии, транспортировке и отложению шельфовых илов. Темпеститы (1–4) образуют прослои внутри илового матрикса. Могут встречаться отдельные сцементированные и конкреционные слои. XIII — волновая слоистость, частое чередование песка и ила. Обилие двунаправленных текстур течений. Средне- и мелкомасштабная косая слоистость. XIV — бугорчатая и плоская слоистость песчаных темпеститов с прослойками илов. Внутриформационные лаговые отложения. Градационные слои. Тонкослоистые и нарушенные зарывателями слои. Косая слоистость волновой ряби. Илистые слои затишья обеспечивают сохранность темпеститов. XV — волновая флазерная и волнистая слоистость. Гомогенизированные песчаные темпеститы. Косая слоистость волновой ряби. XVI — крупномасштабная косая слоистость (песчаные волны). Участки шевронообразной слоистости, знаки двух- и однонаправленных течений. Глинистые примазки и поверхности реактивации. XVII — а) косослоистые песчаные темпеститы (знаки однонаправленных течений), б) плоскослоистые песчаные темпеститы с волновой рябью, в) бугорчатая косая слоистость песчаных темпеститов. Смешение песчаных темпеститов. Крупнозернистые лаговые отложения. XVIII — пологонаклонная слоистость на участках клинообразной формы. Косая слоистость волновой ряби.

1.6.1 Мелководные моря с преимущественно волновым и штормовым режимом [Wave- and storm-dominated shallow seas]

Общий характер обломочных фаций в современных мелководных морях контролируется не только их режимом, но и широтным положением (Рис. 1.55): существует уменьшение размерности обломочного материала в направлении от высоких широт к низким.

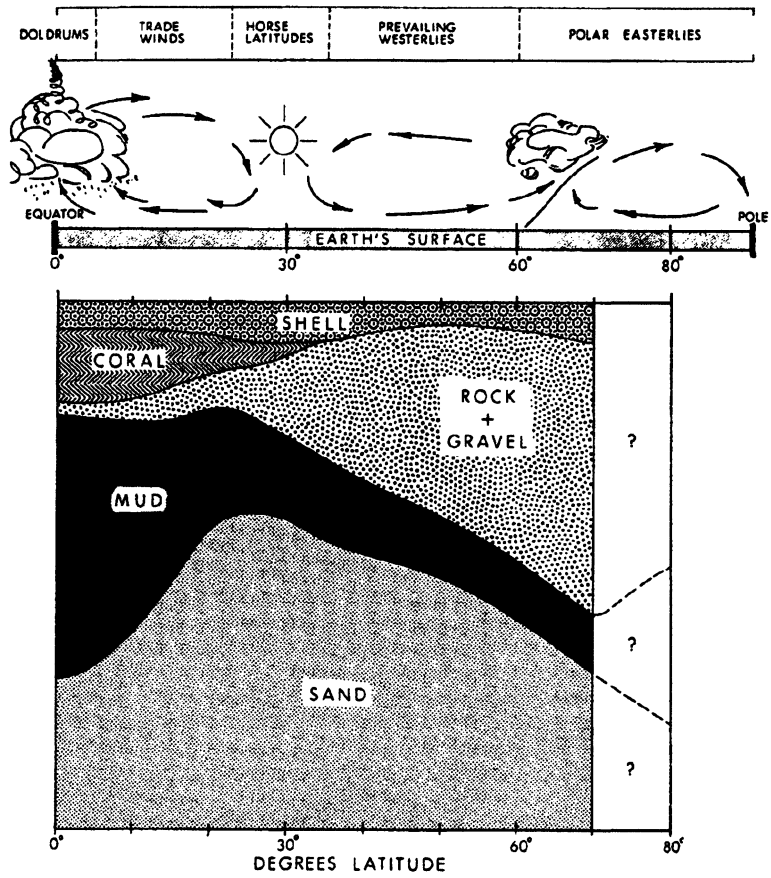


Рис. 1.55. *Статистическое содержание различных типов обломочных и карбонатных пород в современных шельфовых осадках [14].*

Основным типом осадков в морях такого типа являются темпеститы [tempestites] — штормовые отложения, в различной степени биотурбированные (Рис. 1.58–Рис. 1.59). Для них характерна последовательность текстурных признаков убывания энергии потока (Рис. 1.56):

1. эрозионное основание,

2. базальные отложения с илистыми обломками и раковинами, растительным детритом и/или фрагментами коренных пород в неравновесном положении; градационная слоистость, 3) горизонтальная слоистость или бугорчатая [hummocky cross-bedding] косая слоистость,

3. косая слоистость знаков ряби,

4. первичное отсутствие следов зарывающихся организмов.



Рис. 1.56. *Песчаные темпеститы внешнего шельфа с мелкой косой слоистостью и элементами градационной слоистости. Нижний мел, скв. Западно–Моисеевская–25.*

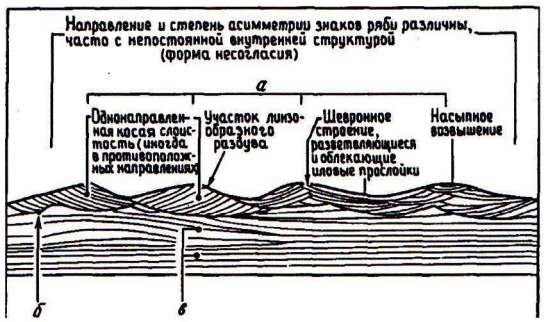


Рис. 1.57. *Признаки косой слоистости волновых знаков ряби [4]. а — соседствующие косослоистые серии имеют разное строение; б — волнообразная нижняя граница; в — ассоциация с различными способами ровного напластования: прямые слои (внизу) и градационные косые под пологими и крутыми углами (вверху).*

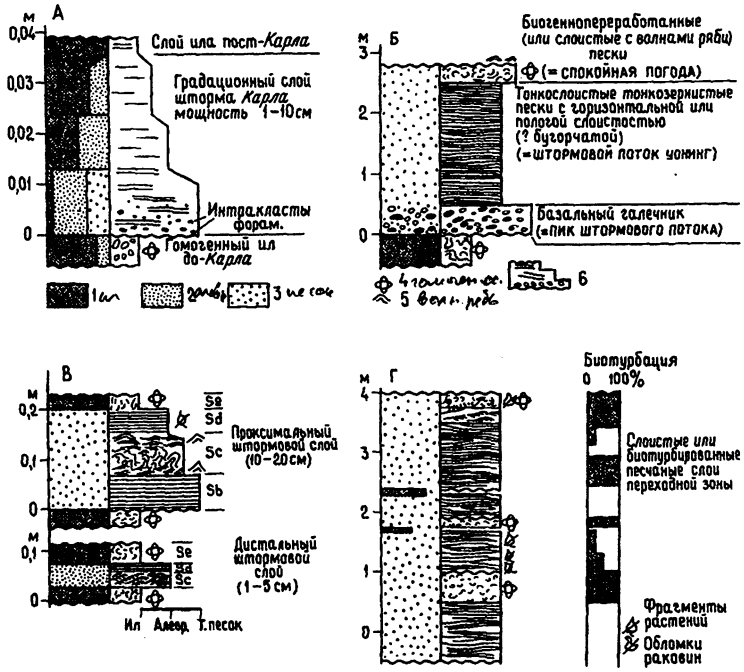


Рис. 1.58. *Штормовые отложения дальней зоны современных шельфов, вертикальный масштаб различен [4]. А — Мексиканский залив — градационные песчаные слои, образованные ураганом Карла, глубина 18–36м. Б — Восточный шельф США — трехчленное деление штормовых песков предфронтальной зоны, глубина 5–21м. Крупнозернистые отмытые песчаные слои кровли образовались в условиях спокойной погоды. В — Северный шельф Берингова моря — проксимальные и дистальные градаци-онные штормовые песчано-алевритовые слои на эпиконтинен-тальном шельфе, глубина < 20м. Г — Калифорнийский шельф — объединенные штормовые песчаные слои, глубина 10–30м. 1 — ил; 2 — алеврит; 3 — тонкий песок; 4 — гомогенизированные слои; 5 — волновая рябь; 6 — штормовой слой Карла в том же масштабе*

Мощность темпеститов может варьировать от 0,5 до 3м и отличаются от турбидитов [turbidites] по:

1. наличию косой слоистости волновых знаков ряби,
2. наличию знаков волновой ряби на поверхности кровли,
3. присутствию in situ мелководной морской фауны в дистальных шельфовых илах,
4. увеличению биотурбации от проксимальной к дистальной части и ее типу (Рис. 1.58),
5. ассоциации с мелководными фациями.

Для морей с преимущественно ветровым или штормовым режимом характерна следующая общая последовательность фаций.

Песчаная фация внешней зоны [offshore sands] (до глубины 50–100м) состоит из песков и гравия со знаками ряби симметричных и асимметричных волн (Рис. 1.57), и бугорчатой слоистостью (Рис. 1.59).

Современные детритовые пески могут отличаться от перемытых in situ, отсутствием железистой рубашки. Второстепенные компоненты представлены диатомовыми, фораминиферами, радиоляриями и глауконитом, который концентрируется на поднятиях и на краю шельфа. Биотурбация интенсивная, редко сохраняется горизонтальная слоистость. Распространение крупнозернистых осадков ограничено устьями эстуариев, а на шельф транспортируется только очень мелкозернистый песок или еще более мелкий материал. Эта особенность нарушается при увеличении привноса алеврита и ила вблизи устьев рек.

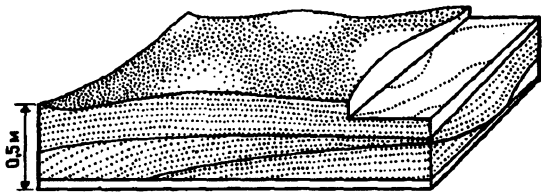


Рис. 1.59. *Соотношение бугорчатых форм ложа и бугорчатой слоистости [4]. Для последней характерно: 1) эрозионная ундулирующая подошва, 2) ее несогласное перекрытие, 3) вариации мощности и изменчивость направлений погружения слоев, 4) присутствие подошвенных знаков, 5) слабо ундулирующая кровля с волновой рябью, 6) размеры бугров: 0,1–0,5м в высоту и площадь 1–5м.*

В морфологическом отношении пески слагают следующие формы:

Продольные гряды [sandridges] имеют высоту 3–9м, длину 9–15км и ширину до 3км. Они ориентированы косо к береговой лини, в поперечном сечении асимметричны: мористый склон более крутой и имеет более тонкую текстуру (Рис. 1.60). Удаленные от берега продольные гряды возникают путем отделения от гряд прибрежной зоны, что происходит в случае трансгрессивных разрезов.

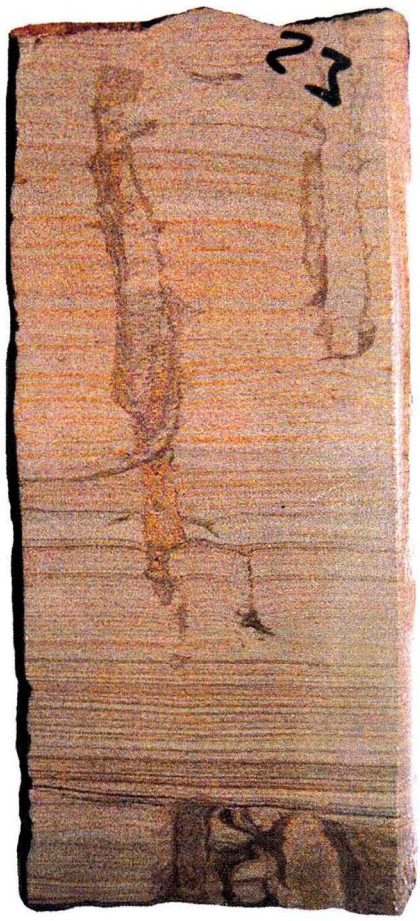


Рис. 1.60. *Пологокосослоистые песчаники внутреннего шельфа (возможно, продольных песчаных гряд) с признаками волнения и затишных условий; нарушены биотурбациями Scolithos. Верхняя юра, скв. Северо–Пионерская–1.*

Бары, связанные с заливами [bars connected to lagoons] представляют собой выпуклые в сторону моря бары в устьях крупных эстуариев и приливных каналов. Они протягиваются в сторону моря на несколько километров и представляют собой сложную гидравлическую систему, в которой преобладают прибрежные приливно-отливные течения, и образуют переходную зону к шельфу с преобладанием штормового режима.

Бары, связанные с мысами [bars connected to capes] имеют характерную форму «головки молотка» с тупым концом в сторону моря и возникают за счет экранирования сушей переноса осадка вдоль берега. Образованные таким образом гряды, выпуклые в сторону моря, длинными осями направлены навстречу приходу волны. Они могут быть покрыты песчаными волнами, подветренные склоны которых обращены параллельно удлинению гребней.

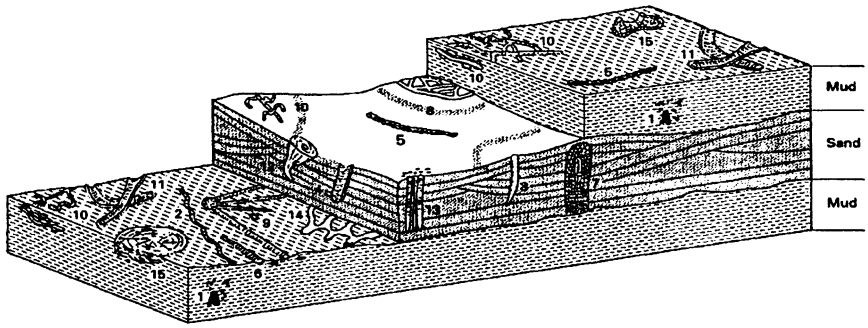


Рис. 1.61. *Типичные комплексы ихнофоссилий проксимальных/дистальных темпеститов дальней зоны [15]. 1 — Chondrites; 2 — Cochlichnus; 3 — Cylindrichnus; 4 — Diplocraterion, 5 — Gyrochorte; 6 — Muensteria; 7 — Ophiomorpha; 8 — Palaeophycus; 9 — Phoebichnus; 10 — Planolites; 11 — Rhizocorallium, 12 — Rosselia; 13 — Skolithos; 14 — Thalassinoides; 15 — Zoophycos*

1.6.2 Диагностические признаки баровых отложений

Большинство баров дальней зоны состоит из хорошо- или среднесортированных глауконитовых и кварцевых песков и характеризуется последовательностью напластования с укрупняющейся вверх зернистостью (Рис. 1.62). В случае регрессивных шельфов они венчают биогенно гомогенизированные глинистые шельфовые отложения и сложены более крупнозернистыми песками с крупной косой слоистостью, горизонтальной ламинарной слоистостью и/или с бугорчатой косой слоистостью. На трансгрессивных шельфах они могут надстраивать дельтовые побережья. Песчаные тела имеют мощность приблизительно 5–20 м (до 30м), ширину от 2 до 60км и длину до 160км, их длинные оси параллельны, что соответствует направлению палеотечения.

Смешанная песчаная и иловая фация [mixed sand/mud] является продуктом биоэлювиальной переработки первичной стратификации песчаных и иловых фаций. На наружном шельфе она состоит из современных илов и реликтовых песков. В ископаемом состоянии опознается с большим трудом.

Иловая фация [muddy] распространена изолированными участками, но преобладает на среднем шельфе и на части наружного шельфа. В эпиконтинентальных морях иловая фация может образовывать сплошные покровы с признаками дизоксии/аноксии, вплоть до формирования битуминозных сланцев, являющихся нефтематеринскими породами. Различные субфации глинистых покровов устанавливаются, главным образом, по палеонтологическим признакам.

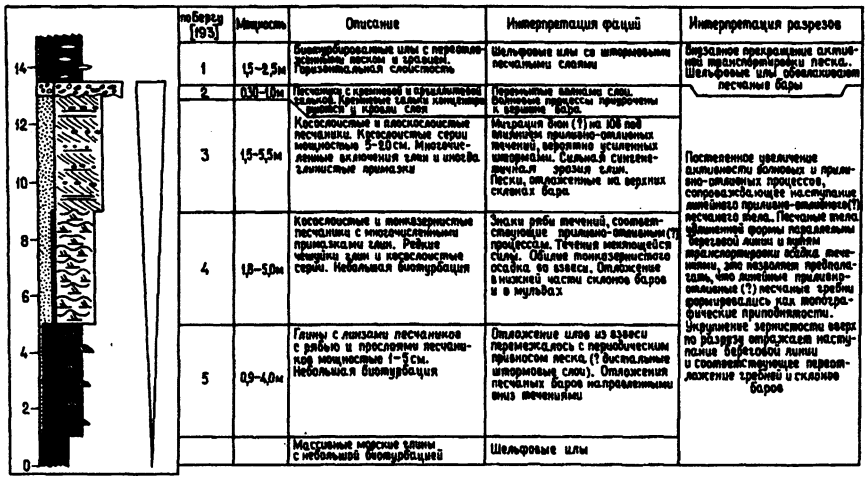


Рис. 1.62. *Интерпретация верхнемеловых песчаников Сассекс США) с укрупняющейся вверх зернистостью: фации наступающих песчаных баров под влиянием течений и штормов [4].*

1.6.3 Мелководные моря с преимущественно приливно-отливным режимом [Tide–dominated shallow seas]

Существование мелководных бассейнов с преимущественно приливно-отливным режимом, включая эпиконтинентальные моря, возможно исключительно при наличии широкой морской связи с океаническими пространствами, поскольку приливно-отливные волны генерируются в океанических котловинах.

На пути прохождения приливно-отливного течения на шельфе образуется характерная последовательность зон форм ложа, зависящая от количества обломочного материала (Рис. 1.63), отвечающая фациальному ряду приливно-отливных мелководных морей.

Фация эрозионных борозд и гравийных волн [furrows and gravel waves] — продольные формы ложа, имеющие различный размер: от ложбин смыва (длиной 150км и шириной до 5км, врезаемых на 150м), до узких борозд, прорезающих гравийное дно (длиной до 8км, шириной 30м и глубиной 1м). Они распространены там, где скорость течения превышает 150см/с. В дополнение к ним образуются поперечные формы ложа, сложенные гравием, высотой около 1м, с длиной волны до 10м.

Крупномасштабные поверхности эрозии имеют широкое латеральное протяжение (сотни и тысячи метров), низкий рельеф (в основном менее 1м) и не имеют глубоких врезов в виде каналов. Им могут сопутствовать слои, обогащенные раковинами, интенсивная биотурбация, фосфатная или глауконитовая минерализация и/или повышенные содержания в перекрывающих слоях гальки.

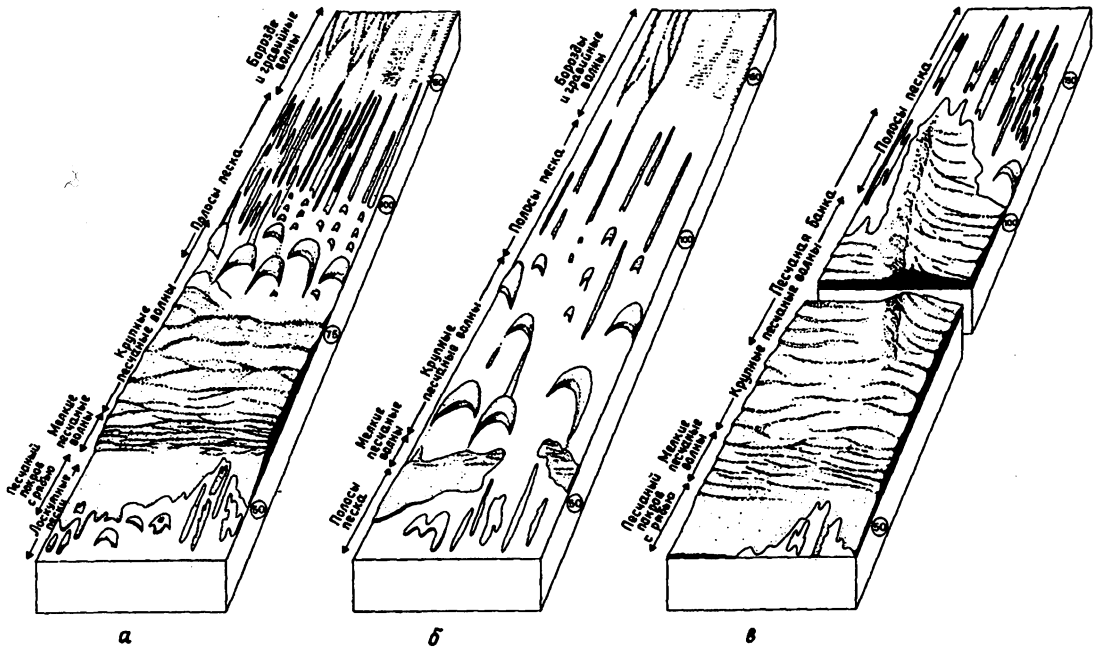


Рис. 1.63. *Общая модель распределения форм дна вдоль пути прохождения приливно-отливного течения (а) и ее вариации при малом (б) и большом (в) привносе песка [4]. Протяженность зон форм дна соответствует средней скорости (показана в см/с) приповерхностного течения в пике сизигийного прилива.*

Фация песчаных полос [sand ribbons] — продольные формы ложа, представленные полосами песка длиной более 15км, шириной до 200м и толщиной не более 1м, которые лежат между полосами гравия. Они формируются при скорости течения немного более 100см/с. При более высокой скорости течения полосы перестраиваются в уступы (гребни) песчаных волн с прямолинейными гребнями, а при более низкой они образуют синусоидальные или барханоподобные песчаные волны.

Фация песчаных гряд (Рис. 1.63, в) — косо ориентированные к направлению приливно-отливного течения гряды, состоящие из хорошо сортированного средне- и мелкозернистого песка с фрагментами раковин. Они имеют асимметричное поперечное сечение, которое сохраняется в виде серии пологих (3–7°) внутренних плоскостей напластования, разделенных мелкомасштабной косой слоистостью. Последнее отражает песчаные волны, растущие на поверхности гряд.

Фация песчаных волн [sandwaves] — крупномасштабные асимметричные поперечные формы ложа с прямыми гребнями и хорошо выраженными подветренными склонами (15°). Они имеют высоту до 1,5–15м, длину 30–500м и распространены там, где скорость течения более 65см/с. Песчаные волны сложены разнообразными

косыми сериями мощностью до 20м. Внутренние структуры (Рис. 1.64) меняются от простых наклонных передовых слоев до сложных участков, состоящих из крупных, полого наклоненных поверхностей наслоения, которые разделяются участками с мелкомасштабной косой слоистостью с падением вниз по склону (редко — вверх).

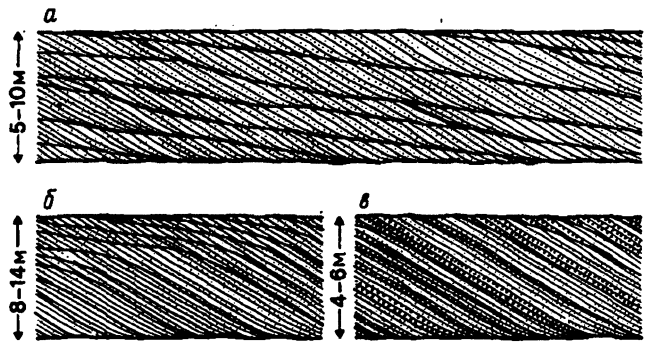


Рис. 1.64. *Типы крупномасштабной сложной косой слоистости песчаных волн в нижнемеловых отложениях Англии [4].*

Фация линейных песчаных гребней (баров) [sand bancks] распознается:

1) там, где удлиненное песчаное тело протягивается примерно параллельно преобладающему направлению палеотечения или известному региональному пути транспортировки осадка и

2) там, где сохранились крупномасштабные полого наклоненные поверхности (6°), а преобладающее палеотечение было направлено параллельно или немного косо к простиранию этих поверхностей (= флангов баров).

Для них характерно (Рис. 1.65):

1) укрупнение зернистости вверх по разрезу от переслаивающихся песчаников и сланцев, с многочисленными темпеститами (дистальные бары), к косослоистым песчаникам (проксимальные бары);

2) крупномасштабные пологие поверхности внутри проксимальных баровых отложений;

3) отложения внутрибаровых приливно-отливных каналов, пересекающие проксимальные и дистальные баровые фации, представленные песчаниками с противоположно наклоненными крупномасштабными плоскими косыми слоями.

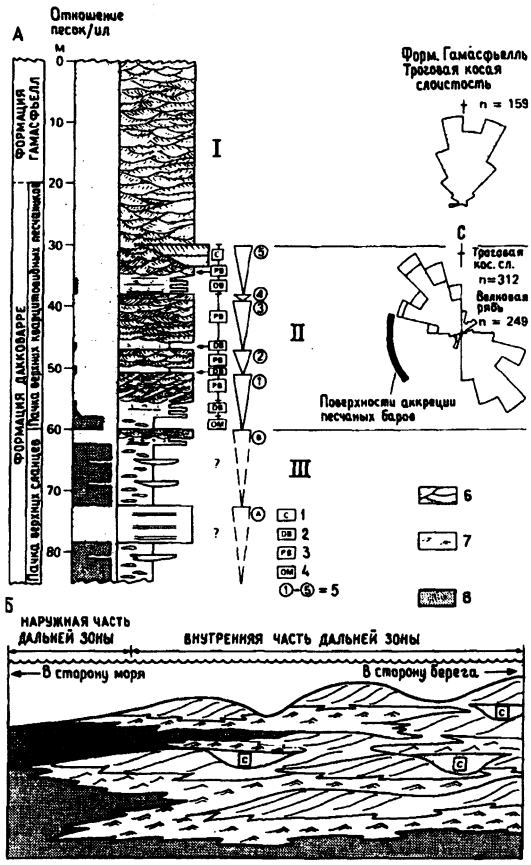


Рис. 1.65. *А — интерпретация приливно-отливного комплекса песчаных гребней позднедокембрийских отложений Норвегии. I — песчаный покров дальней зоны с мегарябью (мощность 300м, протяженность 200км). Преобладает троговая косая слоистость, образованная отливными штормовыми течениями и/или другими бассейновыми течениями. Плоская геометрия осадочных тел без крупных форм ложа. II — нарастающий баровый комплекс приливно-отливных песков: (1) — северо-западные течения, отливные течения усиливаются штормами; (2) — колебания слабых волн в спокойную погоду и штормовых волн в направлении северо-восток — юго-запад. III — сланцевый разрез с подчиненными песчаными барами образованными течениями (дальней зоны или лагунные). 1 — отложения приливно-отливных каналов; 2 — дистальный бар; 3 — проксимальный бар; 4 — илы дальней зоны; 5 — номера разрезов; 6 — троговая косая слоистость; 7 — штормовые пески с волновой рябью; 8 — илы/алевриты. Б — схематический разрез, показывающий сливающиеся песчаные бары дальней зоны, выявленные в верхней пачке кварцитовых песчаников [4].*

Фация лоскутных песков [sand patches] — продольные и поперечные участки песка, образующиеся там, где скорость прилива составляет менее 50см/с. Они обычно покрыты знаками ряби и так же, как окружающий их гравий, содержат разнообразную фауну, так что часть осадка на них является биогенной. Вследствие значи-

тельных размеров этих участков они имеют большие возможности сохраняться.

Фация илов [mud zone] располагается в конце пути транспортирующих приливных течений, преимущественно на средних глубинах (< 30м).

