

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова
Геологический факультет

А.М. Никишин, О.А. Альмендингер, А.В. Митюков,
Х.В. Посаментиер, Е.В. Рубцова

**ГЛУБОКОВОДНЫЕ ОСАДОЧНЫЕ
СИСТЕМЫ:
ОБЪЁМНЫЕ МОДЕЛИ,
ОСНОВАННЫЕ НА 3D
СЕЙСМОРАЗВЕДКЕ
И ПОЛЕВЫХ НАБЛЮДЕНИЯХ**

Под редакцией А.М. Никишина



**Издательство
МАКС пресс
Москва - 2012**

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Геологический факультет

А.М. Никишин, О.А. Альмендингер, А.В. Митюков,

Х.В. Посаментиер, Е.В. Рубцова

**ГЛУБОКОВОДНЫЕ ОСАДОЧНЫЕ
СИСТЕМЫ:
ОБЪЁМНЫЕ МОДЕЛИ,
ОСНОВАННЫЕ НА 3D
СЕЙСМОРАЗВЕДКЕ
И ПОЛЕВЫХ НАБЛЮДЕНИЯХ**

под редакцией А.М. Никишина

Допущено УМС по «Геологии» УМО классических университетов в качестве учебного пособия для студентов вузов, обучающихся по направлению 511000 «Геология»

Опубликовано при содействии компаний «Роснефть», «Газпромнефть», «Ларгео» и финансовой поддержке гранта РФФИ «11-05-00471-а» и проекта «Darius»

ИЗДАТЕЛЬСТВО

МАКС пресс

Москва - 2012

УДК 551.1

ББК

Н

Печатается по постановлению Ученого Совета
Геологического факультета МГУ от 24 мая 2012 года

Редактор:

доктор геолого-минералогических наук, профессор А.М. Никишин

Рецензенты:

доктор геолого-минералогических наук, профессор А.С. Алексеев

доктор геолого-минералогических наук, профессор В.А. Жемчугова

Н

Никишин А.М., Альмендингер О.А., Митюков А.В., Посаментиер Х.В.,
Рубцова Е.В. Глубоководные осадочные системы: объёмные модели,
основанные на 3D сейсморазведке и полевых наблюдениях. М.: МАКС
Пресс, 2012, 109 с.

ISBN

Рассмотрены основные черты строения глубоководных осадочных систем от края шельфа до подножья континентального склона. Показано, как они выглядят при полевых описаниях на суше и при интерпретации 3D сейсмических данных. Особое внимание уделено турбидитовым системам.

Для студентов и преподавателей геологических специальностей вузов и для всех, кто занимается интерпретацией сейсмических данных и седиментологией.

© Никишин А.М., Альмендингер О.А.,
Митюков А.В., Посаментиер Х.В., Рубцова
Е.В., 2012

ISBN

ПРЕДИСЛОВИЕ

Изучение глубоководных осадочных комплексов на основе интерпретации сейсмических данных является бурно развивающимся современным направлением. Трехмерное изображение осадочных комплексов по сейсмическим данным позволяет совсем по-другому понять традиционно изучаемые осадочные отложения в обнажениях, обычные размеры которых небольшие и вид двухмерный. В настоящее время происходит активное срастание подходов к интерпретации 3D сеймики и к полевым изучением осадочных комплексов. Одно неизбежно помогает глубже понять другое и наоборот. Х. Посаментиер ввел понятие – сейсмическая геоморфология, то есть по 3D сейсмической картинке мы восстанавливаем палеорельеф и палеообстановки на фоне седиментации осадков. Комбинация изучения 3D данных сейсморазведки и полевое изучение возможных аналогов на суше в обнажениях – это один из наиболее эффективных методов понимания того, как устроены и как образуются и как соотносятся между собой в объеме осадочные породы и их комплексы.

Данная книга появилась случайно, так как все авторы кроме Х. Посаментиера седиментологами себя не считали (кстати, и Х. Посаментиер начинал заниматься наукой как гляциолог и геоморфолог). А.М. Никишин был вовлечен в интерпретацию сейсмических кубов в компаниях «Ларгео», «Роснефть» и «Деко-геофизика». А.В. Митюков и О.А. Альмендингер стали одними из ответственных за интерпретацию 3D сеймики в Черном море. Е.В. Рубцова работала в поле и вовлекалась с интерпретацию сеймики. Компания «Ларгео» совершенствовала методики обработки и интерпретации 3D сеймики. Российские компании «Роснефть», «Газпромнефть» и другие стали нуждаться в правильной интерпретации сейсмических данных для осадочных бассейнов с глубоководными осадками. На этом фоне мы и решили написать данное учебное пособие в основном в виде расширенной презентации с большим количеством рисунков и сравнительно коротким текстом. В современной мировой литературе имеется большое количество работ по этой теме. В мире, очевидно, господствует англоязычная терминология. Одной из основных наших проблем была правильность перевода англоязычных терминов на русский язык. Мы не совсем уверены в точности наших переводов, так как в русскоязычной литературе многие современные специальные термины отсутствовали вовсе. Вероятно, надо использовать англоязычную терминологию, так как она уже устоялась, а переводы на русский язык разными авторами будут так или иначе различаться.

Данное учебное пособие предназначено как для студентов старшекурсников, так и для аспирантов и всех тех, кто занимается интерпретацией сейсмических данных и изучает седиментологию.

Южный Крым и Западный Кавказ стали для нас полигонами для изучения осадочных комплексов. Это замечательные места для изучения геологии. Во-первых, здесь на относительно небольших территориях можно увидеть большое разнообразие осадочных обстановок. Во-вторых, это сравнительно доступные и удобные для полевых работ места.

Геологию Кавказа для нас открыл В.А. Лаврищев (ФГУП «Кавказгеолсъемка», Ессентуки), которому мы всегда благодарны. Геологию Крыма мы начали изучать еще студентами на Базе МГУ. Понять седиментологию Крымских отложений в значительной мере нам помогли совместные экскурсии с геологами из разных нефтяных компаний («Total», «Statoil», «British Petroleum», «TNK-BP», «Shell», «Роснефть» и др.). Особенно полезны были совместные работы с Mario Wannier («Shell») и Erik Henriksen («Statoil»).

Очень ценными и содержательными были совместные полевые работы на Западном Кавказе с геологами из «Chevron», среди которых был Хенри Посаментиер, один из мировых классиков, который во многом научил нас понимать, как выглядят разные элементы турбидитовой системы и в поле, и при интерпретации сейсмических данных. С тех пор у нас сложились дружеские отношения, и идеологию Х. Посаментиера мы попытались сделать ведущей в настоящей работе.

Мы благодарны компаниям «Роснефть», «Газпромнефть», «Ларгео» за помощь в наших исследованиях и предоставление нам сейсмических материалов. Часть работ была проделана в компании «Деко-геофизика».

Мы также признательны компании «Севернефтегаз» и руководителям проекта «Geology Without Limits» за содействие в нашей работе.

Мы высоко ценим учебные курсы компании «TNK-BP», некоторые из которых мы посещали, и которые были очень современны.

При написании данной работы нам помогал М. Sacleux («Total»), который регулярно читает лекции в МГУ студентам и обсуждает с нами многие научные вопросы.

Мы благодарны многим сотрудникам Геологического факультета МГУ, «Роснефти», «Газпромнефти» и «Ларгео» за полезные дискуссии и помощь в работе. Особую благодарность хочется выразить Н.А. Малышеву, М.Б. Скворцову, С.И. Бачину («Роснефть»), А.Н. Обухову, К.Л. Одинцову, Д.В. Борисову («Газпромнефть»), А.П. Яковлеву («Ларгео»).

Мы признательны нашим коллегам, с которыми мы работали в поле и при интерпретации сейсмических данных: А.С. Алексееву, С.Н. Болотову, Е.Ю. Барабошкину, Л.Ф. Копаевич, Л.А. Золотой, П.А. Фокину, Н.К. Мясоедову, Е.И. Петрову, М.Ю. Токареву, А.В. Ступаковой, Т.В. Давыдовой, В.А. Никитиной, В.В. Митяеву.

Работа была выполнена при частичной финансовой поддержке гранта РФФИ «11-05-00471-а» и проекта «Darius».

1. Введение, классификация

В настоящее время в русскоязычной литературе существует мало современных работ по глубоководным отложениям и турбидитовым системам, они в основном имеются в англоязычных изданиях. Поэтому в данном разделе мы будем широко использовать англоязычную терминологию, в основном по широко известной работе [Posamentier, Walker, 2006]. Рассмотрим основные теоретические положения.

На склонах под воздействием гравитации происходят следующие типы процессов, перечисленных по мере увеличения степени дезинтеграции осадочного материала:

1. Обрушение (обвал) пород с накоплением обвальных отложений с отдельными крупными обрушенными блоками (олистолитами или кластами) или отложениями аваланшей (avalanche deposits);

2. Оползание (смещение) блоков пород (sliding) с формированием ненарушенных оползших тел в виде олистолитов (кластов);

3. Оползание с дезинтеграцией оползневых тел (slumping) с образованием оползневых потоков. В последнее время такие отложения стали называть «mass transport deposits» (отложения транспорта масс);

4. Движение масс обломков пород вместе со смесью воды и глины (грязе-каменные потоки или обломочные потоки) с образованием отложений типа обломочных потоков – «debris flow», или дебритов (эти отложения также могут называться отложениями транспорта масс);

5. Образование турбидитовых (суспензионных) потоков с турбулентным перемешиванием частиц в потоке и осаждением турбидитов. Отметим, что из всех перечисленных выше типов отложений только турбидитовые песчаники являются хорошими коллекторами (рис. 1.1).

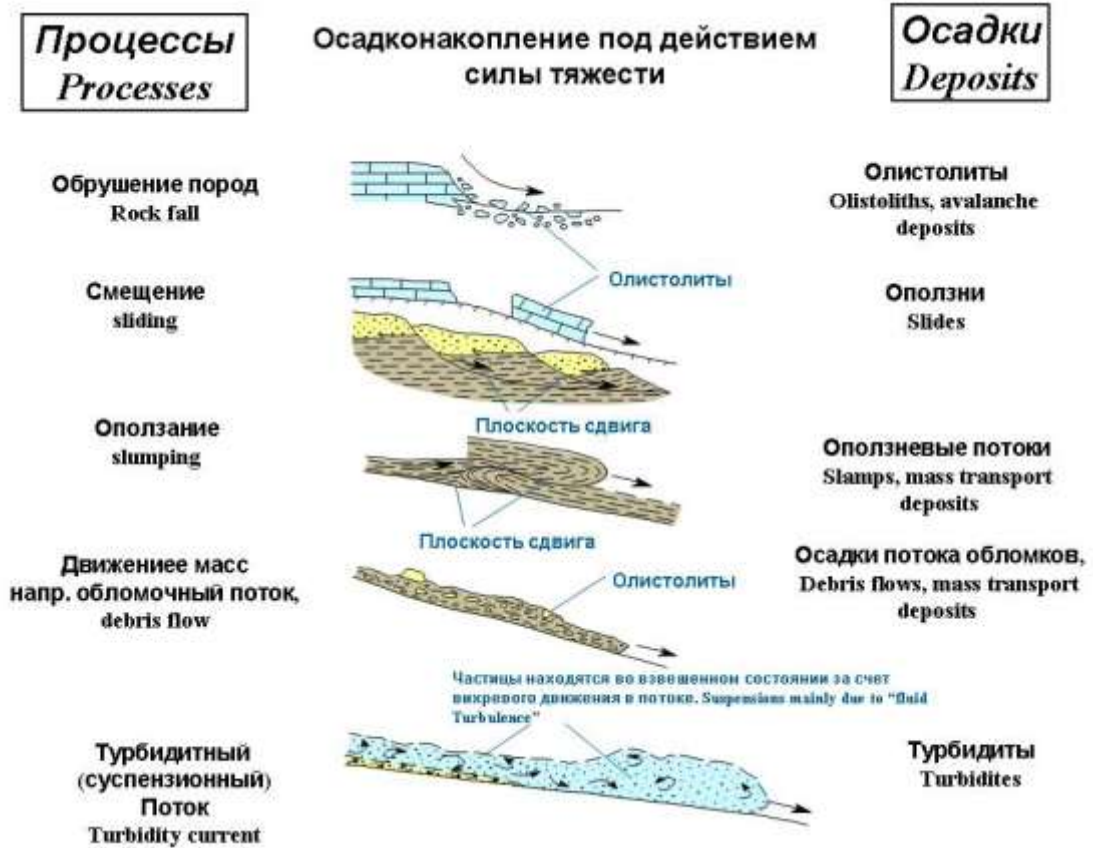


Рис. 1.1. Классификация типов осадконакопления, происходящего под действием силы тяжести, широко принятая в настоящее время.

На рис. 1.2 показана идеализированная схема континентального склона, его шельфа и подножья с демонстрацией основных обстановок седиментации.

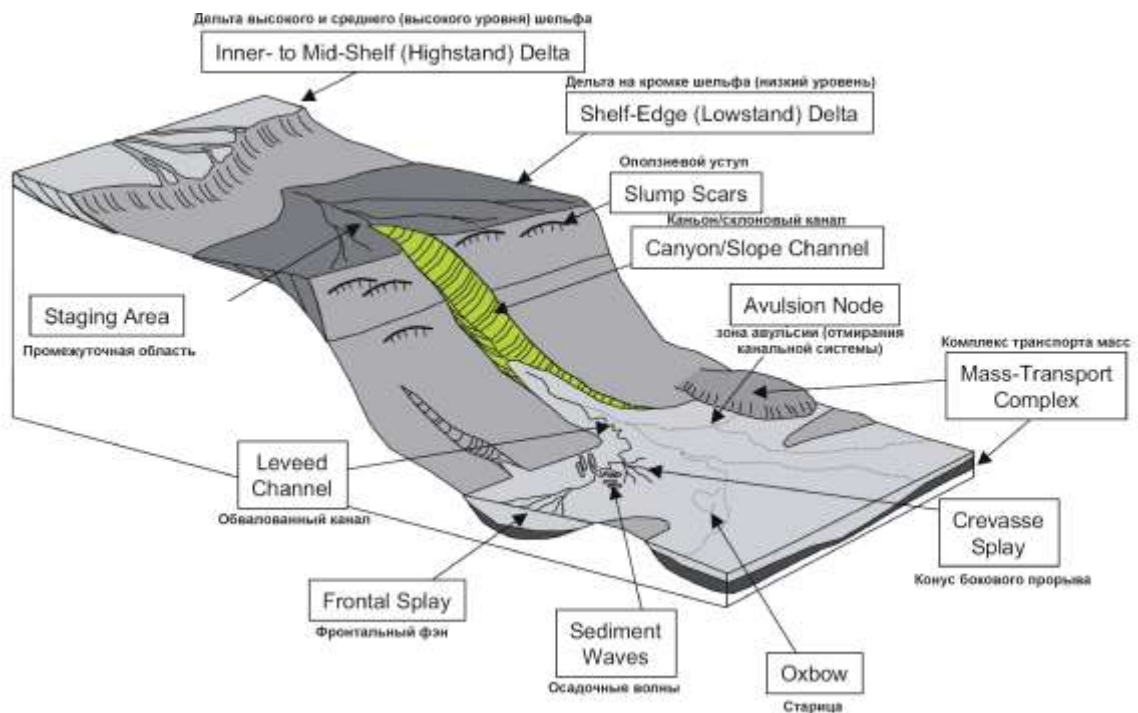


Рис. 1.2. Блок-диаграмма, отражающая геоморфологию континентального склона и основные типы обстановок седиментации. [Posamentier, Walker, 2006].

2. Турбидиты

Теория образования турбидитов была сформулирована в современном виде геологом А. Боум (A.H. Bouma) в 1962 году, в честь него секвенция турбидитов была названа циклом (секвенцией) Боумы (рис. 2.1). В секвенции Боумы различаются шесть подразделений (слоев). Эта секвенция сейчас рассматривается как «классические турбидиты»; ниже приводится их описание.

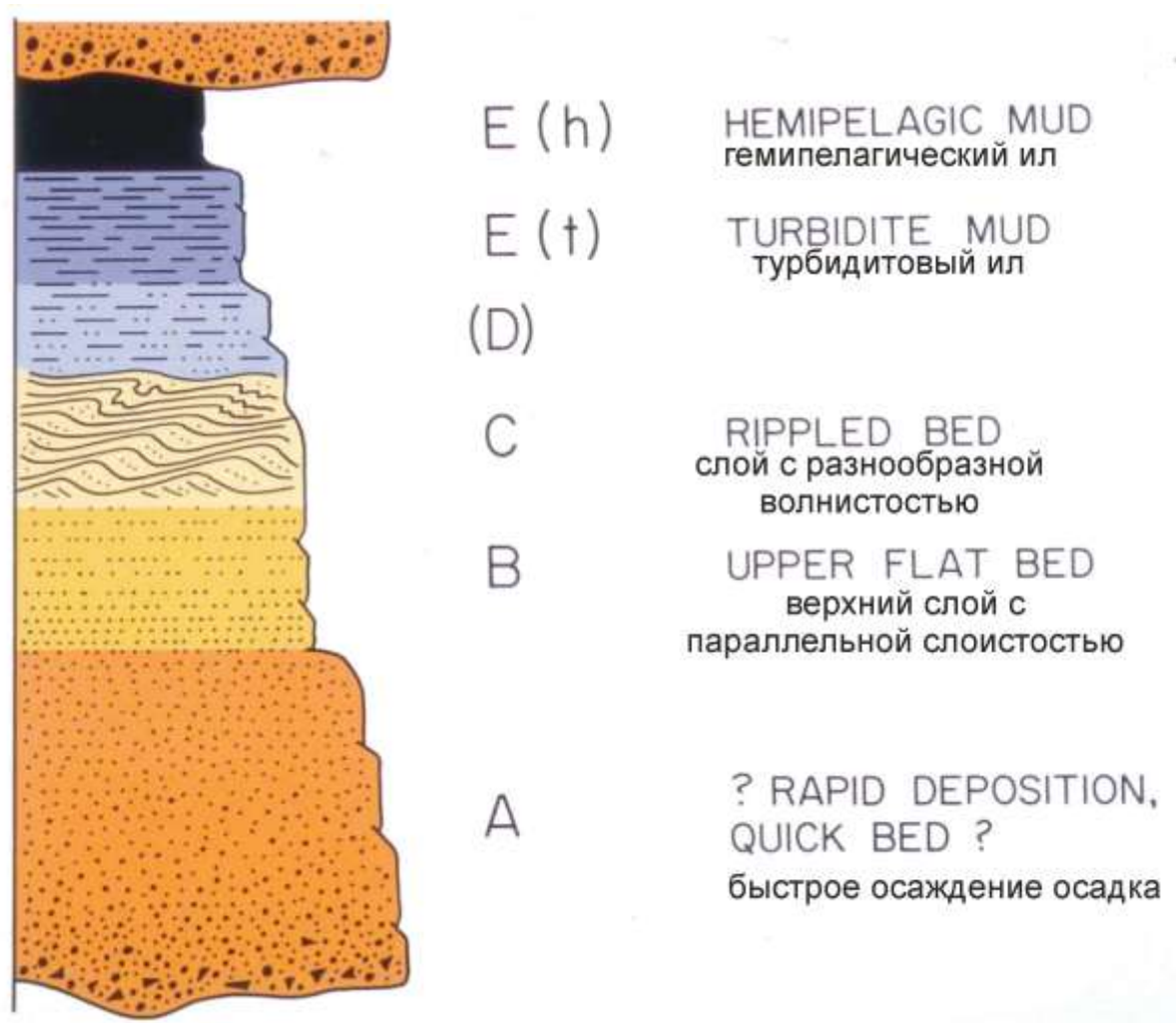


Рис. 2.1. Секвенция (цикл) Боумы для классических турбидитов. Подразделение «E» разделено на E(t) (турбидитовые илы) и E(h) (гемипелагические глины) [Posamentier, Walker, 2006].

Подразделение A – бесструктурные (массивные) песчаники (или гравелиты и песчаники) с градационной слоистостью, при которой вверх породы становятся все более мелкозернистыми. Слой образуется при быстром выпадении песчинок из турбидитового потока вначале его торможения. До недавнего времени были широко распространены

представления о том, что бесструктурные слои песчаников могли образоваться в ходе процессов типа «флюксотурбидитового течения» или «зерновых обломочных потоков» (например, [Shanmugam, 2000]), однако в последние годы стало господствовать представление об их турбидитовом происхождении. [Posamentier, Walker, 2006].

Подразделение В – песчаники с параллельной (планарной) слоистостью. Слой образуется при воздействии турбулентного потока на дно и тягой (протаскиванием) песчинок по дну, в результате чего и образуется параллельная слоистость.

Подразделение С – песчаники с разнообразными текстурами (косой слоистостью (ripple cross lamination), восходящей волновой рябью (climbing ripples), конволютной слоистостью (convolute lamination), волнистой слоистостью и др. Эти текстуры имеют дискуссионное происхождение, но в целом связаны с процессами торможения турбулентного потока. Косая слоистость обычно связывается с формированием ряби на морском дне при движении потока. Восходящая волновая рябь образуется при сильном течении и намывании волн песчаного материала. Конволютная слоистость может иметь разное происхождение, и в частности может быть связана с деформацией мягкого нелитифицированного осадка (soft sediment deformations), – например, при выжимании из него воды; также она может быть обусловлена деформациями слоя осадков при движении пород вышележащего слоя в ходе его образования.

Подразделение D – тонкозернистые породы (обычно алевролиты (силтстоуны)) с параллельной слоистостью. Породы образуются при выпадении частиц из суспензии без трения с нижележащим слоем.

Подразделение E(t) – слой глин, выпадавших из турбидитного потока в конце его существования.

Подразделение E(h) – фоновые гемипелагические осадки (обычно глины или карбонатные илы).

Для песчаных турбидитовых слоев типичны текстуры дефлюидизации (отжимания воды), так как при образовании песчаников в них часто бывает повышенное содержание воды из турбидитового потока. К такого типа текстурам относятся «трубки выжимания воды» (fluid-escape pipes), блюдцеобразные текстуры (dish structures), пламевидные текстуры (flame structures). Если слои песка были сильно обводнены, то их плотность становилась меньше плотности вышележащего слоя и могли формироваться разнообразные диапироподобные образования, отражением которых являются пламевидные текстуры. Фотографии некоторых видов текстур в турбидитах показаны на рис. 2.2-2.17.



Рис. 2.2. Переслаивание турбидитовых песчаников, алевролитов (силтстоунов) и турбидитовых и фоновых аргиллитов. Породы таврической серии верхнего триаса - нижней юры в районе с. Прохладное (Горный Крым).



Рис. 2.3. Секвенция турбидитовых песчаников. А – бесструктурные песчаники, В – песчаники с параллельной слоистостью, С – песчаники с разнообразными текстурами. Породы таврической серии верхнего триаса - нижней юры в районе с. Прохладное, река Бодрак (Горный Крым).



Рис. 2.4. Вид секвенции турбидитовых песчаников в обнажении. Внизу песчаники бесструктурные, выше – с параллельной слоистостью, еще выше – с волнистой и конвolutной слоистостью. Отложения палеоцена в районе г. Анапа.



Рис. 2.5. Слой песчаника с параллельной слоистостью. Вверху имеется прослой с косо́й слоистостью. Отложения нижнего мела в районе г. Туапсе (п. Мессажай).



Рис. 2.6. Гравелиты в нижней части слоя турбидитов образуют косую серию; в них имеется прослой песчаников. Гравелиты находятся в основании секвенции. Отложения нижнего мела в районе п. Лазаревское, с. Марьино (Западный Кавказ).



Рис. 2.7. Образец слоя турбидитовых песчаников. В нижней части видны два отдельных прослоя с восходящей волной рябью (climbing ripples). Отложения нижнего мела в районе г. Туапсе (п. Мессажай).



Рис. 2.8. Два разных слоя турбидитовых песчаников имеют различные типы слоистости. Нижний слой характеризуется слоистостью с восходящей волновой рябью (climbing ripples), а верхний – параллельная слоистостью. Отложения нижнего мела в районе г. Туапсе (п. Мессажай).



Рис. 2.9. Слой турбидитового песчаника. Внизу видна параллельная слоистость, в средней части – слоистость с восходящей волновой рябью (climbing ripples), а в верхней – поверхность срезания. Отложения олигоцена в районе г. Адлер, п. Красная Поляна.



Рис. 2.10. Слой турбидитовых песчаников. Внизу видна параллельная слоистость, выше – конвюлютная слоистость. Олигоценые отложения в районе г. Адлер (Западный Кавказ).



Рис. 2.11. Слой турбидитовых песчаников. В нижней части слоя наблюдается параллельная слоистость, выше – конвюлютная слоистость. Отложения палеоцена в районе г. Анапа (Западный Кавказ).



Рис. 2.12. Диapiroподобное тело в слое песчаников. Слой был насыщен водой и имел низкую плотность, и после его перекрытия новой секвенцией турбидитов в нелигифицированном песчаном осадке произошло всплытие песчаного диапира. Отложения палеоцена в районе г. Анапа.



Рис. 2.13. Пламеведные текстуры (flame structures) в песчаниках, образованные при внедрении навверх слоя песка обогащенного водой. Отложения нижнего мела района Туапсе (пос. Мессажай).



Рис. 2.14. Складки оползания в мягком нелитифицированном осадке в турбидитовой толще с фоновыми карбонатными осадками. Складки указывают на наличие палеосклона. Отложения верхнего мела в районе г. Геленджик (Западный Кавказ).



Рис. 2.15. Тонкие слои турбидитовых песчаников и алевролитов переслаиваются с фоновыми карбонатами. Карбонаты соответствуют слою E(h) цикла Боумы. Отложения верхнего мела в районе г. Геленджик (Западный Кавказ).

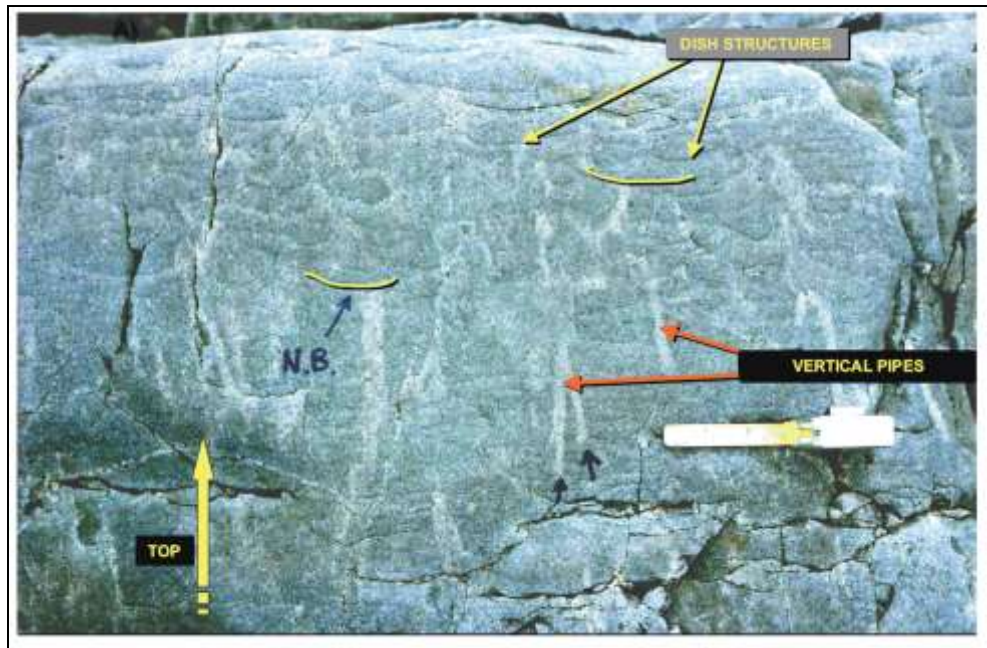


Рис. 2.16. Вертикальные образования в слое песчаников – трубки выжимания воды (fluid-escape pipes). Блюдцеобразные текстуры (dish structures) располагаются выше трубок выжимания воды. [Posamentier, Walker, 2006].



Рис. 2.17. Вид сложной складкоподобной текстуры в слое турбидитового песчаника. Деформации связаны, вероятно, с диапироподобным всплыванием песка, насыщенного водой, под давлением вышележащих осадков. Отложения олигоцена в районе г. Адлер, п. Красная Поляна (Западный Кавказ).

Турбидиты делятся на три основных типа по плотности турбидитового потока, то есть по относительной роли песчаной фракции: 1) грубозернистые, 2) классические (то есть секвенция Боумы) и 3) тонкозернистые (рис. 2.18).

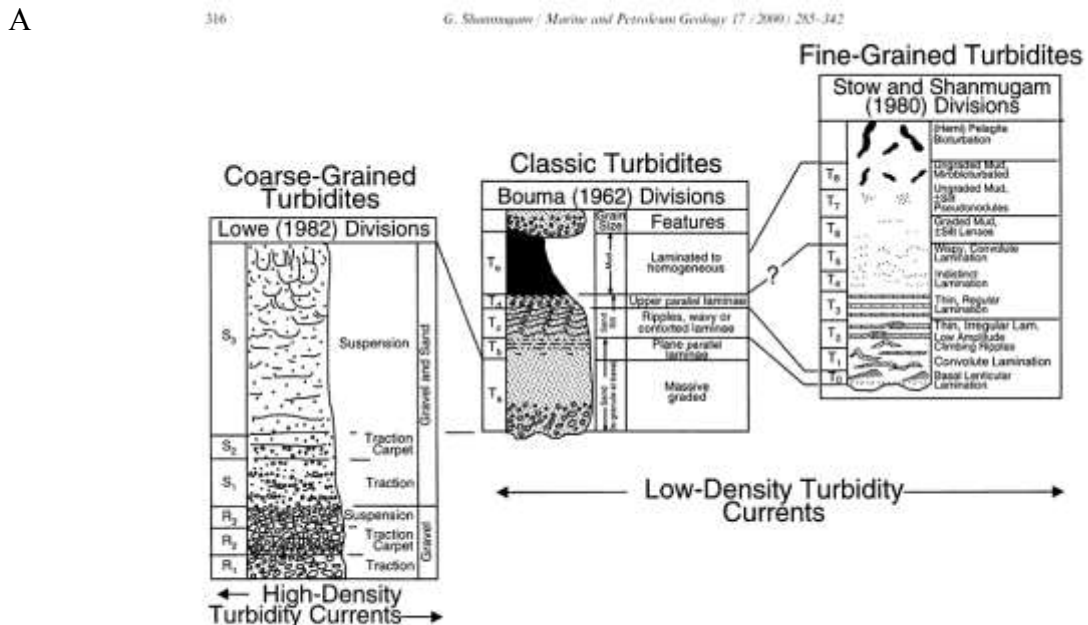


Fig. 23. Existing vertical facies models of (1) coarse-grained turbidites (Lowe, 1982), (2) classic turbidites (also known as the Bouma Sequence), and (3) fine-grained turbidites (Stow and Shanmugam, 1980). Correlation of the S₃ division of coarse-grained turbidites with the T₈ division of the Bouma Sequence is after Lowe (1982). Correlation of various divisions between classic turbidites and fine-grained turbidites is after Picketing et al. (1989).