В обширных мелководных эпиконтинентальных бассейнах в моменты быстрых эвстатических трансгрессий возникал особый тип фаций, сочетающий признаки мелководных и пелагических отложений. Обычно такие фации приурочены к маломощным геологическим телам, имеющим большой стратиграфический диапазон — конденсированным разрезам [1]. В бассейнах с кластической седиментацией батиметрические условия образования конденсированных разрезов могли отвечать фациям внешней зоны шельфа. При быстром подъеме уровня моря влияние источников сноса обломочного материала в центральных частях бассейнов уже не ощущалось, поэтому происходила преимущественно биогенная и элювиальная переработка уже отложенного материала при пелагическом типе осадконакопления (фоновые глины, планктоногенные осадки и др.).

Признаками подобных отложений является широкое распространение глауконита (вплоть до глауконитита), сгруженных горизонтов фосфоритов, большое количество остатков беспозвоночных, интенсивная биотурбация (Рис. 1.66, Рис. 1.67) и крайне небольшая мощность отложений (сантиметры — первые метры). Возможно развитие признаков затрудненной аэрации придонных слоев воды; часто с конденсированными разрезами ассоциируются бескислородные (аноксийные) битуминозные сланцы.

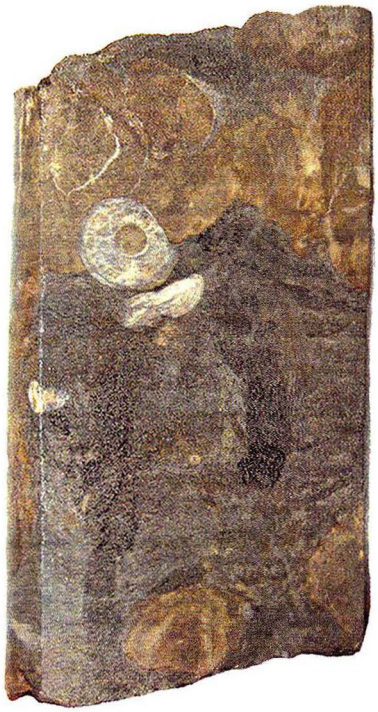


Рис. 1.66. *Конденсированный разрез с обилием глауконита, фосфоритами, остатками ростров белемнитов и биотурбациями типа Scolithos. Верхняя юра, скв. Западно–Моисеевская–30.*

 © Центр профессиональной переподготовки специалистов нефтегазового дела ТПУ

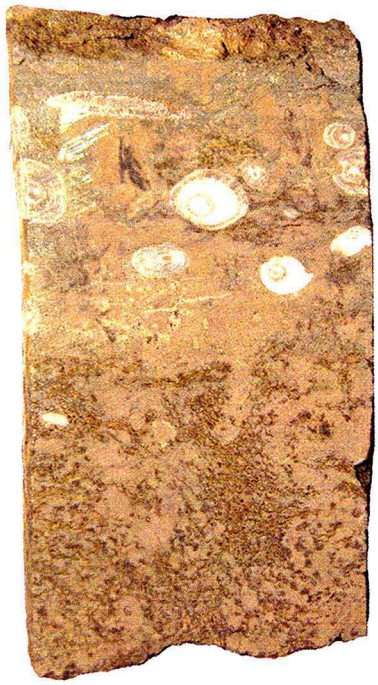


Рис. 1.67. *Конденсированный разрез с обилием глауконита, и ростров белемнитов; биотурбации типа Scolithos. Верхняя юра, скв. Вахская–108.*

1.7 Глубоководные моря с терригенной седиментацией [Deep clastic seas]

Фации глубоководных терригенных отложений формируются за счет разнообразных процессов, схематично отраженных на Рис. 1.68–Рис. 1.69. Они включают гравитационные отложения, отложения течений и пелагиали.

1.7.1 Отложения гравитационных процессов [Gravitational sediments]

Камнепады [rock falls] — обвальные накопления вблизи крутых склонов, имеющих, как правило, разломное происхождение, или в верховьях глубоких морских каньонов за счет эрозии, а также при землетрясениях. Перемещаемые обломки (олистолиты) могут быть очень большими (десятки метров) и перемещаться вниз по склону на расстояние до нескольких сотен метров.

Осадочный крипп [sediment creep] — процесс медленного оползания рыхлых осадков, идущий при небольших уклонах и обусловленной постоянной нагрузкой. Внутренняя структура осадков сохраняется.

Сползание блоков и оползни [slides and slumps] — перемещающиеся вниз по склону полуконсолидированные осадочные массы вдоль базальной поверхности сдви-

га на склонах с углами более $0,5°$. Сползание предполагает латеральное смещение вдоль простой или несколько повернутой плоскости сдвига и характеризуется небольшими внутренними нарушениями, а оползни сопровождаются значительными внутренними нарушениями и характеризуются смятыми плоскостями сдвига.

Обломочные потоки [debris flows] — пластические потоки, которые непрерывно или периодически продвигаются вниз по склону при углах наклона, превышающих $0,5°$. При увеличении крутизны склона или фронтальной части потока они могут переходить в оползни. Обломочные потоки возникают за счет сейсмических толчков, оползания или криппа, а также в результате лавинной седиментации или образования газов.

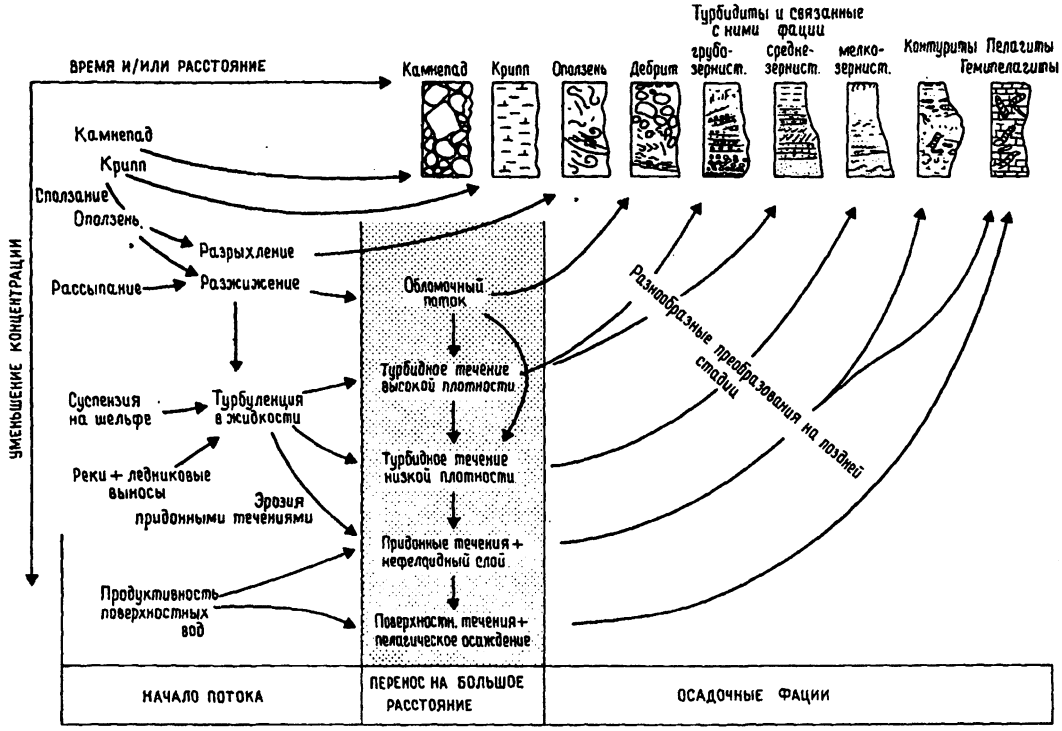


Рис. 1.68. *Взаимоотношения между процессами захвата осадков, их перемещения на большие расстояния и отложения в глубоком море. Координатами являются время и/или расстояние и концентрация потока. Показаны идеализированные модели фаций, образующихся при различных процессах осадконакопления. После отложения осадков может происходить их преобразование, вызываемое течениями, разжижением и биотурбацией [4].*

Зерновые потоки [grain flows] являются квазивязкоупругими потоками, характеризующимися столкновением между частицами, происходящие при больших уклонах (более 18°), и имеющие незначительную мощность (несколько сантиметров).

 © Центр профессиональной переподготовки специалистов нефтегазового дела ТПУ

Разжиженные и флюидизированные потоки [liquified and fluidized flows] связаны с нарушением метастабильной структуры вследствие перемещения поровых флюидов, напоминая тиксотропные грунты, и характерны для алевритовых и песчаных осадков. Часто они представляют собой конечную стадию отложения осадка из турбидитных течений высокой плотности.

Турбидитные (мутьевые) потоки [turbidity currents] высокой и низкой плотности возникают вследствие разнообразных процессов и перемещаются в виде автосуспензии на большие расстояния (десятки — сотни км) без заметной эрозии или отложения осадка до тех пор, пока наклон склона остается постоянным. В подножье континентального склона они формируют наиболее масштабные турбидитные конуса.

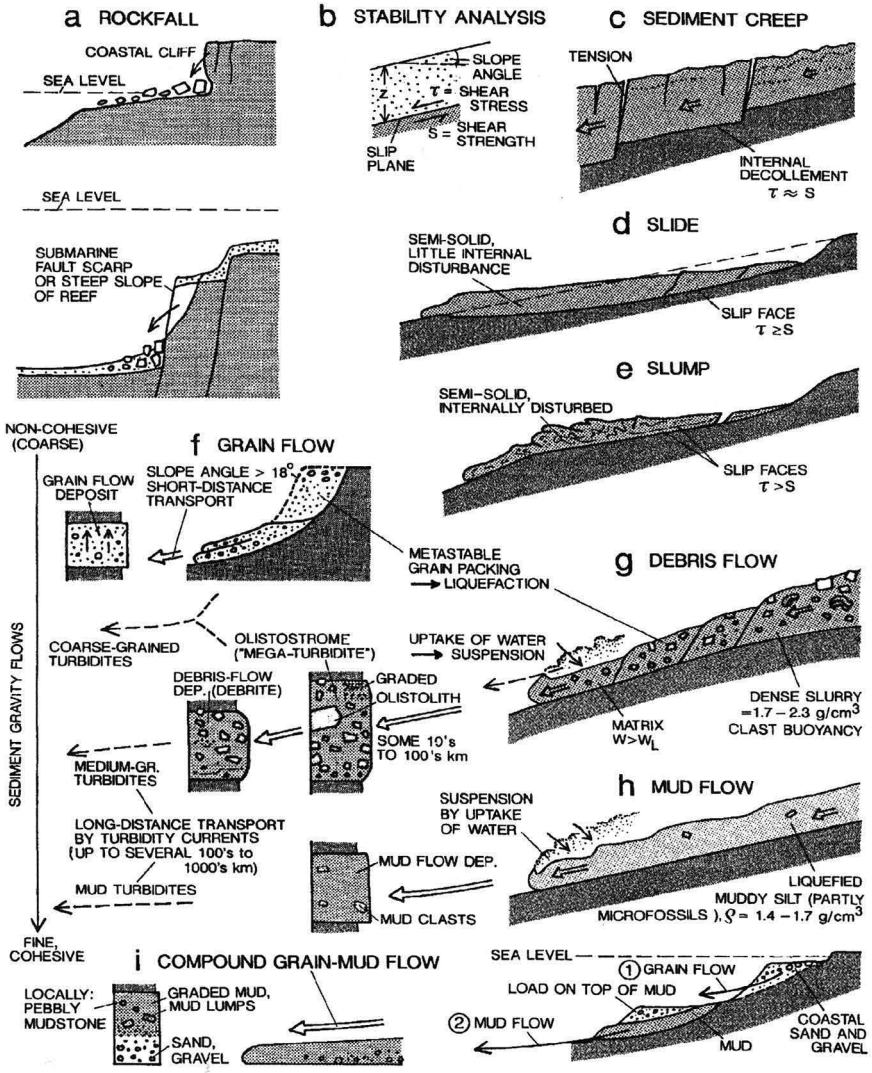


Рис. 1.69. *Основные процессы, действующие на континентальном склоне и в его подножье [14]. Пояснения см. в тексте.*

1.7.2 Отложения нормальных придонных течений [Gravitational sediments]

Течения в каньонах [canyon currents] постоянно движутся вверх и вниз вдоль осей каньонов и других подводных долин. Скорость их сильно колеблется, составляя в среднем около 30см/с, некоторые из них представляют собой турбидитные потоки низкой плотности, обладающие возможностью перемещать вниз по склону большие объемы мелкозернистого осадка.

Придонные (контурные) течения [contour currents] формируются вследствие погружения холодных поверхностных вод в высоких широтах или плотных высокосоленых вод низких широт и их медленной, глубинной термогалинной циркуляции. Их скорость и направление очень сильно варьируют, а их постоянное действие позволяет размывать, переносить и отлагать осадки в различных частях океана.

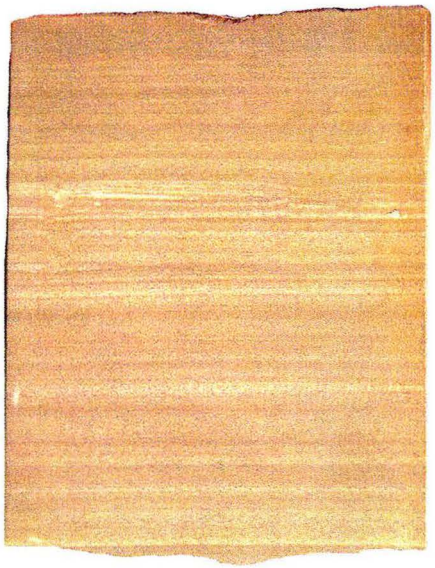


Рис. 1.70. *Тонкополосчатые пелагиты. Нижний мел, скв. Приобская–3020.*

Нефелоидные слои [nepheloid layers] с большой концентрацией взвешенного вещества во многих частях океанических котловин связаны с высокоскоростными придонными течениями при низкой концентрации (0,01–0,3мг/л), имеют значительную мощность изменяется (100–1000м).

1.7.3 Отложения пелагиали

Пелагический материал, представленный преимущественно известковыми и кремниевыми раковинами организмов, и органическим веществом, формирует на дне глубокого моря *пелагические отложения* [pelagic deposits, pelagites], представляющие собой тонкополосчатые горизонтальнослоистые илы с единичными биотурба-

циями (Рис. 1.70). В различных районах к нему могут быть добавлены эоловые, вулканогенные, ледниковые отложения.

Гемипелагические отложения [hemipelagic deposits] образуются за счет добавления терригенной составляющей к пелагическим осадкам вблизи континентального подножья.

1.7.4 Модели гравитационных обломочных фаций

Мы кратко рассмотрим только три фациальных типа: оползни [slumps], дебриты [debrites] и турбидиты [turbidites], поскольку именно с ними связано формирование наиболее мощных геологических тел и нефтяных резервуаров. Геометрия и принципиальные особенности этих тел показана на Рис. 1.68, Рис. 1.79.

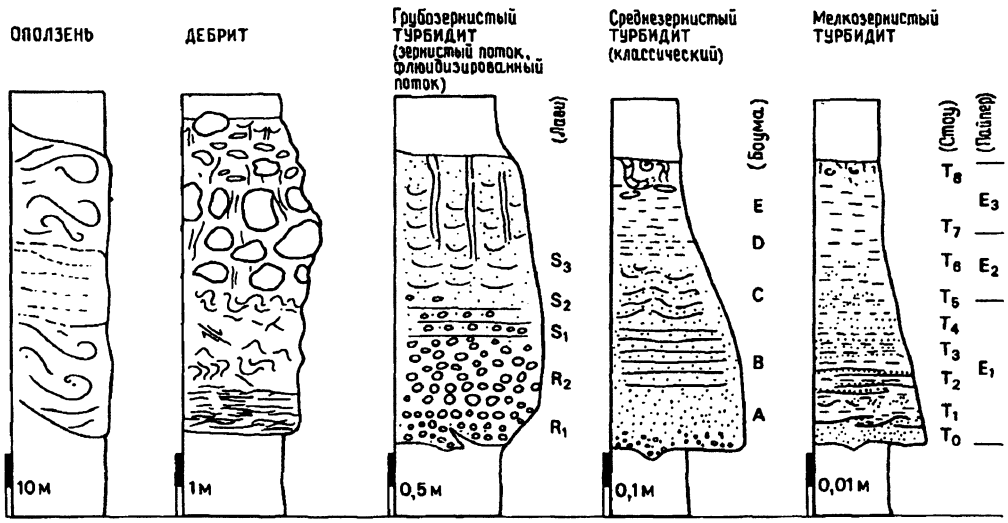


Рис. 1.71. *Модели гравитационных обломочных фаций с идеализированной последовательностью структур для оползней, дебритов и турбидитов. Для каждого разреза слева внизу показана типичная мощность, которая может сильно варьировать [4].*

Фации оползней (Рис. 1.71) [slumps]. Оползни и сползшие блоки могут включать в себя отложения любого литологического состава, их мощность может достигать нескольких сотен метров. В сползших блоках, которые перемещаются вдоль базальной зоны сдвига без деформаций, внутренние слои согласные. В их головных и хвостовых частях могут быть выделены соответственно структуры сжатия и растяжения. В оползнях существуют проникающие нарушения слоев и выделяется широкий спектр деформационных структур, включая различные типы складок (в том числе серповидные опрокинутые), надвиги, шаровые текстуры, оползни вращения, уступы и т.д. (Рис. 1.73, Рис. 1.74). Стандартного вертикального разреза этих структур не существует.

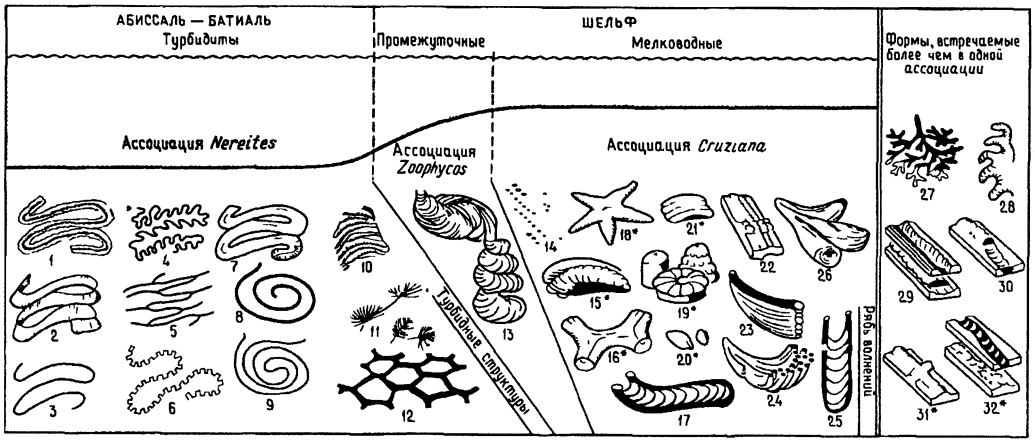


Рис. 1.72. *Батиметрические комплексы ихнофоссилий [4]. 1 — Nereites s. str.; 2 — Dictoyodora; 3 — Helminthoida; 4 — Cosmorhaphe; 5 — Urohelminthoida; 6 — Paleomeandron; 7 — Scollcia (меандрирующая); 8 — Spirophycus; Spirodesmos; 9 — Spirorhaphe; 10 — Lophoctenlum; 11 — Oldhamia; 12 — Palaeodictyon; 13 — Zoophycos; 14 — следы акропод; 15 — Cruziana; 16 — Thalassinoides, Ophiomorpha; 17 — Rhizocorallium; 18 — Asteracites; 19 — Bergaueria, Conostichus, Solicycl; 20 — Lockiea (= Pelecypodichnus); 21 — Curvolithus; 22 — Gyrochorte; 23 — Teichichnus; 24 — Phycodes; 25 — Diplocraterion; 26 — Asterosoma, Ftossella; 27 — Chondrites; 28 — Phycosiphon; 29 — Scolicia; 30 — Taenidium; 31 — Fucusopsis; 32 — Nereites (Scalarituba).*

Оси складок сползания во многих случаях имеют преобладающую ориентировку, перпендикулярную среднему от азимутов осей складок, а знак движения определяется по тому, как перевернуты складки. Однако в сползающей осадочной массе трение вдоль ее краев или внутренние неоднородности могут приводить к вращению складок оползания так, что их длинные оси разворачиваются вниз по склону параллельно направлению движения. В таких случаях ориентировка складок оползания редко может быть выдержанной.

Отличить оползневые деформации от тектонических (метаморфических) порой весьма сложно, а иногда — невозможно. Признаками, указывающими на осадочное происхождение оползней могут служить:

1) деформированные слои, присутствующие в виде отдельной зоны между ненарушенными горизонтами;

2) между неровной кровлей зоны деформированных слоев и основанием перекрывающего горизонта существует осадочный контакт;

3) нижняя поверхность может срезать антиклинальные складки;

4) преобладающая ориентировка осей складок не связана с простиранием тектонических структур;

5) внутри отдельного оползня может наблюдаться широкий набор деформационных структур.

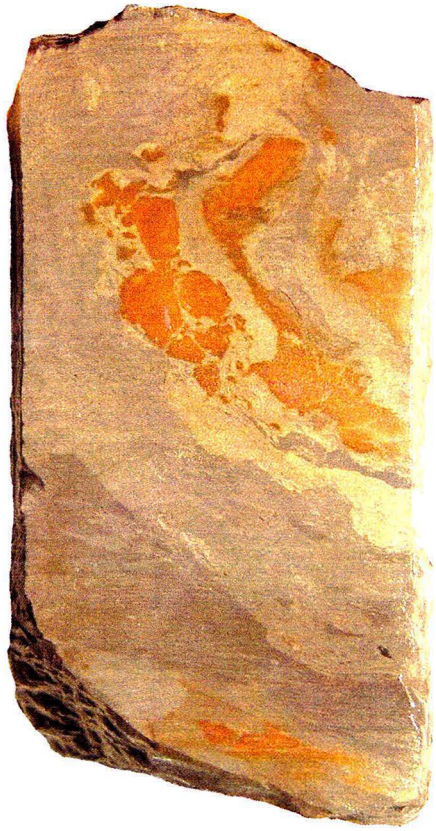


Рис. 1.73. *Оползневая складчатость. Нижний мел, скв. Приобская–1005.*

Дебриты [debrites] (отложения обломочных потоков и олистостромы) [olistostromes] (Рис. 1.71) состоят из осадков смешанного литологического состава, который может меняться от глин с обломками песчаной и валунной размерности, до валунных масс с небольшой примесью глинистого материала.

Дебриты могут быть полностью лишены текстурных особенностей или быть упорядоченными. Они имеют размытую подошву, базальную градационную слоистость, слабую сортировку в остальной части слоя, некоторую горизонтальную ориентировку удлиненных обломков и кровлю, которая или переходит в глинистые турбидиты или имеет резкий контакт с крупными внедряющимися в нее обломками.

В фациальной модели могут быть выделены: базальная зона сдвинутых осадков с линзовидной слоистостью, промежуточная деформированная зона с разломами, имеющими крутое падение, небольшими складками сползания, будинами, и конволютной слоистостью и верхняя зона, богатая обломками, заключенными в матрикс, зона (собственно дебрит) трубкообразных и блюдцеобразных текстур обезвоживания.

Дебриты могут перемещаться по пологому (1–2°) склону на несколько сот километров и покрывать площади, измеряемые тысячами квадратных километров. Мощность дебритов колеблется от нескольких десятков сантиметров до нескольких десятков метров; мощность отдельных горизонтов может сильно варьировать.

Турбидиты (Рис. 1.71) [turbidites]. Существуют три различных модели турбидитов, каждая из которых имеет свой стандартный разрез текстур в пределах единого слоя.

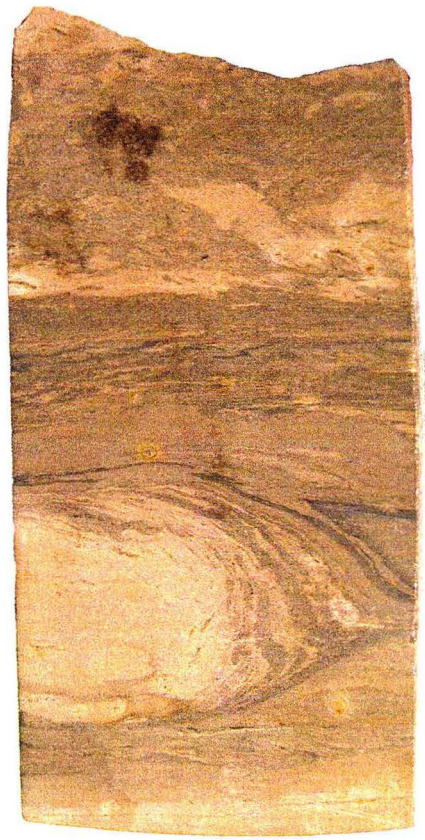


Рис. 1.74. *Оползневая складчатость. Нижний мел, скв. Приобская–3020.*

Грубозернистые турбидиты [coarse-grained turbidites] образованы мутьевыми потоками высокой плотности (50–250г/л твердой составляющей), а частично — зерновыми потоками, флюидизированными или разжиженными потоками во время конечных стадий осадконакопления.

Грубозернистые турбидиты характеризуются следующей стандартной последовательностью:

- эрозионная поверхность,
- гравий, галечный песчаник или крупнозернистый песчаник с отрицательной градационной слоистостью (R_1),
- крупный песчаник с массивной слоистостью (R_2),
- стратифицированный разнозернистый песчаник (S_1),
- градационно-стратифицированный песчаник (S_2),

- песчаники и алевролиты с блюдцеобразными и трубкообразными структурами (S_3) обезвоживания и дегазации. Кровля обычно имеет резкий и плоский контакт.