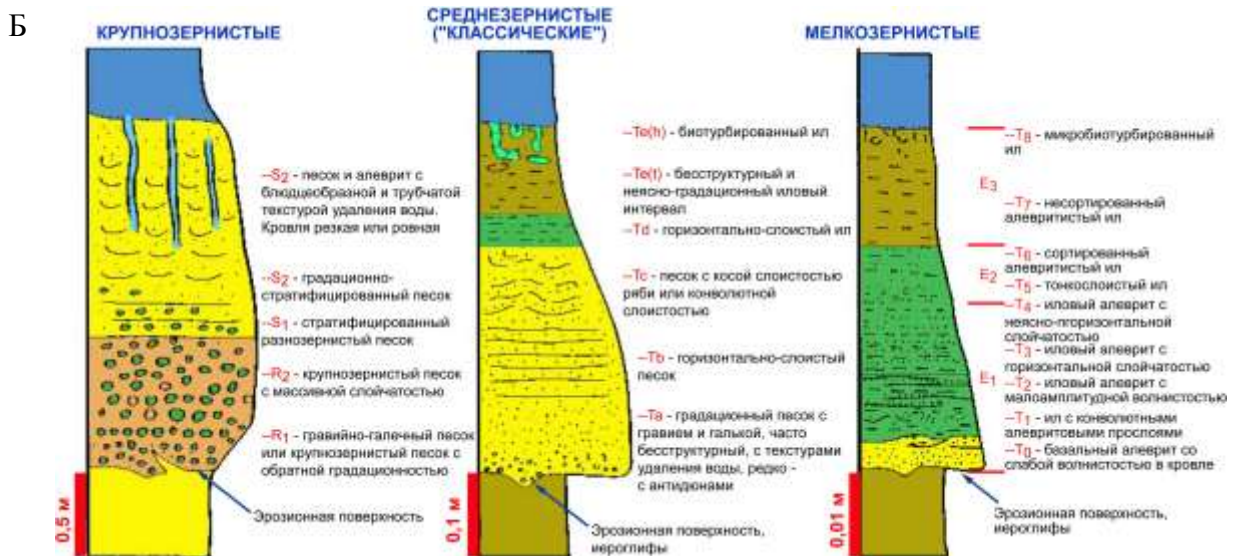


Рис. 2.18. Три типа турбидитов по плотности турбидитового потока: грубозернистые, классические и тонкозернистые. (А) по [Shanmugam, 2000]), (Б) с изменениями по [Барабощкин, 2011].

В турбидитах часто встречаются толстые слои песчаников. Их известная толщина может достигать 200 м без прослоев глин. Но в реальности же, как правило, такие слои песчаников состоят из многочисленных «сросшихся» слоев песчаников. Этот процесс

называется амальгамацией (слиянием) слоев. Песчаники нескольких турбидитовых потоков могут быть амальгамированы, при этом поверхности амальгамации могут быть представлены, например, (1) резкой сменой в величине зернистости песчаников, (2) горизонтом с кластами глин, (3) исчезновением прослоев глин. Примеры пачек песчаников с амальгамацией слоев песчаников показаны на рис. 2.19-2.23.



Рис. 2.19. Толща олигоценых песчаников с амальгамацией отдельных песчаниковых слоев. Район г. Адлер, с. Шиловка, Западный Кавказ.



Рис. 2.20. На границе слоев песчаников с амальгамацией имеется горизонт с кластами глин. Отложения олигоцена в районе г. Адлер.



Рис. 2.21. Класты глин в толще турбидитовых песчаников олигоцена (майкопа). Район г. Адлер.



Рис. 2.22. Вид пачки турбидитовых песчаников с амальгамацией отдельных слоев песчаников. Отложения нижнего мела в районе г. Геленджик, п. Возрождение (Западный Кавказ).



Рис. 2.23. Фрагмент разреза, показанного на предыдущем рисунке. На границе слоев песчаников наблюдается горизонт с рассеянной галькой.

В подошве секвенций турбидитов в песчаниках часто встречаются так называемые иероглифы, то есть отпечатки небольших неровностей дна разной геометрии. Термин «иероглифы» в англоязычной литературе считается устаревшим, и вместо него чаще употребляется термин «sole marks» (подошвенные отпечатки). В русскоязычной литературе иероглифы делятся на механоглифы и биоглифы. В англоязычной литературе эти термины не используются. Вместо «механоглифов» употребляется термин «подошвенные отпечатки» (или его близкие аналоги), а вместо «биоглифов» – термин «trace fossils» («следы жизнедеятельности организмов»). Среди подошвенных отпечатков выделяется два основных типа (рис. 2.24, 2.25, 2.26): «flute casts» («отпечатки желобков») и «groove casts» («отпечатки борозд»). Термин «tool marks» («отпечатки инструмента») обычно является синонимом термина «groove casts».



Рис. 2.24. На подошве слоя песчаников наблюдаются «flute casts» («отпечатки желобков»). Отложения таврической серии верхнего триаса - нижней юры в районе с. Прохладное в Патильском овраге (Горный Крым).



Рис. 2.25. На подошве слоя песчаников наблюдаются «flute casts» («отпечатки желобков»). Отложения олигоцена в районе г. Сочи, п. Дагомыс.



Рис. 2.26. На подошве слоя песчаников наблюдаются отпечатки желобков. Длинный протяженный валик, вероятно, образован по борозде, созданной движением фрагмента породы; это «groove cast» («отпечаток борозды»). Отложения олигоцена в районе г. Adler.

При движении мутьевого потока поток воды движется впереди и образует вихревые течения в виде мелких «торнадо». Эти вихревые потоки на глинистом дне бассейна образуют желобки разной и часто неправильной формы. При выпадении из суспензии песчинок эти желобки заполняются песком, и получаются отпечатки желобков, или «flute casts» (рис. 2.27).

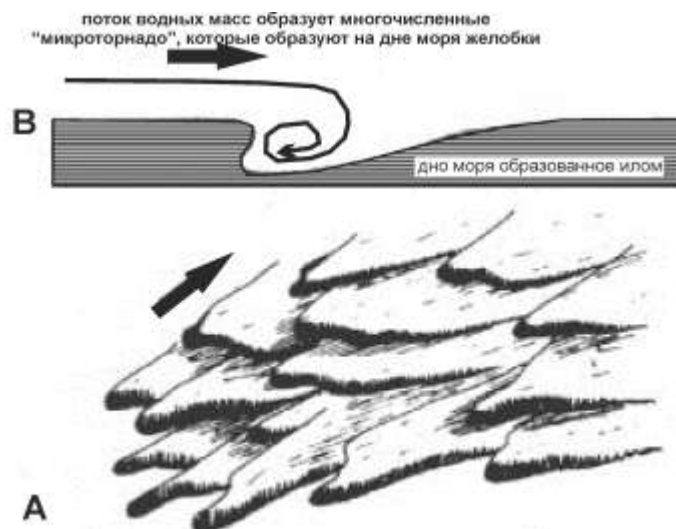


Рис. 2.27. Модель формирования отпечатков желобков («flute casts»). Модифицировано по [Chambley, 1987 г.; <http://sepmstrata.org>]. А – вид отпечатков желобков («flute casts») на поверхности песчаника; В – возможный механизм их формирования.

Иногда мутьевые потоки несут крупные куски породы (например, гальки). Эти куски могут на дне выпахивать (как инструментом – «tools») протяженные линейные желоба. Когда эти желоба засыпаются песком из суспензионного потока, они превращаются в линейные валы («groove casts»). Часто до мутьевого потока на дне моря в течение длительного времени (месяцы или годы) перемещаются разнообразные организмы, оставляя отпечатки своих действий. При выпадении из суспензионного потока эти отпечатки также заполняются песком, образуя следы жизнедеятельности организмов («trace fossils») (рис. 2.28). На дне моря между событиями движения мутьевых потоков часто имеют место донные течения.



Рис. 2.28. На подошве слоя песчаников видны валики и их разветвления. Вероятно, валики являются отпечатками следов ползания донных организмов.

Если дно песчаное, то эти течения могут образовывать рябь на дне типа подводных дюн («current marks» или «ripple marks») (рис. 2.29).



Рис. 2.29. Вероятные отпечатки донных течений на поверхности слоя турбидитовых песчаников олигоцена. Район г. Сочи, п. Мамайка.

Среди отложений турбидитов встречаются толщи с конгломератами (рис. 2.30). Размеры отдельных валунов могут достигать десятков сантиметров. Считается, что гальки конгломератов раньше были окатаны в аллювиальной или в прибрежно-морской обстановке, а затем потоками вместе с турбидитовым материалом были быстро вынесены на большие глубины. Детально этот вопрос пока не разработан.



Рис. 2.30. Толща турбидитов со слоями конгломератов и песчаным матриксом. Отложения келловеев-оксфорда в районе с. Орджоникидзе, Крым.

В толще с конгломератами встречаются и крупные олистолиты, размеры которых в поперечнике достигают многих метров. Они явно двигались по дну в виде оползших тел. Считается, что гальки конгломератов неслись мутьевыми потоками, обогащенными песчаным материалом. Основная масса песчаного материала могла двигаться и осаждаться дальше на больших глубинах, а конгломератовый материал выпадал в осадок раньше «в тылу» основного потока.

3. Отложения транспорта масс (mass transport deposits (MTD), или mass transport complex (MTC))

К отложениям транспорта масс относят оползшие блоки (класты или олистолиты), оползневые потоки (slumps), дебриты (debris flow – обломочные потоки или грязе-каменные потоки). Термин «mass transport deposits» (или «mass transport complex»), вероятно, введен специалистами по интерпретации сейсмических данных, так как по этим данным не всегда можно различать разные типы отложений. Отложения транспорта масс образуются в ходе трех основных процессов:

1) Оползание (смещение) блоков пород (sliding) с формированием ненарушенных оползших тел в виде олистолитов (кластов) (рис. 3.1);

2) Оползание с дезинтеграцией оползневых тел (slumping) с образованием оползневых потоков;

3) Движение масс обломков пород вместе со смесью воды и глины (грязе-каменные потоки или обломочные потоки) с образованием отложений типа обломочных потоков, или дебритов.



Рис. 3.1. Оползневое тело на суше. Хорошо видно, что в верхней части тела имеются многочисленные сбросы, а в нижней наблюдаются деформации сжатия. Фото Х. Посаментиера.

Оползневые тела являются типичными склоновыми образованиями. На рис. 3.1 показана фотография такого тела. На склонах глубоких прогибов и их подножий часто формируются крупные олистолиты или класты (оползшие тела). На рис. 3.2-3.6 показаны фотографии отдельных олистолитов. Размеры отдельных олистолитов в длину могут достигать нескольких километров.



Рис. 3.2. Олистолит верхнеюрских известняков в нижнемеловых (валанжинских) турбидитах. Район г. Судак, Крым.



Рис. 3.3. Светлая скала – олистолит верхнеюрских известняков в нижнемеловых (валанжинских) турбидитах. По простирацию один большой олистолит распадается на цепочку более мелких геологических тел. Гора Лягушка, район г. Судак, Крым.



Рис. 3.4. Олистолит верхнеюрских известняков в верхнеюрских турбидитах с преобладанием конгломератов. Район г. Орджоникидзе, Крым.



Рис. 3.5. Вид с моря берегового обрыва в районе г. Балаклава (Крым). В конгломератовой толще верхней юры видны крупные класты (олистолиты) известняков. Толща формировалась, вероятно, одновременно со сбросообразованием в подводных условиях.



Рис. 3.6. Стенка карьера в районе г. Балаклава. Отложения альбского яруса представлены здесь скоплением глыб разных размеров. Цемент глинистый. Отложения формировались на крутом подводном склоне синхронно с формированием сбросов.

Оползневые потоки, или слампы (slumps) образованы дезинтегрированными осадочными комплексами, которые деформировались во время оползания на склоне (рис. 3.7). Размеры тел оползневых потоков могут достигать большой протяженности в десятки километров (рис. 3.8, 3.9).



Рис. 3.7. Горизонт слампа, образованного оползшим и дезинтегрированным слоем глин с редкими кластами карбонатов. Хорошо видны фрагменты слоистых глин. Отложения олигоцена на Агойском пляже в районе г. Туапсе.

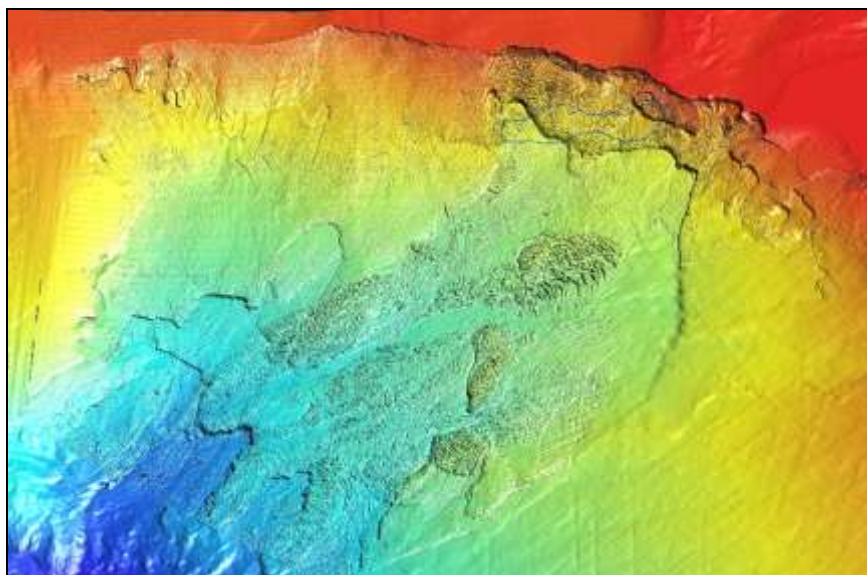


Рис. 3.8. Топография дна с крупным оползневым потоком Сторегга на пассивной континентальной окраине Норвегии. Топография склона. [Kvalstad et al., 2005].

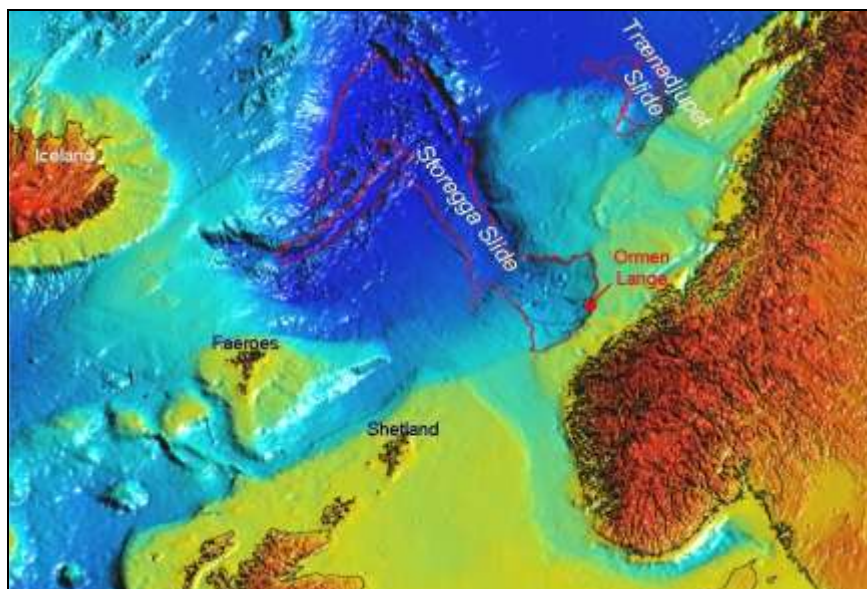


Рис. 3.9. Топография дна с крупным оползневым потоком Сторегга на пассивной континентальной окраине Норвегии. Региональная карта с контурами всего оползневого потока. [Kvalstad et al., 2005].

Дебриты, или обломочные потоки образуются при быстром движении по дну моря на склоне бассейна массы глинистого материала с фрагментами пород разных размеров (от миллиметров до метров). В них, как правило, отсутствует сортировка, и класты пород не окатаны или слабо окатаны. Типичный пример образования дебритов – это быстрый вынос в море горной речкой материала селевого грязекаменного потока. Фотографии дебритов показаны на рис. 3.10, 3.11.



Рис. 3.10. Горизонты дебритов в толще олигоценовых глин. Агойский пляж в районе г. Туапсе.



Рис. 3.11. В основании слоя бесструктурных турбидитовых песчаников залегает слой обломочных потоков. Вероятно, обломочные потоки заполняли основание глубоководного эрозионного русла. Отложения таврической серии (верхний триас - нижняя юра) в Горном Крыму, гора Длинная.

Отложения транспорта масс хорошо различаются на сейсмических профилях по типичной хаотической структуре сейсмофаций с кривыми короткими линиями (рис. 3.12). Часто такие отложения образуют систему оползневых надвигов на склоне (рис. 3.13, 3.14). В верхней части склона можно видеть структуры растяжения в связи с оползневыми потоками, а в нижней – сжатия (рис. 3.15).

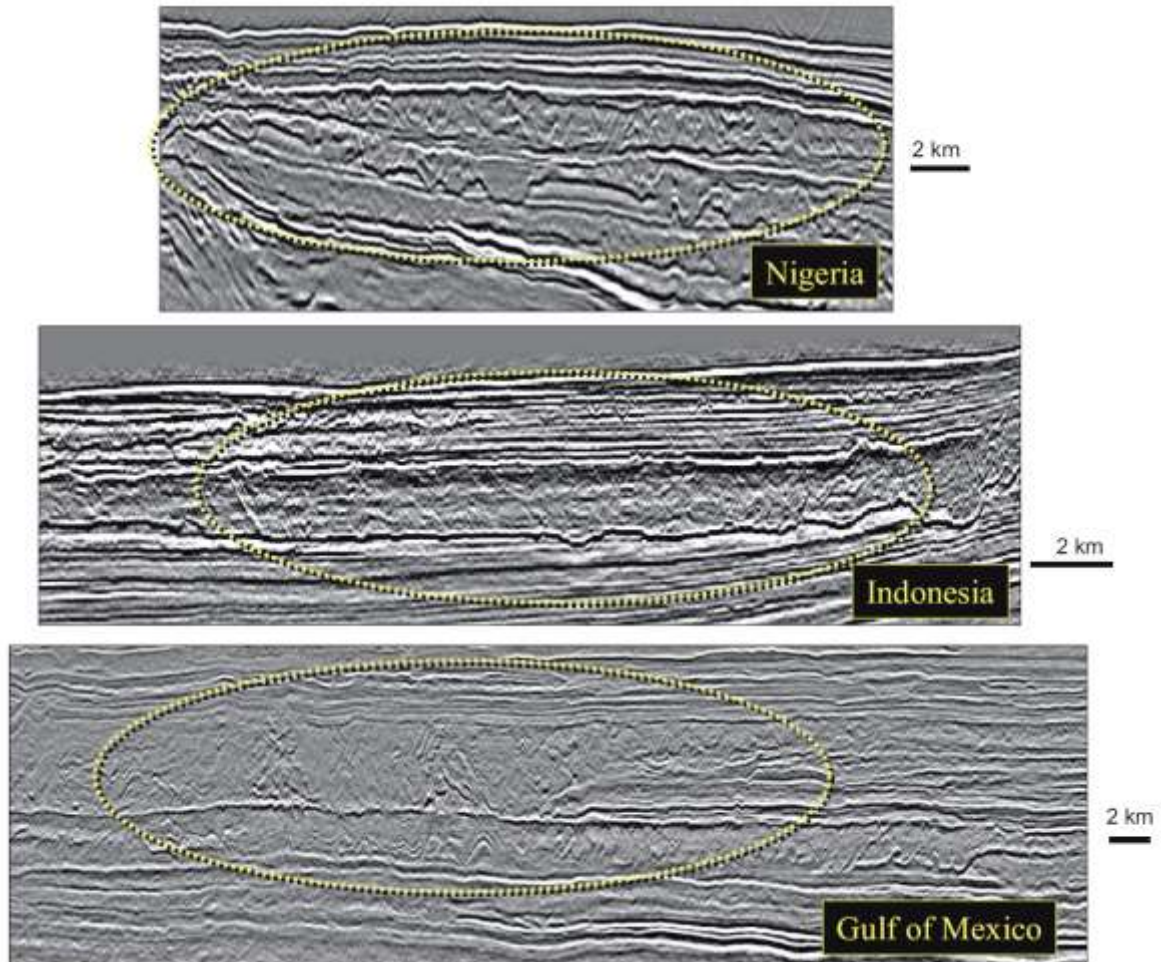


Рис. 3.12. Разрезы с горизонтами отложений транспорта масс (mass-transport deposits). Каждый из таких горизонтов характеризуется хаотической сейсмофацией. [Posamentier, Walker, 2006].

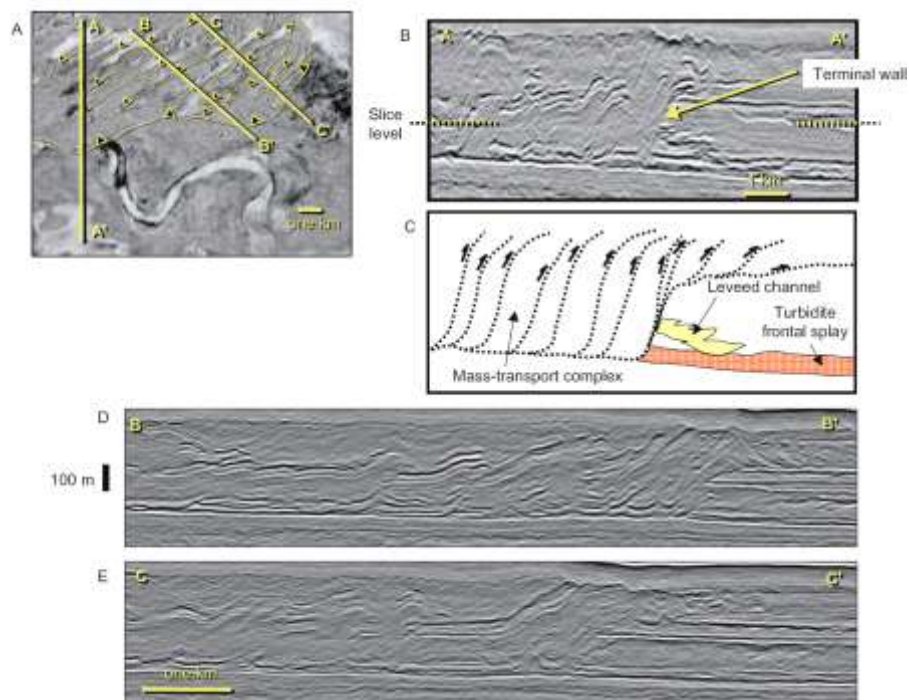


Рис. 3.13. Отложения транспорта масс часто образуют систему надвигов на склоне с подошвенным детачментом (срывом). Сейсмический слайс (А) с положением разрезов и сами разрезы. [Posamentier, Walker, 2006].

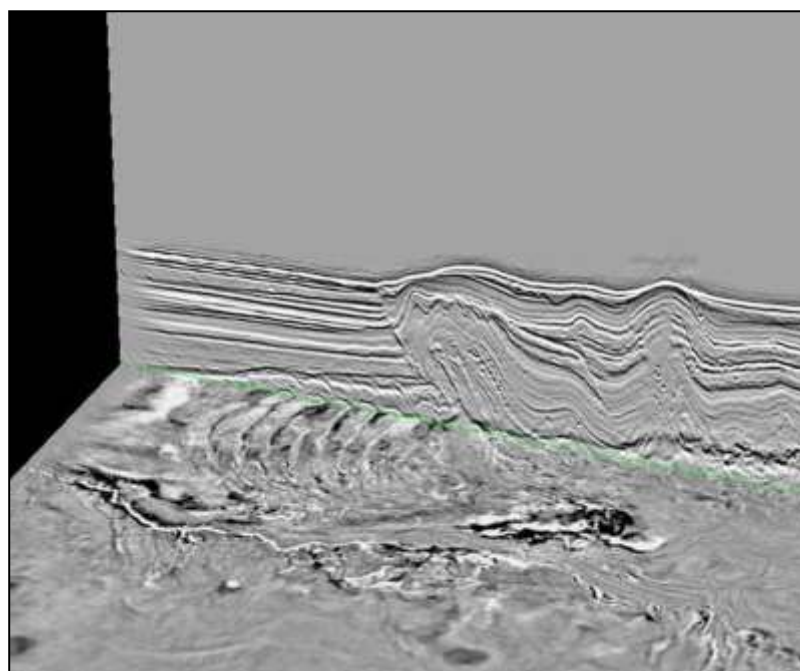


Рис. 3.14. Систему надвигов на склоне, образованная отложениями транспорта масс, с подошвенным детачментом (срывом). Сейсмический слайс и разрез к нему. Хорошо видна геометрия разломов. [Posamentier, Walker, 2006].

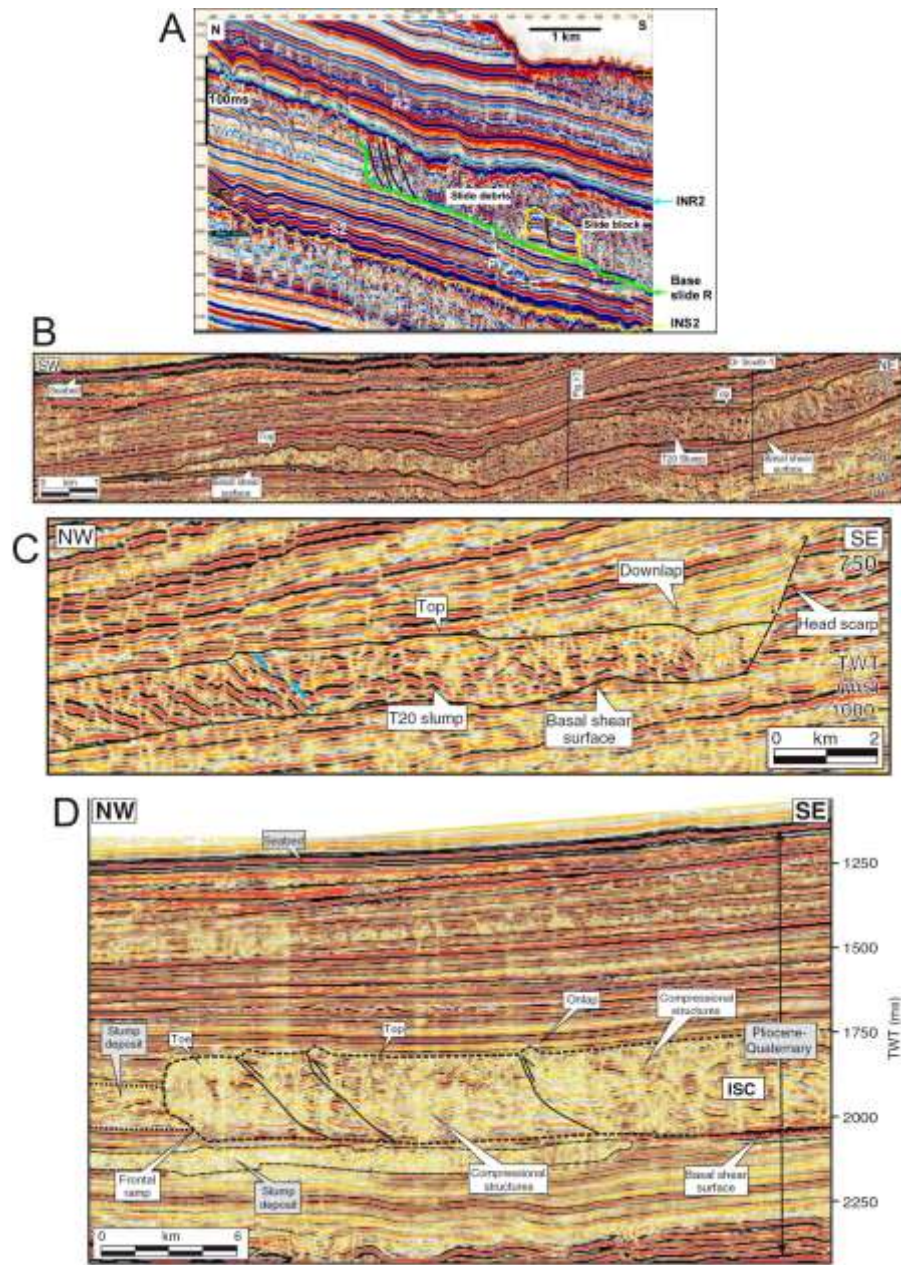


Рис. 3.15. Примеры интерпретации отложений транспорта масс на сейсмических профилях. А – фрагмент профиля для района оползневого потока Сторегга на континентальном склоне Норвегии. Это верхняя часть склона, для которого характерно оползание и сопутствующее растяжение. Видны сбросы, вероятные обломочные потоки (slide debris) и крупные оползшие блоки (slide block, или олистолит). [Solheim et al., 2005]. В, С, D – фрагменты профилей для континентального склона Средиземного моря в Израиле. [Frey-Martinez et al., 2006]. Хорошо видны оползневые потоки (slumps), на “D” четко видны взбросы и структуры сжатия в потоке.