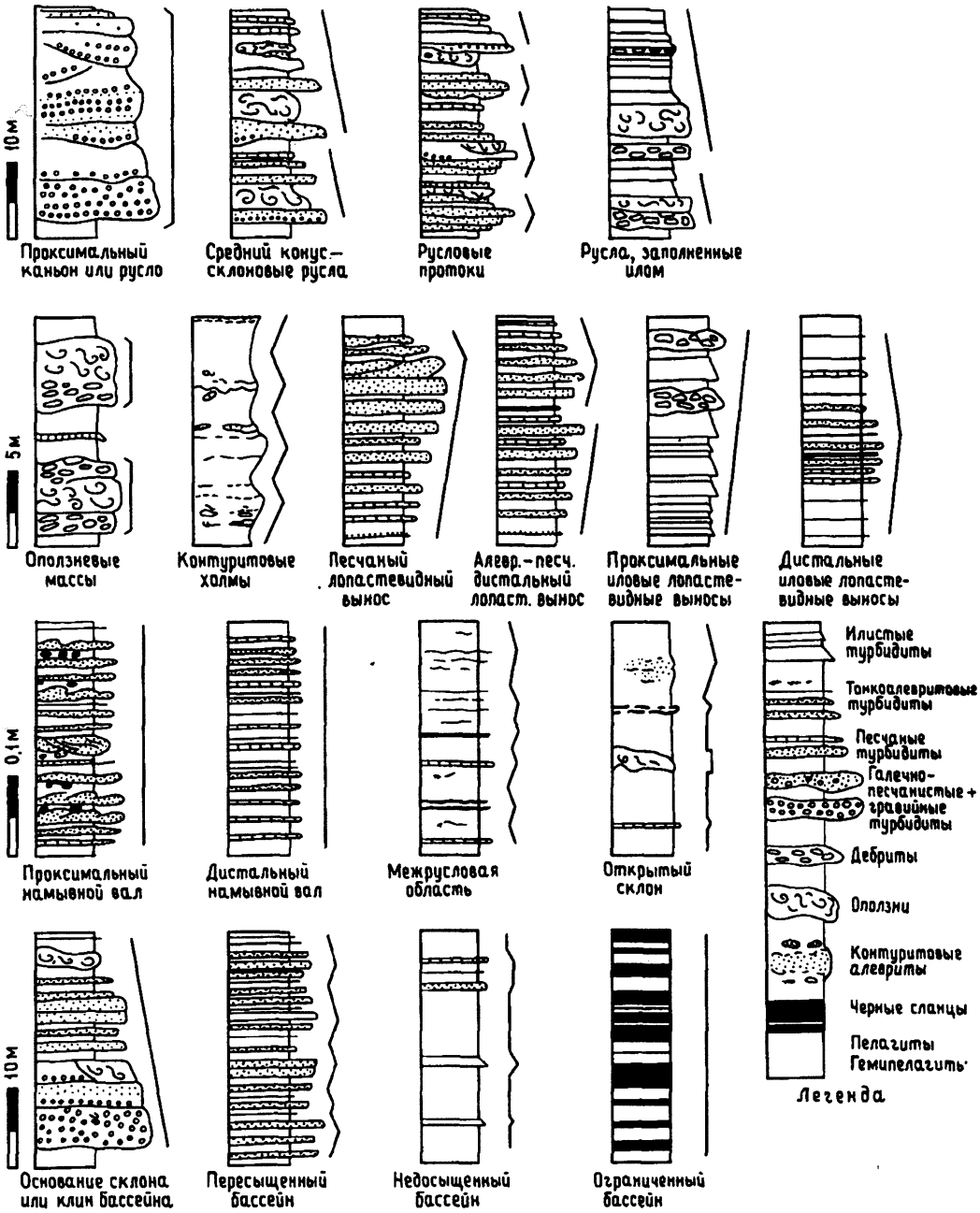


Рис. 1.75. *Вертикальные разрезы турбидитов и связанных с ними осадков для различных морфологических элементов в глубоком море. Утоняющиеся и укрупняющиеся вверх, блоковые, симметричные и незакономерные типы разрезов показаны линиями справа от литологических колонок [4].*

Среднезернистые турбидиты [normal turbidites] являются «классическими» турбидитами с последовательностью Боумы:

- эрозионная поверхность,
- песчаник от массивного до градационного, иногда с зернами гравия или мелкой галькой ($_a$); в основании обычно присутствуют подошвенные знаки,
- песчаник с градационной или параллельной слоистостью (T_b),
- песчаник с косой и конволютной слоистостью (T_c),
- мелкозернистый песчаник и алеврит с параллельной слоистостью (T_d)
- глина (аргиллит) от массивной до биотурбированной (T_e), переходящая вверх в пелагические осадки.

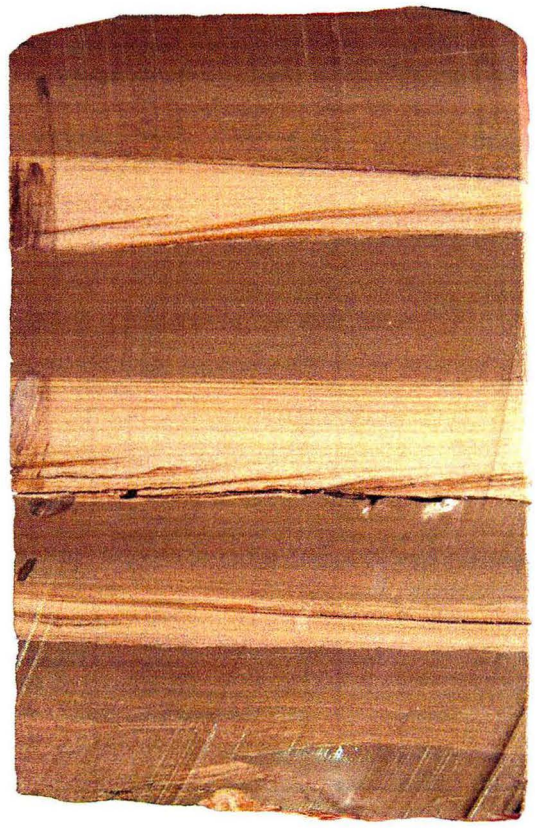


Рис. 1.76. *Тонкозернистые турбидиты с сокращенной последовательностью элементов. Нижний мел, скв. Малобалыкская–31П.*

В модели **мелкозернистых турбидитов** [fine-grained turbidites] имеется следующая последовательность (Рис. 1.76, Рис. 1.77):

- эрозионная поверхность,

- мощный часто линзовидный базальный слой алеврита со слабой волнистостью на кровле (T_0),
- мощный горизонт глины с конволютными прослойками алеврита (T_1),
- глинистый алеврит с малоамплитудной волнистостью (T_2),
- глинистый алеврит с параллельный слоистостью (T_3),
- глинистый алеврит с неотчетливо параллельной слоистостью (T_4),
- тонкослоистый алеврит (T_5),
- сортированная алевритистая глина (T_6),
- несортированная слабоалевритистая глина (T_7),
- маломощная микробиотурбированная глина (T_8).

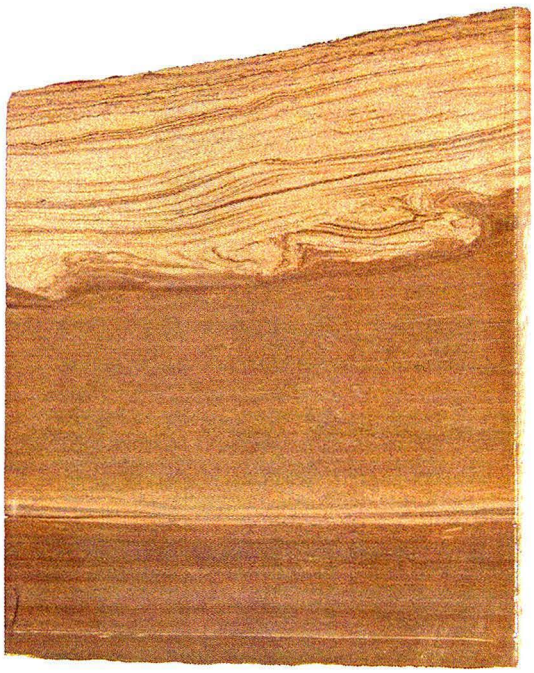


Рис. 1.77. *Тонкозернистые турбидиты с сокращенной последовательностью элементов и подошвенными знаками. Нижний мел, скв. Приобская–3020.*

Эти идеализированные разрезы турбидитов гидродинамически можно интерпретировать как образующиеся при едином событии, в котором с течением времени осаждается все более мелкий материал и по мере уменьшения скорости потока и его несущей силы формируются различные осадочные текстуры.

Из биотурбаций для глубоководных наиболее характерны ихнофации Zoophycos и Nereites (Рис. 1.72).

Полный разрез встречается редко; как правило, наблюдаются частичные разрезы, представляющие собой отдельные элементы указанных последовательностей, нарушаемые к тому же оползанием и другими явлениями (Рис. 1.75).

1.7.5 Модели фаций придонных течений

Морские глубоководные придонные течения оказывают влияние на образование двух различных типов фаций: осадков русел и контуритов.

Русловые осадки [channel-related drifts] формируются в каньонах и руслах под воздействием более или менее постоянных донных течений. Крупные гряды косослоистых песчаников и маломощные гравийные остаточные отложения представляют собой фации нормальных течений (или отложения турбидитных течений), характерные для подводных каньонов и русел. В последовательности русловых осадков они присутствуют в виде изолированных горизонтов большой и малой мощности, отличаясь от остальных отложений признаками транспортировки волочением и переработки, а не мгновенного осаждения из потока.

Контуриты (Рис. 1.78) [contourites]. Под воздействием донных течений образуются два основных типа фаций контуритов: илистые контуриты и песчаные контуриты, устанавливаемые в основном в современных осадках.

Илистые контуриты [muddy contourites] — мелкозернистые, плохо сортированные отложения глинистой и алевритовой размерности с содержанием песчаной фракции до 15%. Они биотурбированы или бесструктурны, реже характеризуются неправильным наслоением и линзовидностью. По размеру зерна контуриты колеблются от мелкозернистых гомогенных илов до илистых алевритов.

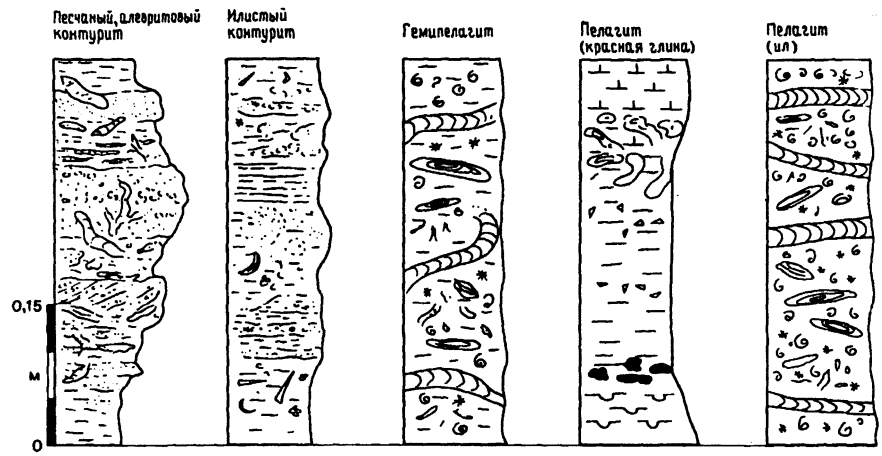


Рис. 1.78. *Модели нормальных осадочных фаций контуритов, гемипелагических и пелагических отложений [4].*

 © Центр профессиональной переподготовки специалистов нефтегазового дела ТПУ

Песчаные контуриты [sandy contourites] встречаются в виде тонких неправильных слоев (до 1–25см), бесструктурных или биотурбированных, или сохраняющих первичную горизонтальную и косую слоистость. Размер зерен обычно колеблется от алевритового до мелкопесчаного, реже среднепесчаного, сортировка плохая или средняя. Эти фации похожи на мелкозернистые турбидиты.

В центральных частях океанических котловин придонные течения формируют *биогенные контуриты* [biogenic contourites] — крупные осадочные наносы, почти полностью состоящие из биогенного материала.

1.7.6 Модели гемипелагических и пелагических фаций (Рис. 1.79)

Гемипелагические осадки [hemipelagic sediments] по составу близки к илистым контуритам, состоящим из смеси биогенного и терригенного материала; они также гомогенные, массивные и биотурбированные, однако в них отсутствуют свидетельства переноса течениями.

Пелагические отложения [pelagic sediments] представлены илами, содержащими более 75% биогенного материала или красными океаническими глинами, в которых содержание этого материала обычно составляет менее 10%.

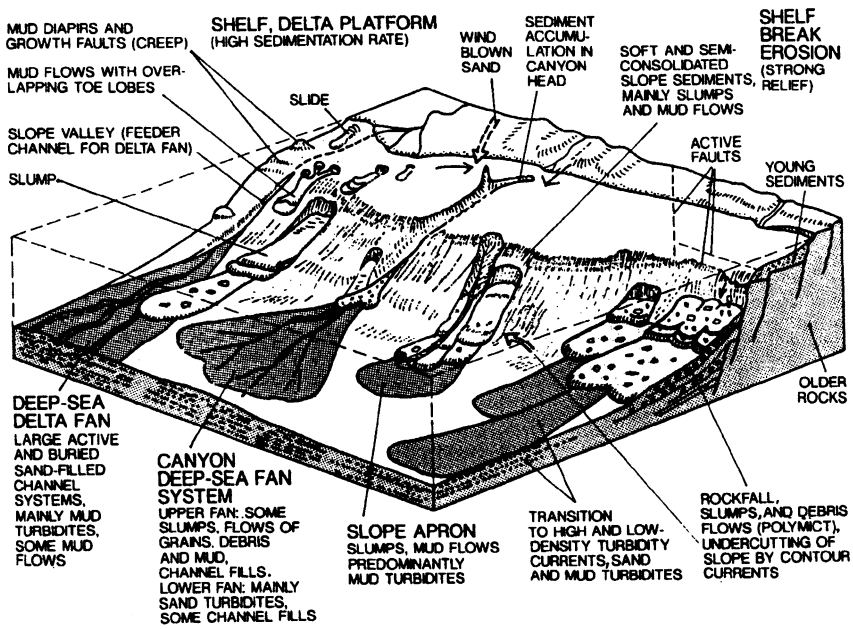


Рис. 1.79. *Геометрия и основные фациальные типы глубоководных терригенных отложений [14]. Пояснения см. в тексте.*

1.8 Фациальные ассоциации глубоководных морей

В пределах глубоководных морских областей можно выделить три различающиеся обстановки терригенного осадконакопления со своими фациальными ассоциациями: шлейф склона, подводные конусы выноса и дно бассейна.

1.8.1 Шлейфы склона [Slope aprons]

Шлейфы склона образуют области между шельфом и дном глубоководной котловины, вытянутые параллельно склону. Они включают в себя континентальный склон и подножие, а также склоны океанических хребтов, изолированных подводных гор и гайотов. Ширина склоновых шлейфов изменяется от 1км до 200км, угол наклона — от 2 до 10°, а общая мощность осадков может достигать 10–12км. В пределах склоновых шлейфов присутствуют как эрозионные, так аккумулятивные формы рельефа и ассоциации фаций, но основная доля осадков приходится на его нижнюю часть. Для терригенных отложений выделяется две обобщенные модели склоновых шлейфов (Рис. 1.79, Рис. 1.80).

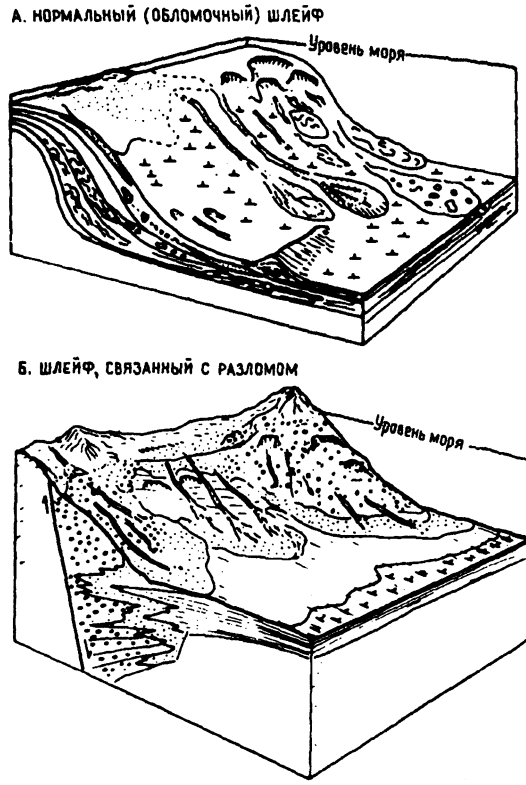


Рис. 1.80. *Модели осадочных обстановок склоновых шлейфов: а — нормальных (обломочных); б — связанных с разломами [4].*

Нормальные (обломочные) шлейфы склона [debris-aprons] имеют относительно ровный выпукло-вогнутый профиль. В низкоэнергетических обстановках они имеют поперечный разрез с **сигмоидально-проградационной** [sigmoid-progradational]

структурой, где поверхность склона имеет тенденцию размываться течениями, иногда с формированием вблизи основания склона заметно вытянутых наносов контуритов. В высокоэнергетических обстановках поперечный разрез шлейфов характеризуется **косопроградационным** [oblique-progradational] строением, где склон прорезается оврагами, крупные каньонами и глубоководными руслами и рассекаться оползнями с формированием на его подошве лопастевидных осадочных выступов, скоплений материала обломочных потоков и оползневых блоков.

Распределение фаций весьма неравномерное; преобладают мелкозернистые алевриты, глины, илы и гемипелагические осадки. Как правило, существует *иловая граница* [mud border], отделяющая высокоэнергетические песчаные фации шельфа от илистых осадков склона.

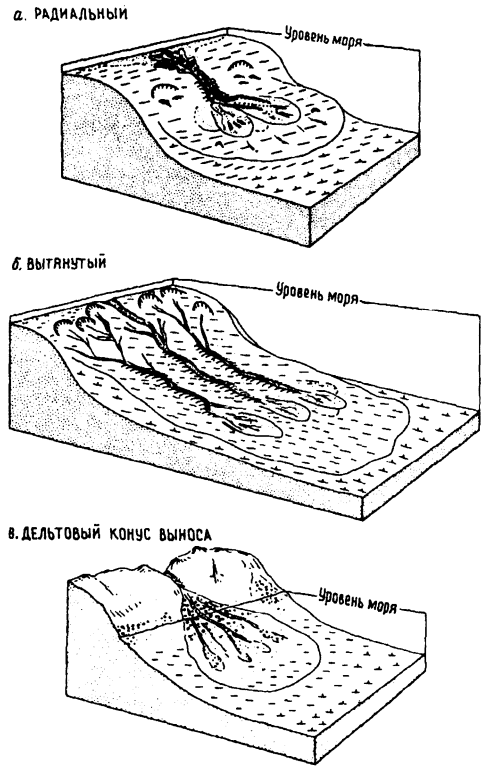


Рис. 1.81. *Модели осадочных обстановок подводных конусов выноса. Масштабы для каждой модели различные: радиус конуса выноса обычно не превышает 150км (а), 1500км (б) и 15км (в) [4].*

Оползни и оползшие массы всех размеров встречаются повсеместно, но наиболее обычны они на склонах, изрезанных оврагами. Вдоль перегиба шельфа накапливаются намывные пески и гравий, которые перемещаются по каньонам и оврагам, формируя русловые фации, изолированные лопастевидные выступы на нижнем склоне. Их перемыв на больших глубинах приводит к образованию разрезов переслаивания илистых контуритов и турбидитов.

Там, где разрезы склоновых шлейфов подстилаются эвапоритами или подвижными илами, происходит внедрение и рост соляных и глинистых диапиров, контролирующих развитие склона. Профиль склона становится неправильным, постоянно

изменяющимся и характеризуется поднятиями и понижениями, разделенными сегментами глубоководных русел, небольшими изолированными котловинами и оползшими массами.

Шлейфы нарушенных склонов [ramps] возникают там, где склоны контролируются разломами: на сдвиговых и рифтовых окраинах. Они имеют ступенчатый профиль, покрытый оползневыми уступами, оползневые массы и короткоживущие неглубокие русла. Изменение осадочных фаций по латерали происходит вследствие неоднородного периодического характера активизации разломов и наличия разломов, перпендикулярных к краю склона. К последним могут быть приурочены долгоживущие каньоны и русла, через которые осадки поставляются к подводным конусам выноса и в котловины, расположенные за подошвой склона. На подошве склона образуется мощный клин осадков.

Приразломные проксимальные фации могут включать грубые дебриты (олистостромы и камнепады), обломочные отложения, богатые гравием турбидиты и связанные с ними осадки. С удалением от зон разломов они быстро исчезают, сменяясь песчанистыми, глинистыми и биогенными гемипелагическими фациями. Периодическая конседиментационная тектоническая активность приводит к формированию циклически построенных толщ, где смена вверх по разрезу гравия песком и илом происходит вслед за каждой новой фазой движений.

Грубозернистые фации встречаются в осях глубоководных русел, в лопастевидных выступах, впадинах и в небольших конусах выноса, которые частично срастаются вдоль основания склона, формируя осадочное обрамление, параллельное склону. Дистально они переходят в песчаные, алевритовые, а затем илистые и пелагические отложения.

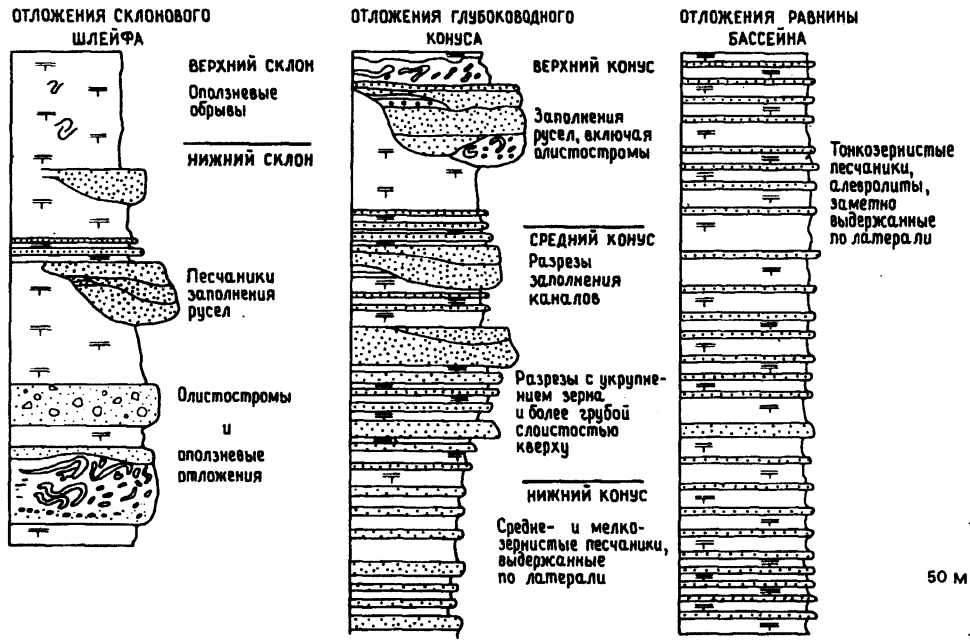


Рис. 1.82. *Примеры интерпретации глубоководных фаций склонового шлейфа, конуса выноса и равнины [4].*

1.8.2 Диагностические признаки

В ископаемых разрезах можно различать следующие ассоциации фаций (Рис. 1.82).

В фациях шлейфа верхнего склона доминируют гемипелагические аргиллиты и мергели с примесью гравитационных фаций. Здесь обычны оползневые уступы и признаки эрозии или других высокоэнергетических процессов.

В фациях шлейфа нижнего склона также преобладают аргиллиты и мергели с наличием мелкозернистых турбидитов, прорезанные разрезами заполнения русел, которым свойственно незакономерное распределение обломочного материала или уменьшение размерности кверху, и переслаивающиеся с изолированными дебритами и оползневыми массами. Нижняя часть склона может включать в себя контуриты и турбидитные лопастевидные выносы.

1.8.3 Подводные конусы выноса [Submarine fans]

Подводные конусы выноса представляют собой аккумулятивные конусо- и вееровидные образования в подошве склонов, выходящие на дно бассейнов (абиссаль), мористее путей транспортировки осадков (каньонов, оврагов и т.д.). Конусы выноса варьируют в размерах от округлых тел радиусом немногим более 1 км, до вытянутых структур длиной более 2000 км и имеют наклон, близкий к наклону склонов, уменьшающийся от верхней (2–5°) к нижней (< 1°) части конуса. Основные морфологические элементы конусов включают в себя одно или более питающих русел, оползневые уступы и блоки, скопления отложений обломочных потоков, широкие намывные валы русел, лопастевидные выступы окончания русел и протоков, межрусловые области и области между лопастевидными выносами.

Выделяется три основных типа глубоководных конусов: радиальные, вытянутые и дельтовые (Рис. 1.79, Рис. 1.81, Рис. 1.82), которые в ископаемом состоянии различить достаточно сложно.

Радиальные конусы выноса [radial submarine fans] имеют типичную веерообразную форму, образуются вокруг единичного русла и характеризуются вогнуто-выпукло-вогнутым продольным профилем. Их радиус колеблется от нескольких километров до нескольких сотен километров, а мощность осадков не превышает 1км.

Для верхней части конуса выноса [upper fan] характерен вогнутый профиль и неровный рельеф; к ней приурочена прямая или извилистая основная долина конуса, шириной до 10км. С долиной соседствуют намывные валы [channel levees], поднимающиеся над ее дном на высоту до 200м. Средняя часть конуса [middle fan] имеет выпуклый профиль и характеризуется холмистым рельефом, а основная долина распадается на многочисленные русла. Русла могут меандрировать или разветвляться, быть активными или отмершими. Их глубина может составлять несколько десятков метров, а ширина — до 1км. На окончаниях русел внизу средней части конуса выноса образуются лопастевидные выносы [channel-attached lobes]. Профиль нижней части конуса выноса [lower fan] вогнутый и ровный, здесь присутствуют многочисленные небольшие русла без намывных валов.

В радиальных конусах выноса существует продольное и концентрическое распределение грубо- и мелкозернистых фаций. Оползни, сползшие блоки и обломочный

материал приурочены к области нижнего склона, верхней части конуса и краям русел. Грубозернистые осадки отлагается вдоль днищ русел в виде мощных вытянутых песчаных тел или песчаных лопастевидных выносов окончания русел. Мелкозернистые осадки либо формируют намывные валы и поступают в межрусловые области при переполнении русла, либо движутся в виде мощных, неограниченных руслом потоков низкой плотности. Вследствие этого отношение песка к илу в руслах и проксимальных частях лопастевидных выносов высокое, а в межрусловых областях и в обстановках дистальных частей конуса выноса — низкое.

В верхней части конуса выноса русловые пески обычно представлены мощными грубозернистыми турбидитами (Рис. 1.75), в средней и нижней частях — среднезернистыми турбидитами большой мощности. Дистально вниз по конусу выноса и по латерали в крест намывных валов и межрусловых областей турбидиты становятся мелкозернистыми. В областях с низким энергетическим потенциалом гемипелагические осадки, а в некоторых случаях контуриты переслаиваются с турбидитами.

Вытянутые конусы выноса [stretched submarine fans] протягиваются перпендикулярно к питающим окраинам; имеют два или более основных питающих русла и вогнутый продольный профиль. Их длина колеблется от 5 до 1000км, а мощность может превышать 10км.

Верхний конус имеет широкое верховье, переходящее в континентальный склон, и характеризуется беспорядочным строением с многочисленными оползневыми уступами; пересечен одним или несколькими руслами с множеством второстепенных русел и протоков между оползневыми блоками. Здесь преобладает эрозия.

Несколько основных русел проходит через средний конус, поставляя большое количество осадка на намывные валы и в межрусловые области. За счет русел поверхность конуса может надстраиваться вверх или глубоко прорезаться; русла обычно извилисты с крупными меандрами и разветвлениями. Русла отмирают в нижней части среднего конуса, образуя крупные лопастевидные выносы.

Нижний конус может надстраиваться достаточно долго, сливаясь с абиссальной равниной.

Данные конусы являются вытянутыми, здесь наблюдается обилие ила, а не песка, но характер распределения их осадков аналогичен радиальным конусам выноса.

Дельтовые конусы выноса [deltaic submarine fans] представляют собой субаквальную часть дельт. Они являются относительно небольшими (радиус менее 10км) и маломощными (100–200м), имеют грушевидные контуры в плане и систему временных мелких ветвящихся русел, расходящихся вниз по склону от верховья конуса выноса. Ширина русел может достигать 200м, а глубина 30м, по ним происходит поставка материала вниз по склону дельты. Выделение русел, намывных валов и межрусловых областей по латерали возможно лишь там, где существует достаточно долго живущий проводящий канал.

Эти конусы выноса по сравнению с конусами других типов сложены более грубозернистым материалом: в верхних их частях и в руслах преобладают песок и гравий. В намывные валы, межрусловые области и нижнее обрамление конуса выноса поступают более глинистые отложения в виде мелкозернистых турбидитов и гемипелагических осадков.

1.8.4 Диагностические признаки

Отложения глубоководных конусов выноса можно устанавливать по следующей совокупности фаций (Рис. 1.81).

Верхний конус характеризуется фациями толстослоистых, крупнозернистых, линзовидных песчаников и конгломератов и фациями слоистых или биотурбированных аргиллитов и мергелей, представляющих соответственно русловые и межрусловые отложения. В фациях намывных валов присутствуют тонкослоистые мелкозернистые турбидиты.

Средний конус характеризуется разрезами с уменьшением размера зерен кверху (притоки русел), перекрывающими разрезы, которым свойственно увеличение размера зерен кверху (наступающие лопастевидные наносы). Фации средне- и грубозернистых не выдержанных по латерали турбидитов вместе с вторичными мелкозернистыми турбидитами и трещиноватыми песчаниками доминируют в межрусловых областях и в дистальных лопастевидных выносах; с ними повсеместно ассоциируется небольшое количество гемипелагических отложений. В верхней и средней частях конуса выноса направления палеотечений для мелко- и грубозернистых турбидитов часто заметно различаются.

Нижний конус слагают выдержанные по латерали средне- и мелкозернистые турбидиты, переслаивающиеся с гемипелагическими осадками и обычно характеризующиеся однонаправленным палеотечением.

1.8.5 Глубоководные равнины бассейнов [Basin plains]

Равнины бассейнов широко варьируют от небольших котловин на склоне до крупных океанических абиссальных равнин (1,5млн.км^2) и от достаточно мелководных до желобов глубиной до 10км. Они имеют пологий рельеф, который образовался вследствие выравнивания и захоронения турбидитными отложениями. В большинстве равнин бассейнов мощность осадков составляет первые сотни метров, реже — несколько километров.

На основании состава (терригенные или карбонатные осадки), характера ограничения бассейна (открытый или замкнутый), геометрии заполнения (проградационное, холмистое, трансгрессивное и драпирующее), глубины (выше и ниже уровня карбонатной компенсации) и питания осадками (недосыщенный или пересыщенный), разработаны различные классификации глубоководных равнин, ниже не рассматриваемые.

Основные фациальные типы отложений, покрывающих глубоководные равнины — дистальные турбидиты, контуриты, гемипелагиты и пелагиты.

1.8.6 Диагностические признаки

Отложения глубоководных равнин (Рис. 1.79, Рис. 1.82) характеризуется монотонностью и неправильным вертикальным расположением мелкозернистых тонкослоистых турбидитов. Большее значение здесь могут приобретать гемипелагические и пелагические аргиллиты и мергели. Могут присутствовать невыразительные разрезы лопастевидных выносов, проградирующие разрезы и изолированные пачки более грубослоистых турбидитов.

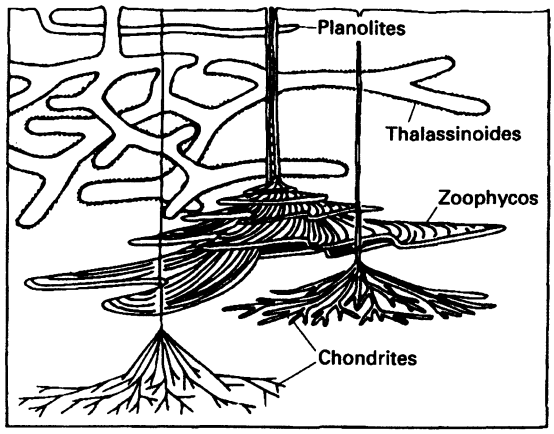


Рис. 1.83. *Реконструкция морфологии некоторых ихнотаксонов, живущих в осадке, в т.ч. переносящих слабую аноксию — Chondrites [15].*

1.8.7 Морские/озерные битуминозные («черные») сланцы [Black shales]

Бескислородными (аноксийными, анаэробными) [anoxic, anaerobic] называются явления, при которых придонные толщи водного столба и накапливающиеся осадки не содержат свободного кислорода. Вследствие этого возникают восстановительные условия (стагнация), органическое вещество не окисляется и имеет возможность захорониться. Промежуточное состояние между оксийным [oxic] и аноксийным, с ограниченной поставкой кислорода в придонные воды, называется дизоксийным [dysoxic].

Обнаружение в морских или озерных отложениях нефтематеринских битуминозных («черных», «аноскийных», «бескислородных», «углеводородных» и т.д.) сланцев в разрезах керна, а также диагностика бескислородных событий является залогом возможности нахождения нефтяных залежей. Примером таких залежей является баженовская свита Западной Сибири (Рис. 1.84).

Как известно, существует несколько моделей формирования подобных отложений.

1. Плотностная стратификация вод.

2. Термическая стратификация вод.

3. Высокая биопродуктивность пелагиали (в зонах апвеллинга или дивергенций).

4. Массовые заморы (типа «красных приливов»).

Формирующиеся отложения представлены мелководными или относительно глубоководными пелагитами, напоминающими ленточные глины (с толщиной слоев в первые мм) и «макроленточные» глины (с толщиной слоев 10–100мм), которые могут встречаться в комплексе с эвапоритами, известковыми илами, образовавшимися в стратифицированной то пресной, то соленой водной толще или с конденсированными горизонтами.



Рис. 1.84. *Битуминозные сланцы баженовской свиты. Верхняя юра, скв. Северо–Пионерская–1.*



Рис. 1.85. *Остатки двустворок Buchia и аммонита в битуминозных сланцах. Верхняя юра, баженовская свита, скв. Вахская–108.*

1.8.8 Диагностические признаки

Существует несколько основных макроскопических признаков дизоксийных и аноксийных отложений:

1. Отсутствие бентосной фауны или присутствие высокотолерантных форм, переносящих длительную аноксию, таких как *Buchia* (Рис. 1.85) и *Nucula*; массовые захоронения нектонной и планктонной биоты (Рис. 1.86).
2. Тончайшая ламинарная слоистость (Рис. 1.84).
3. Отсутствие, редкость биотурбаций или развитие только биотурбаций типа *Chondrites* (Рис. 1.83, Рис. 1.88).
4. Наличие многочисленных конкреций пирита (Рис. 1.87) или тонкодисперсного пирита, устанавливаемого петромагнитными методами.
5. Признаки битуминозности отложений — характерный запах, буровато-черная окраска, характерная люминесценция.



Рис. 1.86. *Онихит [Onychites sp.] — хитиновый крючок с ловчих рук головоногих моллюсков в битуминозных сланцах. Верхняя юра, баженовская свита, скв. Крапивинская–104.*

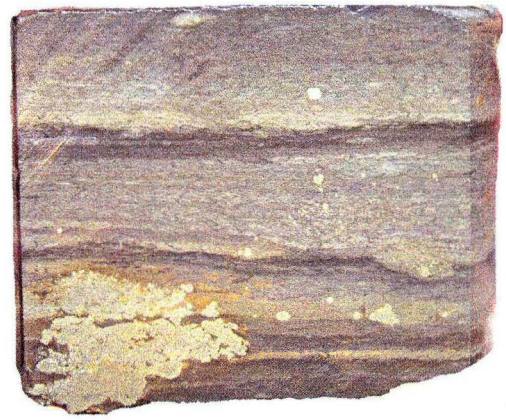


Рис. 1.87. *Дизоксийные лагунные периодиты с биотурбацией типа Chondrites и конкрециями пирита. Верхняя юра, скв. Западно–Моисеевская–30.*



Рис. 1.88. *Дизоксийные лагунные периодиты с биотурбацией типа Chondrites. Верхняя юра, скв. Западно–Моисеевская–31.*

Глава 2

Последовательность изучения керна

Керн является важнейшим источником информации при любых геологических работах на закрытой территории. Целью практической работы с керном является закрепление познаний в области седиментологии и получение практических навыков, позволяющих:

1. Обучиться составлять седиментологическое описание и колонку, увязывать их с данными каротажа.
2. Распознавать главнейшие структурные и текстурные седиментационные признаки, на их основе проводить интерпретацию фаций и строить седиментационную модель.
3. Оперативно оценивать пористость/проницаемость, их связь с седиментационной моделью и диагенетическими изменениями.
4. Визуально оценивать характеристики нефтей, присутствующих в коллекторе.
5. Оценивать основные положительные и негативные характеристики резервуаров для разработки схемы извлечения нефти.

2.1 Порядок работы

- Керн раскладывается в соответствии с его естественной ориентировкой.
- Производится привязка керна к каротажным диаграммам (юстировка), определяются интервалы отбора и отсутствия керна.
- Оценивается общая мощность интервала скважины, из которого отобран керн (с учетом пропусков). Определяется рабочий масштаб составляемой седиментационной колонки.
  Выбранный масштаб:
  - должен быть достаточным, чтобы различить на колонке минимальный по мощности прослой со всеми его особенностями;
  - быть оптимальным для того, чтобы компактно отобразить основные особенности резервуара. Обычно используется масштаб 1 : 50 или 1 : 200.

- Седиментологическая колонка составляется на бланковке (прил. 2, 3) в следующем порядке:
  - В левой части колонки (между вертикальной линейкой и собственно колонкой) с помощью прилагаемых условных обозначений (прил. 1) изображается литология слоев.
  - С помощью палеток определяется гранулометрия пород, степень окатанности зерен и характер их сортировки. Особенности сортировки и окатанности могут быть показаны на литологической колонке, а также отображены в комментариях справа от колонки. Гранулометрия изображается на седиментологической колонке с помощью горизонтального масштаба. Цена деления зависит от разброса значений размерности зерен описываемого разреза, и увеличивается слева направо. Поэтому чем «длиннее» изображаемый слой, тем он более крупнозернистый; используют **средние значения** размера зерен. Отклонения от среднего значения (неоднородности) отражаются в комментариях на литологической и седиментологической колонках. Левая часть колонки, под которой линейка отсутствует, соответствует пелитам (глинам). При изменении гранулометрии внутри одного слоя положение правой границы колонки плавно (или резко) изменяется.
  - Постепенные границы между слоями показываются горизонтальными линиями. Размытые границы изображаются волнистыми линиями, причем глубина эрозионного вреза («карманы размыва») также дается в масштабе.
  - С помощью условных обозначений (прил. 1) на седиментологической колонке отображаются основные текстурные особенности пород (седиментационные текстуры). Если места для этого не хватает, то они могут быть вынесены правее, за пределы колонки.
- Проводится макроскопическое описание пород керна, оно суммируется справа от седиментационной колонки (прил. 4). Делаются предварительные выводы о характере и распределении порового пространства.
- Визуально и с помощью фотографий люминесценции изучается распределение углеводородов в керне; определяются возможные причины их неравномерного размещения.
- Изучаются основные характеристики пород в прозрачных шлифах. При этом:
  - Дается описание главнейших петрографических характеристик породы.
  - Уточняется характеристика пористости и проницаемости; они сопоставляется с данными визуального изучения керна и ФЕС.
  - Определяются основные диагенетические преобразования, влияющие на закономерности распределения порового пространства.
  - Производится фотографирование шлифов.

- Изученные параметры керна сопоставляются с каротажными диаграммами, производится экстраполяция свойств пород на отсутствующие интервалы (прил. 7).
- Интерпретируются условия формирования пород, анализируется парагенез фаций (прил. 5).
- Сделанные наблюдения обобщаются: полученные данные сравниваются с известными моделями; дается изображение модели в виде блок-диаграммы (прил. 6).
- Проводится оценка коллекторских свойств пород (прил. 7).

2.2 Изучение обломочных пород

Изучение керна любых пород начинается с макроскопического описания и продолжается лабораторными методами, которые уточняют данные визуального изучения: микроскопическим изучением под бинокуляром, в шлифах и другими специальными методами (гранулометрический, химический, термический, люминесцентный, рентгеноструктурный анализы, электронная микроскопия и т.д., которые здесь не рассматриваются). Более подробно с порядком описания и изучения обломочных пород можно ознакомиться в работах [13, 19, 10, 11, 12].

2.2.1 Макроскопическое изучение

При макроскопическом описании керна изучаются основные признаки породы: характер контактов, цвет, структура, текстура, состав, цементация, пористость, включения, вторичные изменения. Для создания модели резервуара первостепенное значение приобретает изучение тех признаков, которые (1) позволяют создать седиментационную модель и (2) дают возможность оценить коллекторские свойства породы.

Основные приемы изучения — глазомерная оценка свойств и использование простейших приспособлений и реактивов (лупы, палеток, иглы, соляной кислоты и др.). Макроскопическое изучение дает представление о породе в целом и позволяет в первом приближении воссоздать фациальную обстановку и определить седиментационную модель коллектора.

Описание должно быть составлено по одной и той же схеме, имеющей следующий вид:

1) название породы
2) цвет породы
3) структура
4) текстура
5) состав породы
6) пористость
7) включения
8) вторичные изменения
9) прочие признаки
10) контакты слоев
11) признаки нефтепроявления.

Эти особенности породы отмечаются в тексте и выносятся на седиментологическую колонку.

Цвет отражает состав пород (хотя иногда и определяется незначительными примесями) и различные вторичные процессы (окисление, восстановление железистых соединений и т.д.). Следует отмечать характер цвета, его оттенок, интенсивность, распределение по породе и, если возможно, причину окраски. При формулировке определения цвета на первое место ставится оттенок, на второе — основной цвет: зеленовато-серый — имеющий серый цвет и зеленоватый оттенок.

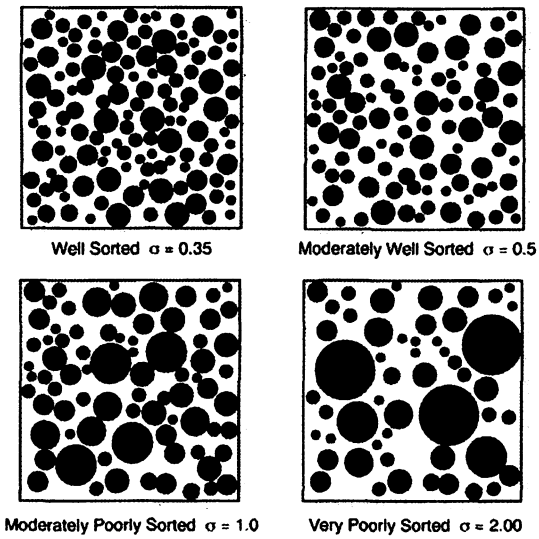


Рис. 2.1. *Характер сортировки обломочных зерен*

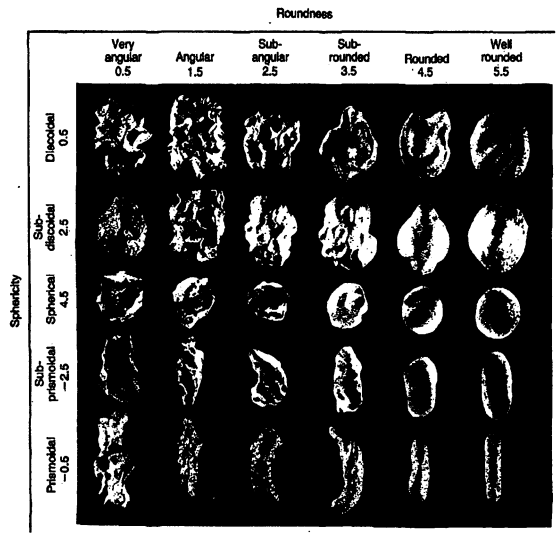


Рис. 2.2. *Классификация окатанности и изометричности обломочных зерен [19]*

Структура обломочных пород — комплекс особенностей, связанных с морфологией, размерностью, происхождением и взаимным расположением минеральных зерен (или обломков), степенью их кристалличности и взаимным расположением. Здесь описывается:

1. Размер зерен или кристаллов (Таблица 2.1, Таблица 2.2).

2. Степень равно- или разнозернистости или характер сортировки (Таблица 2.3, Рис. 2.1).

3. Форма зерен, степень их окатанности (Рис. 2.2), характер упаковки (Рис. 2.3). Последние два признака в породах с размером зерен меньше 0,5мм визуально устанавливаются с трудом.

Текстура пород — строение горных пород, обусловленное ориентировкой и пространственным расположением их составных частей (зерен, кристаллов и т.д.).

Если порода обладает первичной слоистой текстурой — описывается слоистость и степень ее выраженности. То же относится и к концентрической, конкреционной текстуре, и другим специфическим текстурам (например, фунтиковой = конус–в–конусе = cone–in–cone), нарушениям слоистости и другой первичной текстуры и т.д.). Отмечается неслоистая, беспорядочная текстура. Некоторые примеры слоистости приведены на Рис. 2.4–Рис. 2.17.

Биотурбитовой [bioturbated] считается текстура, в которой 75% объема породы переработано организмами, в противном случае она называется нарушенной биотурбациями [burrowed]. Характер биотурбаций является важнейшим источником информации о характеристиках осадка: его батиметрии, количестве органической составляющей и содержании кислорода. Основные типы биотурбаций приведены на Рис. 1.61, Рис. 1.72, Рис. 1.83.

При описании **состава** породы определяется тип породы по составу: моно- или полиминеральный (полимиктовый), перечисляются и описываются ее минералого-петрографические компоненты в порядке убывания. Содержание компонентов указывается описательно («основные», «второстепенные», «редкие», «единичные» и т.д.) или в процентах (последнее предпочтительно). Для обломочных пород отдельно описываются состав обломочной части и цемента.

Таблица 2.1.

Классификация осадочных зерен Аддена–Уэнтуэрта [3].

Стандартные сита США (меш)		Миллиметры		Единицы фи (Ф)	Классы шкалы Адена-Уэнтуэрта
Применяются сита с квадратными ячейками		4096		-12	Валуны (boulder)
		1024		-10	
		256	256	-8	
		64	64	-6	Крупная галька (cobble)
		16		-4	Галька (pebble)
Галька	5	4,00	4	-2	
	6	3,36		-1,75	Гравий (granule)
	7	2,83		-1,50	
	8	2,38		-1,25	
	10	2,00	2	-1,00	
Песок	12	1,6800		-0.75	Очень крупный песок (very coarse sand)
	14	1,4100		-0,50	
	16	1,1900		-0,25	
	18	1,0000	1	0,00	
	20	0,8400		0,25	Крупный песок (coarse sand)
	25	0,7100		0,50	
	30	0,5900		0,75	
	35	0,5000	1/2	1,00	
	40	0,4200		1,25	Средний песок (medium sand)
	45	0,3500		1,50	
	50	0,3000		1,75	
	60	0,2500	1/4	2,00	
	70	0,2100		2,25	Тонкий песок (fine sand)
	80	0,1770		2,50	
	100	0,1490		2,75	
	120	0,1250	1/8	3,00	
	140	0,1050		3,25	Очень тонкий песок (very fine sand)
	170	0,0880		3,50	
	200	0,0740		3,75	
	230	0,0625	1/16	4,00	
Алеврит	270	0,0530		4,25	Крупный алеврит (coarse silt)
	325	0,0440		4,50	
		0,0370		4,75	
		0,0310	1/32	5,00	
		0,0156	1/64	6,00	Средний алеврит (medium silt)
		0,0078	1/128	7,00	Тонкий алеврит (fine silt)
		0,0039	1/256	8,00	Очень тонкий алеврит (very fine silt)
Глина		0,00200		9,00	Глина
		0,00098		10,00	
Применяется пипетка или гидрометр		0,00049		11,00	
		0,00024		12,00	
		0,00012		13,00	
		0,00006		14,00	

Таблица 2.2.

Классификация обломочных пород

Диаметр, см	**Крупнообломочные породы**			
	рыхлые		**сцементированные**	
	окатанные	**угловатые**	**окатанные**	**угловатые**
>100	глыбы	блоки	конгломерат глыбовый	брекчия глыбовая
100-50	валуны крупные	неокатанные валуны крупные	конгломерат крупновалунный	брекчия крупновалунная
50-25	валуны средние	» средние	» средневалунный	брекчия средневалунная
25-10	валуны мелкие	» мелкие	» мелковалунный	брекчия мелковалунная
10-5	галька крупная	щебень крупный	конгломерат крупногалечный	брекчия крупная
5-2,5	галька средняя	щебень средний	» среднегалечный	брекчия средняя
2,5-1	галька мелкая	щебень мелкий	» мелкогалечный	брекчия мелкая
1-0,5	гравий крупный	дресва крупная	гравелит крупнозернистый	дресвяник крупнозернистый
0,5-0,25	гравий средний	дресва средняя	гравелит среднезернистый	дресвяник среднезернистый
0,25-0,1	гравий мелкий	дресва мелкая	гравелит мелкозернистый	дресвяник мелкозернистый

Диаметр, мм	**Средне- и мелкообломочные породы**	
1-0,5	песок крупнозернистый	песчаник крупнозернистый
0,5-0,25	песок среднезернистый	песчаник среднезернистый
0,25-0,1	песок мелкозернистый	песчаник мелкозернистый
0,1-0,05	алеврит крупнозернистый	алевролит крупнозернистый
0,05-0,025	алеврит среднезернистый	алевролит среднезернистый
0,025-0,01	алеврит мелкозернистый	алевролит мелкозернистый
<0,01	глина (пелит)	аргиллит

Пористость пород — важнейший признак, поскольку именно от него зависит образование залежей нефти, газа и водоносных горизонтов. Макроскопически бывает видна только относительно крупная пористость. Более точно ее определяют специальными лабораторными методами. На практике пористость является функцией упаковки зерен, их размера и сортировки. Эмпирически установлено, что в более мелкозернистых породах пористость выше в связи с меньшей окатанностью зерен; чем лучше сортировка зерен, тем пористость выше (Рис. 2.18). При описании пористости следует уделить особое внимание наличию сообщающихся друг с другом пор, от которых зависит проницаемость.

Включения — несущественные по количеству части породы — подразделяются на минеральные (конкреции, редкие гальки, оолиты и т.д.) и биогенные (раковины, растительный детрит и т.д.). Включения описываются с фиксацией их размера,

формы, состава, характера расположения, количества, степени сохранности, а для органических остатков — определением систематической принадлежности, хотя бы в самой общей форме («двустворки», «серпулы» и т.д.).

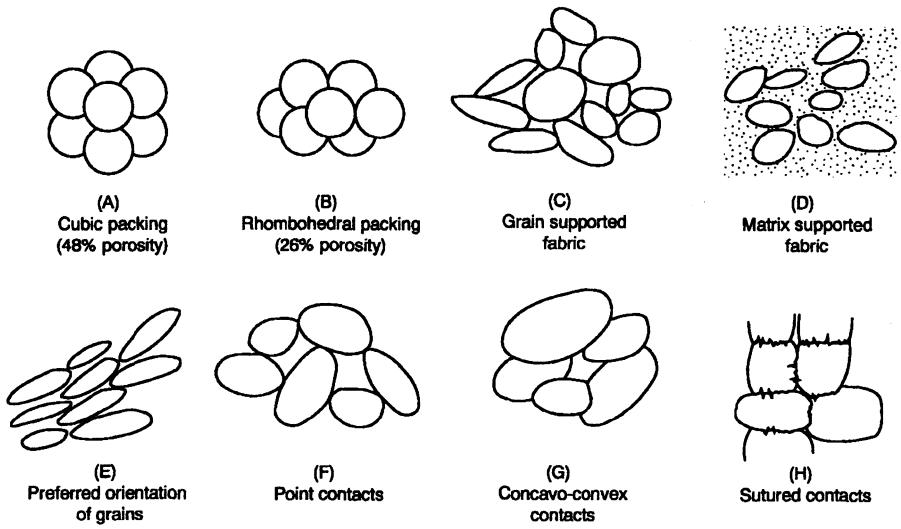


Рис. 2.3. *Характер упаковки зерен*

Таблица 2.3.

Значения сортировки и асимметрии для статистических данных, обработанных графически, со словесными определениями [3]

Стандартное отклонение (сортировка)	**Словесное определение сортировки**
0-0,35 φ	Очень хорошая
0,35-0,50 φ	Хорошая
0,50-0,71 φ	От умеренной до хорошей
0,71-1,00 φ	Умеренная
1,00-2,0 φ	Плохая
2,00-4,00 φ	Очень плохая
4,00 φ и более	Исключительно плохая
Асимметрия	**Словесное определение асимметрии**
+1,00-(+0,30)	Сильная асимметрия в сторону мелких фракций
+0,30-(+0,10)	Асимметрия в сторону мелких фракций
+0,10-(-0,10)	Почти симметрично
-0,10-(-0,30)	Асимметрия в сторону крупных фракций
-0,30-(-1,00)	Сильная асимметрия в сторону крупных фракций

Вторичные изменения связаны чаще всего с диагенетическими преобразованиями, выветриванием и т.д. Их описывают по характеру, степени или интенсивности и новообразованным продуктам; отмечаются новые минералы, изменение цвета, прочности, пористости и других свойств пород.

В заключении отмечаются «прочие» признаки пород.

После описания породы можно дать ее название, которое лучше ставить в начале описания. Название может быть кратким («песчаник», «известняк», «глина» и т.д.) или расширенным.

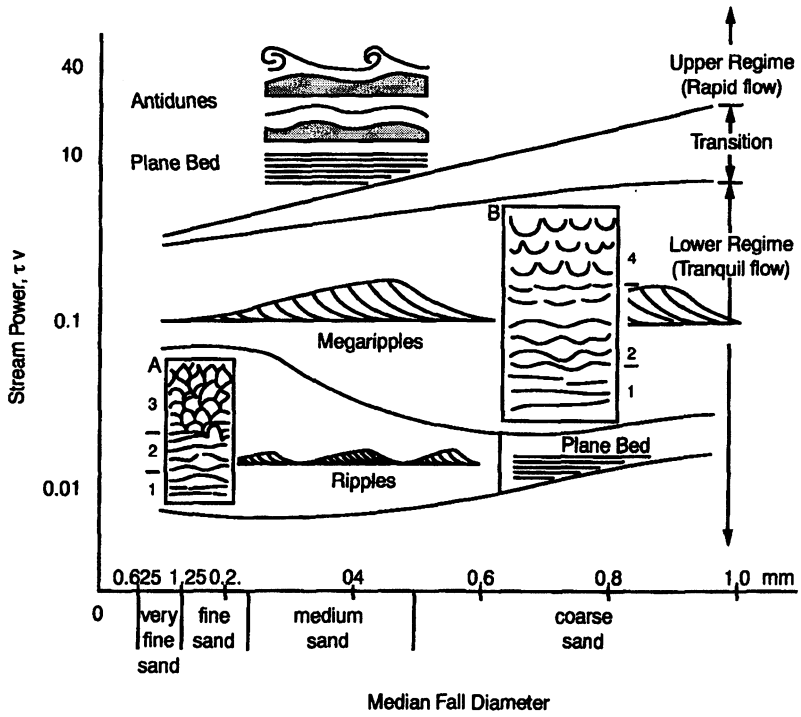


Рис. 2.4. *Зависимость текстур осадков от размера зерен и скорости потока [16]*

Характеристика мощности слоев (Рис. 2.19) и их контактов.

Признаки нефтепроявления включают :

1. Визуальные признаки в виде сплошной пропитки и пятен нефти / битума. Обычно нефтепроявление устанавливается по бурому цвету породы. Особенное внимание следует уделить закономерностям распределения битумов, поскольку они тесно связаны с литологической характеристикой пород резервуара и влияют на создание схемы его разработки.

2. Запах. Если порода имеет слабое прокрашивание нефтью, недостаточно отчетливое при визуальном изучении, то следует потереть этот участок керна твердым предметом (разогреть) и прислушаться к появившемуся запаху.

3. Люминесценция и ее цвет, различимые при просмотре керна в ультрафиолетовом освещении. Характерной чертой люминесценции является то, что таким свойством не обладают чистые вещества. Нефть — это природный раствор способных к люминесценции веществ — смол в практически нелюминесцирующих углеводородах. Люминесцирующие вещества имеют свои определенные спектры, отражающиеся в цвете люминесценции (Рис. 2.5, Рис. 2.6), их концентрация выражается в интенсивности свечения (Таблица 2.4). Основная задача при описании керна — дать качественную оценку отсутствия/присутствия, а также типа нефтей и характера их распределения в керне. Более детальная оценка может быть сделана лишь с помощью специальных методов исследования: люминесцентной спектроскопии и микроскопии, битуминологии и др.