В дельте Нигера, в ее фронтальной части, широко представлены отложения транспорта масс. Эти отложения показаны на рис. 3.16-3.19. Одной из особенностей отложений транспорта масс является то, что они обычно формируются в моменты падений уровня воды в океане.

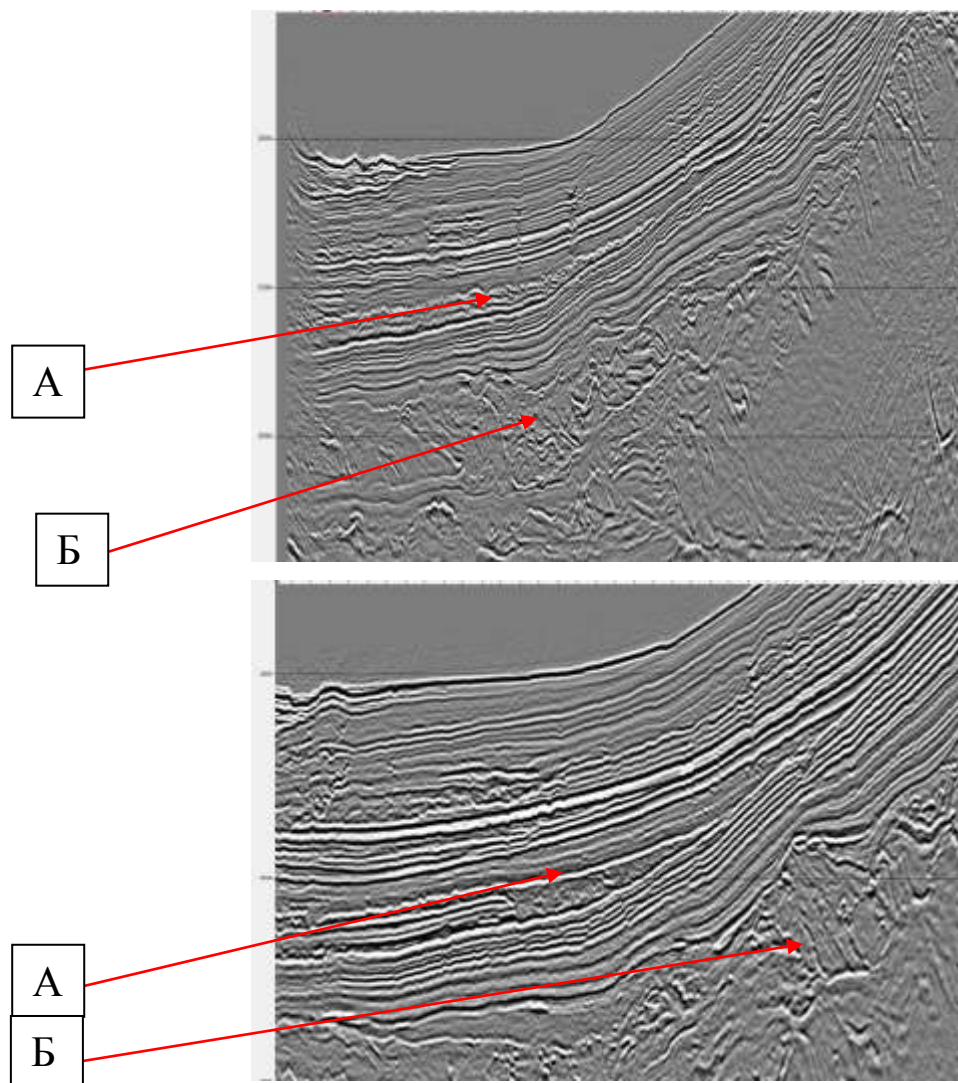


Рис. 3.16. Фрагмент сейсмического профиля для района в дельте Нигера. А – вероятная толща отложений транспорта масс. Так как она выклинивается вверх по склону, то вероятно предположить ее образование в эпоху низкого стояния моря, для которой типично формирование обломочных потоков на склоне. Б – горизонт с крупными телами оползневого потока; наклонные рефлекторы могут быть взбросами в нижней части склона с нагромождением оползших тел.

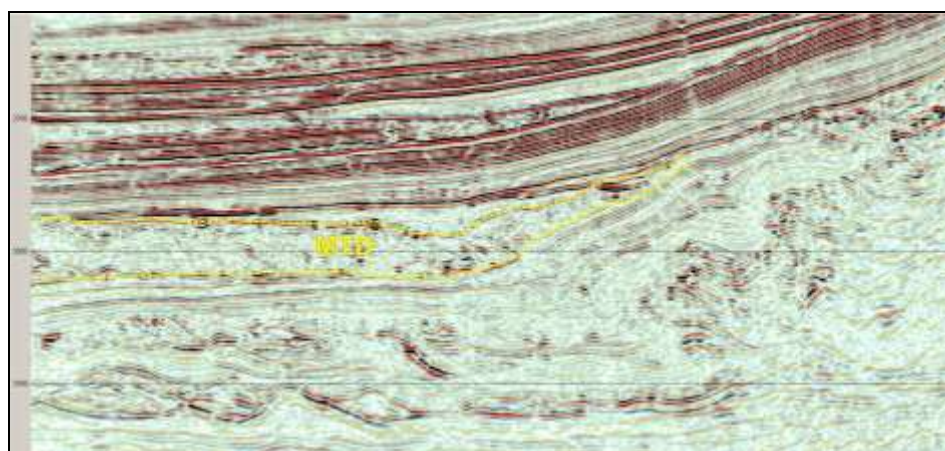


Рис. 3.17. Фрагмент сейсмического профиля для района континентальной окраины Африки. МТД – отложения транспорта масс.

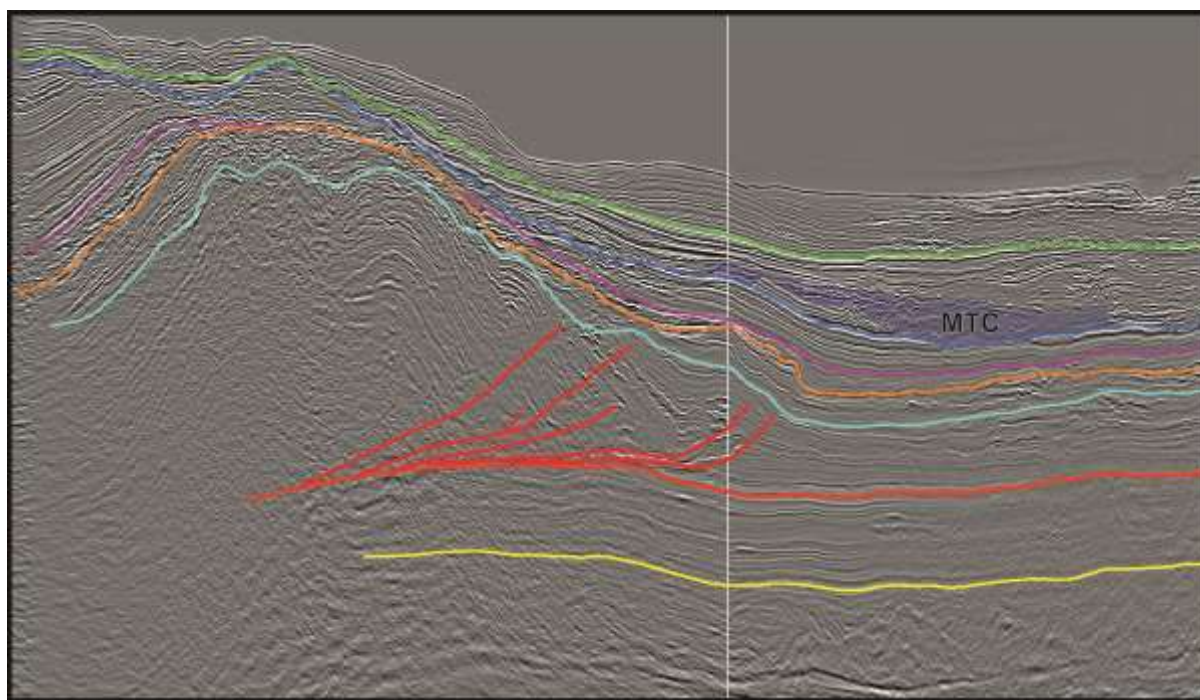


Рис. 3.18. Фрагмент сейсмического профиля для района континентальной окраины Африки. МТС – отложения транспорта масс. Так как они выклиниваются вверх по склону, то вероятно предположить их образование в эпоху низкого стояния моря.

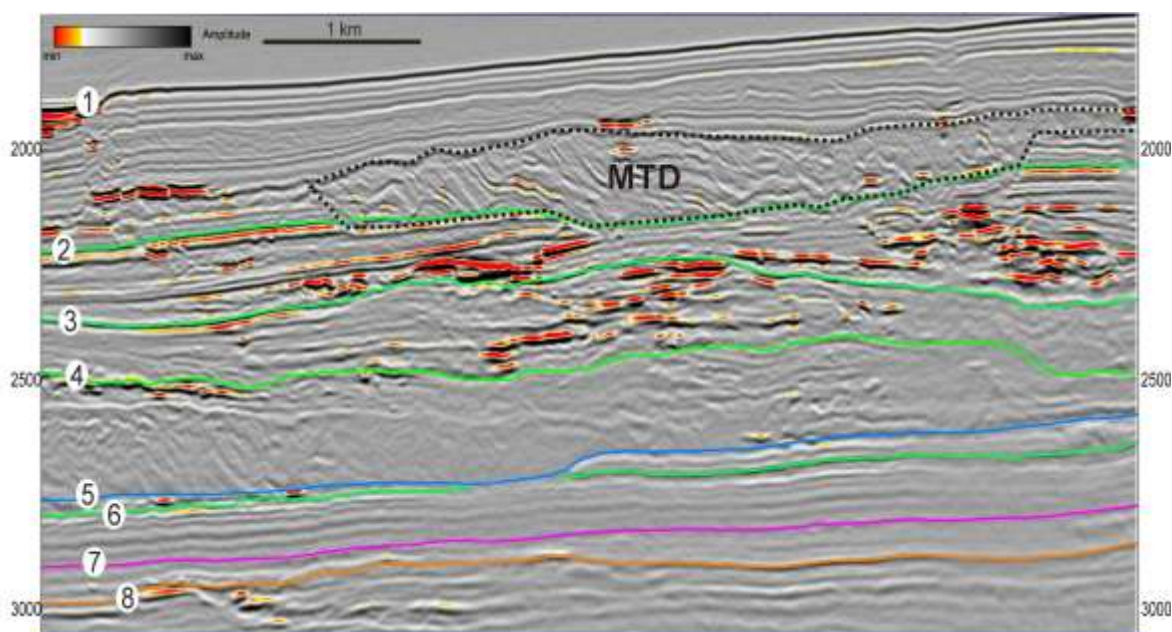


Рис. 3.19. Фрагмент сейсмического профиля для района континентальной окраины Африки. МTD – отложения транспорта масс. Отражения внутри МTD в нижней части палеосклона образуют системы надвигов, вероятно, в глинистой массе.

В Туапсинском прогибе Черного моря в отложениях майкопской серии также широко распространены комплексы отложений транспорта масс. На рис. 3.20 показана толща оползневого потока с отдельными крупными олистолитами (кластами).

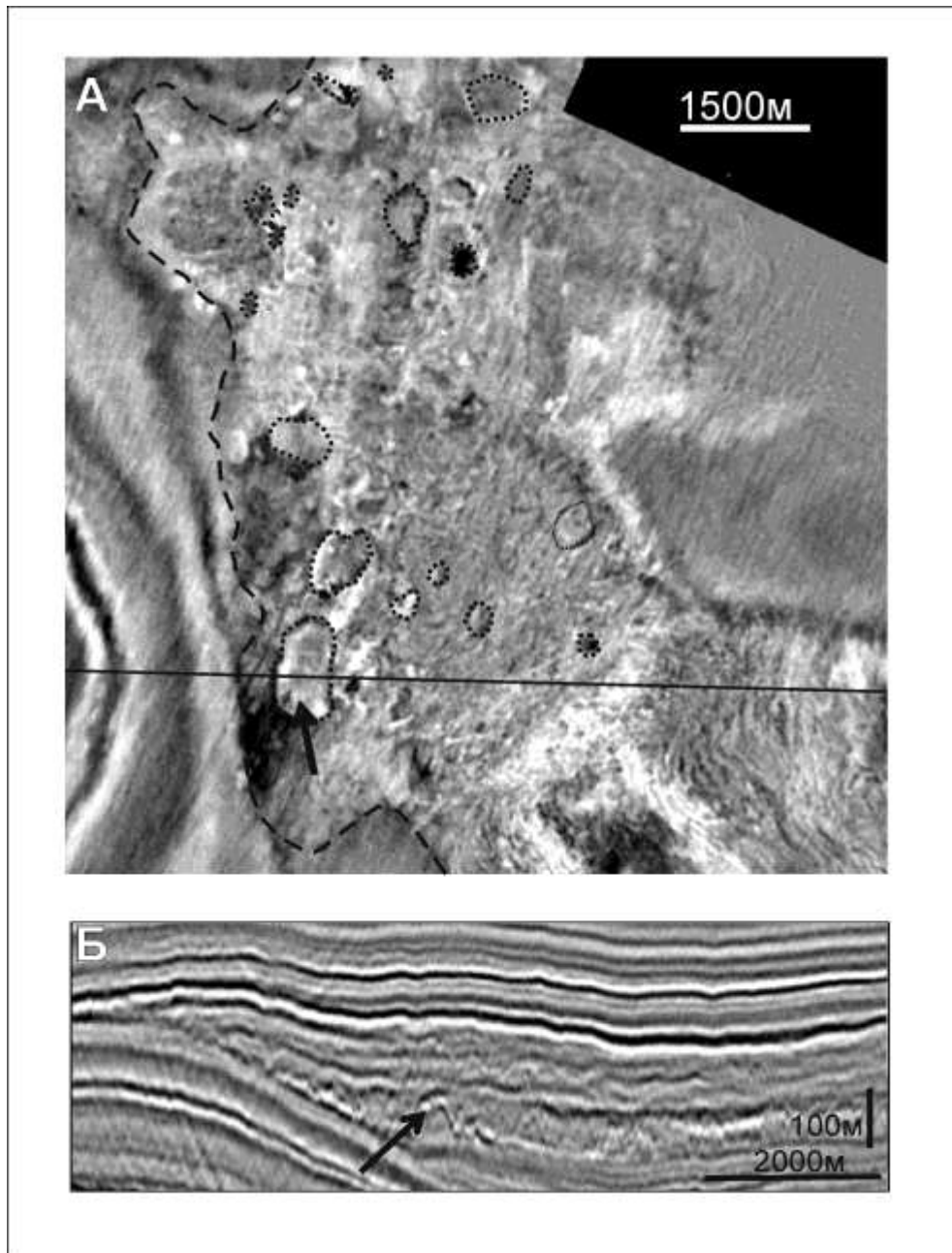


Рис. 3.20. Слайс по сейсмическому кубу для склона вала Шатского в Черном море (А) и сейсмический разрез к нему (Б). На рис. А пунктиром оконтурены отдельные вероятные олистолитовые тела. Стрелкой показано одно и то же тело на слайсе и разрезе. [Митюков и др., 2012].

На рис. 3.21 показан пример фациального замещения четко слоистой толщи на толщу с хаотической сейсмической записью. Это обстоятельство указывает на то, что толща с хаотическим сейсмическим рисунком либо испытывала оползание и некоторое движение с деформациями, либо содержит оползневые потоки.

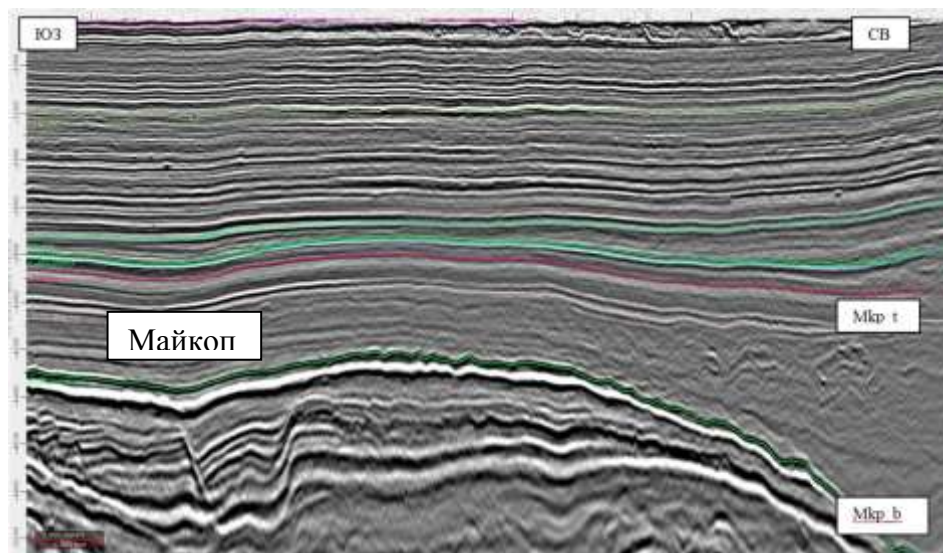


Рис. 3.21. Сейсмопрофиль участка дна в Туапсинском прогибе. В отложениях майкопа виден фациальный переход от слоистой (слева) к «хаотической» (справа) фации, которая может быть представлена оползневыми телами.

Отдельные олистолиты (класты) достаточно четко выделяются на 3Д сейсмике. Классические их примеры показаны на рис. 3.22-3.24.

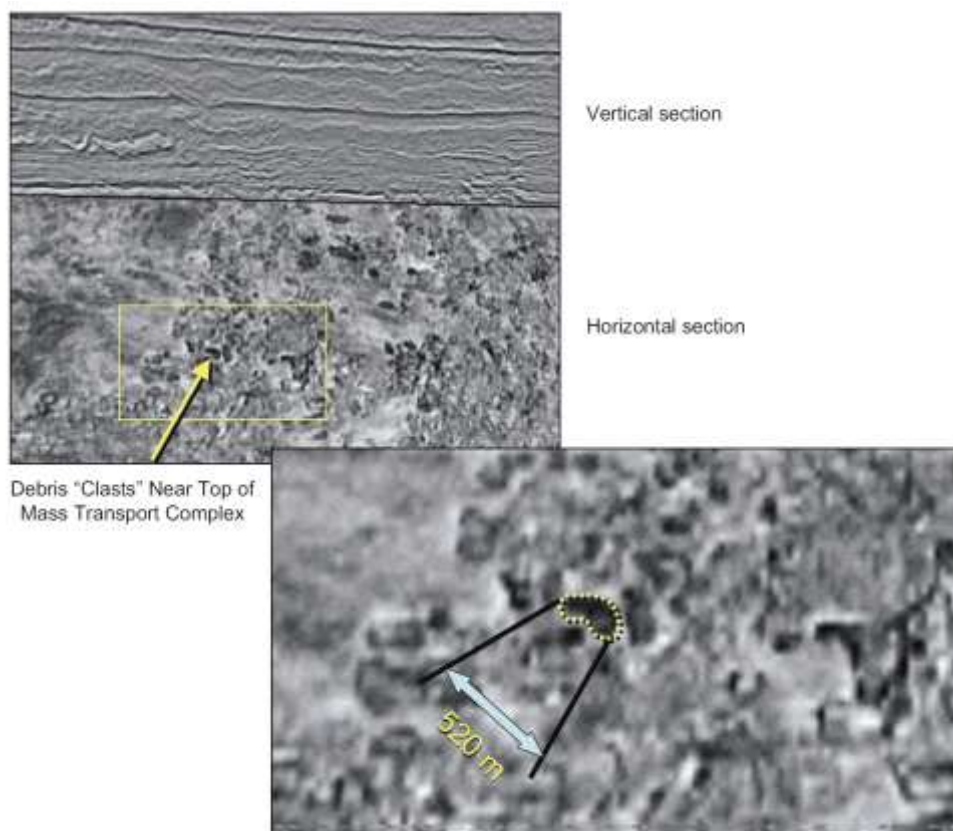


Рис. 3.22. Сейсмический временной слайс и разрез к нему, показывающий отложения транспорта масс с мегакластом (олистолитом) шириной более 500 м. [Posamentier, 2006].

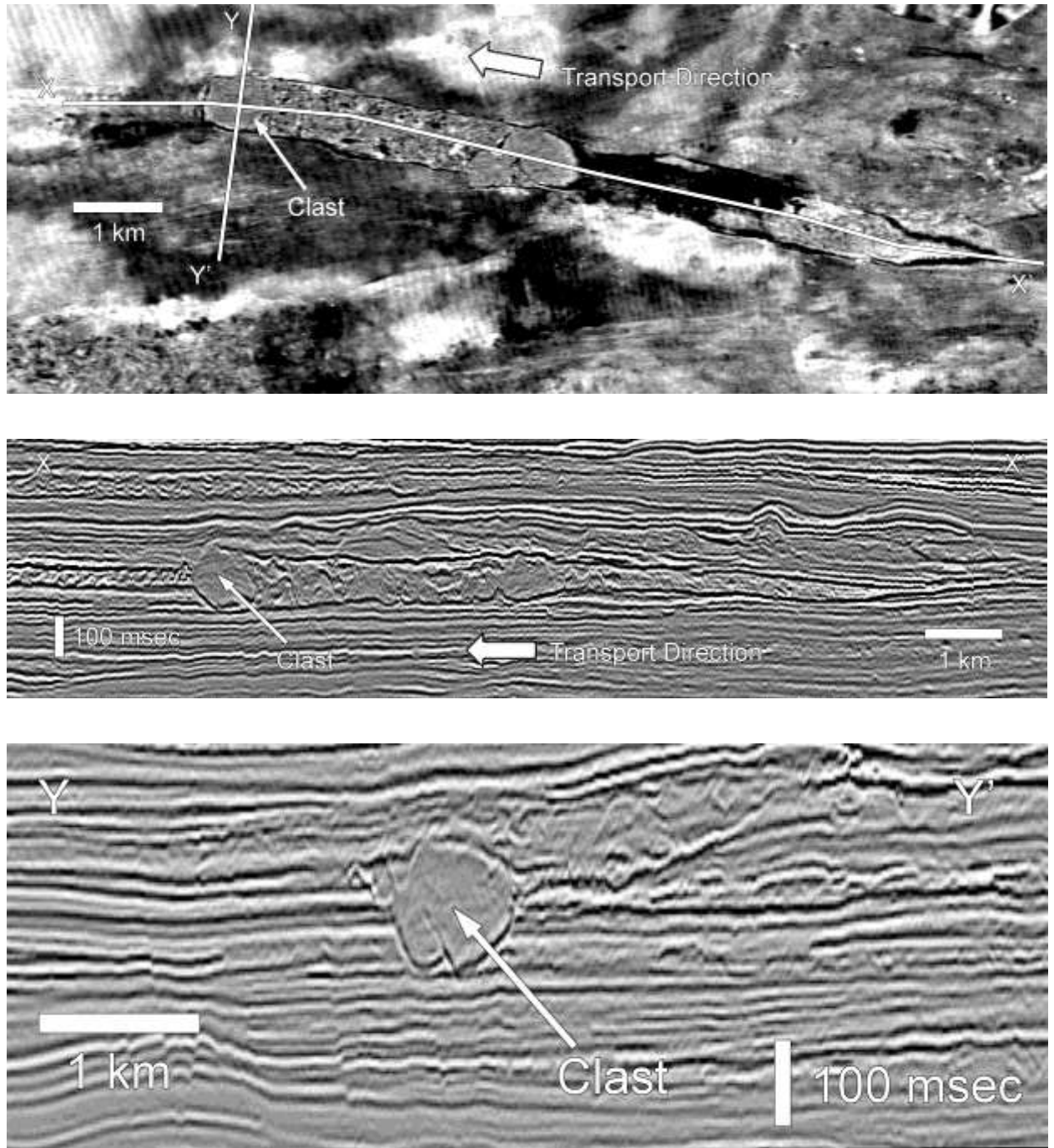


Рис. 3.23. Сейсмический временной слайс, показывающий отложения транспорта масс с мегакластом (олистолистом) длиной около 4 км и разрезы вдоль и поперек олистолита. [Posamentier, 2006].

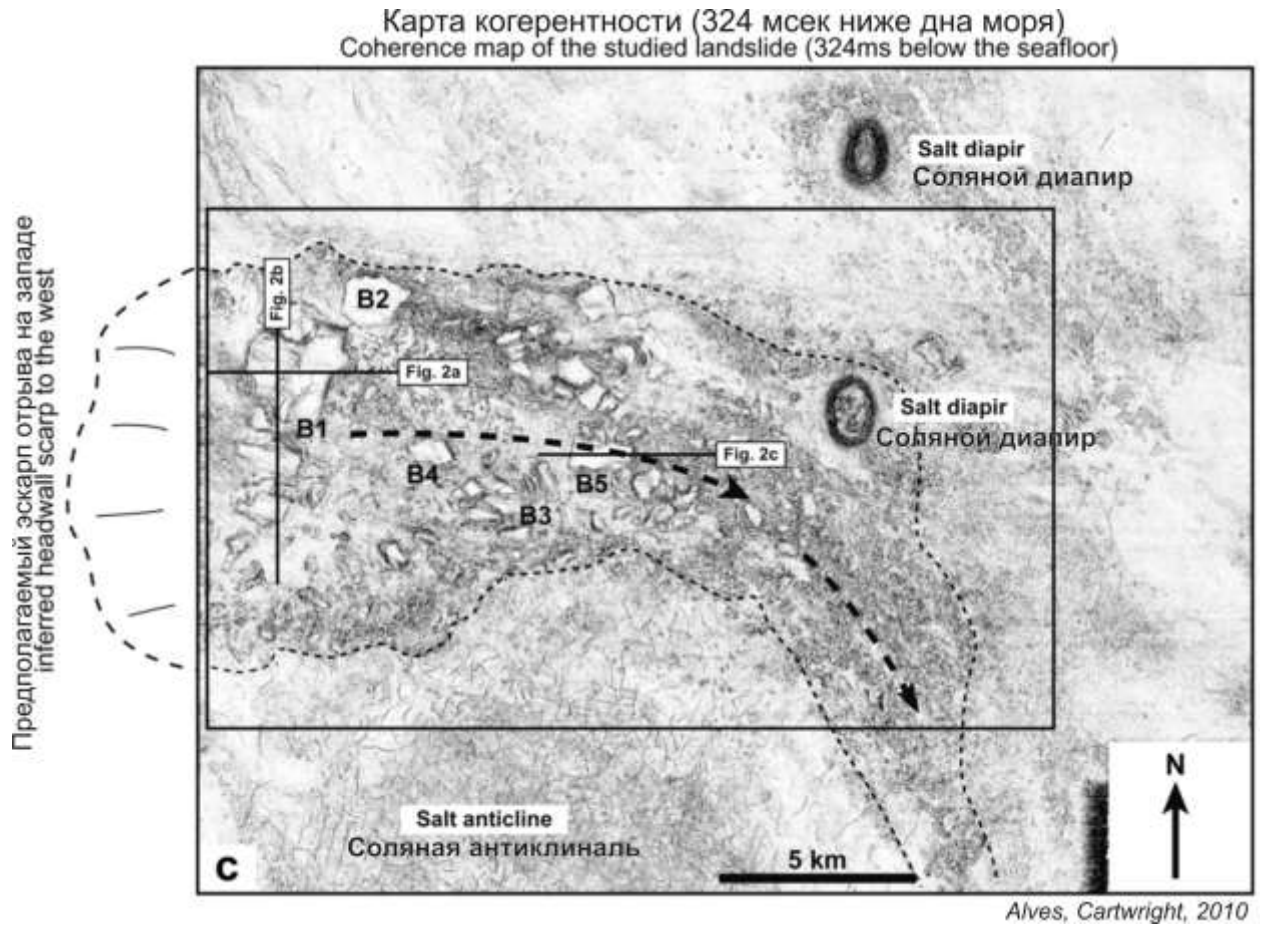


Рис. 3.24. Карта когерентности для слайса 324 мсек ниже дна моря. Слайс показывает основание комплекса транспорта масс (олистостромового комплекса в русскоязычной терминологии). Стрелка показывает направление транспорта отложений. Бассейн Кампос на пассивной континентальной окраине Бразилии [Alves, Cartwright, 2010].

Крупные оползневые тела и их системы представлены на пассивной окраине Африки. В пределах континентального склона в Экваториальной Гвинеи крупной структурой является оползневое тело Понгве (рис. 3.25). Для этого тела характерно длительное оползание по склону и седиментация над ним по мере его перемещения.