Рис. 2.5. *Люминесценция продуктивных интервалов пласта* $_1$, *скв. Трайгородская–2: распиленный керн при дневном освещении (слева); керн в ультрафиолетовом свете — не распиленный (в центре) и распиленный (справа). Фотографии любезно предоставлены Корпоративным кернохранилищем ТомскНИПИнефть, НК ЮКОС.*



Рис. 2.6. *Люминесценция песчаника, пропитанного различными типами нефтей. Фотографии любезно предоставлены И.В. Гончаровым и Корпоративным кернохранилищем ТомскНИПИнефть, НК ЮКОС.*

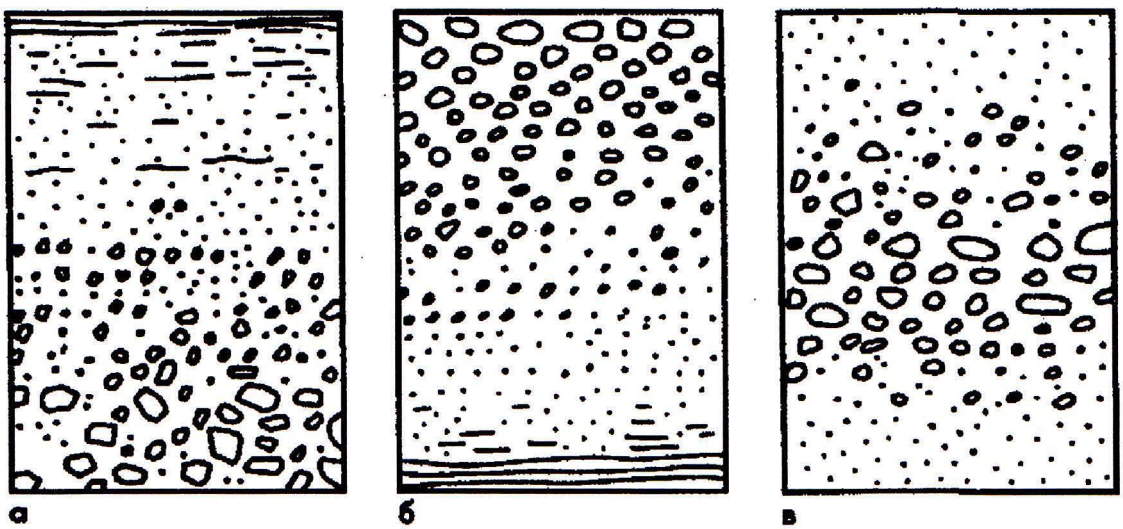


Рис. 2.7. *Градационная слоистость (по [11] а — нормальная (прямая); б — перевернутая (обратная); в — симметричная*

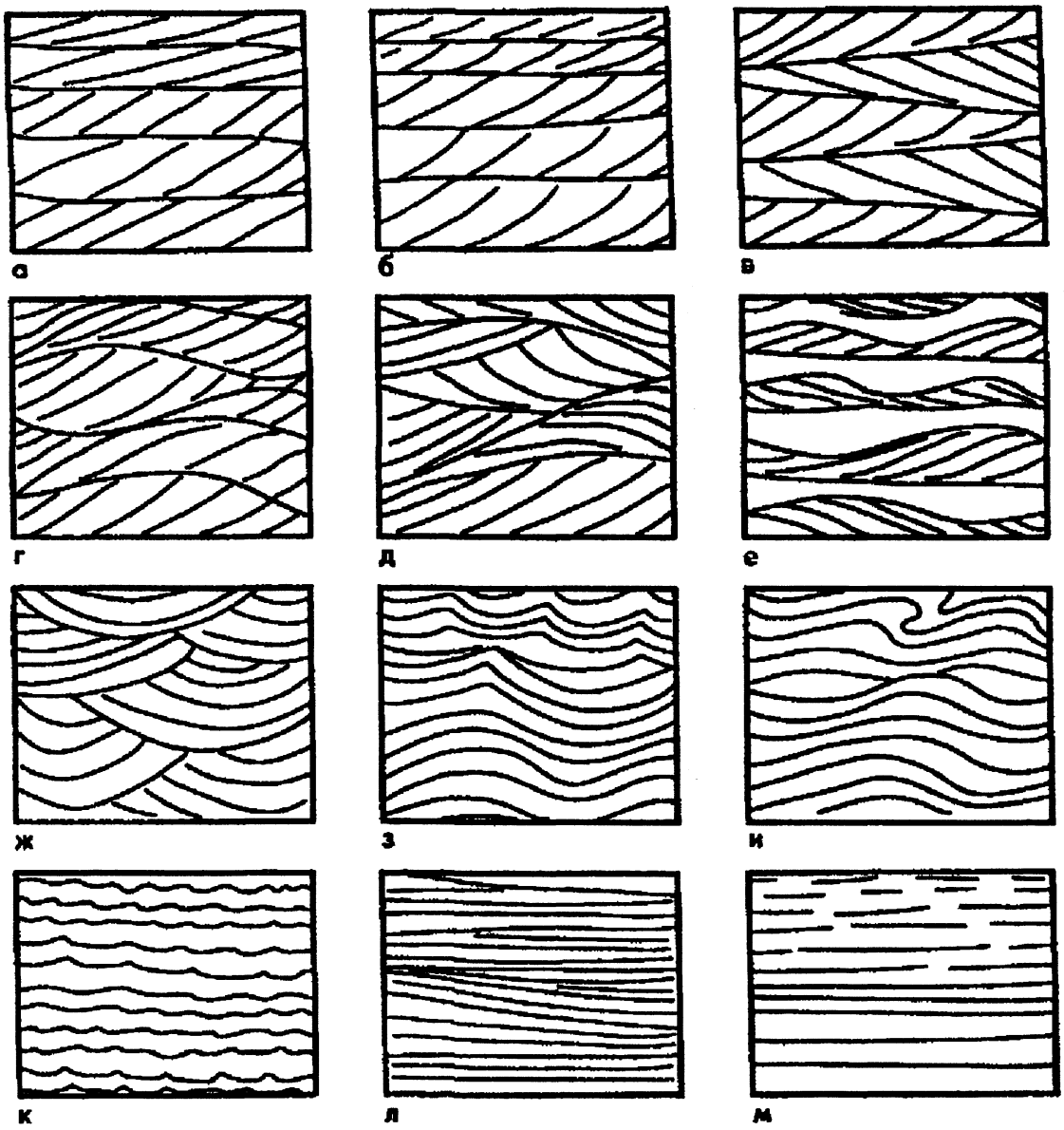


Рис. 2.8. *Типы слоистости осадочных пород (по [11]: а–б — косая однонаправленная, с прямыми (а) и вогнутыми (провисающими, б) слойками и с параллельными серийными швами; в — косая разнонаправленная с клиновидными прямолинейными швами; г–е — косоволнистая (с волнистыми серийными швами) однонаправленная (г), разнонаправленная (д), крупная и мелкая (е), обычно флазерная; ж–и — волнистая крупная, или мульдообразная (ж), мелкая волнистая в основном с симметричной волной (з, показаны две серии) и с асимметричной волной и оползневыми складками (и); к–м — горизонтальная волнистая (горизонтально-волнистая, к), пологокосая (косогоризонтальная, л) и строго горизонтальная непрерывная и прерывистая (м)*

 © Центр профессиональной переподготовки специалистов нефтегазового дела ТПУ

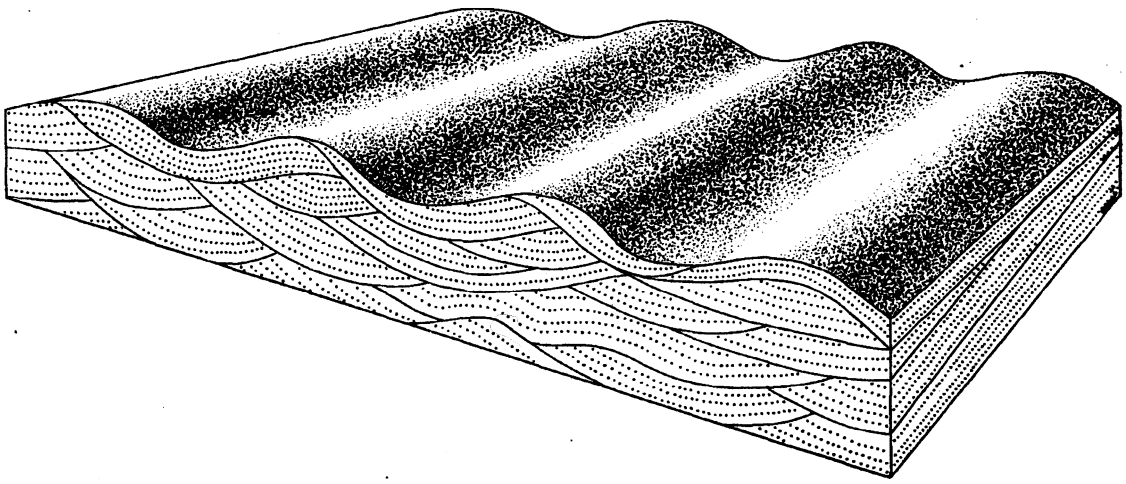


Рис. 2.9. *Строение асимметричной ряби волнения и косая слоистость ряби волнения. Видны неровная нижняя поверхность, перекрещивание передовых слойков и их выклинивание [5]*

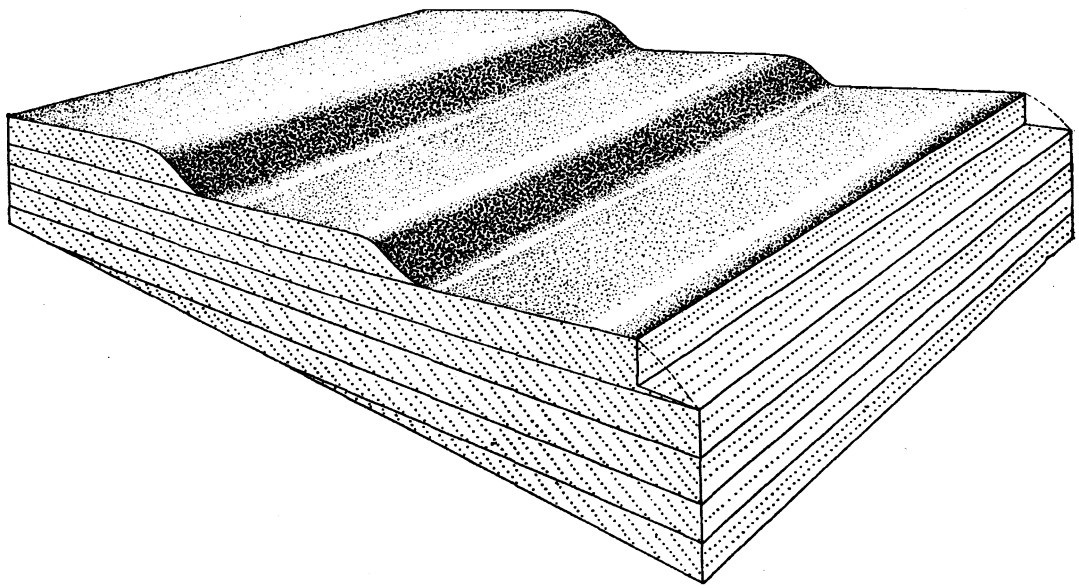


Рис. 2.10. *Косая слоистость, образованная при миграции мелкой ряби течения с прямолинейными гребнями. Пачки слойков косой слоистости имеют плоскостной характер [5]*

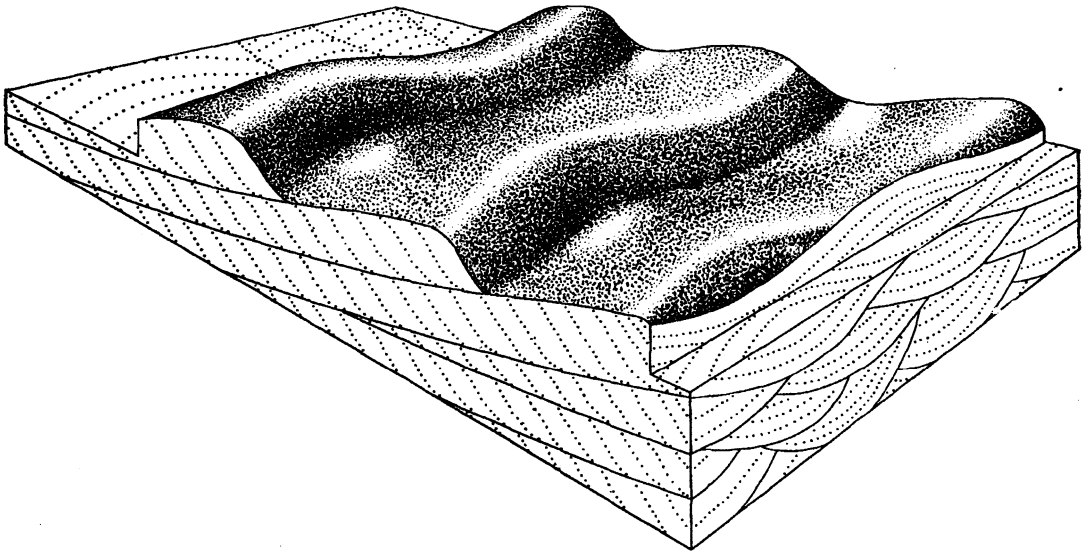


Рис. 2.11. *Косая слоистость, образованная при миграции волнистой мелкой ряби. Форма косослоистых пачек слабо фестончатая, нижние пачки слойков имеют ярко выраженную корытообразную форму [5]*

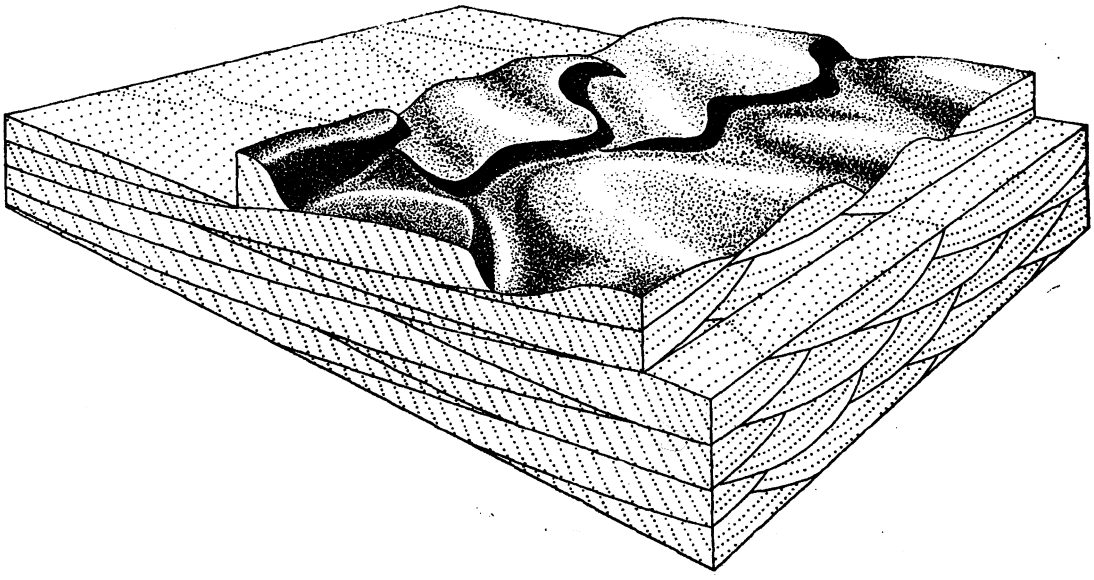


Рис. 2.12. *Косая слоистость, образованная при миграции лингоидной мелкой ряби. Косослоистые пачки имеют ярко выраженную фестончатую форму [5]*

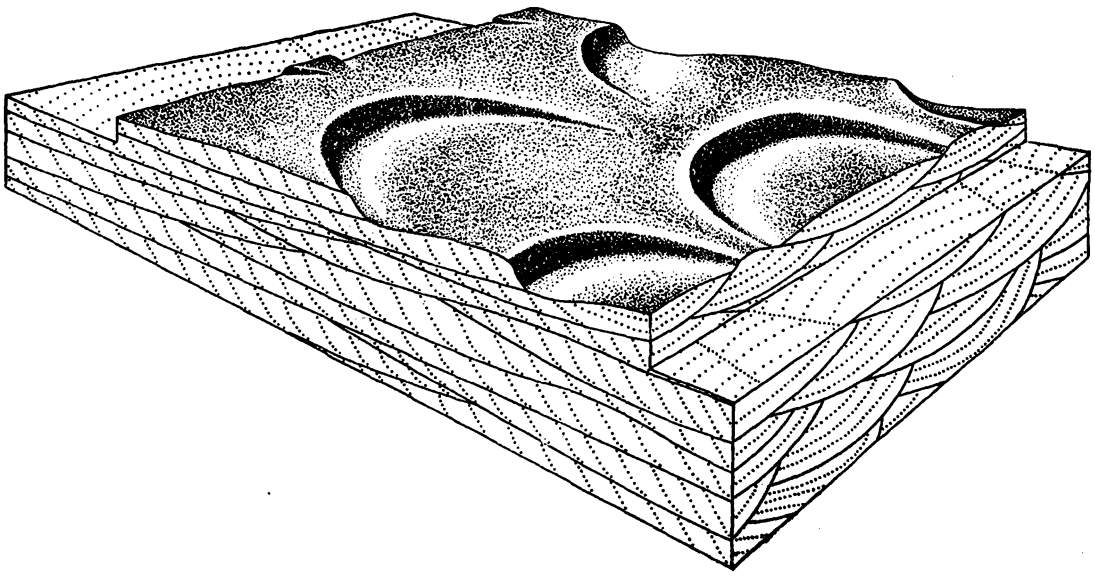


Рис. 2.13. *Блок-диаграмма, демонстрирующая косую слоистость, образованную при миграции луноподобной крупной ряби [5]*

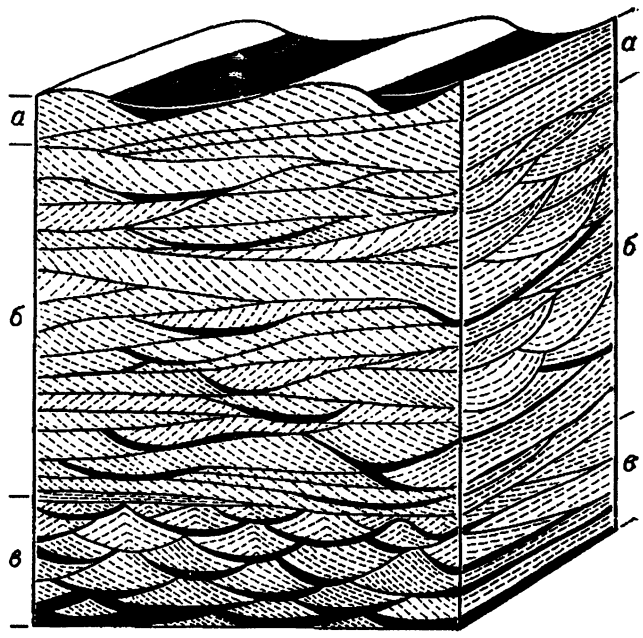


Рис. 2.14. *Типы флазерной слоистости: а — обусловленной мелкой рябью течений с прямыми гребнями; б — сформированной волнами мелкой ряби с искривленными гребнями; в — обусловленной волновой рябью [5]*

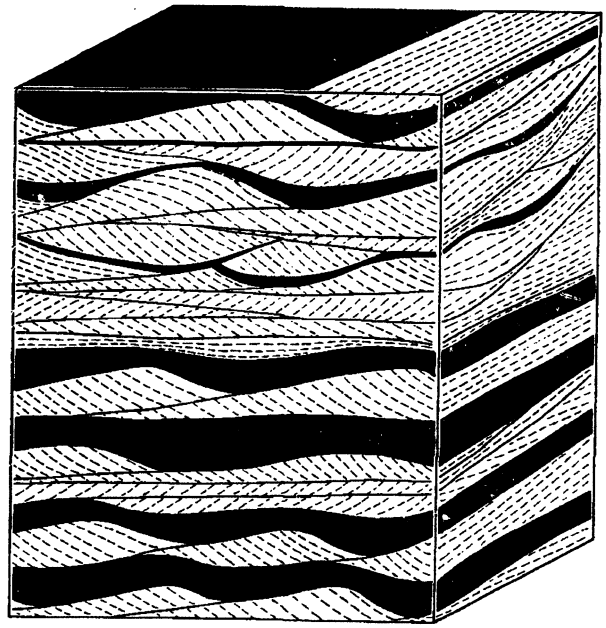


Рис. 2.15. *Волнистая слоистость. В зависимости от толщины слоев ила формируются различные типы слоистости [5]*

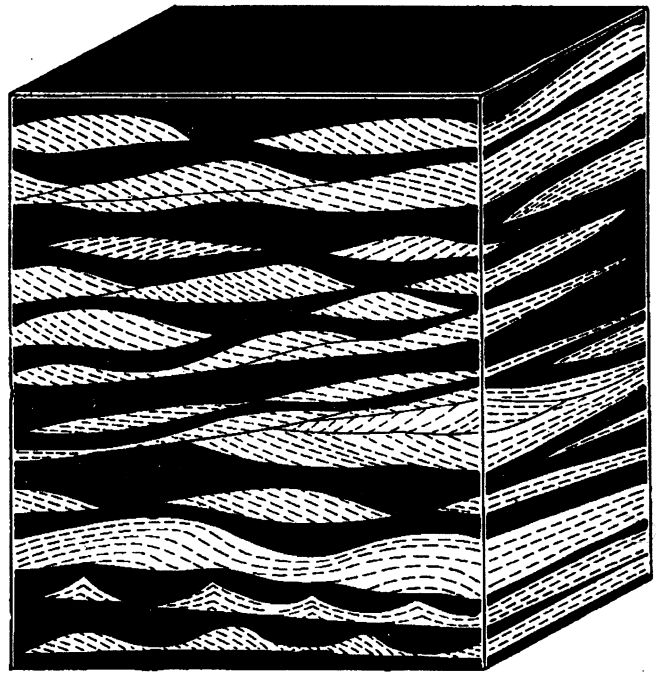


Рис. 2.16. *Линзовидная слоистость с сочлененными раздутыми линзами. Косослоистые серии (вверху) обусловлены рябью течения. Песчаные линзы (внизу) осаждались в виде волновой ряби симметричной и асимметричной формы [5]*

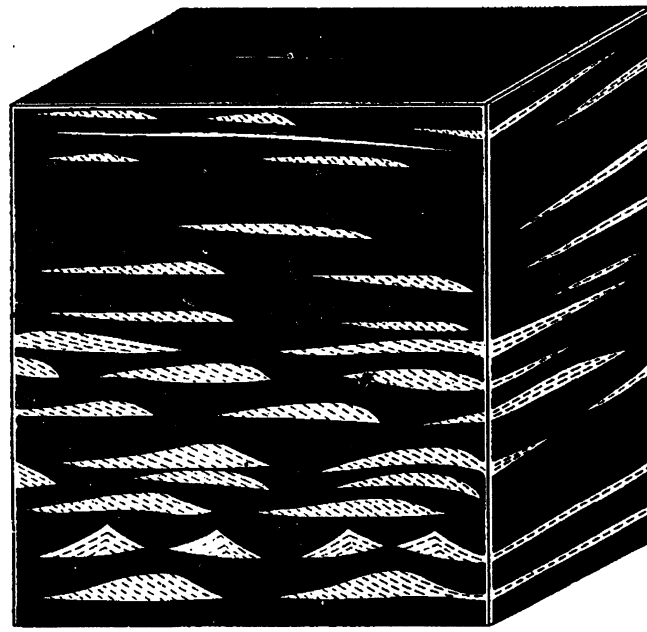


Рис. 2.17. *Линзовидная слоистость с изолированными линзами. Вверху — плоские изолированные линзы [5]*

2.2.2 Изучение пород в шлифах

Среди лабораторных методов изучение в шлифах является наиболее важным. Его недостатками являются небольшой (обычно $2,5 \times 2,5 см^2$) размер шлифа, невозможность видеть естественный цвет породы, крупные текстуры и зерна. Однако изучение шлифа позволяет более подробно изучить состав, структуру, вторичные изменения, пористость породы, не выявляемые макроскопически, определить стадии развития породы и восстановить особенности седиментации.

Схема изучения породы в шлифах аналогична схеме макроскопического описания:

1) название породы 2) цвет 3) структура 4) текстура 5) состав 6) пористость 7) включения 8) вторичные изменения 9) прочие признаки

Название породы дается после ее изучения, но помещается в начале описания.

Цвет в шлифе отмечают в основном для однородных по составу или мелкозернистых пород, окраска которых может восприниматься в целом (для глинистых, кремнистых, фосфатных, карбонатных или мелкозернистых обломочных). Естественно, это не является цветом самой породы, какой она имеет в образце, но изучение его в шлифе помогает понять причину окраски породы.

Структура устанавливается с исчерпывающей полнотой, лишь механический анализ дает более точные результаты о соотношении гранулометрических фракций. Размеры объектов в шлифах определяются с помощью окуляр-микрометра (Таблица 2.5). Измеряют размер зерен, размер преобладающей фракции. Затем определяется

степень окатанности и другие особенности формы зерен, сортировка, а также их взаимоотношения между собой.

Текстура в шлифе описывается так же, как и в образце

Состав породы определяется с разной степенью детальности в зависимости от задач исследования и времени.

Сначала перечисляют компоненты породы. Это лучше производить по группам («главные» и «второстепенные»). Следует также выделять минералы разных стадий образования (например, «обломочные» и «аутигенные»). Легче всего это сделать в обломочных породах, где первые составляют структурный каркас породы, а вторые — ее цемент.

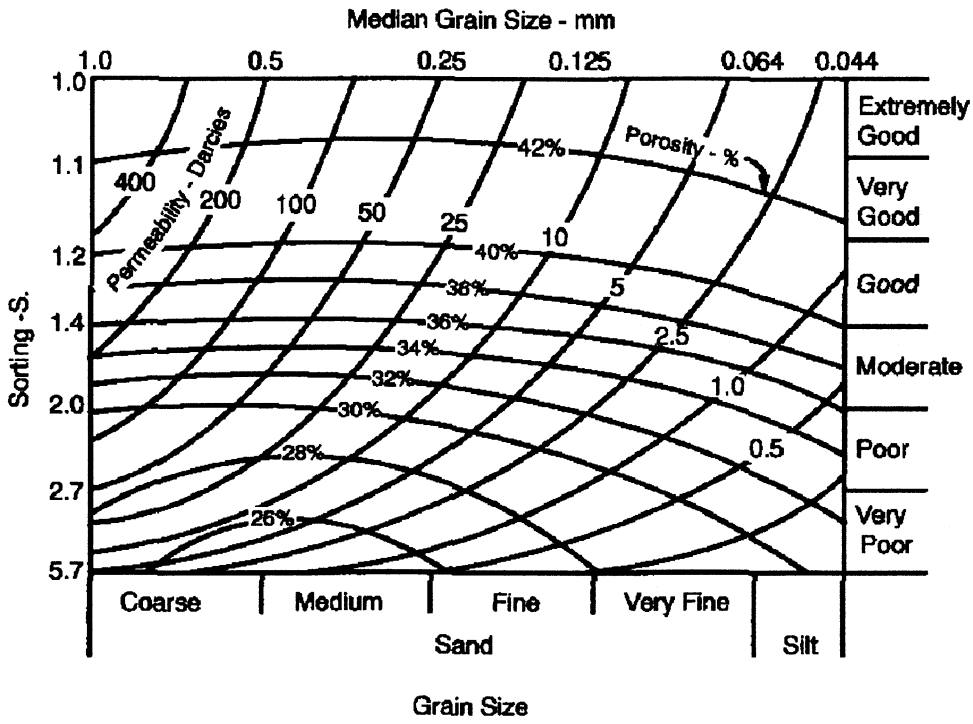


Рис. 2.18. *Пористость как функция сортировки и размера зерен*

При описании минерала или компонента породы необходимо указывать его содержание, выраженное в процентах, пусть даже приблизительно (например, 10–15%, 10–20% и т.д.). Для глазомерного определения содержания с такой точностью надо мысленно сопоставить площадь, занятую разными компонентами в пределах поля зрения.