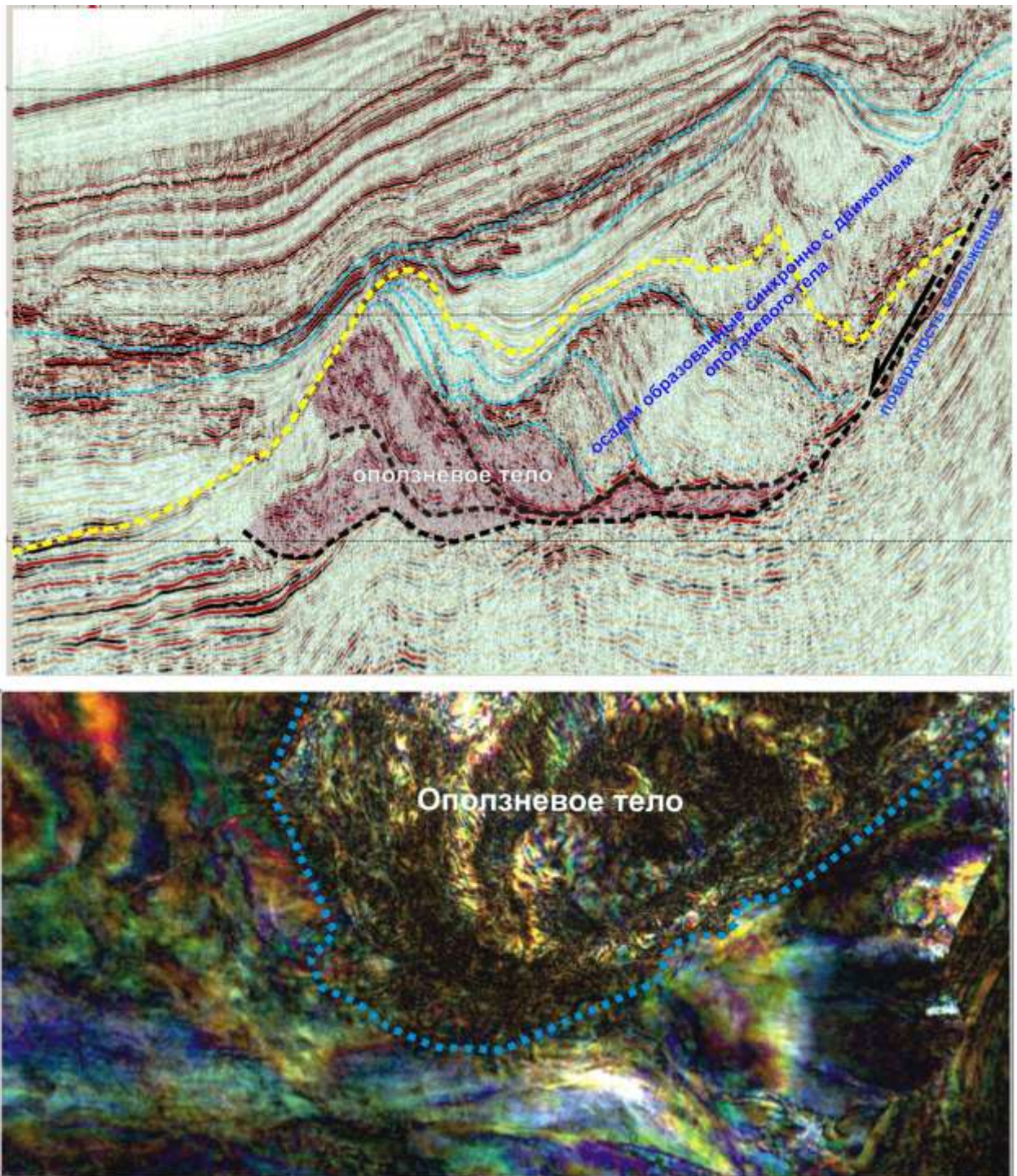


Рис. 3.25. Вид на разрезе и сейсмическом слайсе оползневого тела Понгве. Континентальная окраина Экваториальной Гвинеи.

На рис. 3.26 представлена общая модель формирования осадков транспорта масс.

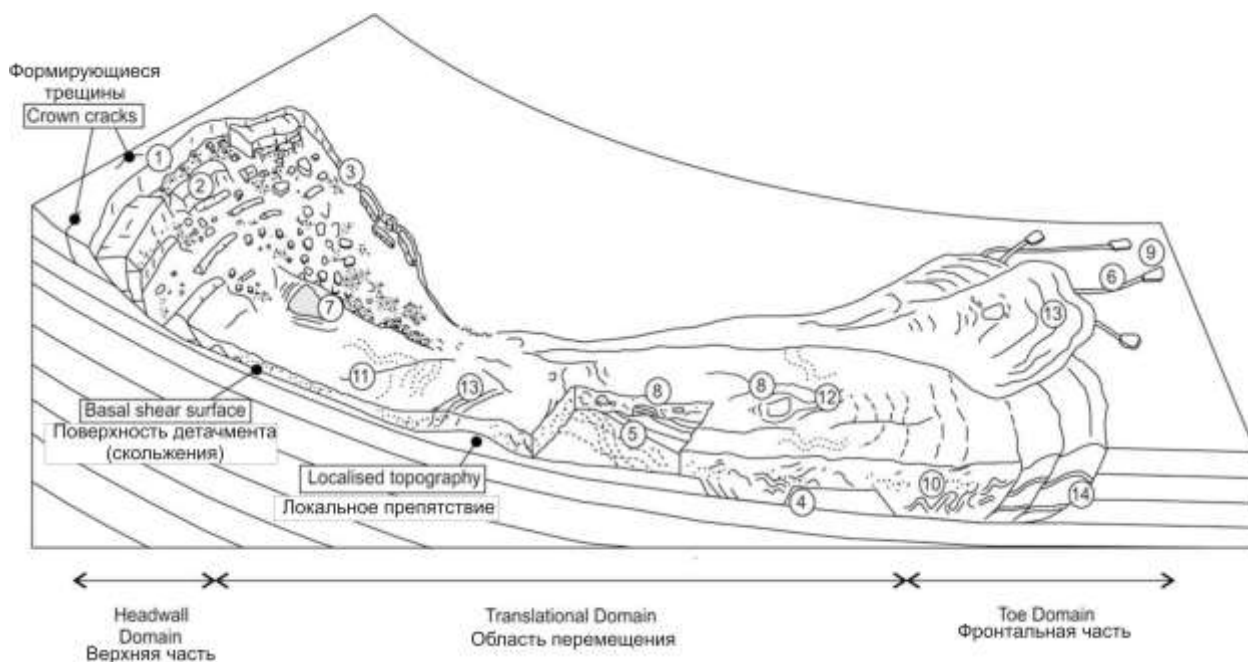


Рис. 3.26. Модель формирования осадков транспорта масс (mass transport complex). [Bull et al., 2009]. 1 – верхний уступ (эскарп) отрыва; 2 – блоки, образовавшиеся в процессах растяжения; 3 – боковые границы; 4 – рампы и флэты поверхности detachment (скольжения); 5 – борозды вдоль поверхности скольжения; 6 – борозды созданные движением кластов (олистолитов); 7 – остаточные неперемещенные блоки; 8 – перемещенные блоки (класты, олистолиты); 9 – олистолиты (класты) во фронтальной части; 10 – складки; 11 – отдельные крупные продольные сдвиги; 12 – структуры течения; 13 – гряды-складки в зоне торможения потока; 14 – складчато-взбросовая зона.

4. Каналы (русла) и связанные с ними образования

Канальные (русловые) системы на континентальных склонах имеют большое разнообразие (рис. 4.1, 4.2), и к ним приурочены крупные месторождения углеводородов. При их описании мы будем в основном следовать терминологии Х. Посаментиера [Posamentier, Walker, 2006], которая сейчас наиболее широко принята. Его модель представлена в общем виде на рис. 1.2. На рис. 4.3 показаны сходные модели других авторов.

В канальной системе можно выделить следующие зоны: (1) эродируемая суша с речной системой, (2) зона шельфа с его низким и высоким стоянием уровня моря, (3) край шельфа), (4) склоновый канал или каньон, (5) склоновый канал с «леви» (levee) или обвалованный канал (leveed channel on slope), (6) канал с «леви» на дне (leveed channel on basin floor), (7) зона с конусами бокового прорыва (crevasse splay), (8) зона фронтального конуса выноса или фронтального шлейфа (frontal splay). Также выделяются старицы (oxbow) как отмершие каналы и осадочные волны (sediment waves) как части канальной системы.

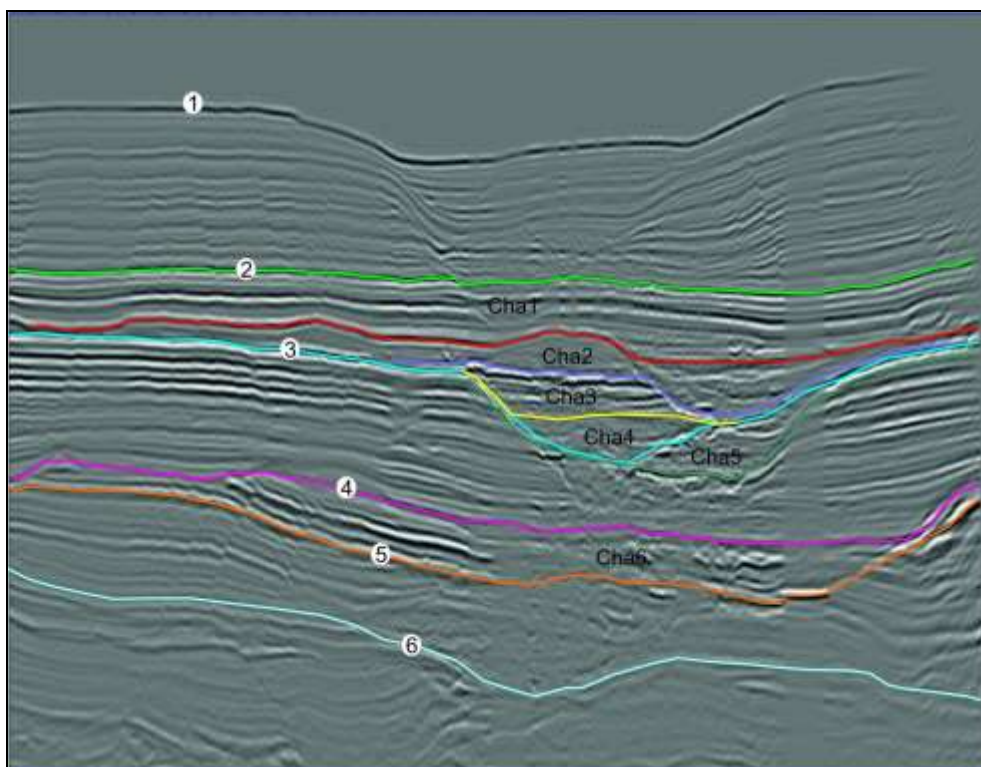
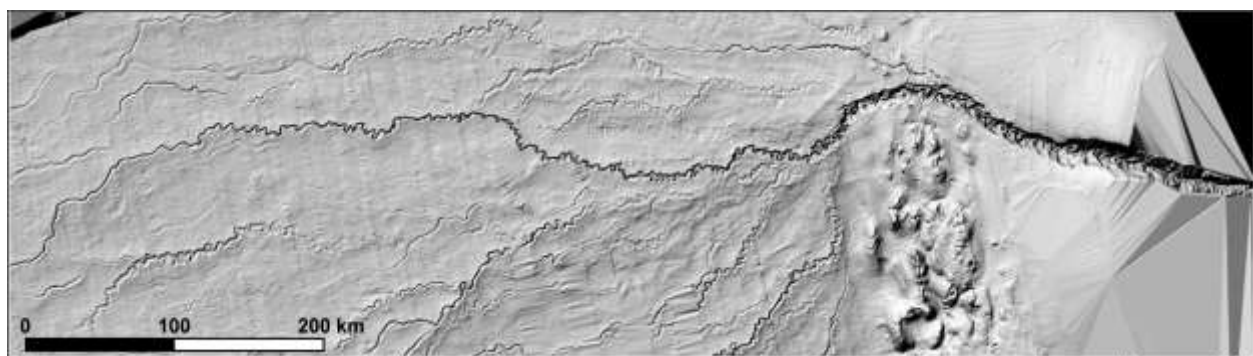


Рис. 4.1. Фрагмент сейсмического профиля для дельты континентальной окраины Африки, на котором видно несколько возрастных уровней канальных (русловых) систем.



(Babonneau, 2002)

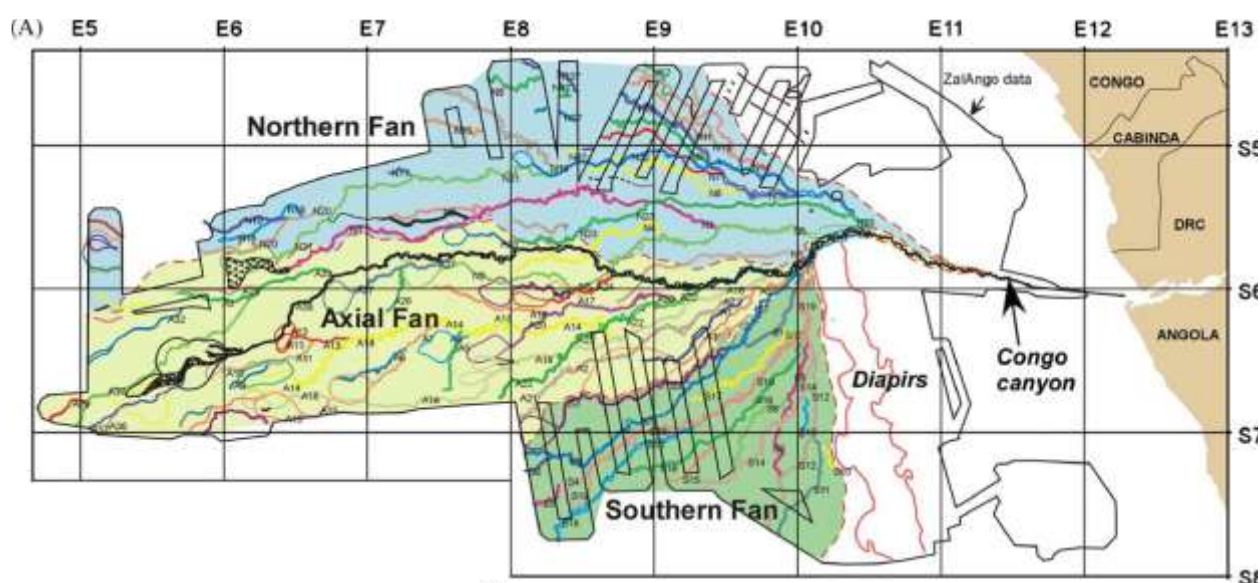


Рис. 4.2. Вверху показан рельеф дна Атлантического океана для глубоководного продолжения дельты реки Конго (Заир). Видно, что канално-фэновая система простирается более чем на 700 км от берега [Babonneau et al., 2002]. Внизу показана схема строения этого региона [Savoie et al., 2009].

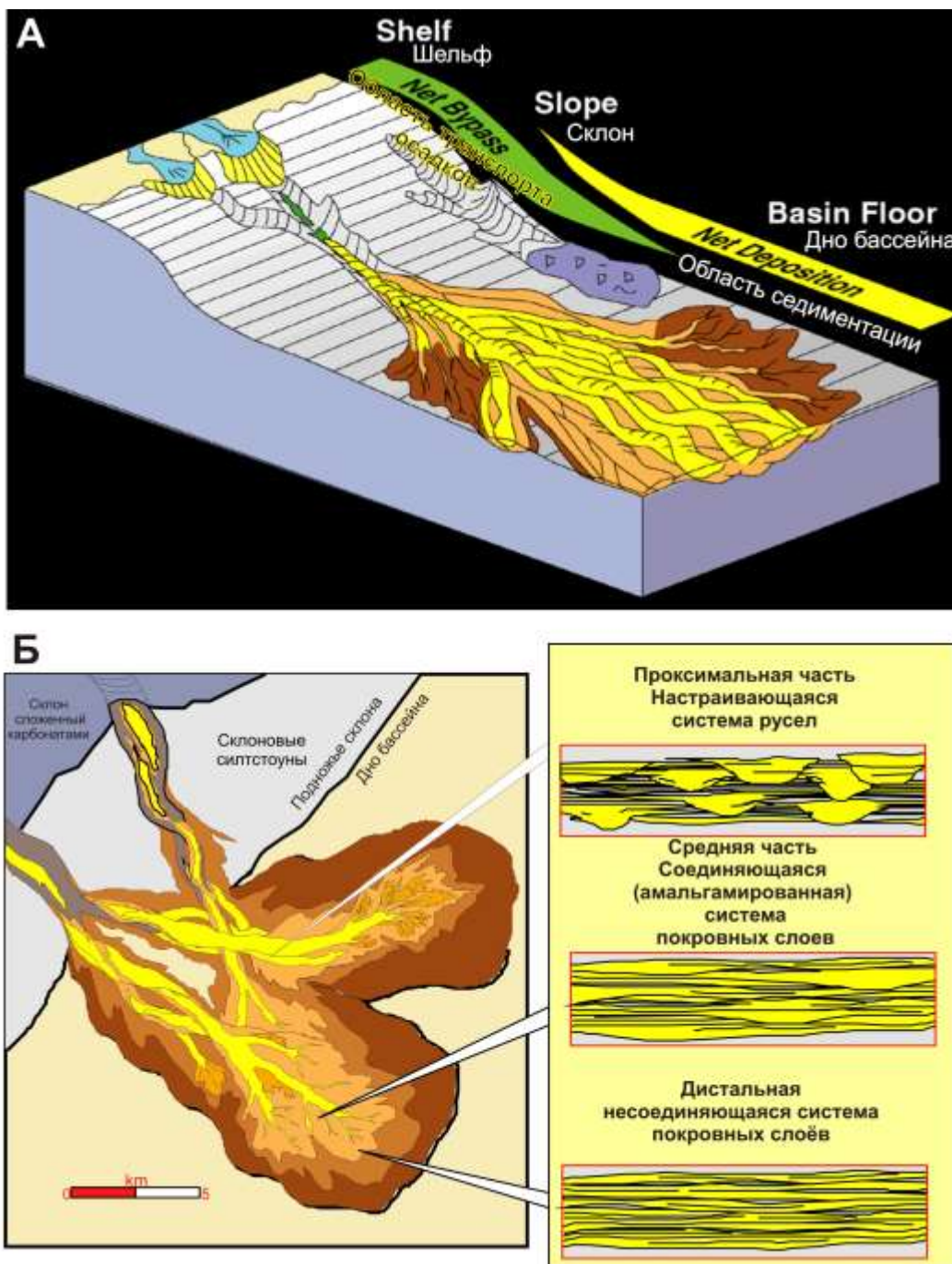


Рис. 4.3. Общая модель канальной системы на континентальном склоне, модифицированная по [Beaubeouef et al., 1999].

Речная система на суше может иметь разные размеры. Многие реки образуют дельты при впадении в море. Широко известно строение дельт рек Нигер, Амазонка, Волга, Миссисипи и др. В море впадают и небольшие реки и ручьи, которые также несут обломочный материал. Можно говорить о том, что одни реки несут огромный объем кластического материала к берегу моря (как река Ганг), а отдельные ручьи – минимальное количество.

Зона шельфа при колебании уровня моря может быть то полностью перекрыта морем, то почти осушена. От этого положения в значительной мере зависит, сколько обломочного материала будет транспортироваться к склоновому каналу. Подобные вопросы детально разработаны в рамках секвентной стратиграфии. Склоновые каньоны в классическом виде – это каньоны, в которых осадки не выплескиваются из самой эрозионной системы. Осадочные процессы в каньоне целиком ограничены его стенами (рис. 4.4, 4.5).

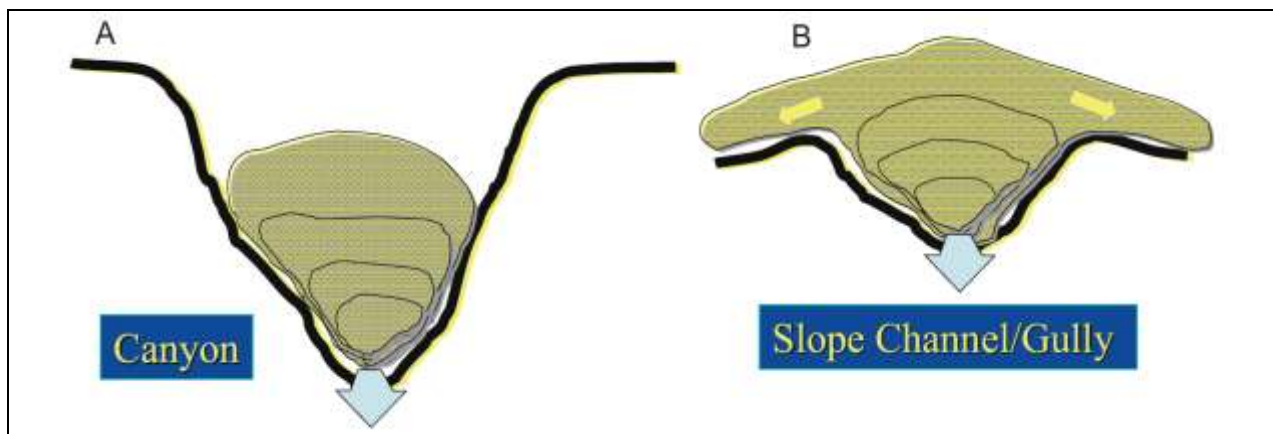


Рис. 4.4. Схематические разрез через каньон (А) и склоновый канал (В). Осадочные процессы в каньоне целиком ограничены его стенами, осадки «леви» не образуются вокруг каньона. В каналах, наоборот, осадки не ограничены его стенами, и осадки типа «леви» наблюдаются вокруг канала. [Posamentier, Walker, 2006].

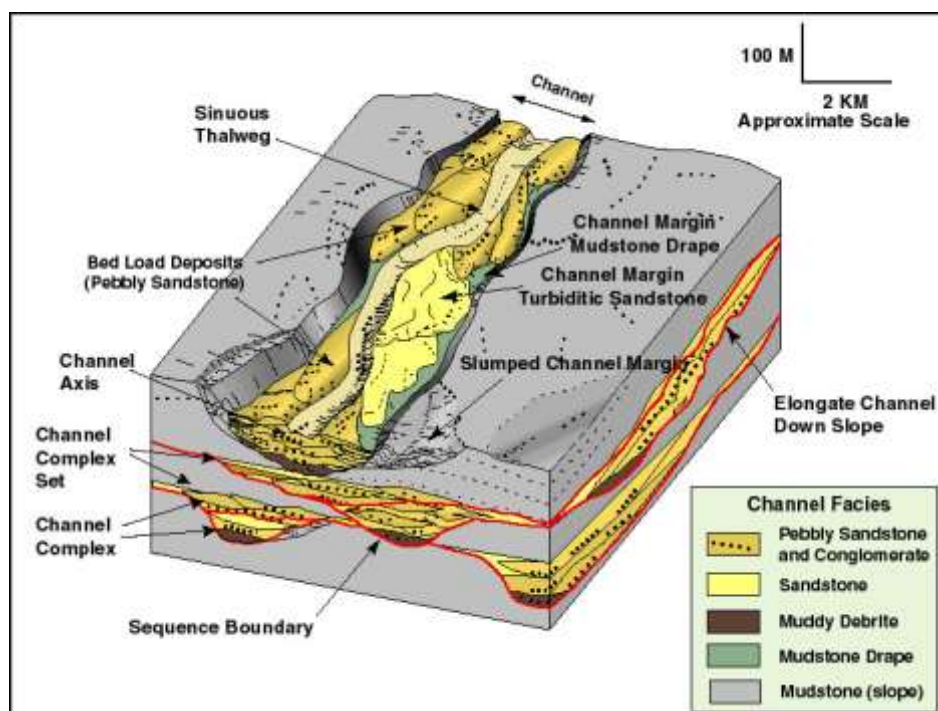


Рис. 4.5. Седиментационные процессы в каньоне (или в ограниченном канале) [Beaubeouf et al., 1999]; [данные учебного курса British Petroleum].

Характер седиментации в каньонах может быть разным: от преобладания его заполнения оползневыми потоками разных типов (осадков транспорта масс) до преобладания заполнения осадками типа песчаников в отдельных меандрирующих руслах. Например, в современном каньоне реки Миссисипи хорошо обосновано преобладание его заполнением отложений транспорта масс (рис. 4.6). В дельте Нигера широко распространены каньоны, в значительной степени заполненные осадками транспорта масс (рис. 4.7).

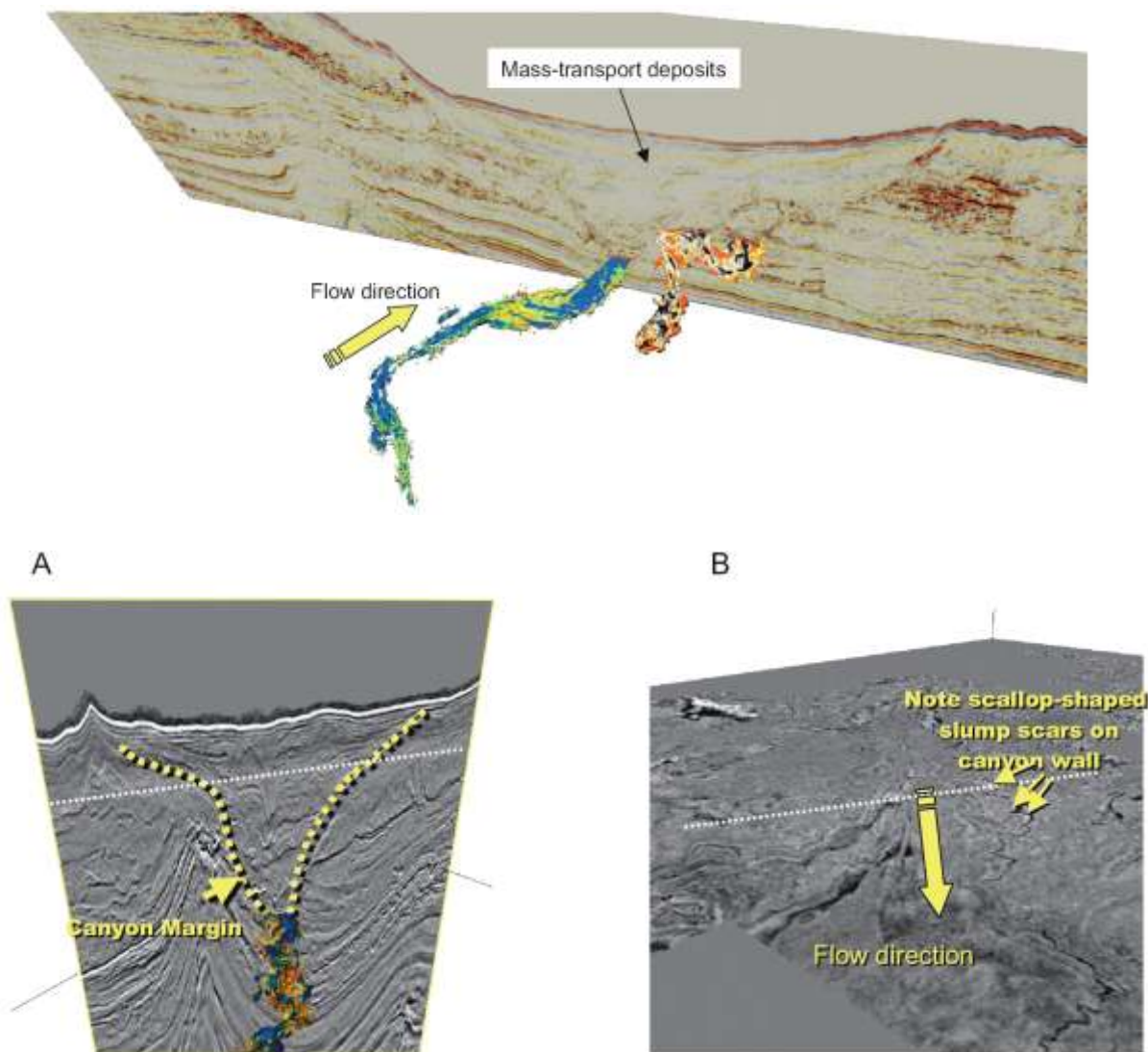


Рис. 4.6. Каньон Миссисипи. Вверху показан разрез через современный каньон. Основная часть каньона заполнена отложениями транспорта масс, а в его основании выделяется умеренно меандрирующий турбидитовый канал (русло). Внизу показан разрез через тот же каньон (А) и слайс к нему (В). Для турбидитового канала в основании каньона типично заполнение турбидитовыми песчаниками. На слайсе видно, что для краев каньона характерно образование слампов (оползневых потоков). [Posamentier, Walker, 2006].