Можно использовать трафареты М.С.Швецова, помогающие более точно определять содержание компонентов в породе путем сравнения вида шлифа с видом таблиц, на которых представлены разные соотношения зерен и цемента (Рис. 2.20).

Использование таблиц вносит значительные уточнение в глазомерное определение содержаний, которое чаще всего бывает у людей завышенным.

Более точно проверить глазомерное определение можно только подсчетом.

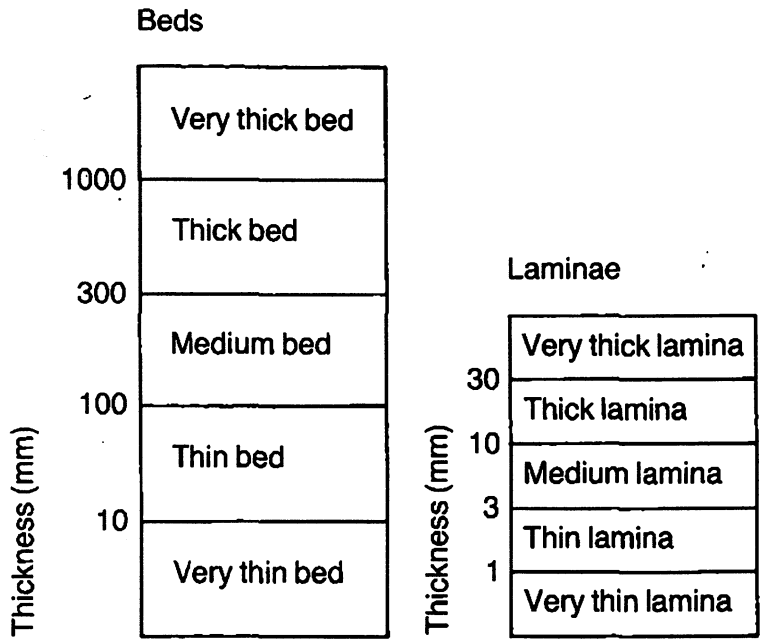


Рис. 2.19. *Терминология для характеристики мощности слоев [19]*

Пористость. В шлифах видны более мелкие поры, чем в образце. При описании пористости отмечают размер, форму пор, их распределение по породе и общую пористость в процентах (по площади). Необходимо отмечать все другие особенности пор — степень их заполненности каким-либо веществом, сообщаемость или изолированность друг от друга, первичность или вторичность (например, образование пор при растворении минеральных зерен) пористости и др.

Включения как и при макроскопическом описании, подразделяются на минеральные и биогенные. Для органических остатков отмечают размер, форму, состав, внутреннюю структуру, количество, расположение, степень сохранности и определение систематического положения.

Таблица 2.4.

Схематизированная сводка главнейших свойств люминесценции основных групп каустобиолитов и некоторых других природных органических веществ [9]

Вещества	Цвет в породе	Люминесценция образца	Люминесценция хлороформенных растворов или вытяжки
I. Газообразные битумы	Бесцветный	В видимой области не люминесцируют	Не люминесцируют
Тяжелые углеводородные газы нефтяных месторождений	Бесцветный	То же	То же
Их конденсаты на твердых телах	От бесцветного до желтоватого, коричневатого, или зеленоватого	Голубая	Слабая голубая
II. Жидкие битумы разных месторождений			
Малосмолистые нефти	Бесцветный	Светло-голубая	Светло-голубая до голубой
Смолистые нефти	Желтый или коричнева-	Желто-коричневая	Желтая до светло-желтой
Высокосмолистые нефти	Коричневый до черного	Желто-коричневая	Коричневая до желтой
Высокопарафинистые нефти	Коричневый до черного	Голубовато-серая	
Горные дегти	Черный	От светло-коричневой до темно-коричневой	Светло-коричневая, коричневая
Продукты изменения жидких битумов: альгарит и элатерит	Светло-серые, желтые, коричневато-бурые	Буроватый в длинноволновом УФ свете	
III. Твердые битумы разных месторождений			
Озокериты	От желтого до коричневато-черного	Слабая, желтовато-бурая, при смачивании хлороформом голубая, быстро буреющая	Голубая, светло-желтая
Асфальты	Коричневато-черный	Слабая темно-бурая, только при смачивании хлороформом появляется более яркая желто-бурая люминесценция	Желтая
Асфальтиты	Коричневато-черный	Почти не люминесцируют. При смачивании хлороформом яркая желто-бурая люминесценция	Желто-бурая
Пиробитумы (альбертиты, антраксолиты, шунгиты, графиты)	Черные	Не люминесцируют, при смачивании хлороформом только у альбертита стойкая желтовато-голубая люминесценция	Чуть желтоватая

Вещества	Цвет в породе	Люминесценция образца	Люминесценция хлороформенных растворов или вытяжки
IV. Гуммиты (угли)			
а) антрацит, б) коксовый уголь, в) каменный уголь, г) сапропелит, д) бурый уголь, е) торф	От черного до бурого	Не люминесцируют. При смачивании хлороформом у «б» зеленовато- голубая дымка. При смачивании смесью спирта с бензолом у «е» зеленовато-желтая люминесценция; только при смачивании азотной кислотой, а затем спирто-бензолом появляется слабая голубовато-желтая (у «в» и «г») или зеленовато-желтая (у «д»)	Голубая, зеленовато-желтая различной интенсивности и оттенков
V. Соли органических кислот			
Жирного ряда: уэвеллит, оксамит	От оранжевого до темно-коричневого	Не люминесцируют	
Ароматического ряда: меллит	Темно-коричневый, до черного	В видимой области в коротких УФ лучах голубовато-фиолетовая люминесценцию	Не люминесцируют
VI. Смолы и кристаллические продукты их изменения (янтарь, румэнит, валховит, ретинит, амбрит, фихтелит)		Желтовато-зеленая	Желтовато-зеленая, голубая, желтая
VII. Алмаз	От бесцветного до черного	Голубая, желтая, желто-зеленая, иногда - не люминесцирует	Не люминесцирует

Вторичные изменения могут отмечаться в разных разделах описания - при характеристике цвета, структуры и особенно состава. В данном пункте описания надо постараться указать на их причины. Чаще всего это или процессы выветривания, диагенеза или начальные стадии метаморфизма.

В разделе **«Прочие признаки»** описываются признаки, не отмеченные в других пунктах описания.

Описание шлифа сопровождается его зарисовкой или фотографированием, показывающими строение и состав породы на типичном участке. Зарисовка, как и фотография, должна отвечать виду породы без скрещенных николей. Дополнительно можно воспроизвести детали породы при включенном анализаторе.

Если фотография отвечает положению без анализатора, отмечается «николи ||» или «без анализатора», а если выполнен при скрещенных николях — «николи +» или «с анализатором».

2.2.3 Изучение под бинокуляром

Бинокулярные микроскопы (бинокулярные лупы) применяют для изучения минералов в зернах, хотя полезно также просматривать и ненарушенную породу для более подробного изучения ее строения, состава и других особенностей, которые могут быть пропущены из-за малых размеров при визуальном осмотре и не выявляются в шлифах.

Перед микроскопическим изучением данный метод имеет ряд преимуществ: он позволяет изучать более крупные зерна, которые в проходящем свете оказывались бы чаще всего непрозрачными, рассматривать зерна с разных сторон, определять их истинную форму и размеры (в шлифе имеем дело лишь с плоским срезом зерен), а также характер поверхности, цвет и т.д. Бинокулярный микроскоп применяется в основном для изучения обломочных пород, преимущественно песков.

2.3 Обломочные породы

Обломочные породы представляют собой одну из наиболее распространенных групп осадочных пород, отличаются разнообразным составом и различными условиями образования. Для нефтяной геологии особое значение имеют песчаные и алевритовые породы, слагающие большинство коллекторов (Рис. 2.21).

Таблица 2.5.

Цена деления линейки окуляр–микрометра микроскопа при различных объективах

Окуляр 6^x		Окуляр 5^x	
Объектив	**Цена деления, мм**	**Объектив**	**Цена деления, мм**
3^x	0,055	$3{,}5^x$	0,048
8^x	0,022	9^x	0,018
20^x	0,009	20^x	0,008
40^x	0,004	60^x	0,003
60^x	0,003		

2.3.1 Макроскопическое изучение

Остановимся на тех особенностях, которые дополняют схему макроскопического изучения для данной группы пород.

Цвет обломочных пород определяют по цвету обломков, цемента или тонкорассеянным красящим примесям. Составные части породы нередко имеют различную окраску, что в крупнозернистых породах (конгломератах, брекчиях, гравелитах и др.) проявляется в неоднородной, пестрой окраске. В этих случаях приходится говорить о ее пестрой окраске и отмечать, что она обусловлена определенным цветом обломков и иной окраской цемента (или наличием в нем тонкорассеянного красящего вещества). В большинстве случаев удается выявить общую окраску или ее тон

(бурый, зеленоватый и т.д.). Поскольку общая окраска важна для характеристики породы, надо всегда стремиться ее уловить и не ограничиваться только констатацией пестрой окраски и характеристикой цвета разных компонентов породы.

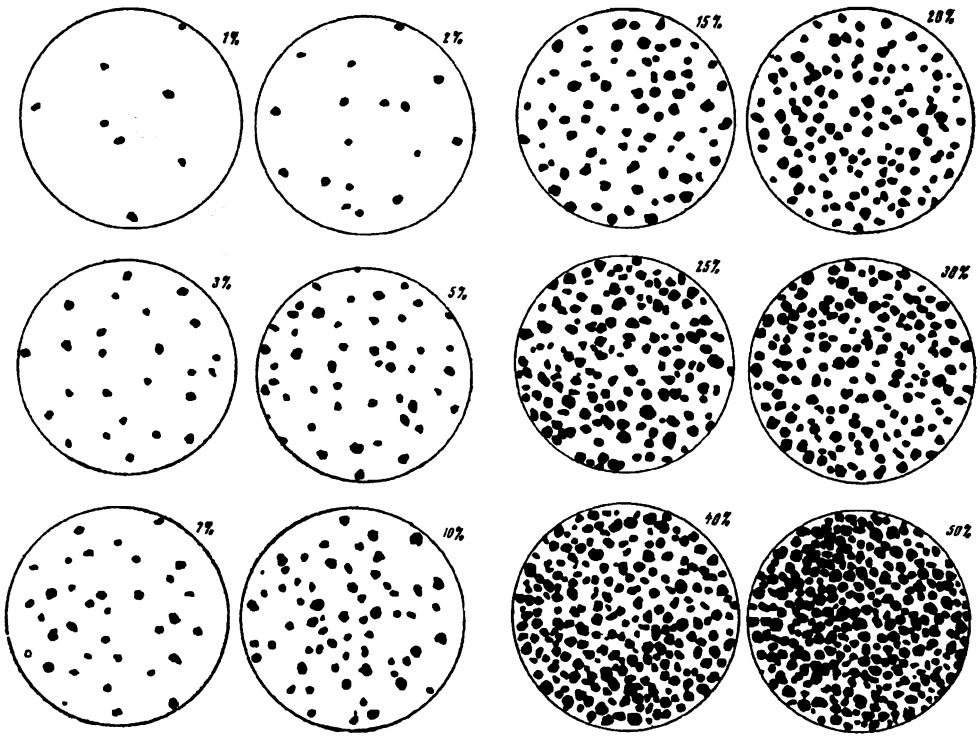


Рис. 2.20. *Трафареты М.С. Швецова для определения процентного содержания составных частей пород*

Структура и текстура для характеристики обломочных пород имеет большое значение, так как является их основным классификационным признаком. Текстуры, будучи весьма разнообразными (см. выше), дают много для выяснения условий осадконакопления.

Структура обломочных пород — размер, форма зерен и сортировка — должна быть достаточно точно определена уже при визуальном изучении, так как на этом признаке основано название породы («песок», «гравий», «брекчия» и т.д.).

В крупнообломочных породах, а также в крупнозернистых песчаниках макроскопически хорошо видны все особенности структуры; они могут быть довольно точно оценены «на глаз» или измерением линейкой, миллиметровой бумагой или использованием различных палеток. В более мелкозернистых песчаниках и алевролитах размер зерен, степень сортировки и особенно форма зерен невооруженным глазом устанавливаются труднее.

Необходимо определить размер преобладающих зерен и на этом основании дать название породы:

1. измеряют самые крупные и самые мелкие обломки, что дает представление о гранулометрическом спектре породы и ее отсортировке;

2. из этого спектра выделяют интервал, заключающий зерна, составляющие основную часть породы — преобладающую фракцию. По ней и называют породу (например, «конгломерат крупногалечный», «песчаник крупнозернистый» и т.д.;

3. определяют содержание (в %) преобладающей фракции от обломочной части породы, что дает возможность оценить степень сортировки.

Существуют определенные трудности и ошибки при измерении зерен.

1. Удлиненные обломки часто измеряют по наибольшему размеру (длине), тогда как более правильно измерять их средний диаметр (ширину), который является эффективным — определяющим при механическом анализе. Из трех диаметров обломка важен средний из них. При необходимости измерять величину обломков в шлифах, лучше измерять обломки по наибольшему диаметру. Это приводит к уменьшению ошибки, вызванной срезом ряда зерен не через их центр, а через краевую часть.

2. Преобладающую фракцию часто выделяют макроскопически (и в шлифах) в более узких границах (например, вместо фракции 1–0,5мм, преобладающей в породе, выделяют фракцию 1–0,8мм). Это создает ложное представление о большой точности работы, якобы достигнутой при визуальной оценке гранулометрии. Даже в идеально отсортированных породах такая узкая фракция не будет составлять больше половины обломочной части, и выделение ее не нужно для названия породы. Следует стремиться выделять преобладающую фракцию в объеме и границах обычных стандартных фракций, а когда это невозможно — в объеме двух соседних. Если в породе преобладающая фракция, не укладывается в границы стандартных фракций, не следует ее подгонять под последние, нужно фиксировать ее естественные границы.

3. Иногда в породе макроскопически (или в шлифах) не удается точно установить размер минимальных зерен, так как имеются все переходы от видимых обломков к микроскопическим, сливающимся с цементом (чаще всего глинистым). Для подобных пород в качестве минимального размера приходится указывать на те зерна, которые различаются, и одновременно отмечать, что есть и «более мелкие, постепенно переходящие в цемент».

Сортировку обычно определяют на глаз или с помощью палетки. Различаются породы хорошо-, средне-, плохо сортированные и несортированные.

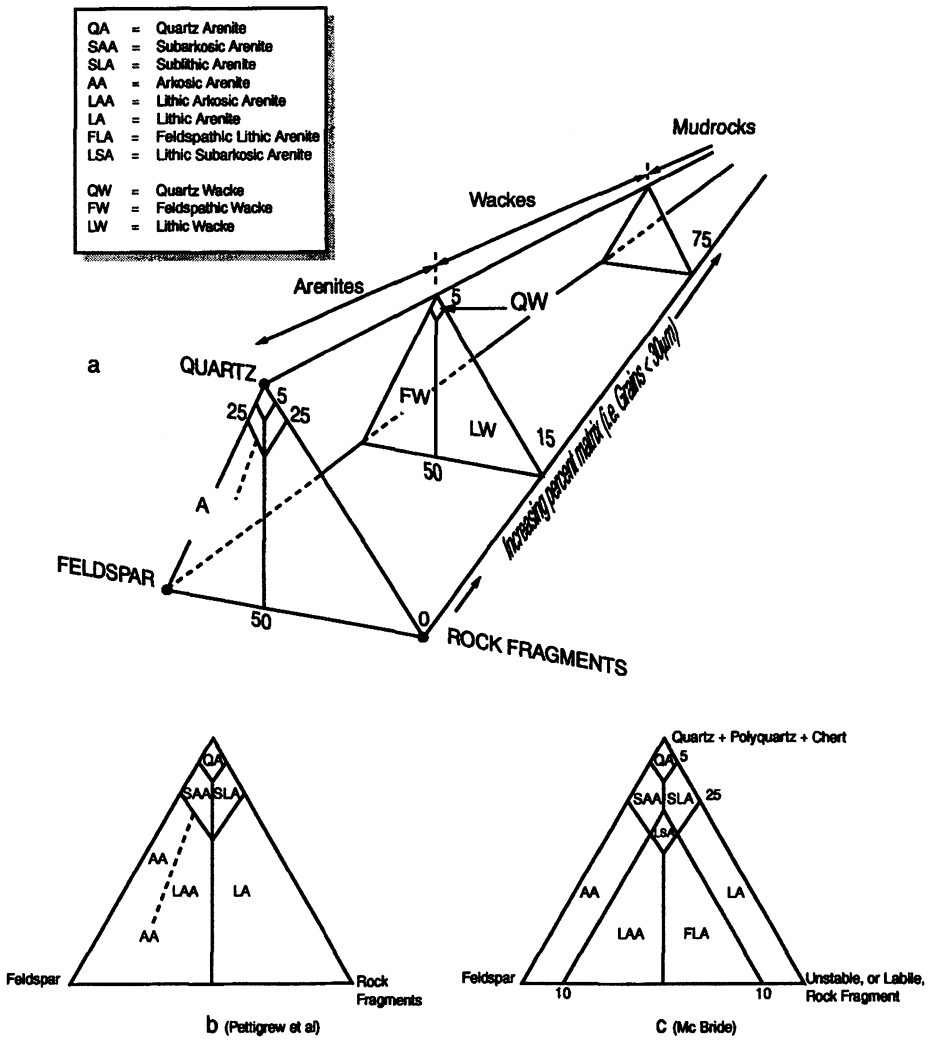


Рис. 2.21. *Классификация обломочных (песчаных) пород [16]*

Форма обломков — важный классификационный признак, по которому их подразделяют на два больших ряда — (1) с окатанной и (2) неокатанной формой обломков. В средне-мелкообломочных породах степень окатанности не учитывается в названии, но остается ее важным генетическим признаком. Поэтому при характеристике формы обломков отмечают прежде всего степень их окатанности. По этому признаку обломки подразделяют на три группы:

1. окатанные — обработана вся поверхность и зерна приобретают округлую, эллипсоидальную и близкую к ним форму;

2. полуокатанные — закруглены только углы, а в целом первичная форма обломков сохраняется;

3. неокатанные (угловатые) — обломки не несут следов окатанности.

При необходимости более детальной характеристики формы используют шестичленную классификацию (Рис. 2.2).

При макроскопическом описании важно отметить степень изометричности (или удлиненности) обломков (Рис. 2.2). Обычно различают обломки:

- изометричные — все три измерения равны, или наибольший диаметр превышает наименьший не больше, чем в 1,5 раза;
- неизометричные, или удлиненные, — превышение большего диаметра над меньшим достигает 1,5 и более раза.

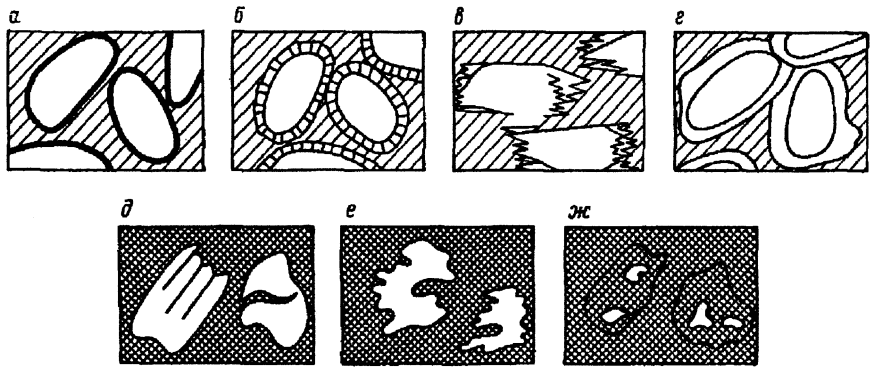


Рис. 2.22. *Типы цемента по взаимоотношению с обломочными зернами: а — пленочный; б — крустификационный; в — неравномерного нарастания; г — регенерационный; д — проникновения; е — коррозионный; ж — замещения [13]*

В этом ряду условно могут быть выделены обломки уплощенные, характеризующиеся заметно меньшей толщиной по сравнению с двумя другими измерениями.

При описания формы необходимо отметить связь ее с размером: какие из обломков (крупные, средние или мелкие) лучше окатаны. Подобные наблюдения проливают свет на условия переноса и отложения материала. Например, лучшая окатанность мелких обломков по сравнению с крупными чаще всего свидетельствует о недалеком источнике последних и их примешивании к более длительно перемывавшемуся мелкому (основному) материалу.

Текстуры обломочных пород разнообразны. Среди слоистых текстур различают косую, волнистую и горизонтальную слоистость, в свою очередь включающих многочисленные типы, виды и разновидности (см. выше).

В случае проявления слоистости ее следует описать подробно — отметить степень выраженности, форму, размер (мощность слоев и их серий) слоистости, характер границ слоев, чем они подчеркнуты. В обломочных породах это может быть ритмичная сортировка материала, расположение включений (раковин, конкреций и т.д.), различная окраска слоев, присыпки слюды или растительного детрита на плоскостях наслоения и т.д. Если слоистость косая, следует отметить угол наклона

косых слойков и их форму (прямая, вогнутая или выпуклая, Рис. 2.9). Для волнистой слоистости отмечается длина и высота волны и ее форма — симметричная или асимметричная, а также величина асимметричности. Градационная текстура также может быть симметричной или асимметричной (Рис. 2.7).

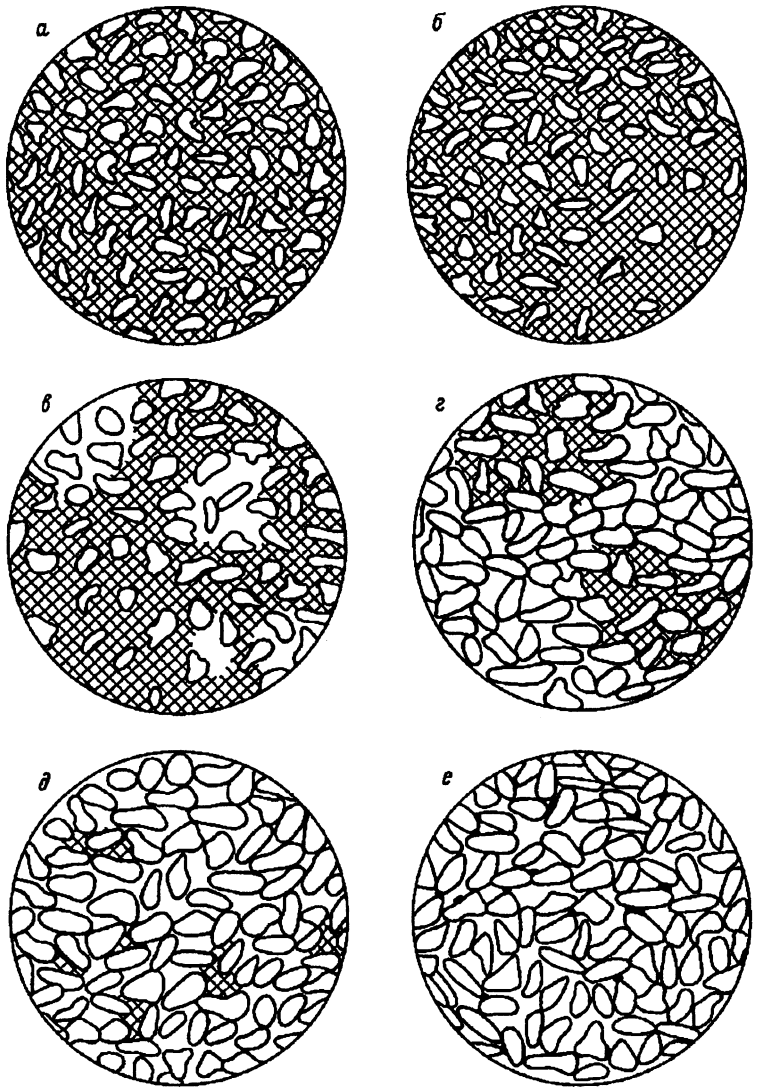


Рис. 2.23. *Типы цемента по равномерности заполнения межзернового пространства: а — сплошной равномерный, б — сплошной неравномерный, в — преобладающий не сплошной, г — пятнистый, д — островной, е — точечный [13]*

Концентрические (скорлуповатые, конкреционные) текстуры описывают так же, как и слоистые. Могут быть и более редкие текстуры — различные поверхностные или внутренние знаки (иероглифы и т.д.), ложные текстуры (кольца Лизеганга и др.), а также плитчатость. Отмечается и беспорядочная текстура, и массивность породы.

Следует обратить внимание на биогенные текстуры (биотурбации), позволяющие получать дополнительную информацию об условиях осадконакопления, и при возможности установить ихнофации.

Состав обломочных пород обычно сложный. Сначала описывается состав обломочной части, а затем — цемент.

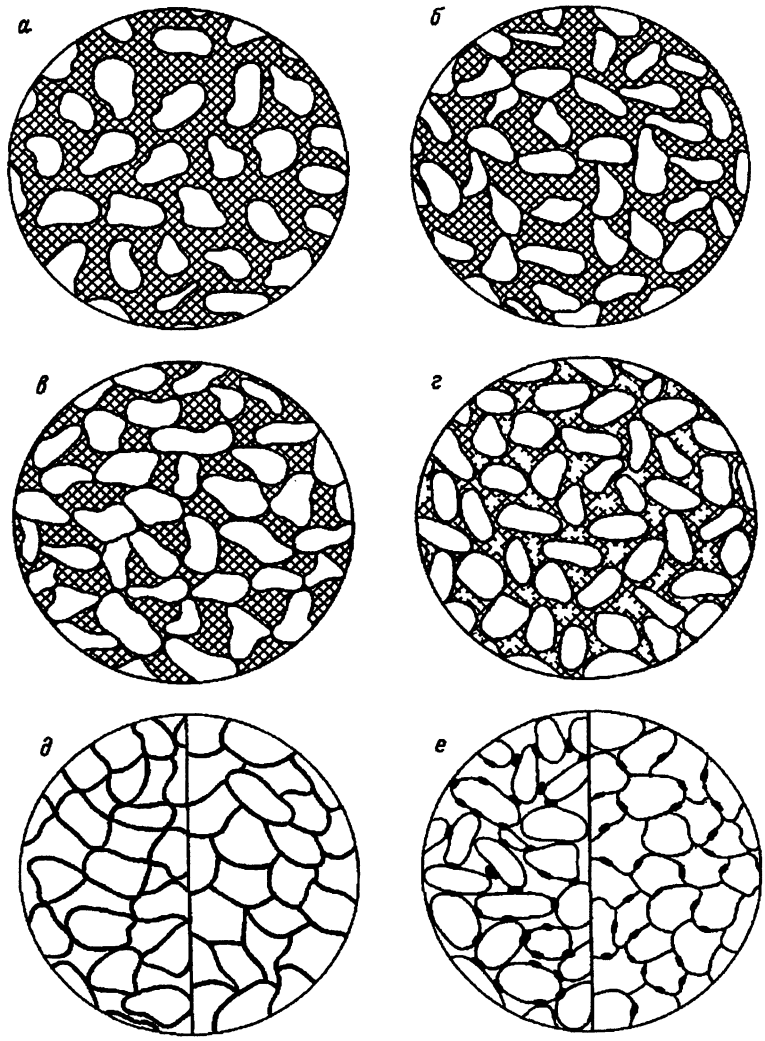


Рис. 2.24. *Типы цемента по количеству и распределению в породе а — базальный; б — открытый поровый; в — закрытый поровый; г — неполный поровый; д — пленочный; е — контактовый [13]*

Состав обломочной части позволяет восстановить состав питающей провинции. Макроскопически достаточно обстоятельно может быть изучен состав крупнообломочных пород, поскольку они слагаются крупными обломками. Хуже определяются минералого-петрографические компоненты песчаников и алевролитов. При их изучении необходимо пользоваться лупой. Хуже определяются минералого-петрографические компоненты песчаников и алевролитов. Однако даже при помощи лупы не всегда удается определить все основные компоненты, а приходится ограничиваться

 © Центр профессиональной переподготовки специалистов нефтегазового дела ТПУ

установлением лишь типа породы, выделять олигомиктовые и полимиктовые породы, среди последних — аркозы, граувакки, субаркозы, субграувакки и др. Но и в этих случаях желательно назвать минералого-петрографические компоненты, пусть даже предположительно.

При описании минералого-петрографического типа компонентов породы начинают с главных и кончают акцессорными. Лучше группировать их по родственным признакам (например: «обломки минералов» и «обломки пород», «обломки известняков» или "обломки осадочных пород"и т.д.). Описание должно включать характеристику формы, размера, содержания (в %), цвета, других диагностических признаков: для минералов — блеска, спайности и др.; для обломков пород — их структуры, текстуры, состава и др.; необходимо отмечать вторичные изменения.

Цемент присутствует в подавляющем большинстве обломочных пород и является их важной составной частью, обусловливающей физические свойства, состав и последовательность выделения минералов. Визуально изучить цемент не всегда удается, для его диагностики приходится использовать лупу, срезы и пришлифовки, смачивать породы водой, применять соляную кислоту, иглу и т.д. Для его диагностики приходится использовать лупу, срезы и пришлифовки, смачивать породы водой, применять соляную кислоту, иглу и т.д.

Тип цемента (Рис. 2.22–Рис. 2.24) выражает его структурные особенности по отношению к породе в целом (т.е. соотношение цемента с обломочной частью). Обычно выделяют четыре типа цемента:

1. Базальный — зерна не соприкасаются друг с другом, а погружены в цемент. Следует отметить часто встречающуюся ошибку при характеристике этого типа цемента, — констатация того, что «цемента в породе больше 50%». В обломочной породе цемента всегда меньше половины, иначе породу следует называть по цементу (например, известняком песчанистым и т.д.). Однако в шлифах из-за того, что некоторые зерна срезаются не через центр, может быть кажущееся преобладание цемента.

2. Заполнения пор (поровый) — зерна соприкасаются друг с другом, а цемент заполняет лишь поры между ними.

3. Пленочный — цемент покрывает зерна пленкой (иногда не сплошной), а остальная часть пор остается пустой; цементация большей частью непрочная. В некоторых случаях (например, в метаморфизованных породах) эти поры могут быть заполнены цементом другого типа (заполнения пор или регенерации) и тогда следует говорить о наличии пленочного цемента другой разновидности.

4. Соприкосновения, или контактовый, — цемент присутствует лишь в местах соприкосновения зерен, а основная часть пор остается незаполненной.

Таблица 2.6.

Классификация глинистых минералов [6]

Сокрашения: п/г - подгруппа, q — заряд слоя на 1/2 элементарной ячейки; «лента из 2-х (3-х) цепочек» — ширина лент.tabl6

Структура		**Слоистая**							**Слоисто-ленточная**
Тип слоя		**1:1**	**2:1**				**2:1:1**		**2:1**
Группа		**I. Каолинита – серпентина**	**II. Пирофиллита - талька**	**III. Слюд**	**IV. Вермикулита**	**V. Смектита (монтмориллонита - сапонита)**	**VI. Хлорита**	**VII. Смешаннослойных**	**VIII. Палыгорскита - сепиолита**
Заряд слоя q		0	0	0,7-1,0	0,6—1,0	0,6—0,9	меняется	меняется	меняется
d_{001} (Å)		7,2	9,2	10,0	14,5	12,5-15,5	14		10,5 и 12,3
Заполнение октаэдров — минералы	диоктаэдрические	п/г *каолинита* каолинит диккит накрит галлуазит аноксит	п/г *пирофиллита*	п/г *нормальных слюд* мусковит парагонит фенгит п/г *хрупких слюд* маргарит п/г *гидрослюд* иллит серицит глауконит	п/г *вермикулита диоктаэдрического*	п/г *монтмориллонита* монтмориллонит нонтронит волконскоит бейделлит	п/г *хлорита диоктаэдрического* донбассит судоит кукеит тосудит	п/г *упорядоченных* ректорит (слюда-монтмориллонит) корренсит (хлорит-сапонит) п/г *неупорядоченных* слюда-смектит смектит-хлорит каолинит-смектит каолинит-слюда хлорит-вермикулит слюда-хлорит-смектит и др.	*палыгорскит* d_{110} = 10,5 Å лента из 2-х цепочек *сепиолит* d_{110} = 12,3 Å лента из 3-х цепочек
	триоктаэдрические	п/г *серпентина* хризотил антигорит лизардит п/г *бартьерина* бартьерин кронштедтит тюрингит гриналит амезит	п/г *талька*	п/г *нормальных слюд* флогопит биотит п/г *гидрослюд* гидробиотит п/г *хрупких слюд* клинтонит	п/г *вермикулита триоктаэдрического*	п/г *сапонита* сапонит гекторит циннвальдит медмонтит	п/г *пеннина — клинохлора* пеннин клинохлор п/г *шамозита* шамозит		

Эти морфологические типы цемента характеризуются не только качественным соотношением обломков и цемента и их взаиморасположением, но отличаются и количеством цемента: от первого к четвертому типу оно непрерывно уменьшается.

Цементы можно различать по внутренней структуре, а также по однородности и равномерности распределения в породе.

По первому из этих признаков можно выделять цемент *пелитоморфный* (скрытокристаллический или аморфный, размер зерен $< 0,01$мм, т.е. зерна не видны), *микро-*(0,01–0,05мм), *мелко-* (0,05–0,1мм), *средне-* (0,1–0,5мм), *крупно-* ($> 0,5$мм или 0,5–1 мм) и *гигантокристаллический* ($>$ 1мм) цемент. По структуре цемент может быть однородным или неоднородным (разнокристаллическим); однако это свойство редко устанавливается макроскопически.

По распределению в породе можно выделять цемент равномерно распределенный и сгустковый, распределенный неравномерно.

Следует отметить еще цемент прорастания (или пойкилитовый), который хорошо различается невооруженным глазом по характерному блеску на плоскостях спайности гигантских кристаллов. По составу это чаще всего кальцит или гипс, реже — барит. Они образуют гигантские кристаллы, по размеру превосходящие обломки, которые оказываются включенными в них.

Таблица 2.7.

Минералогическая классификация глинистых пород

Мономинеральные и олигомиктовые	**Мезомиктовые и полимиктовые**
Каолинитовые (каолины)	каолинит-гидрослюдистые
Монтмориллонитовые	гидрослюда-смектитовые
Гидромусковитовые (серицитовые)	смектит-гидрослюдистые
Глауконитовые	хлорит-смектитовые
Нонтронитовые	хлорит-гидрослюдистые
Серпентиновые	гидробиотит-вермикулит-глауконитовые
Палыгорскитовые	каолинит-хлорит-гидрослюдистые
Сепиолитовые	палыгорскит-монтмориллонитовые
Волконскоитовые	и др.

Состав цемента может быть однородным (мономинеральным) или неоднородным (полимиктовым).

Кальцитовый цемент узнается по вскипанию с HCl; доломитовый — по слабой реакции с HCl, в чем он сходен с аморфным фосфатом; глинистый — по размокаемости в воде; железистый — по бурому цвету, гипсовый — по блеску на плоскостях спайности, низкой твердости и отсутствию вскипания с HCl и т.д.

Название породы, пористость, включения, вторичные изменения и прочие признаки описываются по общей схеме (см. выше).

2.3.2 Изучение в шлифах

Основным лабораторным методом исследования обломочных пород является их изучение в шлифах. Размеры зерен позволяют определение их минералого-петрографического состава, более подробное изучение состава цемента требует в некоторых случаях применения иных методов.

Схема описания обломочной породы аналогична макроскопическому изучению:

1. Название породы.
2. Структура:
   a). размер зерен — максимальный и минимальный;
   b). размер преобладающей фракции;
   c). сортировка зерен;
   d). форма зерен;
   e). соотношение формы и размера зерен.
3. Текстура.
4. Минералого-петрографический состав обломочной части:
   a). главные породообразующие компоненты;
   b). второстепенные компоненты;
   c). акцессории.
5. Цемент:
   a). тип и количество;
   b). состав и структура.
6. Пористость.
7. Включения:
   a). минеральные,
   b). биогенные.
8. Вторичные изменения.
9. Прочие признаки.

Структура не исчерпывается зернистостью, гранулометрией, сортировкой и формой зерен; определяется также соотношением обломочной части и цемента и тип последнего.

Структура обломочной породы в шлифе может быть изучена с разной степенью детальности. Минимально можно ограничиться измерением диаметров самых крупных и самых мелких зерен и диаметров зерен преобладающей фракции; визуальным определением степени сортировки, формы зерен и соотношения последней

с размером, т.е. выяснением того, не отличаются ли зерна разного размера лучшей окатанностью или другими особенностями. Здесь охватывается весь спектр размерностей, даже в хорошо отсортированных породах включающий несколько фракций. Чтобы назвать породу, надо выделить из этого спектра одну или две соседние стандартные преобладающие фракции (а не средний диаметр). Определение содержания преобладающей фракции дает возможность оценить и степень сортировки. Помимо определения окатанности полезно отмечать степень изометричности обломков, а также их корродированность.

Текстура песчаников и алевролитов в шлифах чаще, чем в образце, оказывается беспорядочной, что и приходится отмечать при описании. Однако нередко удается выявить признаки и причину слоистости — параллельную ориентировку удлиненных зерен, органических остатков, конкреций, различия в крупности зерна.

Минералого-петрографический состав обломочной части может быть изучен в шлифах подробно. Все неясные и неточные визуальные определения состава мелкозернистых пород проверяются и уточняются в шлифах, но для седиментологической оценки резервуара это описание не является приоритетным и здесь опускается (при необходимости можно воспользоваться специальной литературой ([13], frolov, logvin).

Цемент нередко может быть изучен с исчерпывающей полнотой. Устанавливают тип цемента, его общее количество и состав. Если цемент полимиктовый, то при описании каждого минерала указывается тот тип цемента, который он образует.

Как и при макроскопическом описании, по соотношению с обломочной частью выделяются базальный, заполнения пор, пленочный и контактовый типы цементов, а по структуре — аморфный, коллоидальный (зерна не видны при самых больших увеличениях, но цемент воздействует на поляризацию), микро-, мелко-, средне, крупно- и гигантокристаллический; равно- и разнокристаллический; равномерно распределенный или сгустковый и т.д.

В шлифах устанавливаются типы цементов по ориентировке его зерен относительно обломков:

- цемент обрастания (крустификационный), когда кристаллы цемента образуют корочку вокруг зерен и ориентированы перпендикулярно их поверхности (халцедоновый, апатитовый, кальцитовый);
- цемент нарастания (регенерационный), когда цемент одинакового с обломочным зерном состава (кварцевый, кальцитовый, полевошпатовый), прирастая к нему, приобретает ту же оптическую ориентировку, т.е. составляет с зерном один кристалл, погасающий одновременно;
- цемент прорастания (пойкилитовый), когда кристаллы цемента (обычно кальцитового и гипсового) включают обломки, погасая одновременно.

При изучении цемента определяют составляющие его минералы, устанавливают последовательность их образования и способ выделения (коагуляция коллоида, кристаллизация из раствора, раскристаллизация аморфного цемента, перекристаллиза-

ция). Описание включает форму выделения и тип цемента, его содержание, структуру, кристаллографические и оптические свойства, взаимоотношение с другими минералами цемента, стадию и способ выделения.

Если цемент не заполняет все промежутки между обломочными зернами, описывается пористость, что является важнейшим при оценке коллекторских свойств породы:

- Определяется общая пористость породы. Поскольку в шлифе поры заполнены канадским бальзамом, они легко устанавливаются по форме (чаще всего отвечающей контурам промежутка), отсутствию цвета, рельефа и изотропности в скрещенных николях. Необходимо отличать естественные поры от искусственных, образованных при выкрашивании зерен и участков цемента при шлифовании. В обычных шлифах процент пор устанавливается «на глаз», по соотнесению с площадью поля зрения, либо — с помощью палеток. Поры лучше видны окрашенных шлифах, когда заполнены красящим веществом. В этом случае точность определения общей пористости породы значительно выше.

- Измеряется размер пор.

- Оценивается характер сообщения пор друг с другом. Песчаники могут цементироваться и без цемента — вдавливанием одних зерен в другие, обжиманием, конформным приспособлением, а также посредством стилолитовых швов (Рис. 2.22).

  Результаты изучения пористости в шлифах сравниваются с данными каротажа и ФЕС.

  Включения и вторичные изменения описываются по общей схеме. Если какие-либо признаки породы не были выше отмечены, они описываются в разделе «Прочие признаки». После изучения и описания породы в шлифе можно дать ее полное название.

2.4 Глинистые породы

2.4.1 Классификация

Глинистыми называются породы, которые более чем наполовину слагаются глинистыми минералами. Эти породы наиболее распространены: на их долю приходится от 50% до 70% всех осадочных пород.

В нефтяной геологии изучение глинистых пород важно с нескольких позиций:

- присутствие глинистой примеси прямо влияет на качество коллекторов;

- глинистые породы являются, как правило, основными флюидоупорами;

- многие глинистые толщи являются нефтематеринскими и, следовательно, без их изучения невозможно понять происхождение нефти.

Основные свойства глинистых пород обусловливаются их минералогическим составом, по которому они подразделяются. Состав, кроме того, отражает их генезис.

Глинистые минералы подразделяет по типу кристаллической структуры, выявляющейся рентгеноструктурным и электронографическим анализом, форме кристаллов, и химическому составу. Упрощенная классификация глин приведена в ?? и Таблица 2.7.

Разделять глины можно по степени их литифицированности, структурам и гранулометрическому составу, примесям неглинистых компонентов.

По степени литифицированности они делятся на размокающие глины и неразмокающие аргиллиты, связанные постепенными переходами.

По структуре и гранулометрическому составу выделяют *тонкодисперсные* (мелкопелитовые), состоящие в основном из частиц мельче 0,001мм, и *крупнодисперсные* (*крупнопелитовые*), в которых преобладают частицы 0,01–0,001мм. В первых при растирании в пальцах, пробе на зуб или резании ножом не ощущается примесь *алевритовых* и *песчаных* частиц. При скатывании в сыром виде они дают длинные шнуры толщиной менее 0,5см, а *крупнодисперсные* — более короткие и толстые.

При наличии обломочной примеси выделяются глины алевритистые, алевритовые, песчанистые, песчаные. Помимо этого, они могут быть известковистыми (известковыми), кремнистыми, углистыми, битуминозными.

2.4.2 Изучение в образце и макроскопическое описание

Существуют некоторые особенности изучения глинистых пород. Для того чтобы назвать породу глиной или аргиллитом, необходимо исследовать ее на размокаемость: небольшой кусок породы помещают в воду или смачивают поверхность образца водой.

Окраски глин разнообразны и зависят от состава глинистых минералов, примесей и влажности. При высыхании цвета тускнеют, поэтому цвет предпочтительно определять в сухом и влажном состоянии.

Чистые глины чаще имеют белый или светло-серый цвет, только глауконитовые и хлоритовые глины — зеленый, темно-зеленый, и голубоватый. Зеленоватые и голубоватые окраски наблюдаются и у нонтронитовых и бейделлитовых глин, а более светлые зеленые и зеленовато-желтые — у монтмориллонитовых. Примеси меняют окраску глины: окислы железа окрашивают в желтые, красные и фиолетовые тона разной интенсивности, закисные соединения — в сизые, зеленоватые и серые; окислы марганца — в бурый и черный цвет; битумы — в светлые палевые (при содержании в доли процента) или коричневые тона; гуминовые соединения и углистый детрит обусловливают серый и черный (при содержании 2–4%) цвет. Нередко окраска глин неоднородная, что вызвано неравномерным распределением красящих веществ.

Структура чистых глинистых пород пелитовая (размер частиц меньше 0,01мм), что выражается в однородном ровном или раковистом изломе и незернистом пелитоморфном виде. Когда глины оказываются гранулометрически неоднородными, т.е. содержат алевритовую или песчаную примесь, их структура называется соответственно алевропелитовой или алевритистой, алевритовой, и т.д. Примесь алевритового и песчаного материала заметна, когда его сравнительно много, или устанавливается при помощи лупы, при растирании пальцами, резании ножом (по «хрусту»)

и пробе на зуб. Гранулометрический тип глины также определяется при скатывании во влажном виде шнура. Наиболее трудно различить алевритовые глины и сильно глинистые алевролиты.

Текстуры глин разнообразны: помимо неслоистых массивных текстур наблюдается слоистость и ее нарушения: оползневые, биотурбации и др. Слоистость часто выражается различиями окраски, структуры, линзочками и прослойками пород иной размерности, а также параллельным расположением удлиненных растительных остатков, раковин и др. В глинах и аргиллитах нередко развивается скорлуповатая отдельность, характерная для неслоистых пород. При позднем эпигенезе может развиваться сланцеватая текстура, нередко не совпадающая со слоистостью.

Минералогический состав глинистого вещества макроскопически устанавливается большей частью предположительно. Основным критерием здесь является реакция на воду, дополнительными — окраска и др.

Каолиновые глины в воде не разбухают, имеют белый или светло-серый цвет, жирны на ощупь, нередко ассоциируются с углистым веществом.

Монтмориллонитовые глины имеют светло-серый цвет с желтовато-зеленоватыми оттенками, на ощупь тощие или жирные, имеют раковистый излом. В воде они сильно разбухают, быстро впитывают воду, иногда с повышением температуры увеличиваются в объеме и превращаются в гель. Киловые глины в воде не разбухают, но хорошо мылятся. Нередко они восковидны, просвечивают в краях.

Бейделлитовые глины сходны с монтмориллонитами; окраска их имеет желтовато-зеленый оттенок, в воде разбухают, но слабее монтмориллонитовых глин.

Гидрослюдистые глины (большая часть глинистых пород) в воде не разбухают, особых визуально-отличительных признаков не имеют, за исключением глауконитовых глин темно-зеленого цвета, которые можно спутать с хлоритовыми.

Аргиллиты, за исключением каолинитовых, — гидрослюдистые, часто содержат хлорит.

Известковистость глин определяется по бурному вскипанию с HCl, белесой окраске поверхности выветривания, низкой пластичности. Также проявляют себя другие карбонаты, гипс, кремнезем. Доломит выявляется по слабому вскипанию с HCl, а анкерит и сидерит — по красноватой окраски поверхности.

2.4.3 Изучение в шлифах

Изучение глин в шлифах малоинформативно. Можно, однако, отметить следующее. Цвет и степень прозрачности глин в шлифах свидетельствуют о составе породообразующих компонентов и примесей. Железистое вещество придает породе красноватый

оттенок, хорошо видимый в отраженном свете; в проходящем свете оно имеет темно-серый цвет. Гумусовое вещество даёт бурый оттенок, а углистый растительный детрит — серый и темно-серый цвет, не меняющийся в отраженном свете. Коричневатыми становятся участки с фосфатным веществом. Глауконит и хлорит вызывают зеленую окраску.

Структура глин пелитовая. Форма глинистых частиц бывает листоватой (чешуйчатой), волокнистой, игольчатой, зернистой. Подавляющая масса глин имеет чешуйчатые структуры: равномерно-, разночешуйчатые и порфиробластовые, когда на общем однородном фоне резко выделяются более крупные чешуйки или их агрегаты. Глинистые частицы часто образуют агрегаты, которые воспринимаются как частицы, различимые при скрещенных николях по одновременному погасанию.

Колломорфные ооидно-оолитовые структуры характеризуются наличием значительного количества округлых или почковидных ооидов, имеющих иногда концентрическое оолитовое строение. Они образуются в результате выпадения и кристаллизации коллоидов и чаще всего наблюдаются в корах выветривания.

Фитопелитовые структуры характеризуются наличием значительной примеси растительных остатков, в том числе спор, пыльцы и водорослей.

Обломочные структуры образуются в результате перемыва глинистого осадка, оползания, внедрения корней растений и при диагенезе — растрескивании и перекристаллизации. В зависимости от их размера и формы обломков, они называются брекчиевыми, конгломератовыми, гравийными и песчаными.

Иногда наблюдаются реликтовые структуры — обломочная (псаммитовая, алевритовая и др.), пепловая — образующиеся при замещении обломочных пород (песчаников, алевролитов) и пепловых туфов — глинистым веществом.

Текстуры глин бывают слоистыми, беспорядочными и другими.

Первичная слоистость глин почти всегда горизонтальная, непрерывная линзовидная. Слоистость проявляется в одинаковой ориентировке глинистых частиц, что видно в скрещенных николях: поле зрения одновременно погасает.

Неслоистые текстуры характеризуются неориентированным расположением материала, агрегатной поляризацией: при вращении столика микроскопа поле зрения не меняется. Эти текстуры являются как первичными, так и вторичными, диагенетическими

Из других текстур в глинах встречаются петельчатая, образующаяся из-за включений; гнездовидная, характеризующаяся неравномерным скоплением песка, алеврита или аутигенных компонентов; пятнистая, обусловленная неравномерной окраской; струйчатая, спутанная и др.

Минералогический состав глин в шлифе определяется приблизительно по показателю преломления и двупреломлению. На качественном уровне это позволяет:

1. установить однородность или полиминеральность глинистого вещества;

2. наметить основные и второстепенные глинистые минералы.

Вследствие низкого преломления, невысоких цветов интерференции и мелких размеров глинистых кристаллов, определить минералы не всегда возможно. В этом

случае даются условные (например, «минерал типа каолинита» и т.д.) или описательные («бесцветный минерал» и т.п.) названия.

Каолинитовые глины определяются по низкому двупреломлению порядка 0,007 (серые интерференционные окраски), по показателю преломления немного большему, чем у кварца. Если встречаются вермикулитоподобные сростки, определение облегчается. Цвет не является существенным, так как бесцветный каолинит очень часто бывает окрашен примесями. Сходные галлуазитовые глины отличаются почти полной изотропностью и более низким (меньше кварцевого) показателем преломления.

Монтмориллонитовые глины имеют низкие показатели преломления (меньшими, чем у канадского бальзама и калиевого полевого шпата) и высоким (0,02–0,04) двупреломлением, выражающимся в ярких цветах интерференции — желтых, красноватых конца первого порядка. По этому свойству они не отличаются от гидрослюд. Окраска в шлифе часто бывает желтовато-зеленоватой.

Гидрослюдистые (гидромусковитовые, иллитовые) глины отличаются более высоким, чем у кварца, показателем преломления и яркими цветами интерференции (желтые, красные, синие конца первого и начала второго порядка), свидетельствующими о высоком двупреломлении (порядка 0,02–0,03 до 0,04). Если зеленый минерал имеет такой же или несколько более высокий показатель преломления и низкие (серые) цвета интерференции, его следует отнести к хлоритам.

Бейделлитовые глины неотчетливо определяются по невысокому показателю преломления (близкого к канадскому бальзаму) и высокому двупреломлению (0,02–0,03), а монотермитовые — при таком же преломлении — более низкому двупреломлению (0,015–0,020).

Обломочные компоненты описывают как в обломочных породах: форма, размер, состав, вторичные изменения (растворение, замещение, перекристаллизация и т.д.), содержание, распределение в породе. Кварц в глинах часто растворяется, корродируется сидеритом, кальцитом, гидроокислами железа, глауконитом. Полевые шпаты обычно несвежие, мутные, замещенные каолинитом, хлоритом, гидромусковитом. Свежие полевые шпаты (вместе со свежим биотитом) встречаются в монтмориллонитовых глинах пеплового происхождения. Слюды, как правило, гидратированы, расщеплены, изогнуты и превращены в сноповидные агрегаты с отдельными участочками, сохраняющими высокое двупреломление. Претерпевают изменения и постепенно сливаются с глинистой массой и обломки пород, особенно эффузивы.

Растительные остатки придают глинам темно-серую и черную окраску и разделяются на углистый детрит и гелефицированное бесструктурное вещество. Растительный детрит непрозрачный. Гелефицированное вещество просвечивает коричневым цветом, бесформенно, хотя иногда сохраняет структуру первичной ткани.

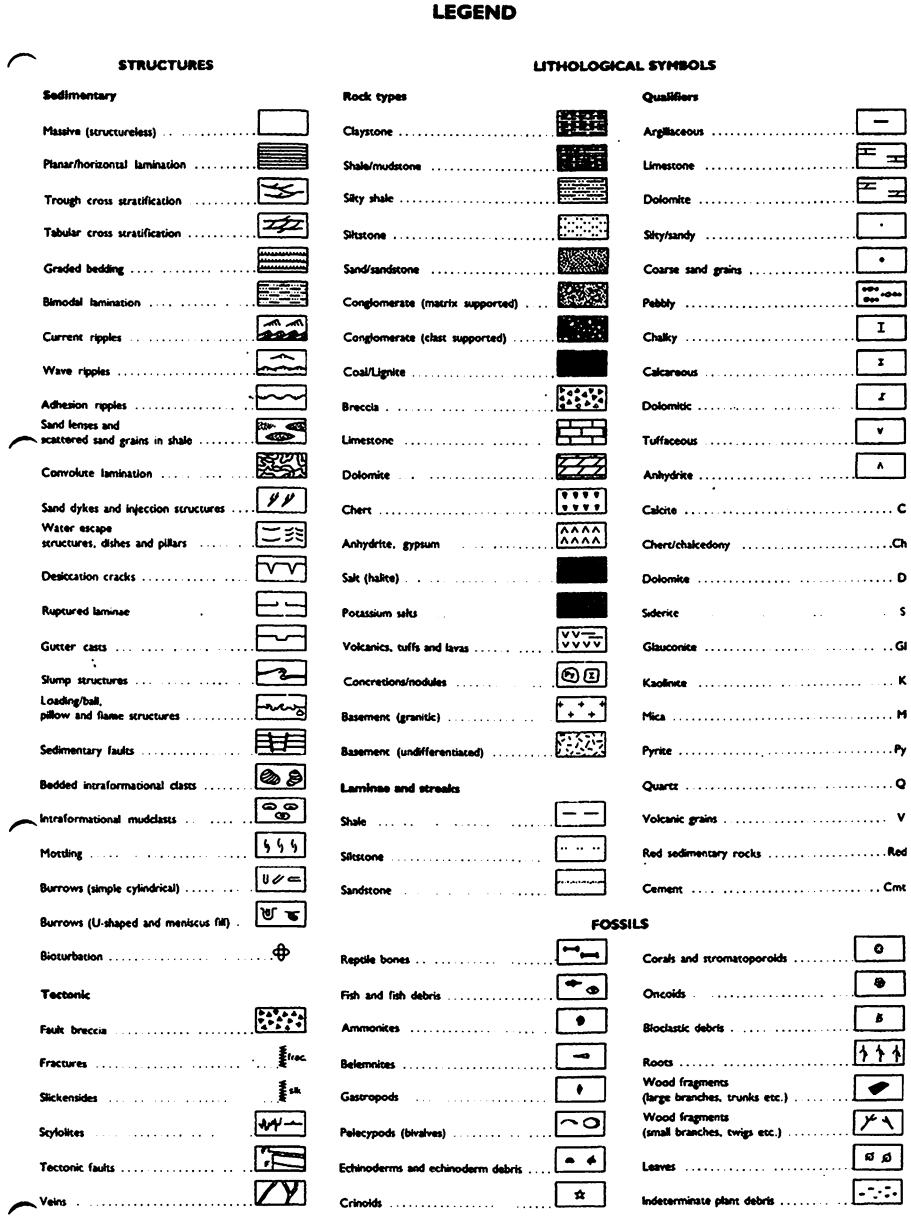
Фаунистические остатки представлены раковинами разных организмов, часто бывают замещены пиритом, фосфатами и другими аутигенными минералами.