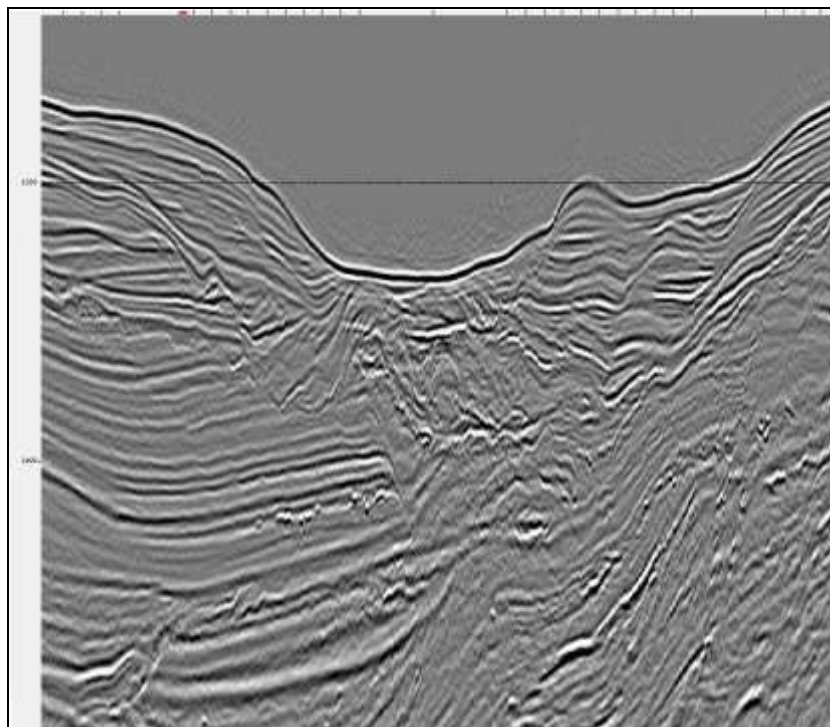


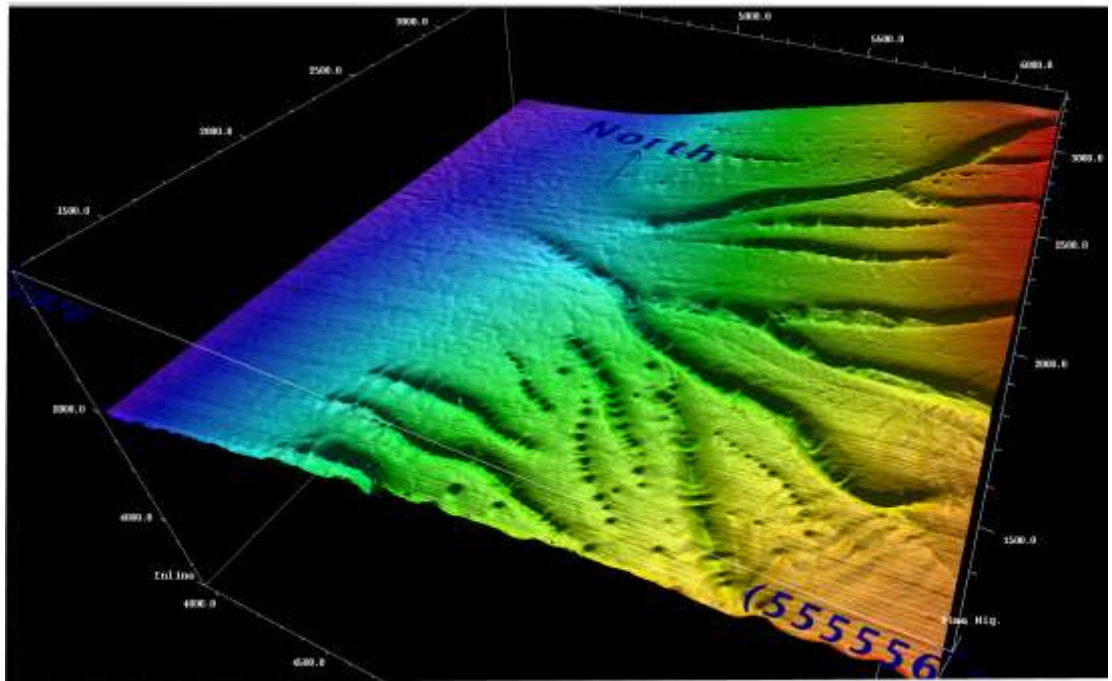
Рис. 4.7. Фрагмент сейсмического профиля для одного из каньонов дельты Нигера. Имеет сходное строение с каньоном Миссисипи (см. рис. 4.6). Вероятно, каньон в значительной степени заполнен отложениями транспорта масс.

Склоновые каналы на континентальных склонах имеют разнообразное строение (рис. 4.8-4.14). Можно выделить каналы, которые начинаются прямо на склоне и могут заканчиваться у его подножья (их можно условно назвать оврагами); такие овраги обычно заполняются материалом оползания склонов, то есть в основном глинистыми осадками. Есть каналы, которые начинаются с речной системы на суше; именно по ним турбидитовые потоки могут транспортироваться вниз и нести с суши и шельфа обломочный материал и образовывать тела песчаников (рис. 4.11, 4.12).

Каналы, которые связаны с речной системой на суше, также могут делиться на активные (действующие) и отмершие. Так как в дельтовых системах (и в других обстановках впадения рек в море) постоянно меняется положение русел и они могут мигрировать, то на продолжениях речных русел в виде каналов на шельфе и склоне в отдельные интервалы времени могут проходить процессы транспорта осадков, а в другое время эти каналы могут временно или навсегда отмирать.

Если каналы прямолинейные (без меандр), то, как правило, обломочный материал по ним быстро выносится в более глубоководные обстановки. Наличие «покмарков» (rockmarks) в виде цепочек вдоль каналов также скорее указывает на то, что это отмершие каналы.

А



Б

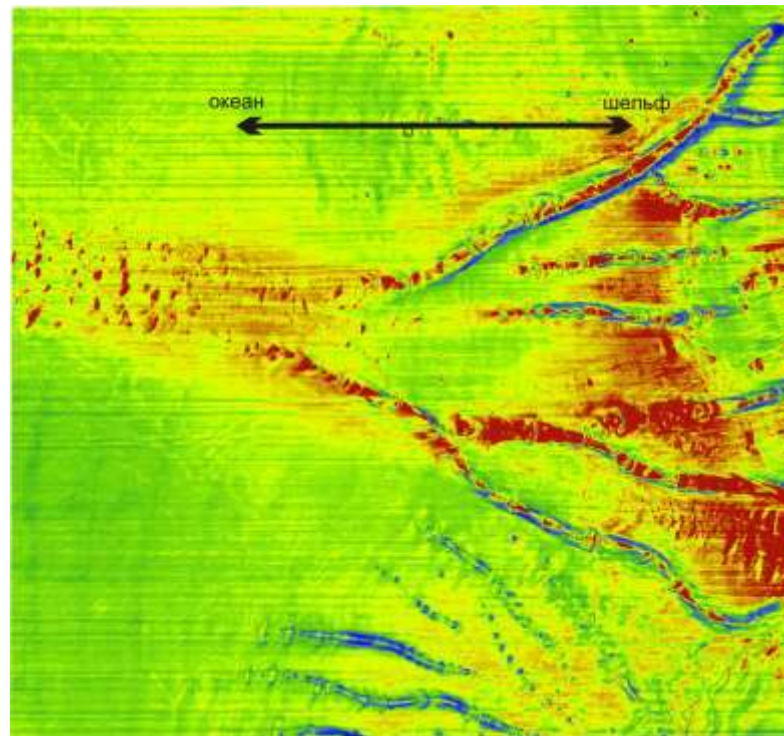
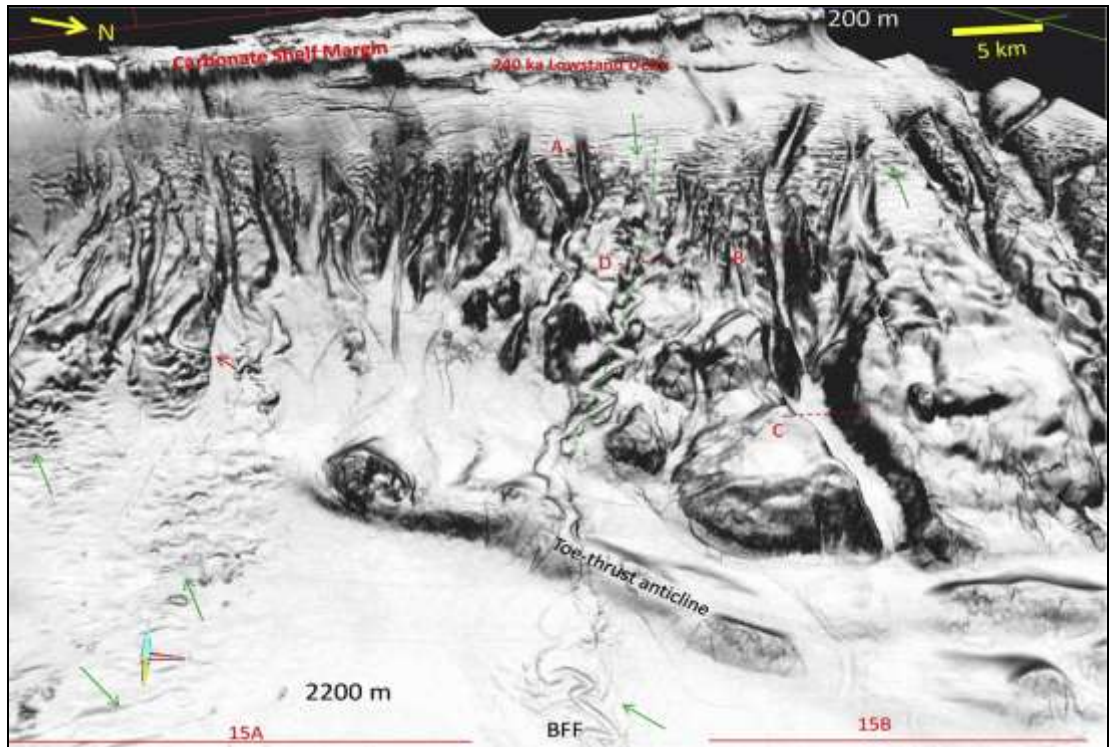


Рис. 4.8. Рельеф дна континентального склона участка в Экваториальной Африке (А) и карта RMS-амплитуд для интервала дно +50 мсек (Б). Каналы в целом прямолинейные, без меандр. Имеются отдельные кратероподобные формы – «покмарки» (rockmarks – «оспины»). Такие кратеры образуются прорывающимися газами или флюидами; иногда они выстраиваются в цепочки. На картах видно, что многие каналы начинаются на склоне.

I



II

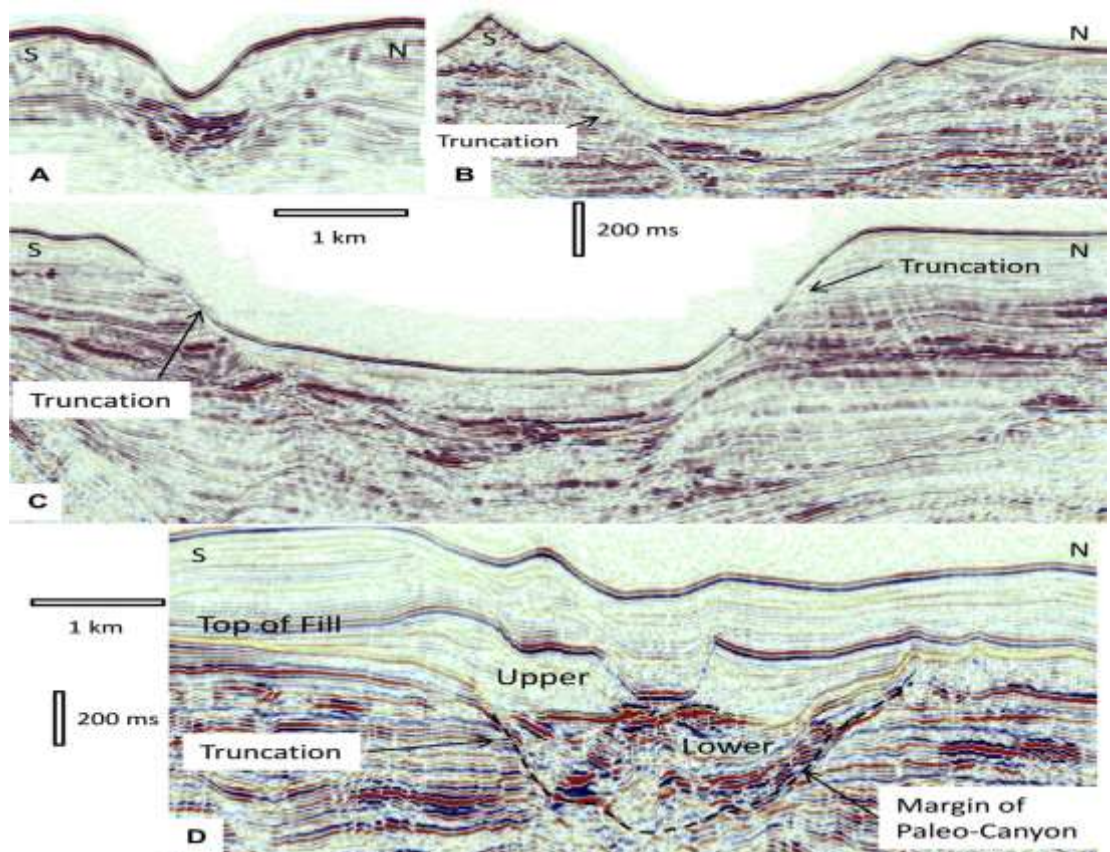


Рис. 4.9. Вид каналов на карте (I) и разрезах (II) на континентальном склоне о. Борнео в районе дельты реки Макахам. [Saller, Dharmasamadhi, 2011]. Отражено большое разнообразие форм каналов на склоне.

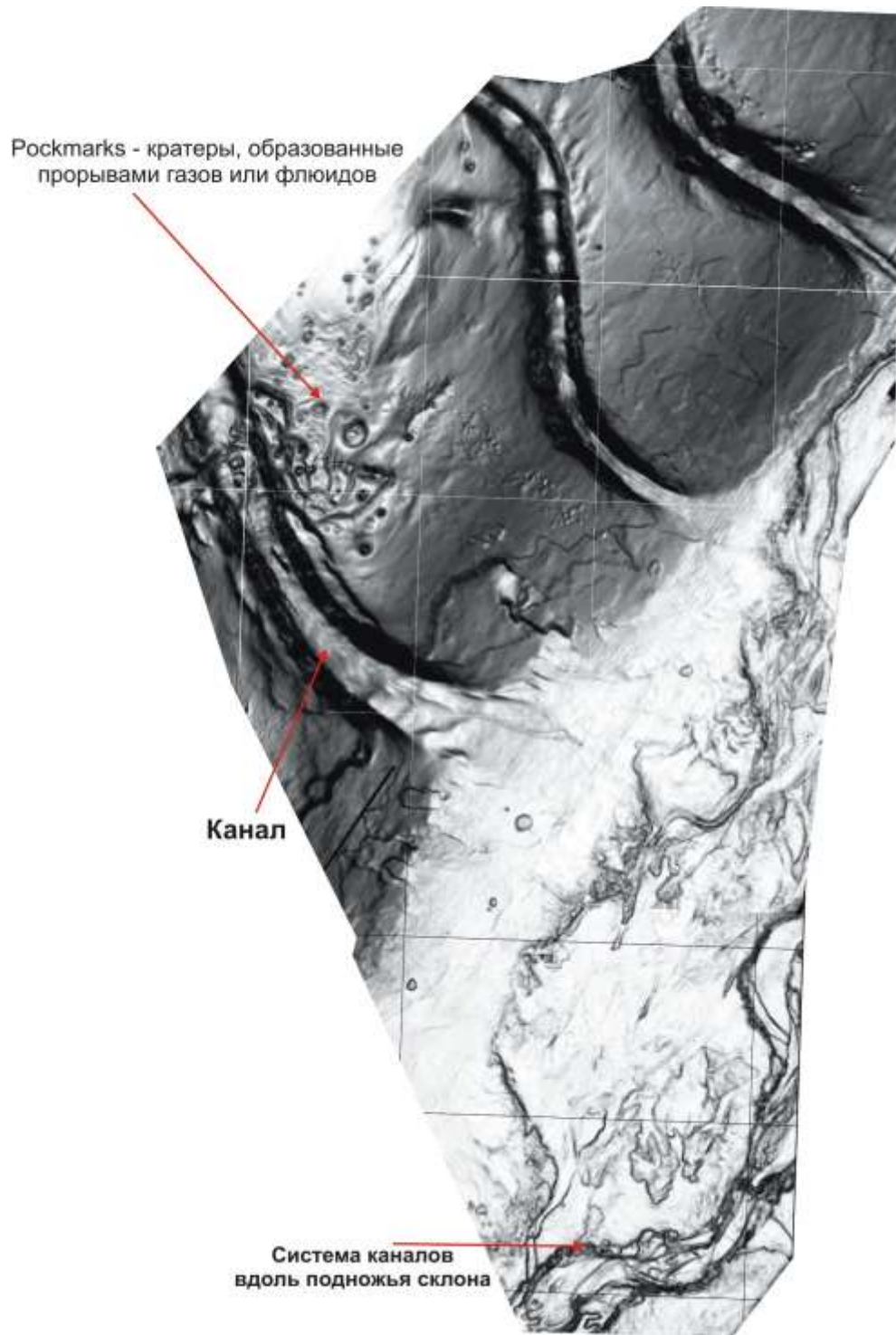


Рис. 4.10. Рельеф части дельтовой системы на континентальном склоне Африки, показанный в виде карты когерентности. Наблюдаются в целом прямолинейные каналы. Широко распространены «покмарки», которые иногда образуют цепочки на дне каналов.

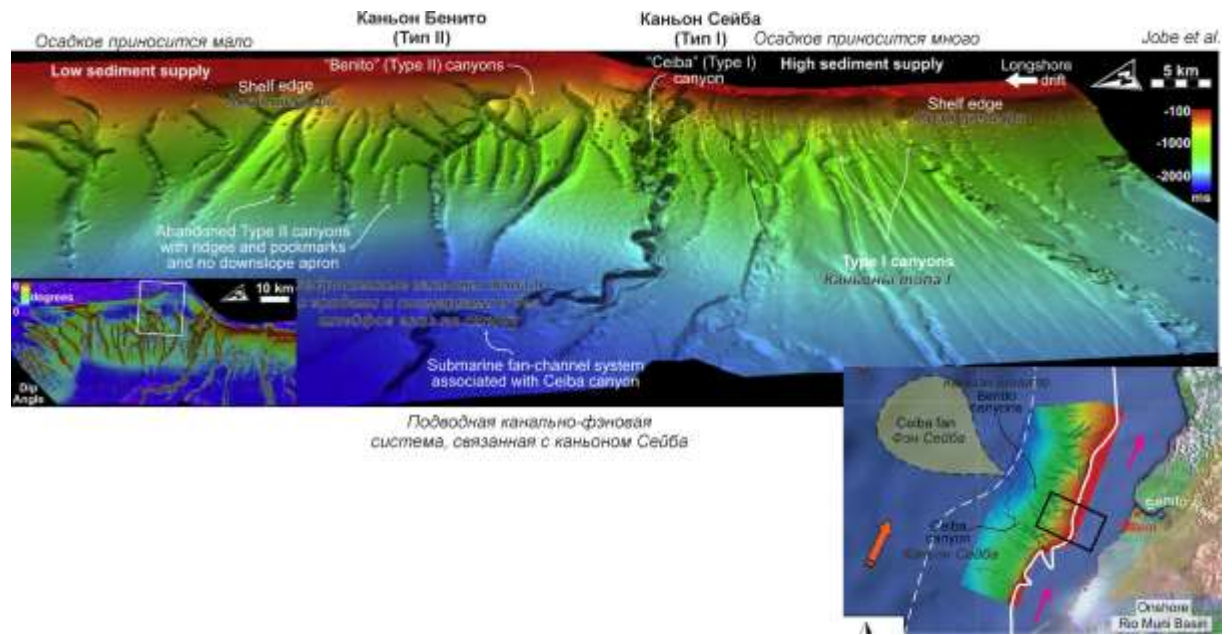


Рис. 4.11. Морфология современных каналов на континентальном склоне Экваториальной Гвинеи. Хорошо видны каналы двух типов. Каналы типа I имеют поступление материала из шельфа, эрозионную морфологию и глубоководные фэны. Каналы типа II имеют небольшой привнос осадков с шельфа и сглаженную морфологию. Они в основном заполнены глиной и не имеют глубоководных фэнов [Jobe et al., 2011].

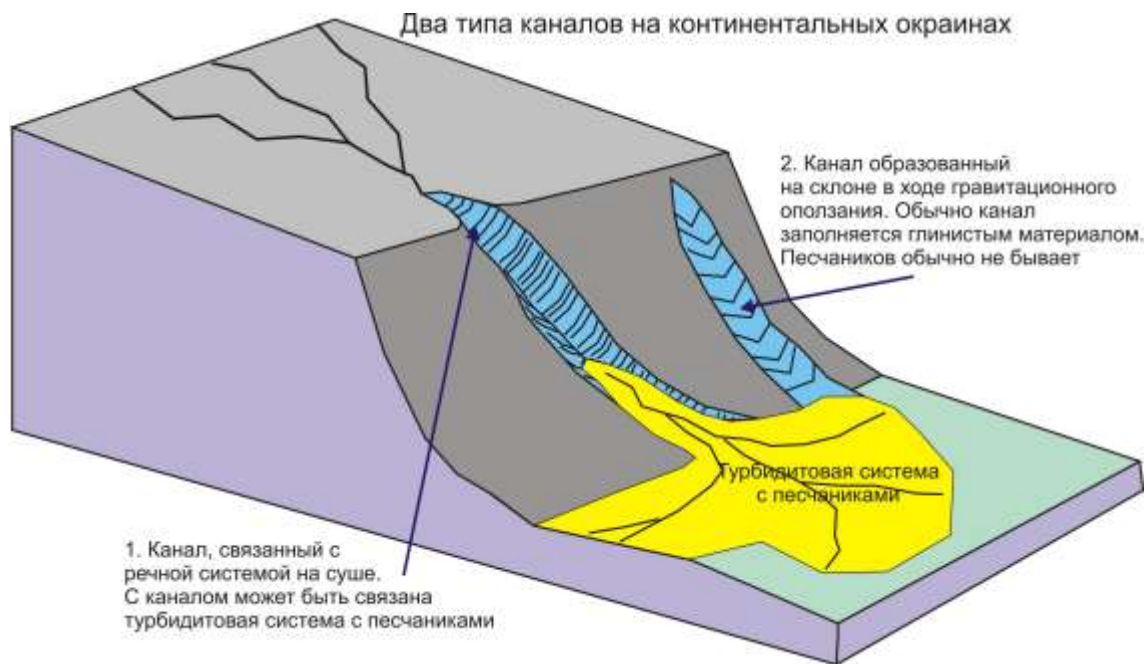


Рис. 4.12. Два типа каналов на континентальном склоне по характеру начала их образования. Первый тип каналов связан с речной системой на суше, второй – не связан.

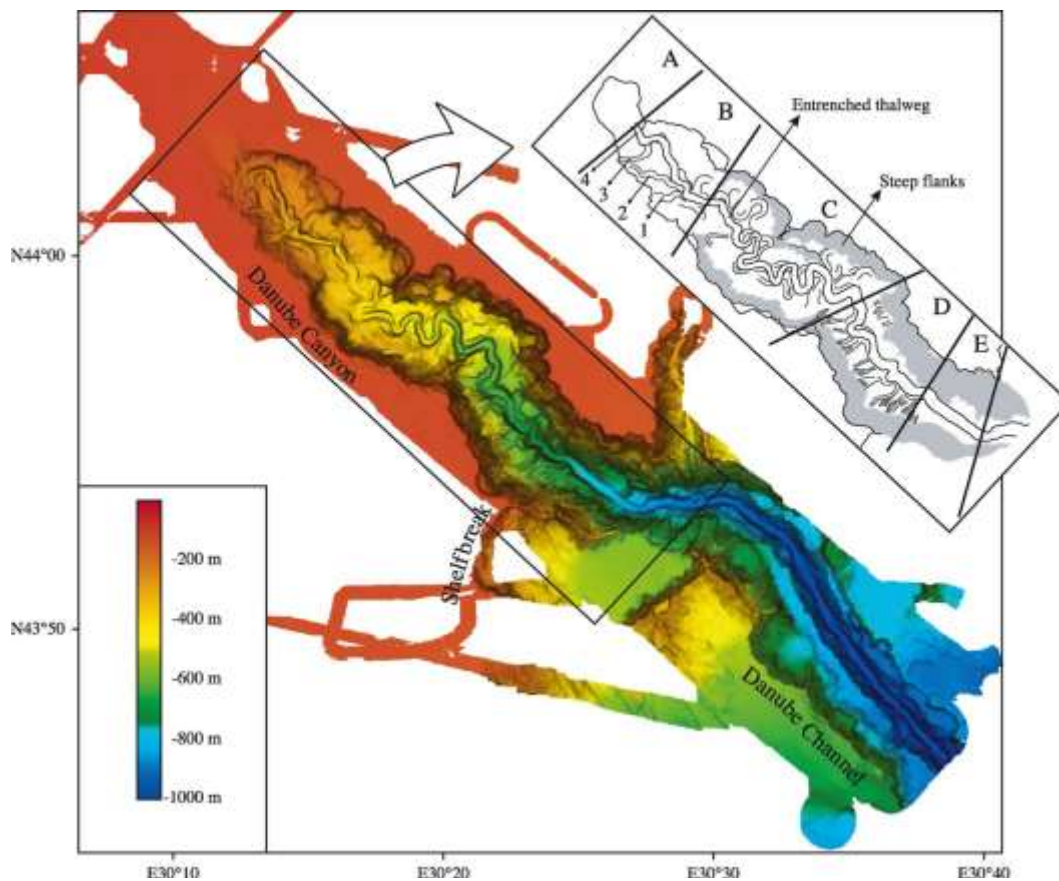


Рис. 4.13. Карта рельефа дна для каньона Дуная в Черном море [Popescu et al., 2004].

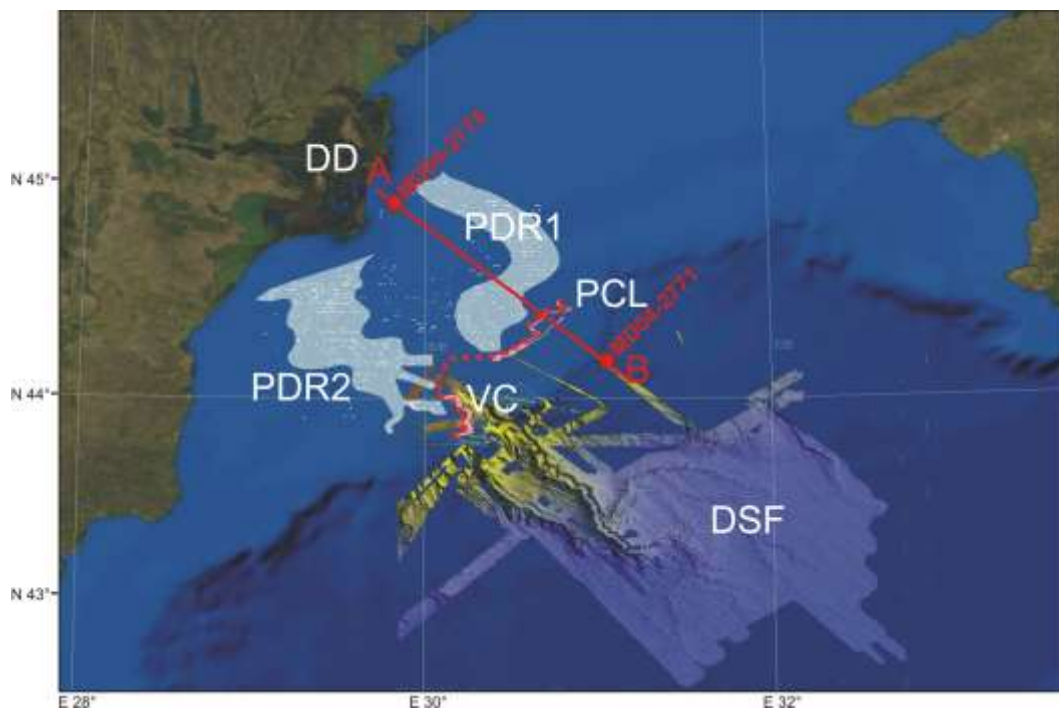


Рис. 4.14. Изображение рельефа дна глубоководной части дельтовой системы Дуная. DD – дельта Дуная, PDR1, PDR2 – палеореки Дуная, PCL – палеолиния берега, VC – каньон Витязь (Дунай), BSF – глубоководный фэн Дуная [Lericolais et al., 2010].

На континентальном склоне широко распространены каналы с сопряженными намывными валами или склоновые каналы с «леви» (levee), или обвалованные каналы (leveed channel). Механизм образования «леви» достаточно прост (рис. 4.15).

312

G. Shanmugan / Marine and Petroleum Geology 17 (2000) 285–342

TYPES OF DEEP-SEA CURRENTS

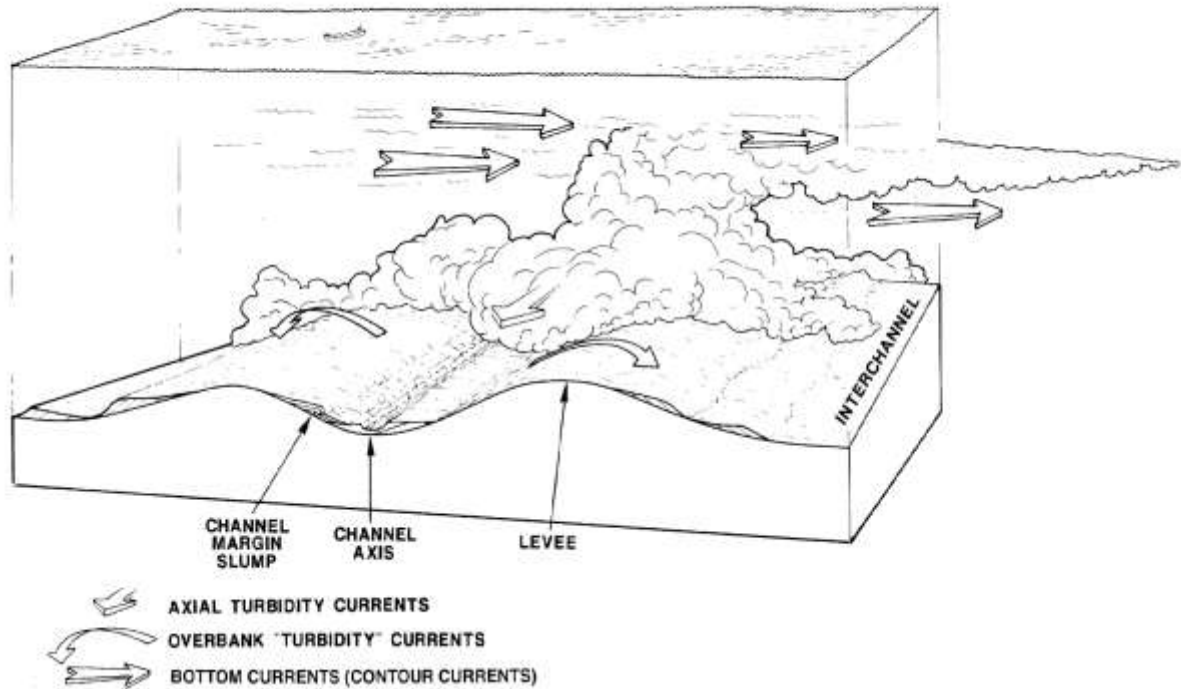


Рис. 4.15. Модель образования турбидитовой системы с «леви» и контурными течениями. Турбидитовый поток движется по каналу, и на дне канала формируется осадок. Но турбидитовое «облако» намного шире канала, и из этого «облака» также выпадает осадок, образуя «леви» (вал). Донные морские течения могут широко разносить материал турбидитового «облака», образуя осадочные породы, называемые контуритами. Модель по [Shanmugan, 2000]. Некоторые детали и особенности данной модели остаются дискуссионными.