В заключение могут быть отмечены вторичные изменения и прочие признаки, не вошедшие в описание, дано название глинистой породы.

Приложения

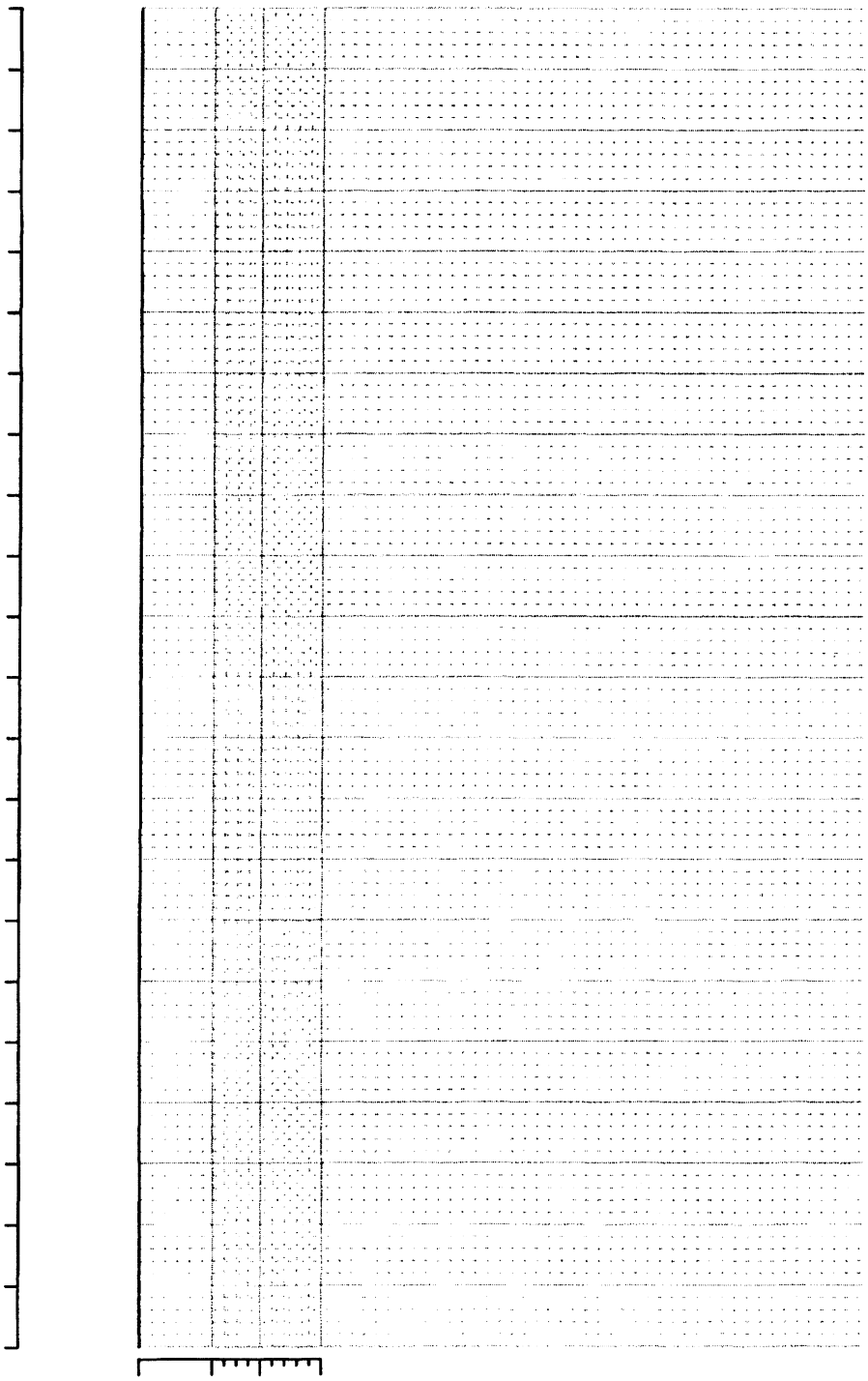
Условные обозначения для составления седиментологической колонки

Legends

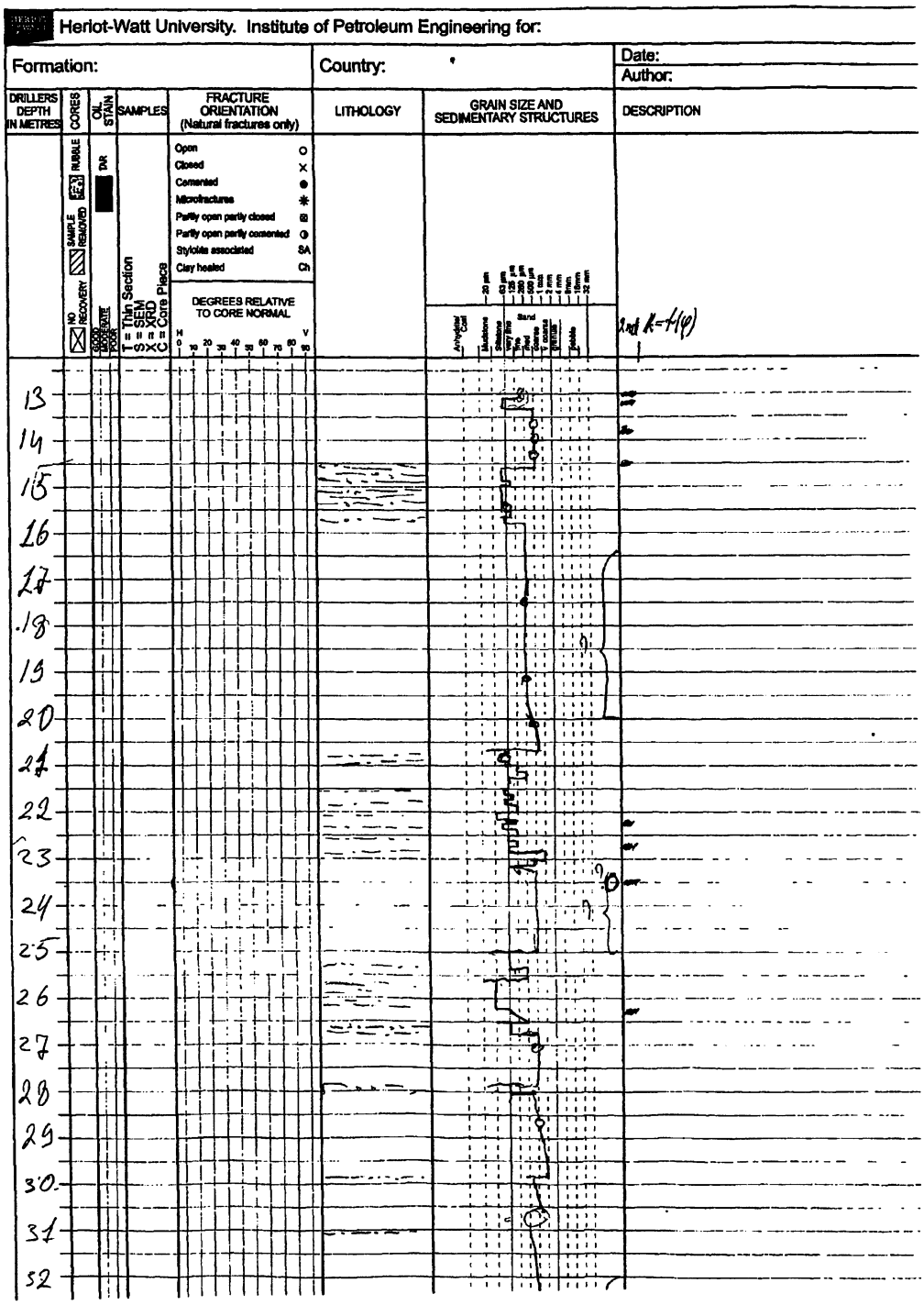


Бланковка 1 для составления седиментологической колонки

Sedimentary log - blanks

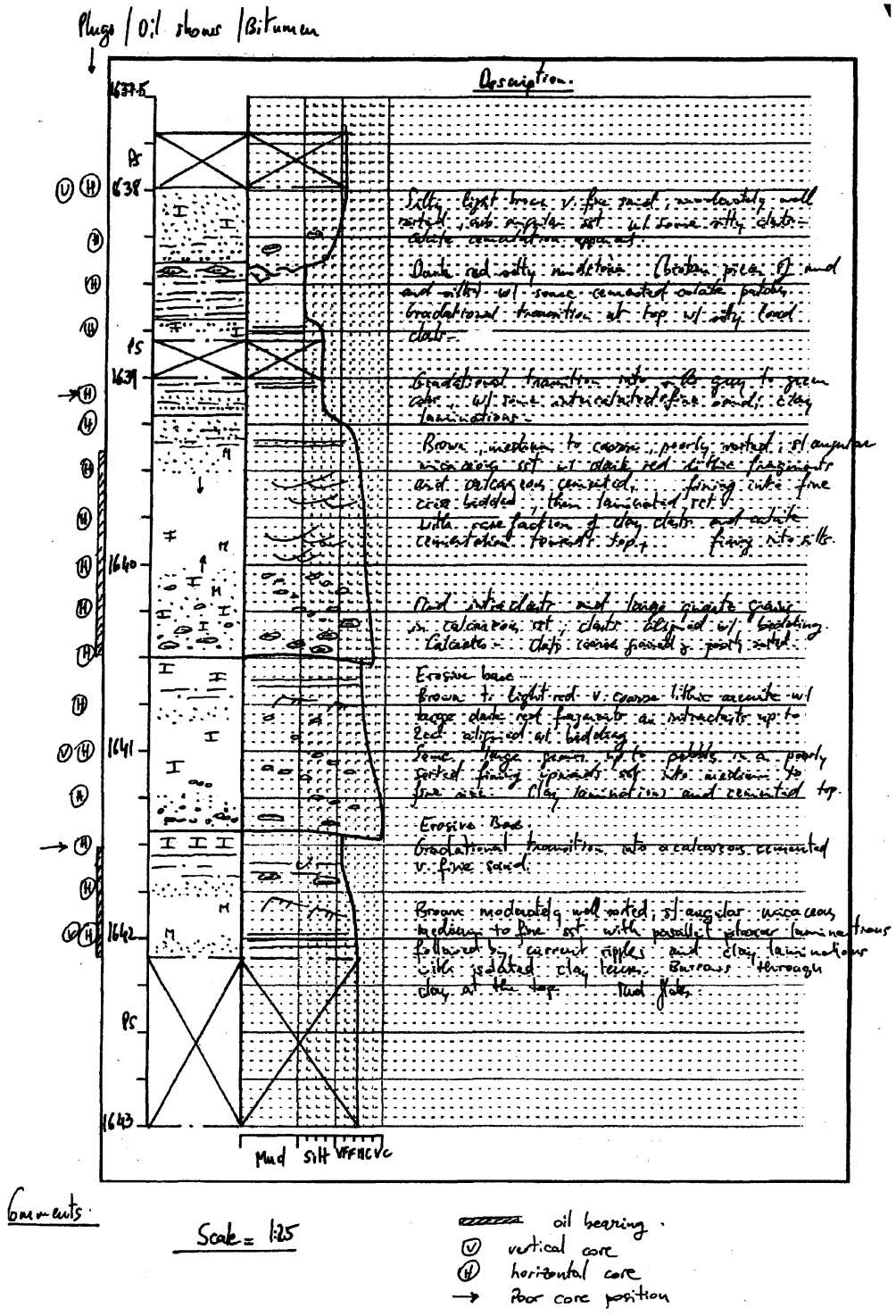


Бланковка 2 для составления седиментологической колонкитocsection№ 3.
Бланковка 2 для составления седиментологической колонкиBlank 2



Пример составления седиментологической колонки

Sedimentary log - example

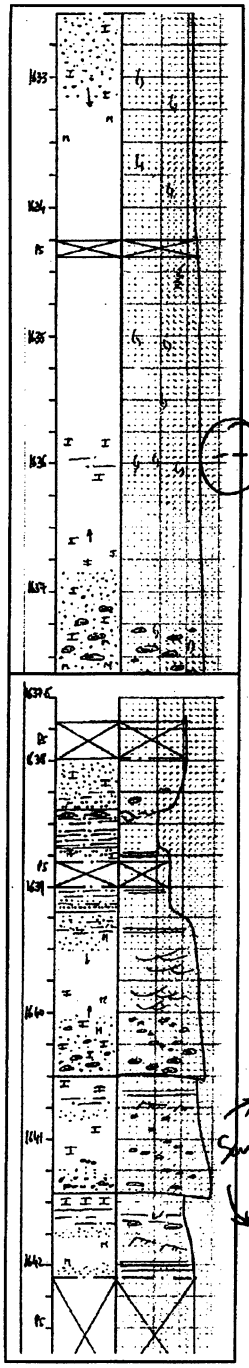


 © Центр профессиональной переподготовки специалистов нефтегазового дела ТПУ

Пример интерпретации седиментологической колонки

Sedlogs - Example

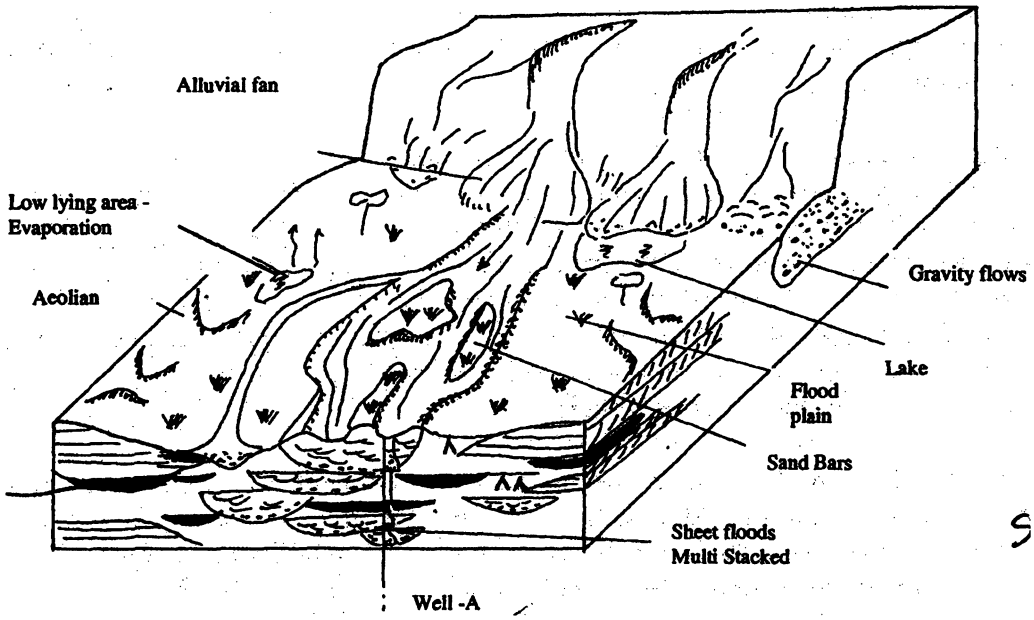
Table 1: Core description of the interval between 1633m to 1643m



Core Description	Process Interpretation	Environment Interpretation
1. Massive brown oil bearing sandstone with little visible structure, medium fining upwards into fine, moderately well sorted, sub angular, calcareous sandstone. Mud intraclasts and calcareous nodules at base. Oil bearing bed, cemented zones locally.	Erosion of underlying layer (? Cores preserved at bottom) Clasts brought from underlying silts or upstream. Or the low maturity of the sediment suggests short transport, but these clasts are probably reworked deposits from the bank of a channel. Indicative of high flow regimes. Decrease in energy observed from decrease in grain size and rarefaction of mud clasts and calcite concretions. Little structure suggests rapid deposition from high influx of large sediment supply, and possibly gravity flow deposition. Calcite cementation from diagenesis	High energy flux rapidly depositing massive structureless sands. We retain various possibilities in decreasing order of probability: ▪ Large sheet flood carrying then rapidly depositing a high-suspended sediment load, filling a wadii or river valley then avulsing with stream taking another path. ▪ Amalgamation of sheet floods forming a thick sand layer from several temporary flood streams ▪ Distal alluvial fan deposits rapidly deposited as gravity flows but relatively free from large clasts deposited in proximal regions, near the catchments ▪ Reworked sand in aeolian dune
2. a. . Silty very fine brown, moderately well sorted s/ angular sandstone with some silt clasts and cemented zones. 2.b. . Dark red silty mudstone with isolated calcite cemented sand lenses.	Low energy environment with sediments deposited from bedload alternating with suspension of silts. Clasts carried away and deposited from slightly higher fluxes of energy. Silty clasts originating from underlying layer or upstream. Low energy sediments deposited from suspension with some load structures and little influx leading to sand lenses deposits. Diagenetic cementation	Deposition of mud from suspension may suggest floodplain or abandoned channel facies A stream bringing fine sediments in a higher influx of energy above follows this. The silty fine sand maybe also deposited as overbank fines.
3. Brown medium to coarse, poorly sorted s/angular, fining upwards sandstone with red lithic fragments at the base, mud clasts and calcite concretions aligned with bedding. Trough cross bedding and planar laminations at the top. The intraclasts are coarse grain sized and poorly sorted Erosive base.	The low maturity of the sediment suggests short transport. Clasts are probably reworked deposits from the bank of a channel indicative of high flow regimes at the base. Sedimentary structures include trough cross bedding, indicative of migration of 3-d mega ripples and laminations higher up. Reworked calcrete clasts and mudstone, sandstone intraclasts suggesting a high level of flow. Their alignment with bedding indicates the stream rework and transport finer sediments away.	Processes of deposition are indicative of a fluvial environment with high energy water streams decreasing into low energy current finishing into mud deposition from suspension. A braided stream is a possible system here due to the high energy at the base with erosion of underlying sediments, or a large sheet flood. Cross bedding indicate downstream or lateral accretion whereas laminations result from gradual abandonment of the channel in lower energy water.
4. Brown to red v. coarse sandstone w/ large dark red intraclasts. Large quartz grains up to pebble size in a poorly sorted fining upwards sandstone, with clay laminations at the top. Current ripples and clay laminations overlain by calcite cemented top.	High flow regimes at the base with quartz mud clasts, and calcretes. Vaning flow energy upwards with current ripples and clay laminations deposited in decreasing energy flow Calcite concentration of cementation at the top possibly from evaporation of CaCo3 rich waters or diagenetic.	Sheet flood facies represented by an erosive base with gravelly clast supported bottom of the layer Calcrete top could be indicative of a paleosol.
5. Brown moderately well sorted s/angular micaceous medium to fine sandstone. Planar laminations. Fining upwards, current ripples and clay laminations at the top. Some clay flakes and burrows though the clay. Base not visible. Calcite cemented top.	High flow regimes at the base with upper flow regime deposition of medium sand. Vaning flow energy upwards with current ripples and clay laminations deposited in decreasing energy flow. Calcite cementation from phreatic water evaporation or diagenetic.	Sheet flood facies represented by high energy current, planar upper flow regime. Calcrete top could be indicative of a paleosol or could be diagenetic, with fine pores preferentially cemented.

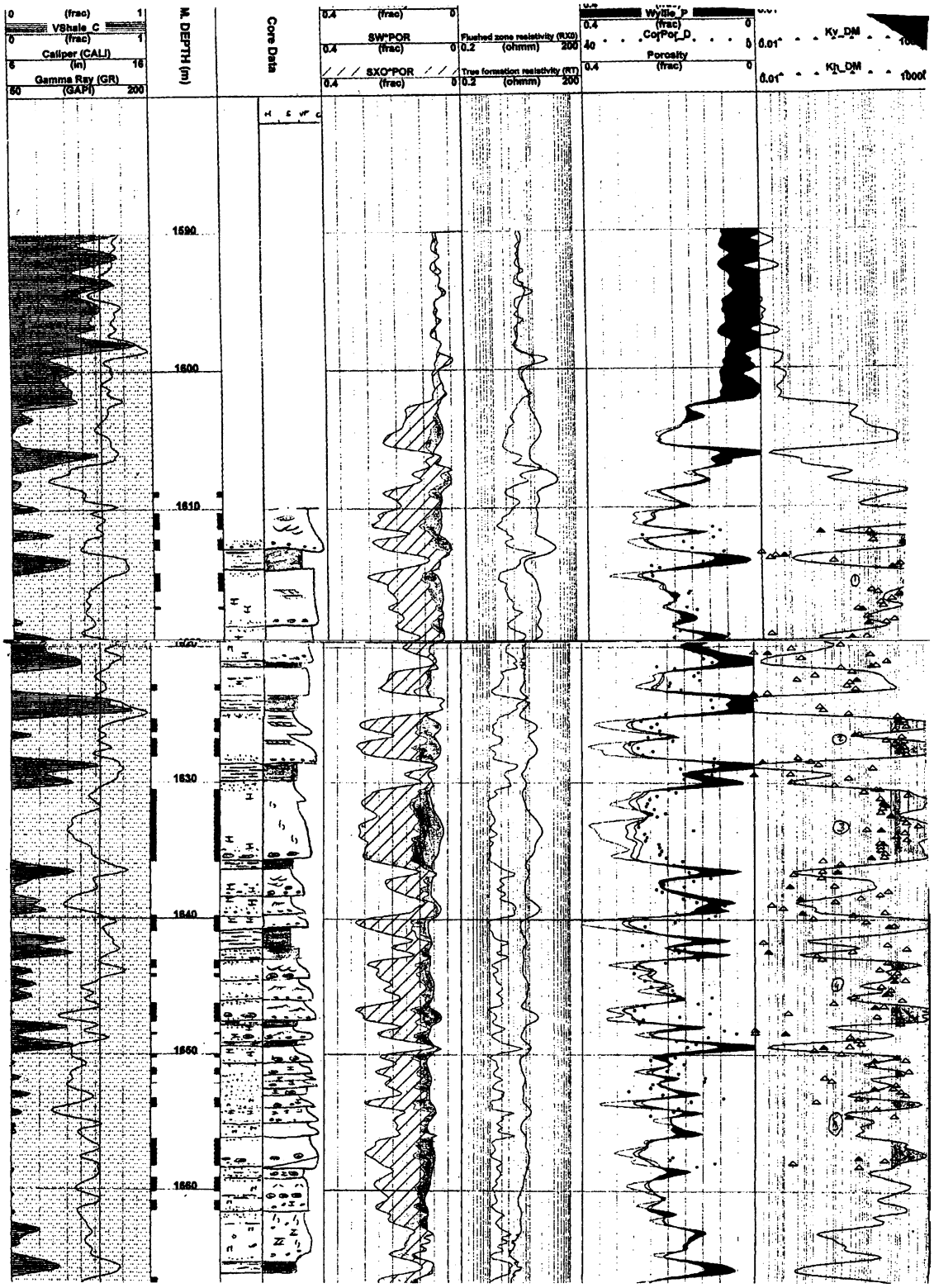
Пример трехмерной седиментологической модели, выполненной на основе интерпретации седиментологических данных

SedModel



Пример оценки коллекторских свойств разреза на основе созданной седиментационной модели

Poroperms Example



Литература

[1] *Барабошкин Е.Ю., Веймарн А.Б., Копаевич Л.Ф., Найдин Д.П.* Изучение стратиграфических перерывов при производстве геологической съемки. Методические рекомендации. М.: Изд. МГУ, 2002. 163 с.

[2] *Дафф П., Халлам А., Уолтон Э.* Цикличность осадконакопления. М.: «Мир», 1971. 284 с.

[3] *Лидер М.Р.* Седиментология. Процессы и продукты. М.: «Мир», 1986. 439 с.

[4] *Рединг Х.Г., Коллинсон Дж.Д., Аллен Ф.А. и др.* Обстановки осадконакопления и фации. М.: «Мир», 1990. Т.1, 352 с., Т.2, 384 с.

[5] *Рейнек Г.Э., Сингх И.Б.* Обстановки терригенного осадконакопления (с рассмотрением терригенных кластических осадков). М.: «Недра», 1981. 439 с.

[6] *Рекшинская Л.Г.* Руководство по рентгеновскому исследованию минералов. Л., 1975. 399 с.

[7] *Селли Р.К.* 1981. Введение в седиментологию. М.: «Недра», 1981. 370 с.

[8] *Селли Р.Ч.* Древние обстановки осадконакопления. М.: «Недра», 1989. 294 с.

[9] *Флоровская В.Н.* Люминесцентно-битуминологический метод в нефтяной геологии. М.: Изд. МГУ, 1957. 291 с.

[10] Фролов В.Т. Руководство к лабораторным занятиям по петрографии осадочных пород. М.: Изд. МГУ, 1964. 310 с.

[11] *Фролов В.Т.* Литология. Книга 1. М.: Изд. МГУ, 1992. 335 с.

[12] *Фролов В.Т.* Литология. Книга 2. М.: Изд. МГУ, 1993. 432 с.

[13] *Шванов В.Н.* Петрография песчаных пород (компонентный состав, систематика и описание минеральных видов). Л.: «Недра», 1987. 269 с.

[14] *Einsele G.* Sedimentary basins: Evolution, facies, and sediment budget. Springer–Verlag, 2000. 792 p.

[15] *Ekdale A.A., Bromley R.G., Pemberton S.G.* Ichnology — the use of trace fossils in Sedimentology and stratigraphy. Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, Short Course 15, 1984. 317 p.

[16] *Gardiner A.R.* Reservoir Sedimentology (Distance Learning Notes). Heriot-Watt University, 2003. 64 p. 335 с.

[17] *Miall A.D.* A review of the braided–river depositional environment. Earth-Sci. Rev., Vol. 13, 1977, P. 1–62.

[18] *Reading H.G., Levell B.K., Collinson J.D., et. al* Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy. Blackwell Science Ltd., 1996. 688 p.

[19] *Tucker M.E., Graham J., Mcmanus J., et. al* Techniques in Sedimentology. Blackwell Scientific Publications, 1989. 394 p.

[20] *Логвиненко Н.В.* Петрография осадочных пород с основами методики исследования. Издание третье,переработанное и дополненное. М.: Высшая школа, 1984. 416 с.

 © *Центр профессиональной переподготовки специалистов нефтегазового дела ТПУ*