Обвалованные каналы хорошо различаются на сейсмических профилях (рис. 4.16-4.19); их гребни обычно приближены к каналам.

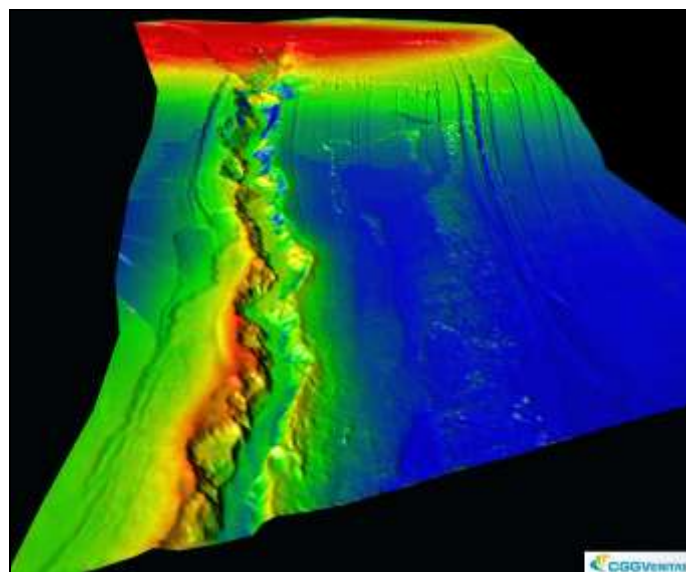
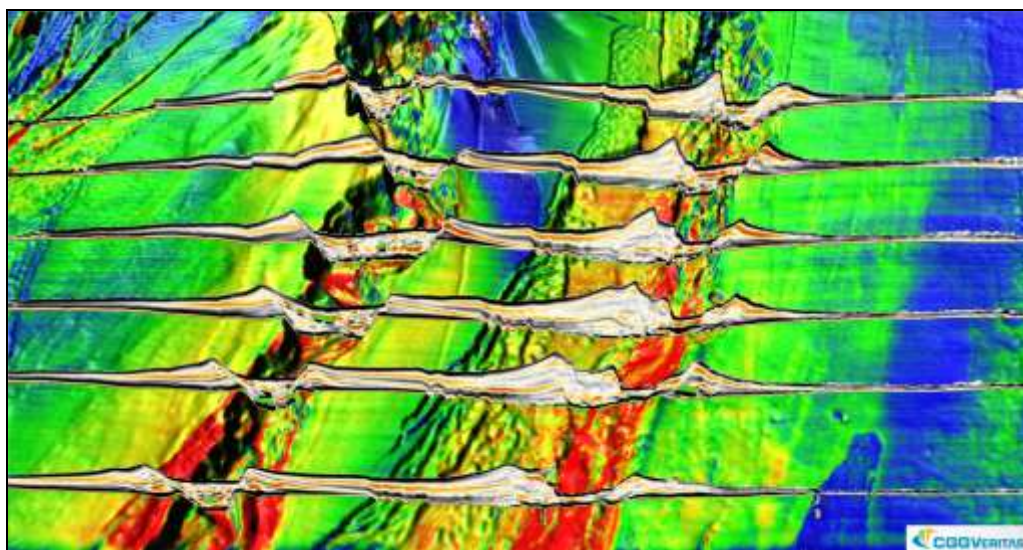
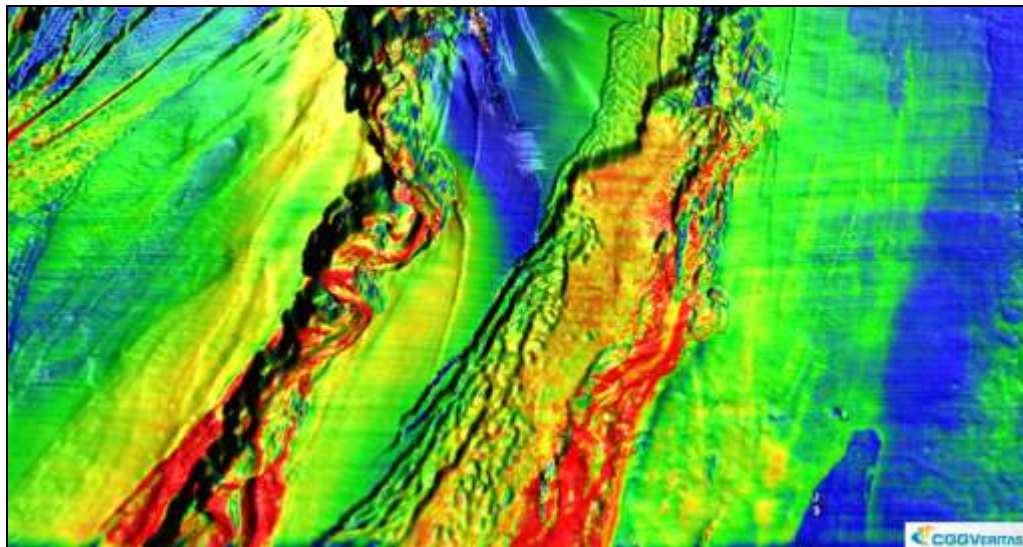
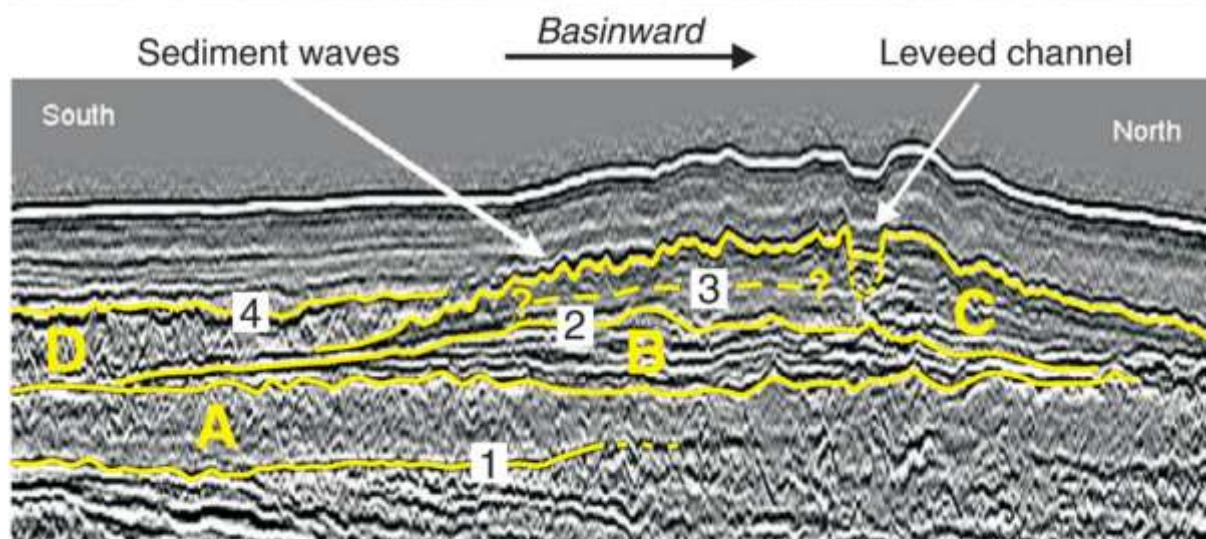
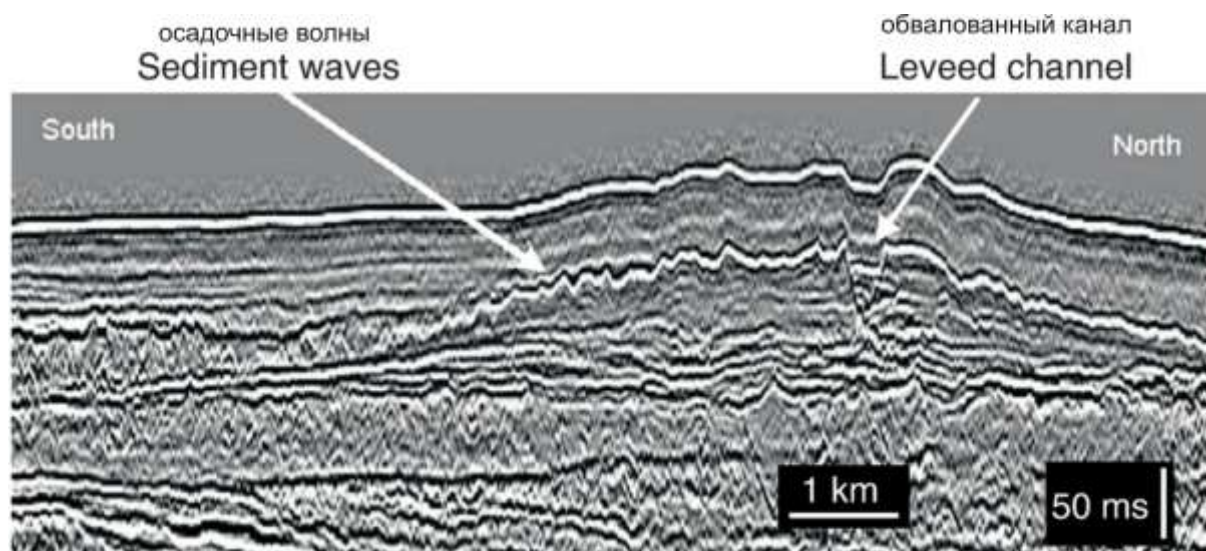


Рис. 4.16. Вид обвалованных каналов (leveed channels) в рельефе дна моря и на сейсмических разрезах. Данные «CGGVeritas».



A — mudflow deposits (chaotic internal facies): early stage of forced regression; B — turbidity-flow frontal splay (well-defined parallel reflections); late stage of forced regression; C — leveed channel and overbank facies (high-amplitude reflections associated with the sandy channel fill and weak reflections/transparent facies associated with the finer grained overbank deposits); lowstand normal regressive and early transgressive deposits; D — mudflow deposits (chaotic internal facies): late transgressive deposits. Note the gradual progradation of gravity-flow deposits into the basin from A to C, and the retrogradation from C to D. Sequence stratigraphic surfaces: 1 — correlative conformity sensu Posamentier and Allen (1999); 2 — correlative conformity sensu Hunt and Tucker (1992); 3 — maximum regressive surface (cryptic, within an undifferentiated succession of low-density leveed-channel turbidites); and 4 — maximum flooding surface.

Рис. 4.17. Модель строения системы «канал-леви», сформировавшейся за единый цикл. А – отложения глинистых потоков (хаотичные внутренние фации), ранняя стадия быстрой регрессии; В – турбидитный фронтальный фэн (хорошо выраженные параллельные рефлекторы), поздняя стадия быстрой регрессии; С – фации обвалованного канала и овербанка (намыва сверху) (высокоамплитудные рефлекторы, связанные с песчаным заполнением каналов и прозрачные фации, связанные с тонкозернистыми отложениями овербанка), нормальная регрессия низкого стояния и начало трансгрессии; D – отложения глинистых потоков (хаотические внутренние фации), стадия поздней трансгрессии [Catuneanu et al., 2009].

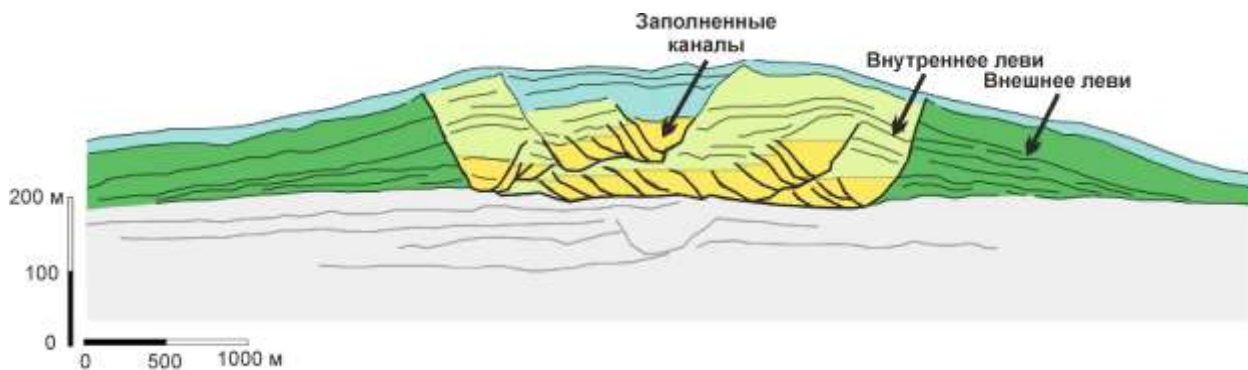


Рис.4.18. Схема строения канальной системы с «леви». По [R. Labourdette, 2008 г.] (данные «Total»).

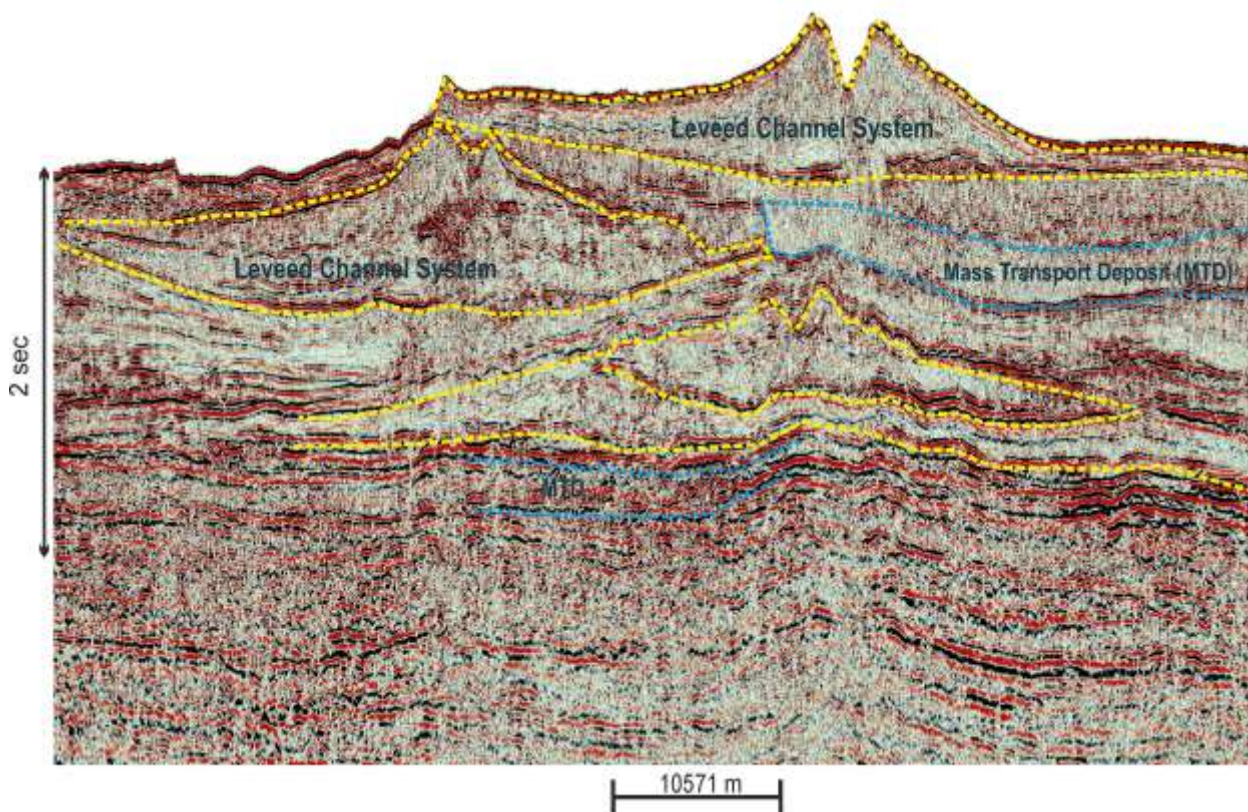


Рис. 4.19. Многоэтажная система обвалованных каналов (leveed channels) и связанных с ними отложений в дистальной (фэновой) части дельтовой системы Дуная в Черном море. Толщина системы превышает 2 сек. Обвалованные каналы находятся в ассоциации с отложениями транспорта масс, турбидитовыми фронтальными фэнами и др.

В самих склоновых каналах может идти разнообразная седиментация (рис. 4.20, 4.21, 4.22).



Рис. 4.20. Примеры седиментации в склоновом канале. [Shanmugam, 2000].

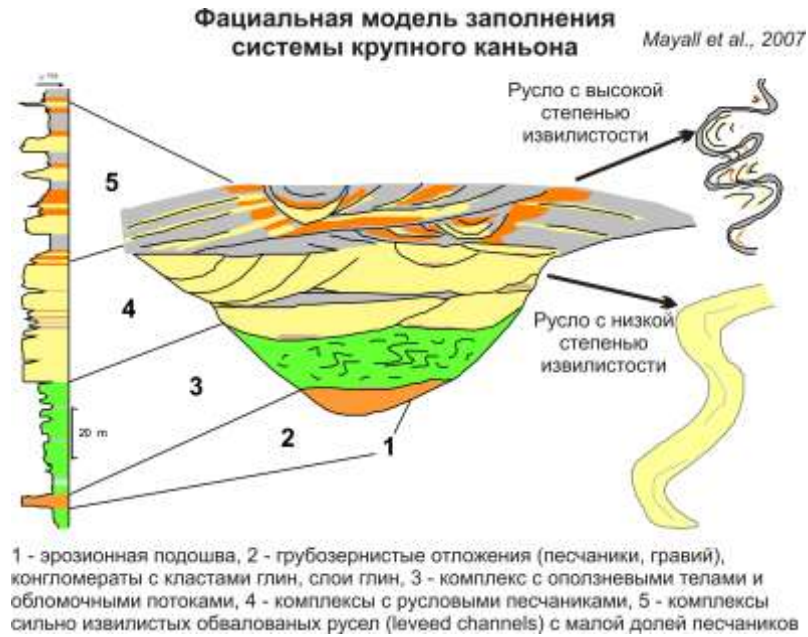


Рис. 4.21. Фациальная модель заполнения системы крупного каньона [Mayall et al., 2007].

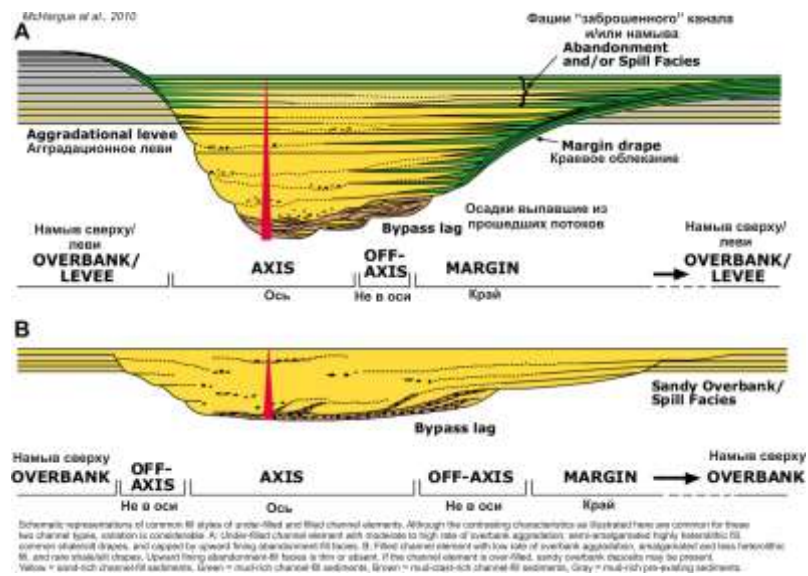


Рис. 4.22. Схематические разрезы через недозаполненные и заполненные осадками каналы. Хотя каналы и сходны, различия между ними существенные. (А). Недозаполненный канал с умеренной до высокой скоростью обвалованной (намывной сверху) агградации, с частично амальгамированным разнофациальным заполнением с типичными глинами и сiltstone (алевролитами) и перекрытыми сверху фациями заброшенного (неактивного) канала. (В). Заполненный канал с низкой скоростью обвалованной агградации, амальгамированной и более однородной седиментацией с малой ролью глин и сiltstone. Сверху фация заброшенного канала либо маломощная, либо отсутствуют. Если канал перезаполнен, то сверху песчаные отложения обвалованной агградации могут присутствовать. Желтое – песчаные каналные осадки, зеленое – глинистые каналные осадки, коричневое – каналные осадки с кластами глин, серое – глинистые доканаловые осадки [McHargue et al., 2010].

Нами изучались склоновые каналы на Западном Кавказе в районе г. Адлер и в Южном Крыму. В олигоценовых осадках майкопской серии в Адлерской депрессии широко распространены палеоканалы, заполненные песчаниками. Но в них также широко распространены и дебриты с кластами (олистолитами) осадочных пород. Наибольшее количество обнажений изучено в районе с. Шиловка (Адлерский район). Следует отметить, что фрагментарный характер обнаженности не позволяет полностью охарактеризовать каналные системы. На рис. 4.23-4.35 показаны некоторые результаты наших полевых работ.



Рис. 4.23. Вид обнажения склонового канала-1 олигоцена (майкопская серия). Толща песчаников толщиной более 4 м залегает на турбидитовых глинах со слоями песчаников. Песчаники выполняют часть палеоканала; в них имеются линзы песчаников и элементы косых серий. Район г. Адлер, с. Шиловка.



Рис. 4.24. Песчаники неоднородны и содержат рассеянные мелкие фрагменты глин. Пачка песчаников образовалась за счет амальгамации многих слоев песчаников; в них содержатся фрагменты обуглившейся древесины. Район г. Адлер, с. Шиловка.



Рис. 4.25. Вид обнажения склонового канала-2 олигоцена (майкопская серия). А – общий вид обнажения. Выделяется три пачки. Пачка 1 – переслаивание маломощных турбидитовых песчаников и глин. Пачка 2 – толща дебритов с фрагментами неокатаных осадочных пород, толщина 1,5 м (Б). Пачка 3 – толща бесструктурных песчаников (В); в пачке имеются тонкие прослой глины и горизонтами с неокатанными кластами глины. Пачка образована амальгамацией нескольких слоев песчаников. Район г. Адлер, с. Шиловка.



Рис. 4.26. Общий вид пачки песчаников канала-2, содержащих прослои и класты глин.



Рис. 4.27. Песчаники с прослоями глин и отдельные класты некатанных фрагментов глин. Класты глин образованы при выпахивании турбидитовым потоком дна канала, сложенного глинами.



Рис. 4.28. Общий вид пачки песчаников канала-3. Песчаники различных типов: массивные, слоистых и тонкослоистые. Район г. Адлер, с. Шиловка.



Рис. 4.29. Граница массивных и слоистых песчаников. Песчаники бесструктурные (массивные) толщиной более 5 м; кверху они переходят в тонкослоистые песчаники, а еще выше (за пределами фото) – в пачку тонкослоистого переслаивания песчаников и глин. Район г. Адлер, с. Шиловка.



Рис. 4.30. Вид тела склонового канального песчаника с внутренней линзой песчаника. Канал-4. Район г. Адлер, с. Шиловка.



Рис. 4.31. Общий вид обнажения, слева видна часть линзовидного тела – вероятно, это заполнение палеоканала.



Рис. 4.32. Левая часть обнажения. Пласты песчаников в линзовидном теле выклиниваются вправо. Вероятно, секвенции турбидитов с песчаниками заполняли склоновый палеоканал.

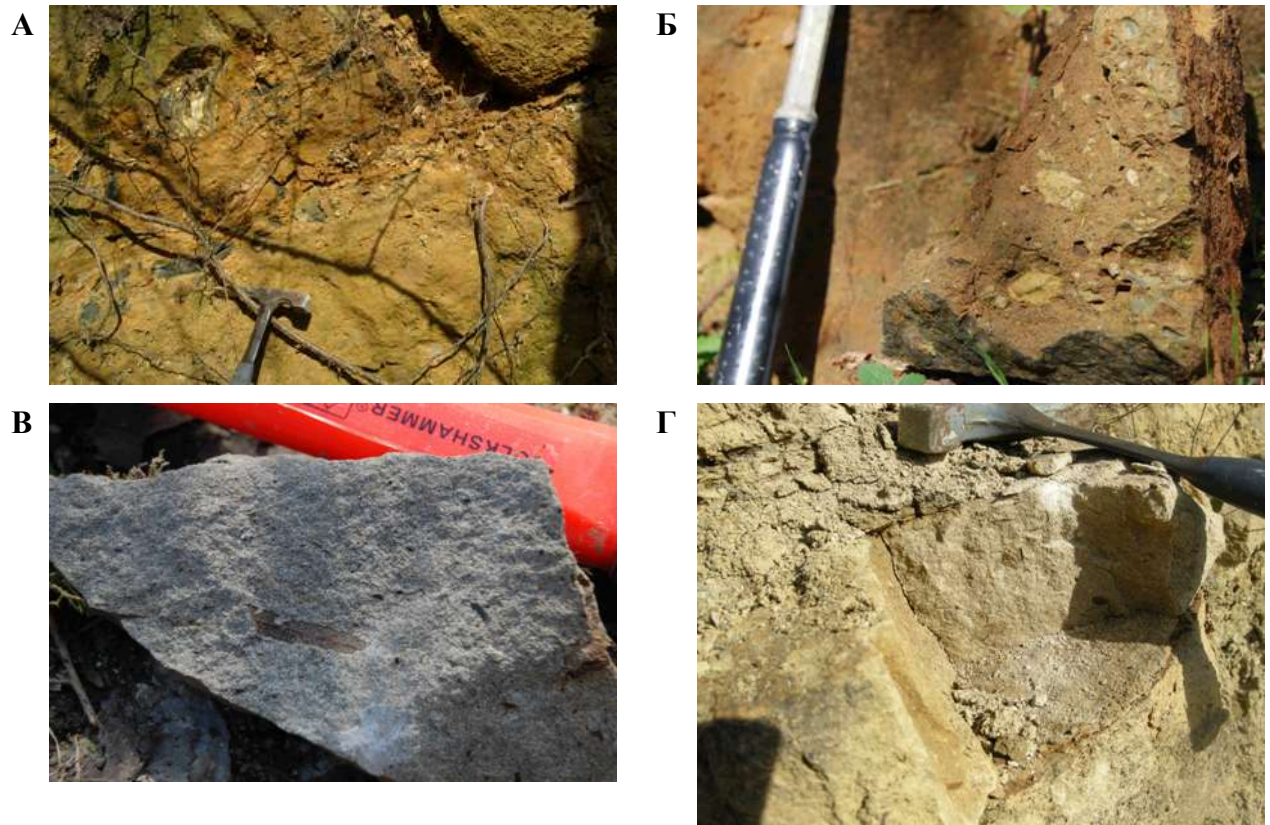
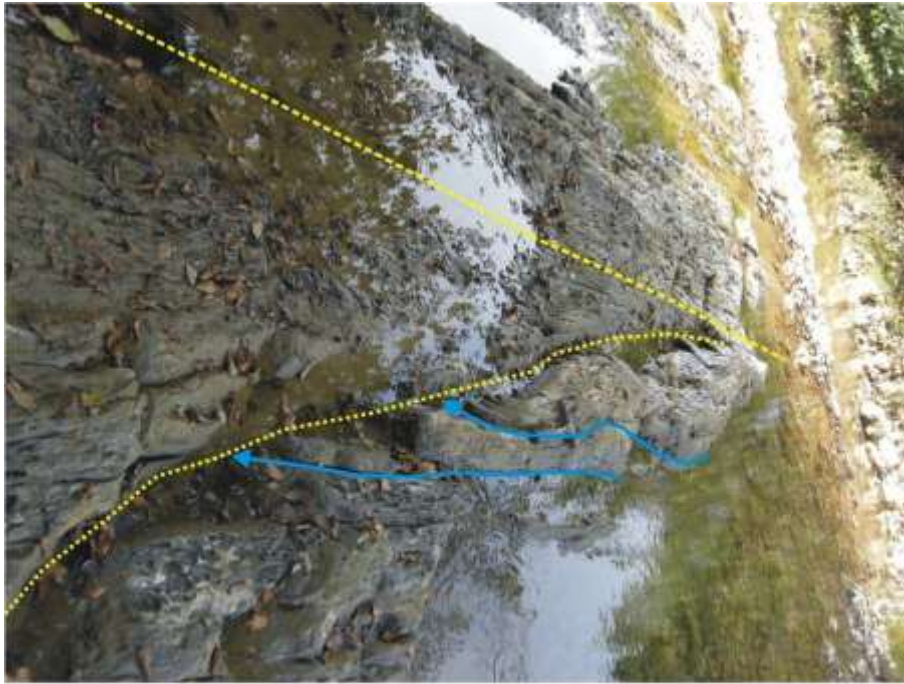


Рис. 4.33. Текстуры песчаников канала-4. На фото *А, Б* видны класты осадочных пород в песчаниках, на фото *В, Г* – общая грубозернистость песчаников и их плохая сортировка; отпечаток листика.



Рис. 4.34. В келловейских (среднеюрских) глинах наблюдается линзовидное тело, выполненное пластами песчаников и глин. Вероятно, это заполнение палеоканала. Толщина песчаника в основании линзы вверх быстро уменьшается, так как, по-видимому, он заполнял узкий канал на дне бассейна.



Модель образования и заполнения канала в майкопских глинах



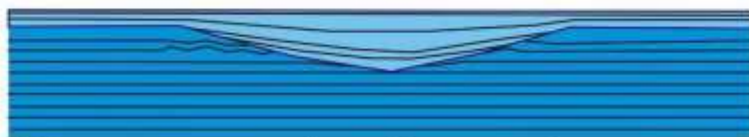
1. Формирование слоистой толщи глин



2. Формирование эрозионного канала



3. Оползание на склонах канала



4. Заполнение канала новой серией слоистых майкопских глин (так как в обнажении мы видим только край канала, то не известно, есть ли песчаники в осевой части палеоканала)

Рис. 4.35. На фото сверху – обнажение майкопских глин в Абхазии. В толще глин наблюдается эрозионный канал, также заполненный глинами. Внизу – принципиальная модель образования и заполнения канала.

В целом можно сделать заключение, что склоновые каналы могут быть как в значительной степени заполнены песчаниками, так и наоборот, во многих случаях они выполнены отложениями транспорта осадков и глинами.

Известным месторождением углеводородов в склоновой канальной системе является месторождение Зафиро в дельте Нигера в Экваториальной Гвинее (рис. 4.36, 4.37). Оно приурочено к каналам разного типа с длительной эволюцией. Каналы были и эрозионные с выносом осадков и заполнялись осадками, а также были заброшенными (abandonment). На ранней стадии развития канал был в целом прямолинейным, а затем степень его меандрирования нарастала (рис. 4.38).

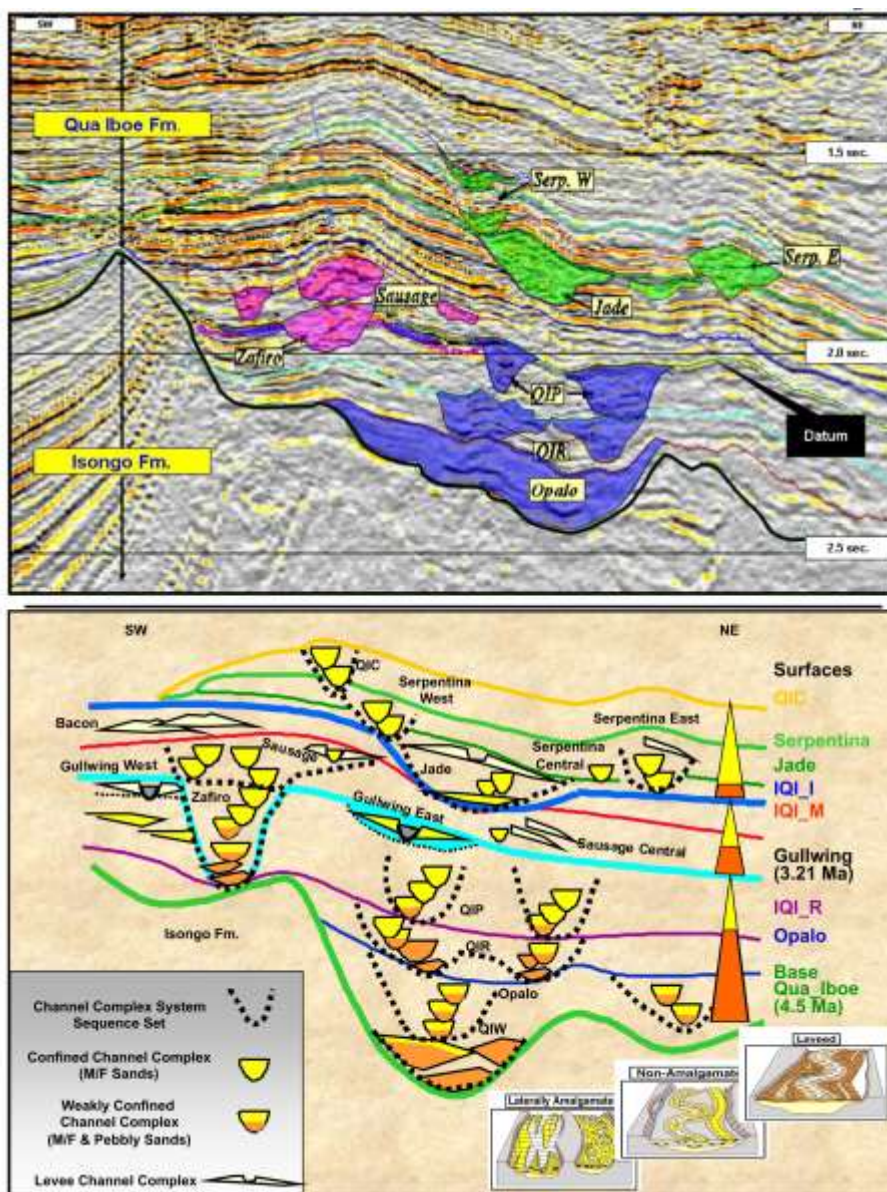


Рис. 4.36. Сейсмический разрез и стратиграфическая схема месторождения Зафиро [<http://www.equatorialoil.com/index.html>].

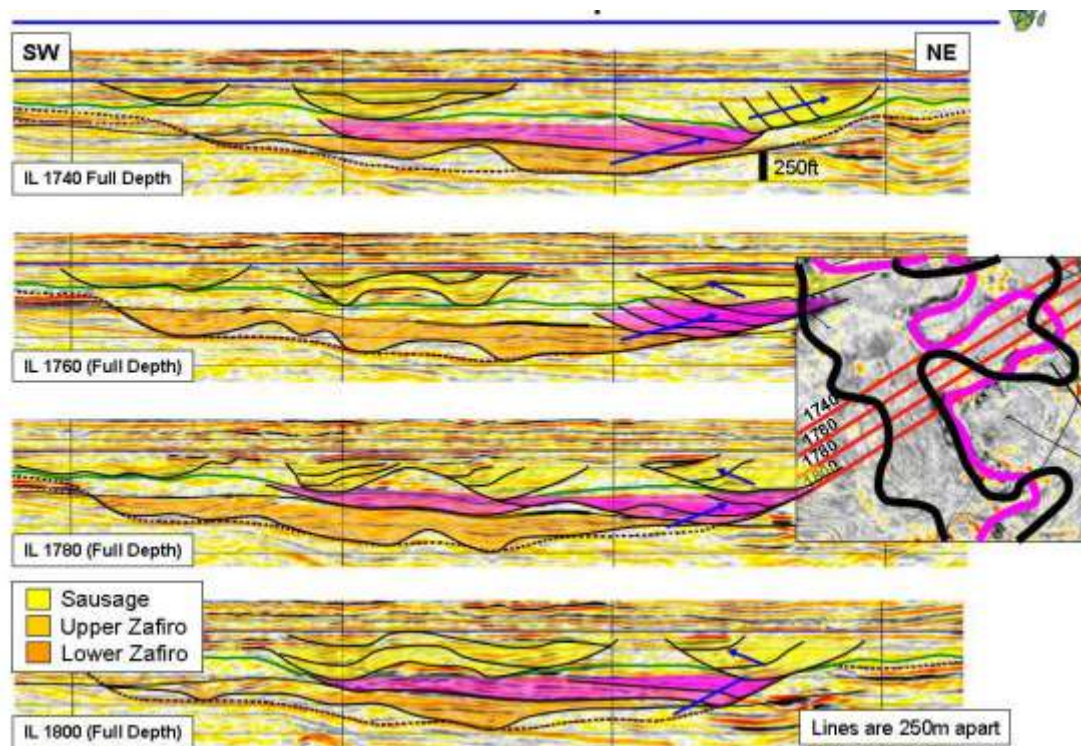


Рис. 4.37. Разрезы через каналные системы месторождения Зафи́ро [<http://www.equatorialoil.com/index.html>].

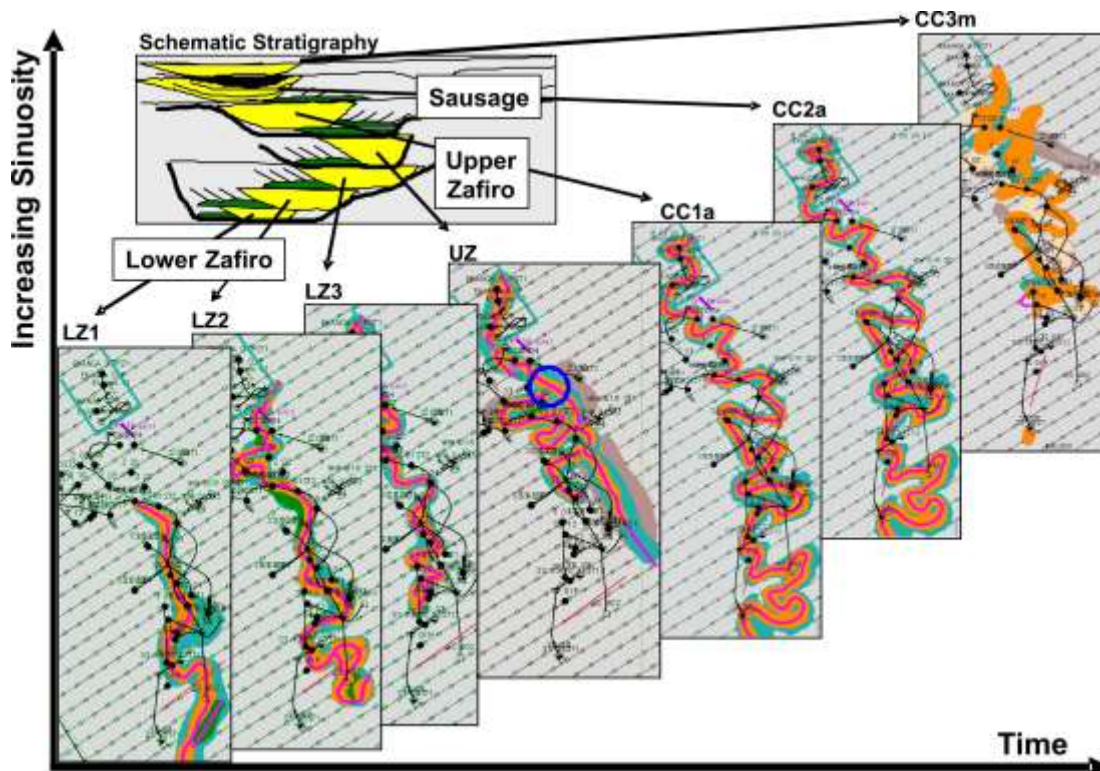


Рис. 4.38. Эволюция каналной системы Зафи́ро во времени с заметным увеличением «синусоидальности» в геометрии каналов [<http://www.equatorialoil.com/index.html>].

В дельте Нигера на канальную систему Зафиро похожи некоторые другие канальные системы: каньон «А» (рис. 4.39) и значительно деформированная канальная система «Д» (рис. 4.40). Для канальной системы «А» характерно меандрирование русла, это допускает наличие многочисленных тел канальных песчаников и системы «леви» (намывных валов). Канальная система «А» сверху покрыта однородной толщей. Вероятно, это толща глин, которая сформировалась в эпоху отмирания канальной системы. Канальная система «Д» в эпоху своего формирования также обладала системой меандрирующих русел, и судя по их значительной извилистости, эта система была достаточно зрелой и в ней могли накапливаться разные типы турбидитовых отложений, включая канальные песчаники.

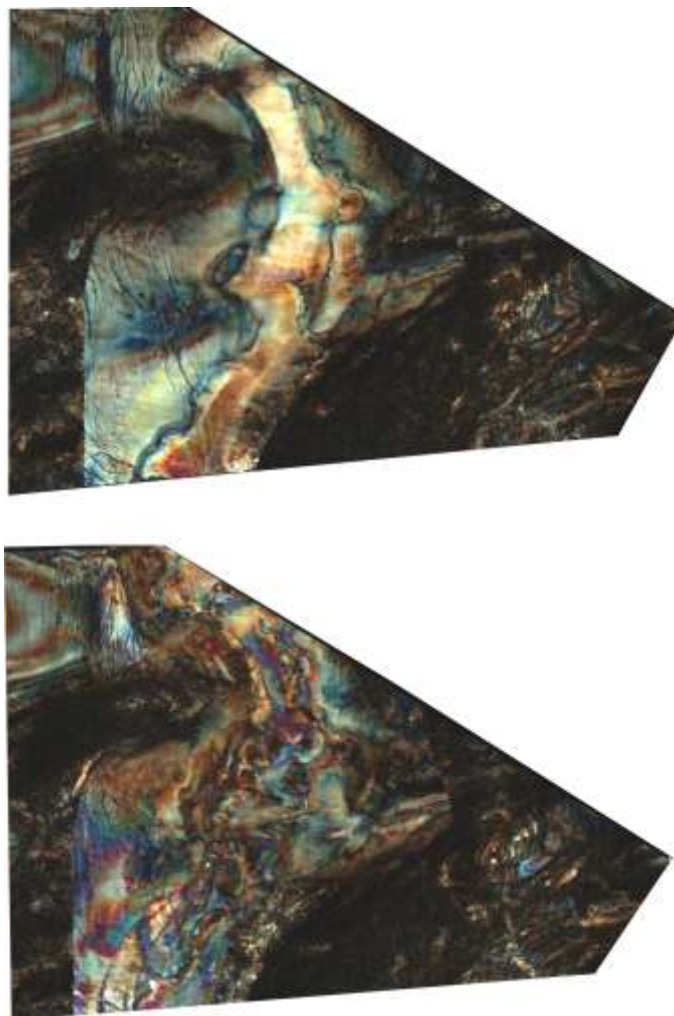


Рис. 4.39. Слайсы спектральной декомпозиции для района канала «А». На верхнем слайсе показано, что канал сверху перекрыт однородной толщей – вероятно, глинистой. На нижнем слайсе четко видны меандрирующие русла, из чего следует, что в активной стадии развития по каналу транспортировался турбидитовый материал, и канал длительно развивался. Канальная система может иметь канальные песчаные тела.

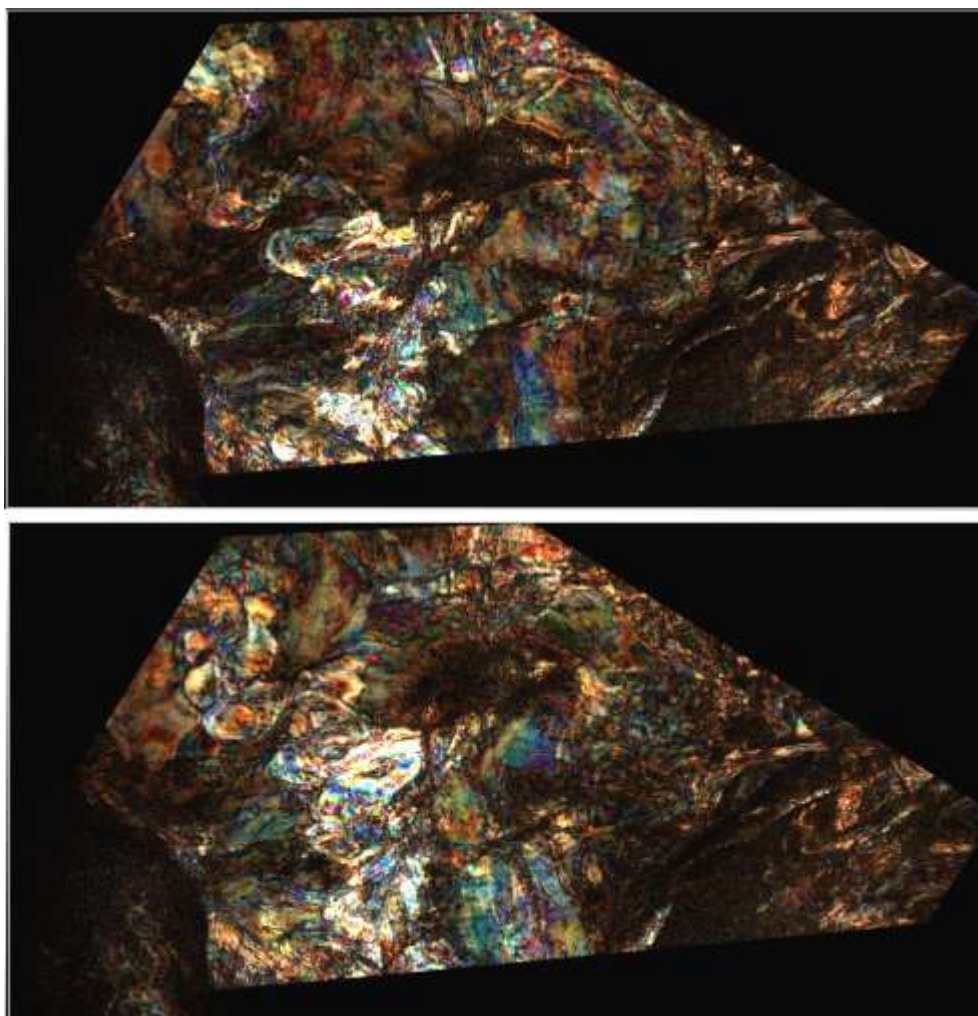


Рис. 4.40. Слайсы спектральной декомпозиции для канальной системы «Д». На слайсах четко видна сильно меандрирующая система русел, что указывает на возможность формирования тела канальных песчаников.

Каналы по их организации делятся на организованные и неорганизованные [Posamentier, Walker, 2006] (рис. 4.41). У организованных каналов форма меандр примерно повторяет предыдущую, и они закономерно меняются. У неорганизованных каналов формы меандр имеют хаотические очертания, и в ходе эволюции канальной системы получается незакономерная система. Разделение на эти два типа имеет важное теоретическое и практическое значение. Существует такое явление, как степень заполнения канала осадком (fill ratio). При низкой степени заполнения канал не полностью заполняется и начинает менять свою геометрию. А при высокой степени заполнения канал только при полном заполнении осадком меняет свою геометрию (создает новую меандру). Неорганизованные каналы в большей степени бывают заполнены песчаным материалом. Классический вариант организованного канала показан на рис. 4.42. На рис. 4.43 показан пример для майкопских отложений Туапсинского прогиба.

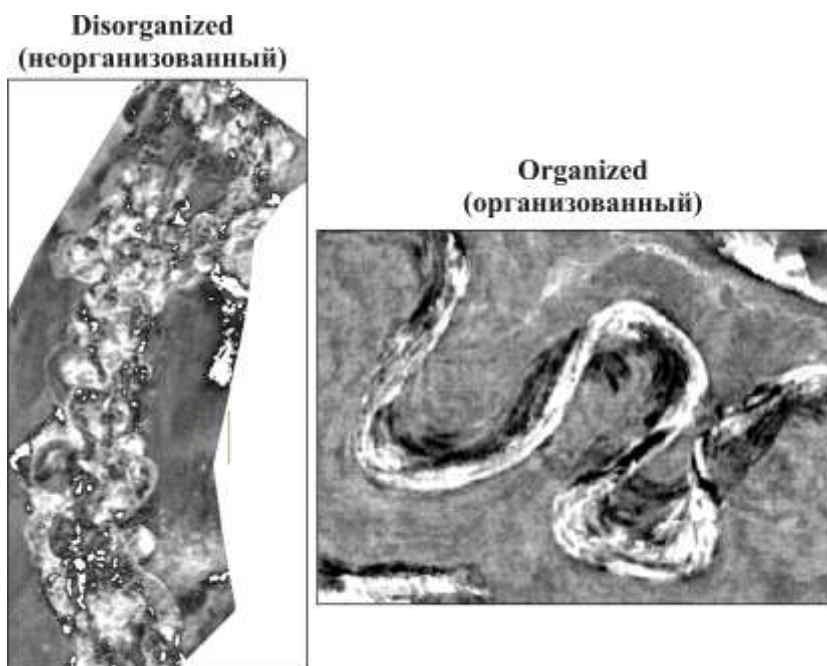


Рис. 4.41. Вид на сейсмическом слайсе «неорганизованного» и «организованного» каналов. [Posamentier, Walker, 2006].

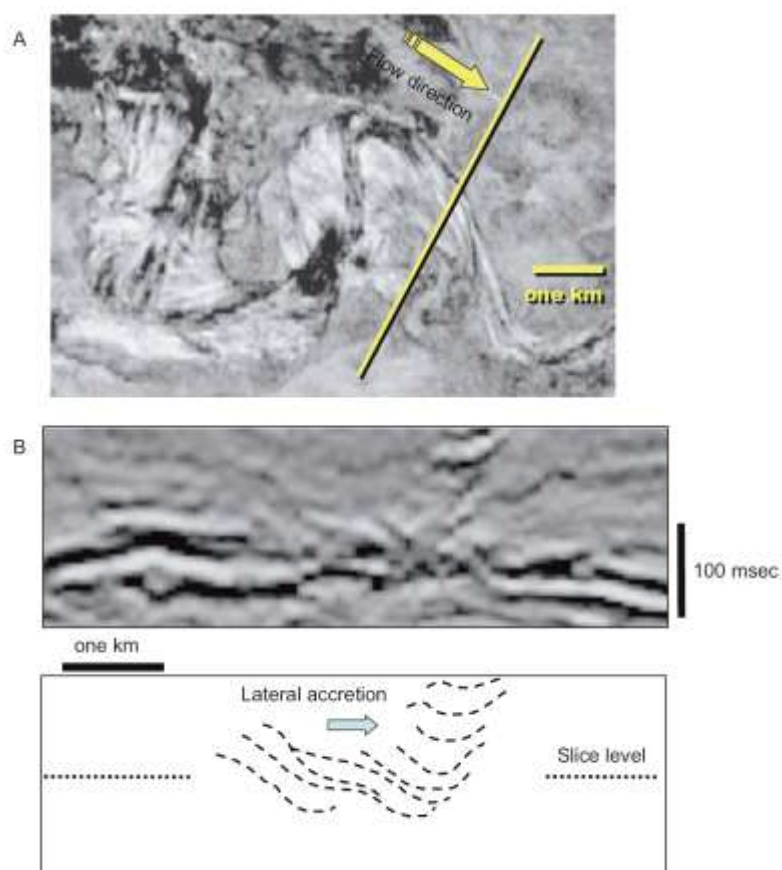


Рис. 4.42. На сейсмическом слайсе (А) хорошо видна меандрирующая система канала с «леви». На сейсмическом профиле и его интерпретации (В) четко видна латеральная аккреция, типичная для «организованных» каналов. [Posamentier, Walker, 2006].

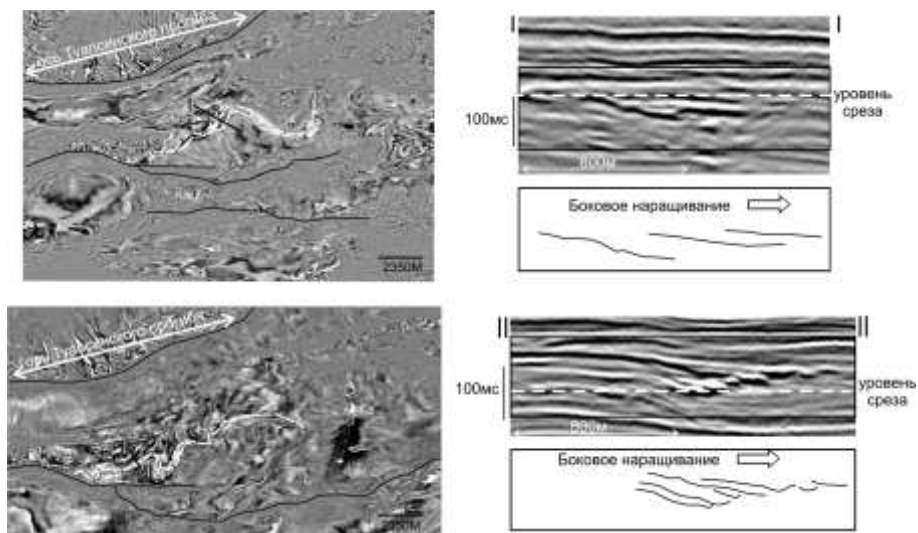


Рис. 4.43. Слева показаны два сейсмических временных слайса для майкопских отложений Туапсинского прогиба Черного моря, справа показаны разрезы к ним и их интерпретации. Меандрирующая система вверх по разрезу меняет свою геометрию, приобретая типичное боковое наращивание (lateral accretion) – свидетельство в пользу того, что канал «организованный». [Митюков и др., 2012].

Система каналов склона часто выходит и на дно бассейна. На дне бассейна могут формироваться как каналные системы с «леви» (leveed channel on basin floor), так и без «леви». Изображение такого канала показано на рис. 4.44.

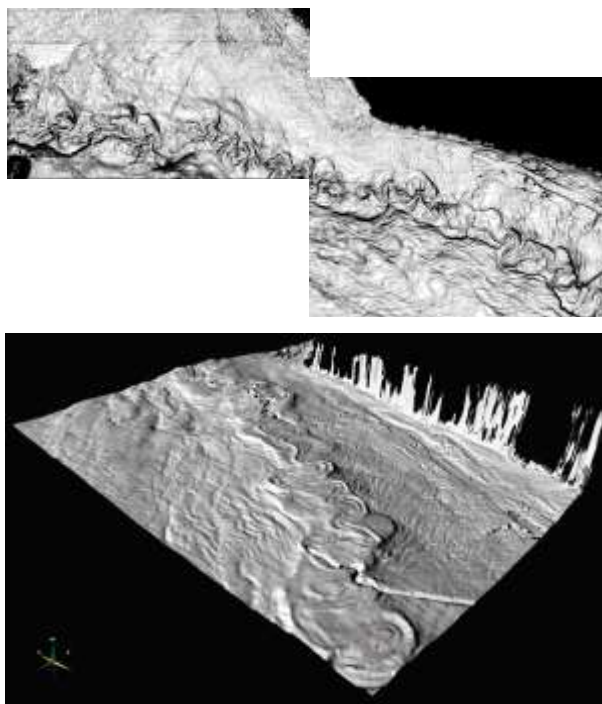


Рис. 4.44. Вид канала с «леви» на дне Мексиканского залива. Канал формируется на поднятии, образованном осадками «леви». [Posamentier, Walker, 2006].

Каналы с «леви» на дне имеют сложное строение (рис. 4.45), но пока детально они не изучены.

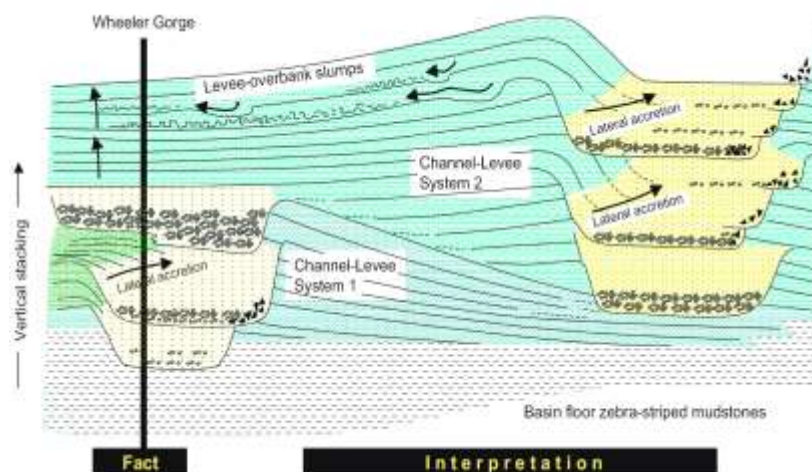


Рис.4.45. Модель строения каналов с «леви», построенная на основе полевых работ по изучению канальных комплексов в Калифорнии. [Posamentier, Walker, 2006].

Для каналов типично также формирование «overbank deposits», или наложенных отложений поверх «леви» (рис. 4.46). Так как каналы обычно меандрируют и по ним по синусоиде транспортируется главная масса турбидитового потока, то материал турбидитового «облака» может в местах изгиба канала продолжать прямолинейное движение, во время чего из него дополнительно выпадает обломочный материал на «леви». В этих местах «леви» могут иметь слои песчаников относительно большей толщины.

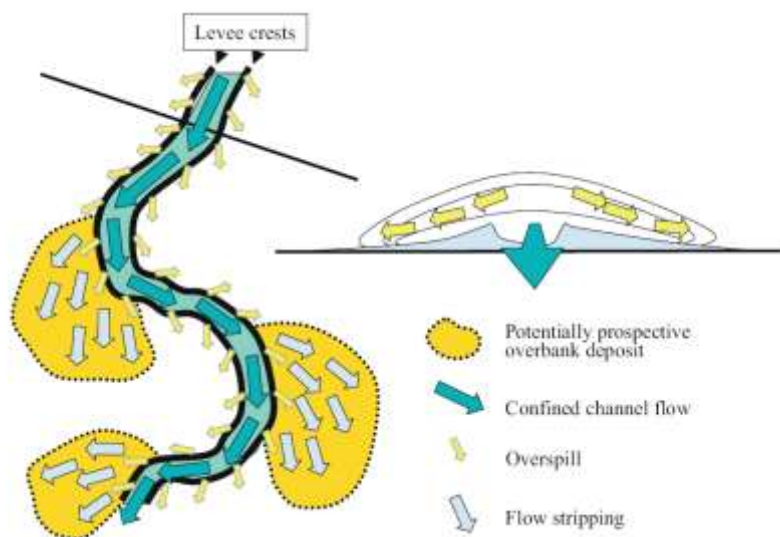


Рис. 4.46. Схема строения канала с «леви» (leveed channel) в плане и в разрезе. На разрезе видно, что турбидитовый поток располагается над гребнем «леви». В местах изгиба канала турбидитовый поток может продолжать прямолинейное движение и образовывать осадок на поверхности «леви» с повышенным количеством песка (overbank deposits – отложения поверх поднятия, наложенные отложения).

В канальных системах особо выделяются зоны с конусами бокового прорыва (crevasse splay). Турбидитовые каналы могут существовать длительно, но иногда при движении по ним турбидитового потока стенки канала и «леви» прорезаются, и турбидитовый материал частично выносится в сторону от основного канала (рис. 4.47, 4.48).

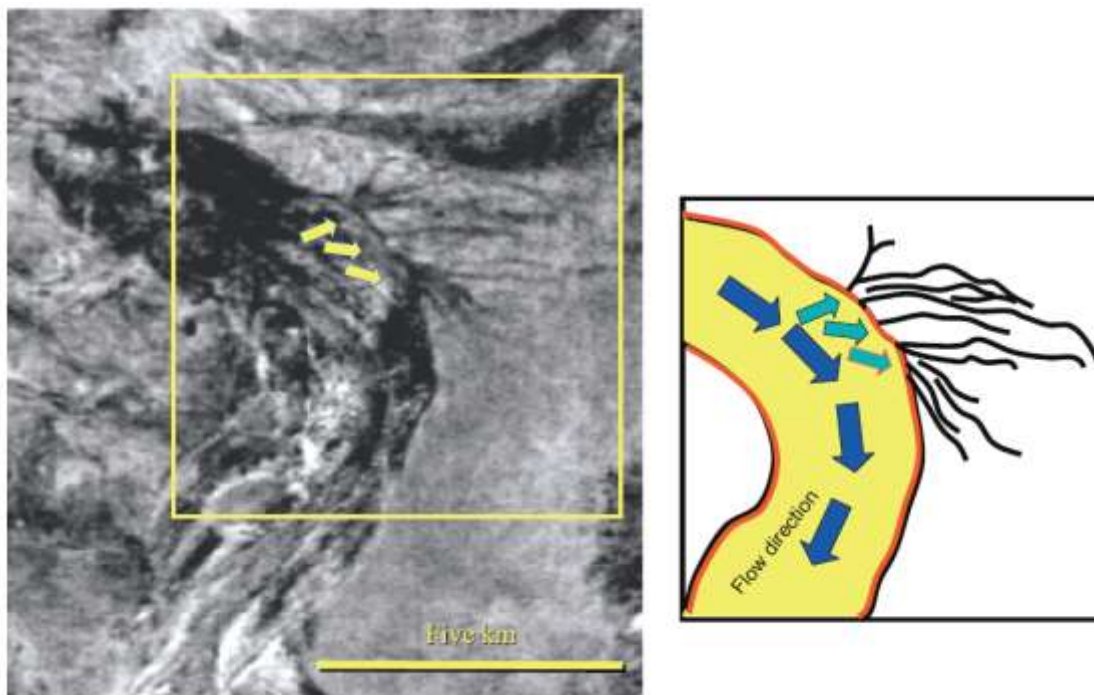


Рис. 4.47. На сейсмическом слайсе видно, как из основного канала произошел прорыв материала в зоне с конусами бокового прорыва (crevasse splay).

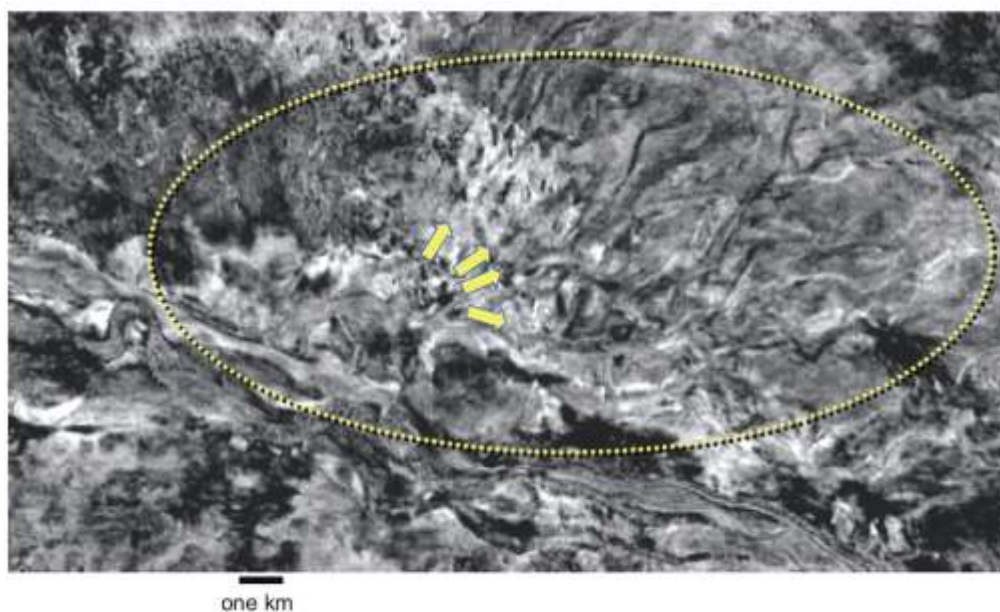


Рис. 4.48. Вид на сейсмическом слайсе зоны с конусами прорыва (crevasse splay).

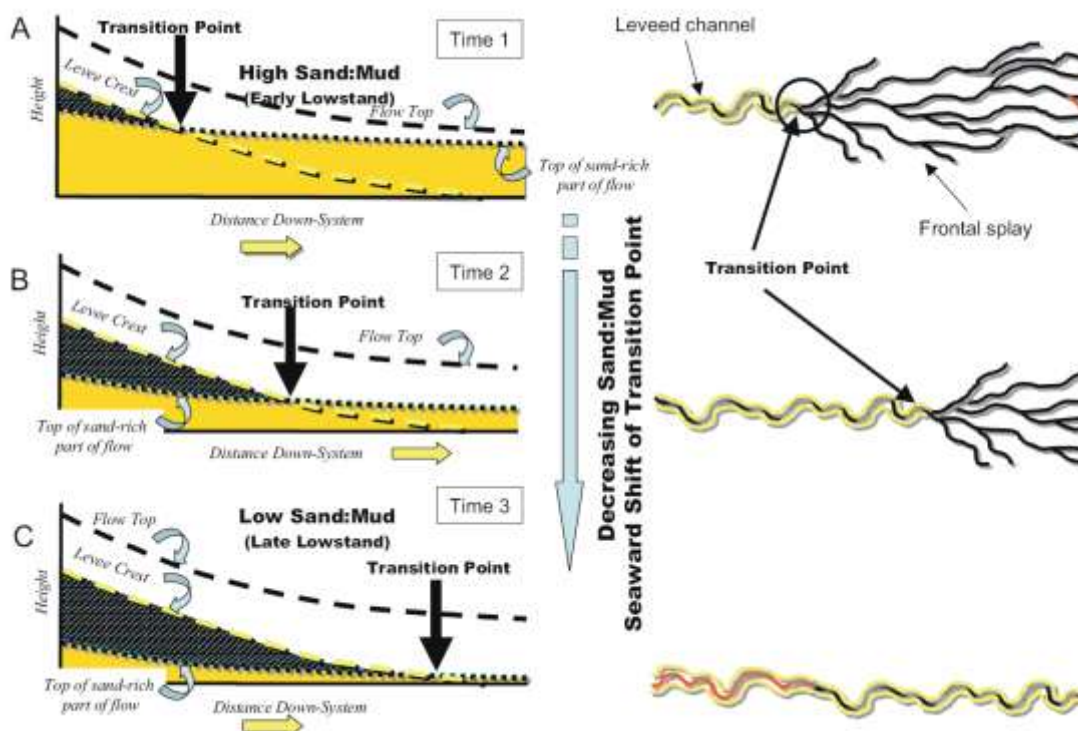


Рис. 4.50. Модели зависимости положения «точки перехода» (transition point) от соотношения песчаной и глинистой фракций в турбидитовом потоке. При высоком отношении точка перехода может быть ближе к суше (А), а при низком – в нижней части склона (В) или вообще отсутствовать (С). [Posamentier, Walker, 2006].

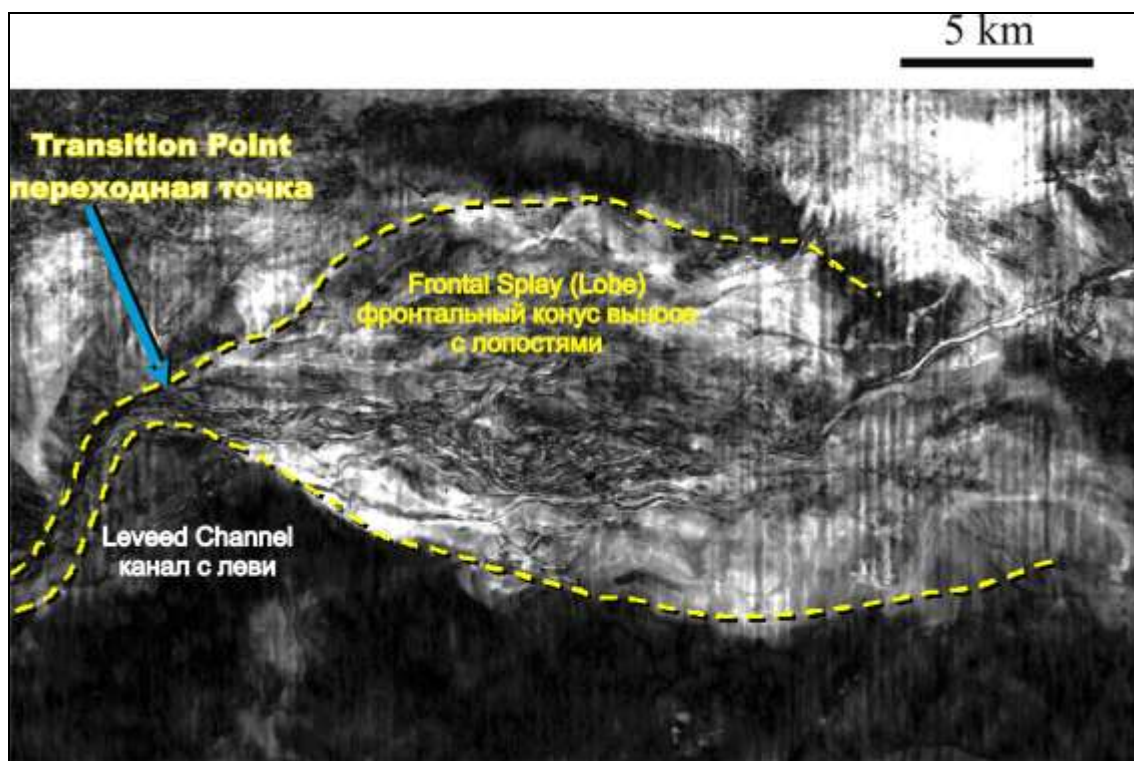


Рис. 4.51. Сейсмический слайс, на котором четко видна переходная точка к фронтальному конусу выноса. [Posamentier, Walker, 2006].

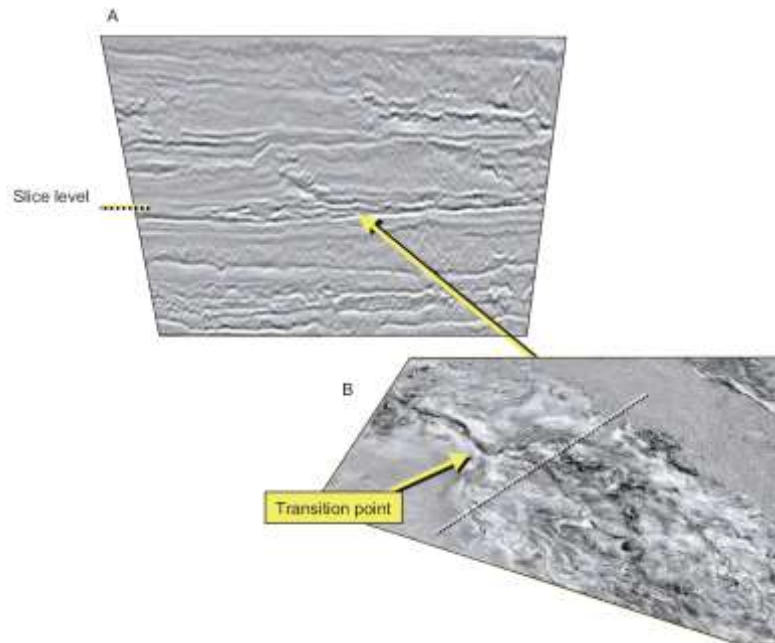


Рис. 4.52. Сейсмический слайс (А) и разрез к нему (В), показывающие изображение переходной точки (transition point). [Posamentier, Walker, 2006].

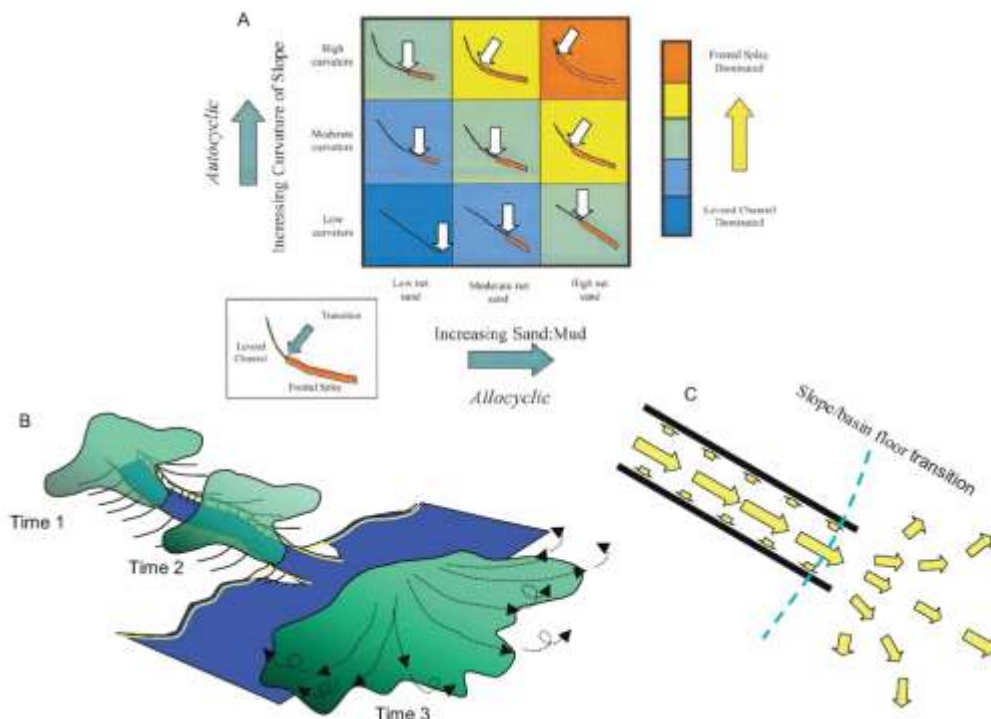


Рис. 4.53. А. Модели зависимости положения переходной точки от соотношения песчаной и глинистой фракций в турбидитовом потоке и от изменения кривизны склона. Увеличение кривизны склона ведет к миграции переходной точки вверх. Увеличение отношения песчаной фракции к глинистой ведет к тому же эффекту. В. Переход турбидитового потока от канала с «леви» к дну бассейна. С. При достижении дна бассейна латерально направленные (в разные стороны) векторы движения резко увеличиваются, что приводит к отложениям конуса выноса на дне. Неожиданные препятствия для турбидитового потока на склоне могут приводить к изменениям положения переходной точки. [Posamentier, Walker, 2006].

Для Туапсинского прогиба в Черном море по 3Д сейсмическим данным также можно точно установить переходную точку в турбидитовой системе (рис. 4.54). При этом четко видно, что в конусе выноса, в свою очередь, имеется веером расходящаяся канальная система (канальная система типа спагетти). Для дельты Нигера также типичны склоновые каналы с переходной точкой (рис. 4.55), но им свойственно заполнение осадками транспорта масс.

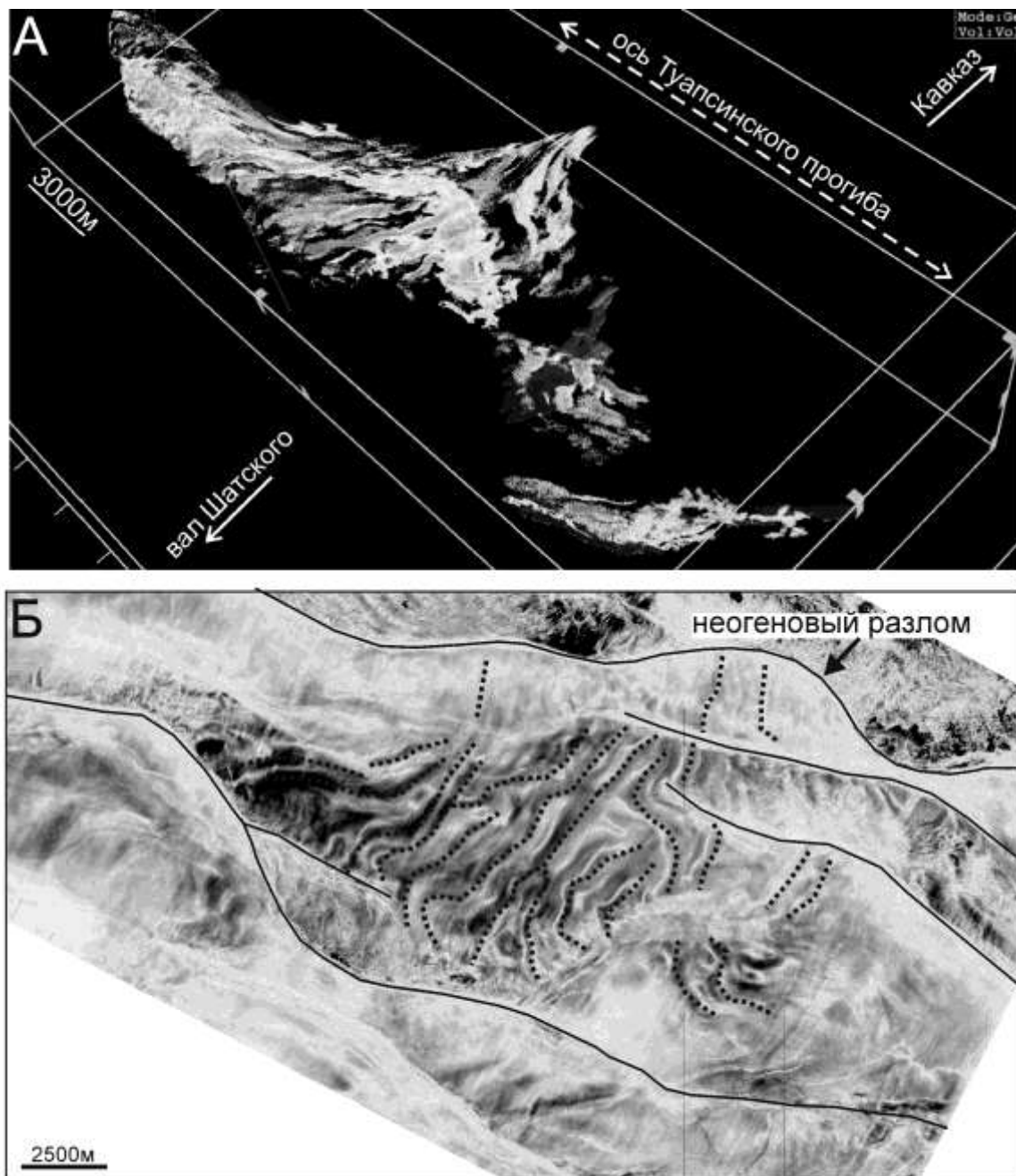


Рис. 4.54. Пример 3Д сейсмического изображения переходной точки и конуса выноса для отложений майкопа Туапсинского прогиба в Черном море. [Митюков и др., 2011, 2012].

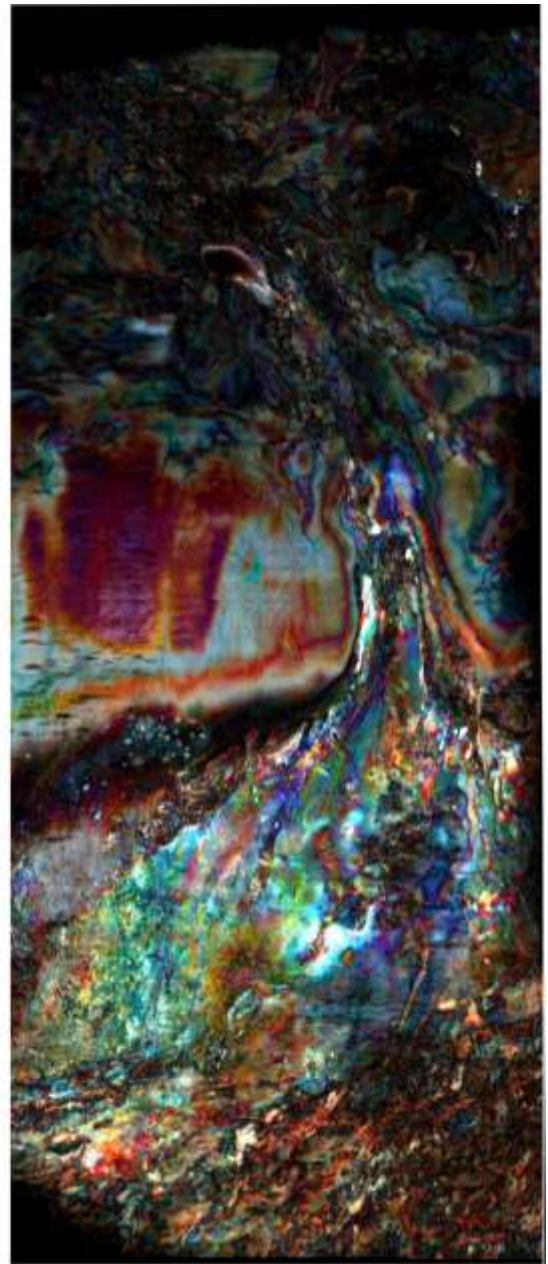


Рис. 4.55. Примеры положения переходной точки для одного из каналов дельты Нигера.

Для некоторых областей типичны глубоководные каналные системы, продольные по отношению к континентальному склону. Особенно они характерны для случаев, когда параллельно континентальной окраине в глубоководной зоне имеется относительное поднятие, которое препятствует транспорту материала перпендикулярно шельфовой зоне. Типичный пример такой системы имеется в восточной части дельтовой системы Нигера (рис. 4.56, 4.57). Для этих каналных систем весьма характерны «леви».

В Черном море Туапсинский прогиб в олигоцене-раннем миоцене (майкопе) представлял собой асимметричный трог глубиной около 500-1000 м. Со стороны Большого Кавказа он был ограничен системой островов, а в центральной части Черного моря – относительным поднятием Шатского. На дне Туапсинского прогиба сформировалась каналная система (рис. 4.58, 4.59).

Осадочные волны являются относительно новым объектом для изучения. Они типичны для континентальных склонов и их подножий. Простираются осадочные волны часто параллельно шельфу или параллельно простиранию «леви» для систем «канал-леви». Их происхождение дискуссионно, но часто их связывают с транспортом материала по склону или с придонными контурными течениями. Типичные примеры осадочных волн показаны на рис. 4.60.

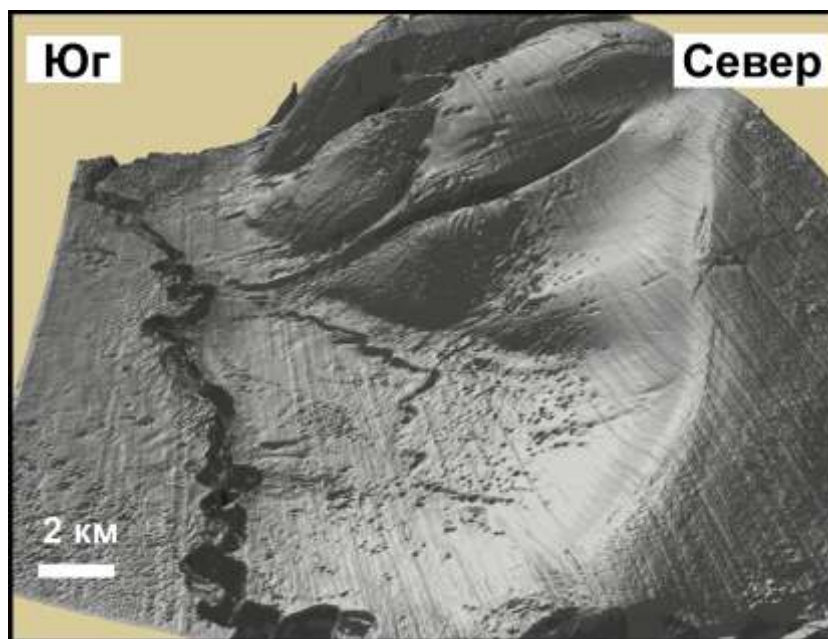


Рис. 4.56. Отображение топографии района глубоководного канала в области восточного края дельты р. Нигер. Канал проходит у подножья склона, характеризуется меандрированием и наличием намывного вала («леви»). Южнее канала располагается относительное поднятие (вулканическая линия Камеруна), и канал течет вдоль самого низкого уровня [<http://www.equatorialoil.com/index.html>].

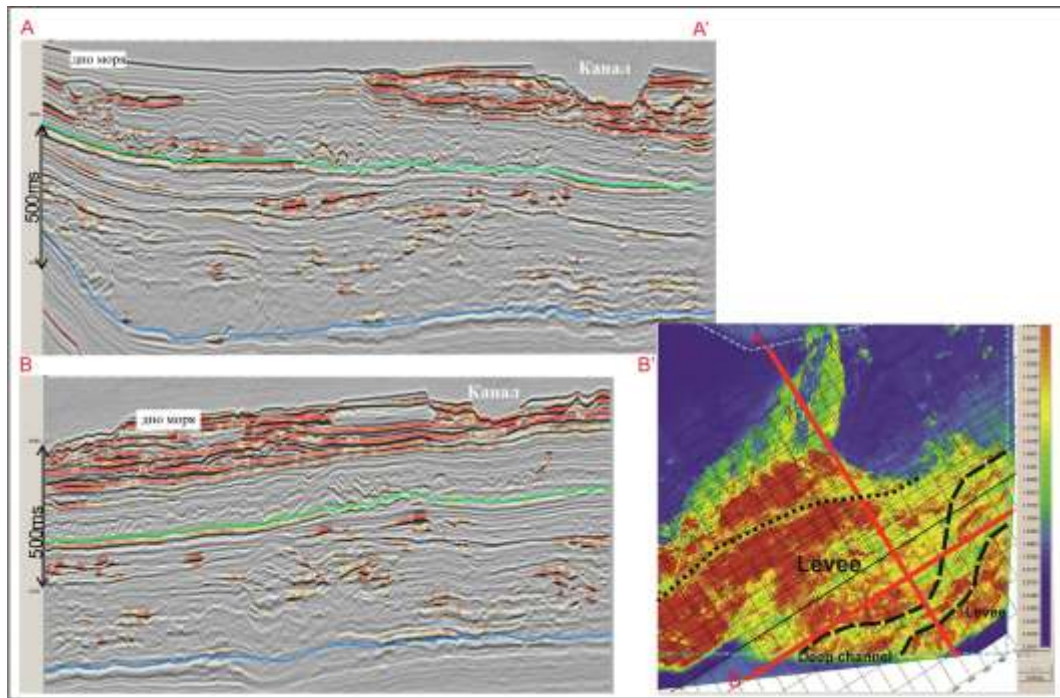


Рис. 4.57. Сейсмические профили поперек и вдоль канала, текущего параллельно шельфу в приэкваториальной Африке, и карта дна с RMS-амплитудами. Канал характеризуется наличием «леви».

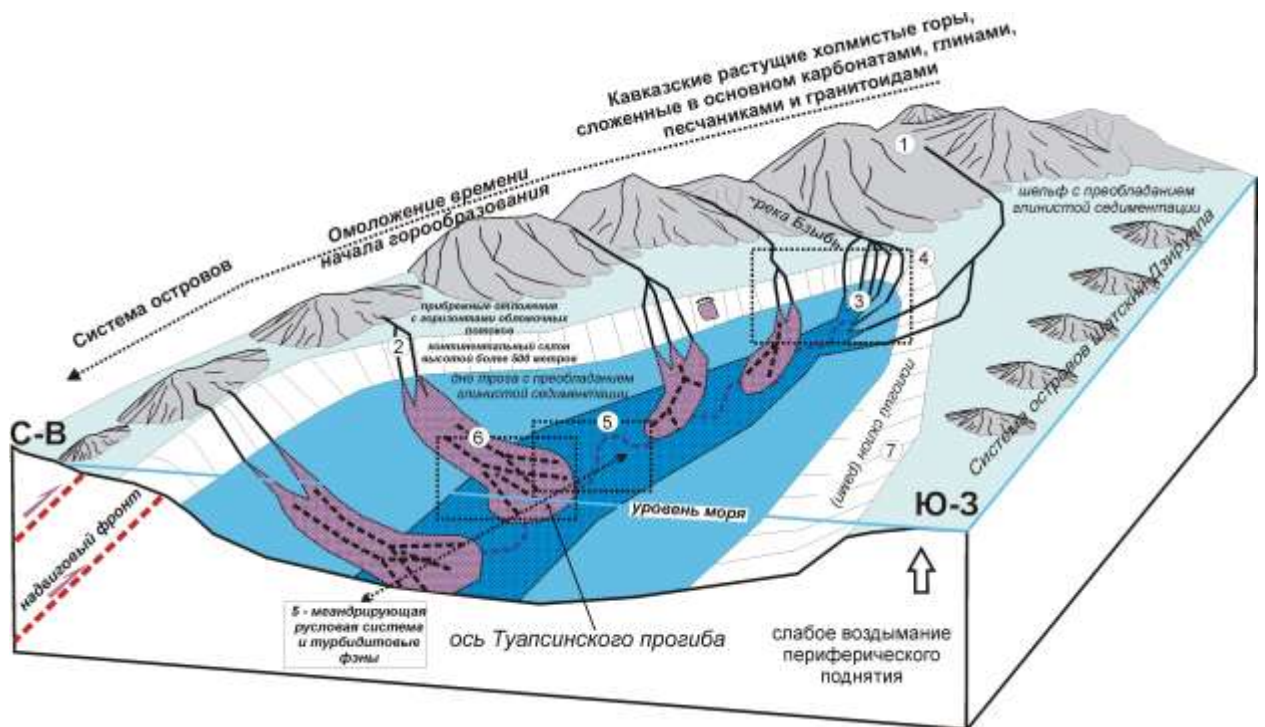


Рис. 4.58. Блок-диаграмма седиментационной системы майкопских отложений в юго-восточной части Туапсинского прогиба. Пунктиром на дне прогиба показаны русловые системы [Митюков и др., 2012].

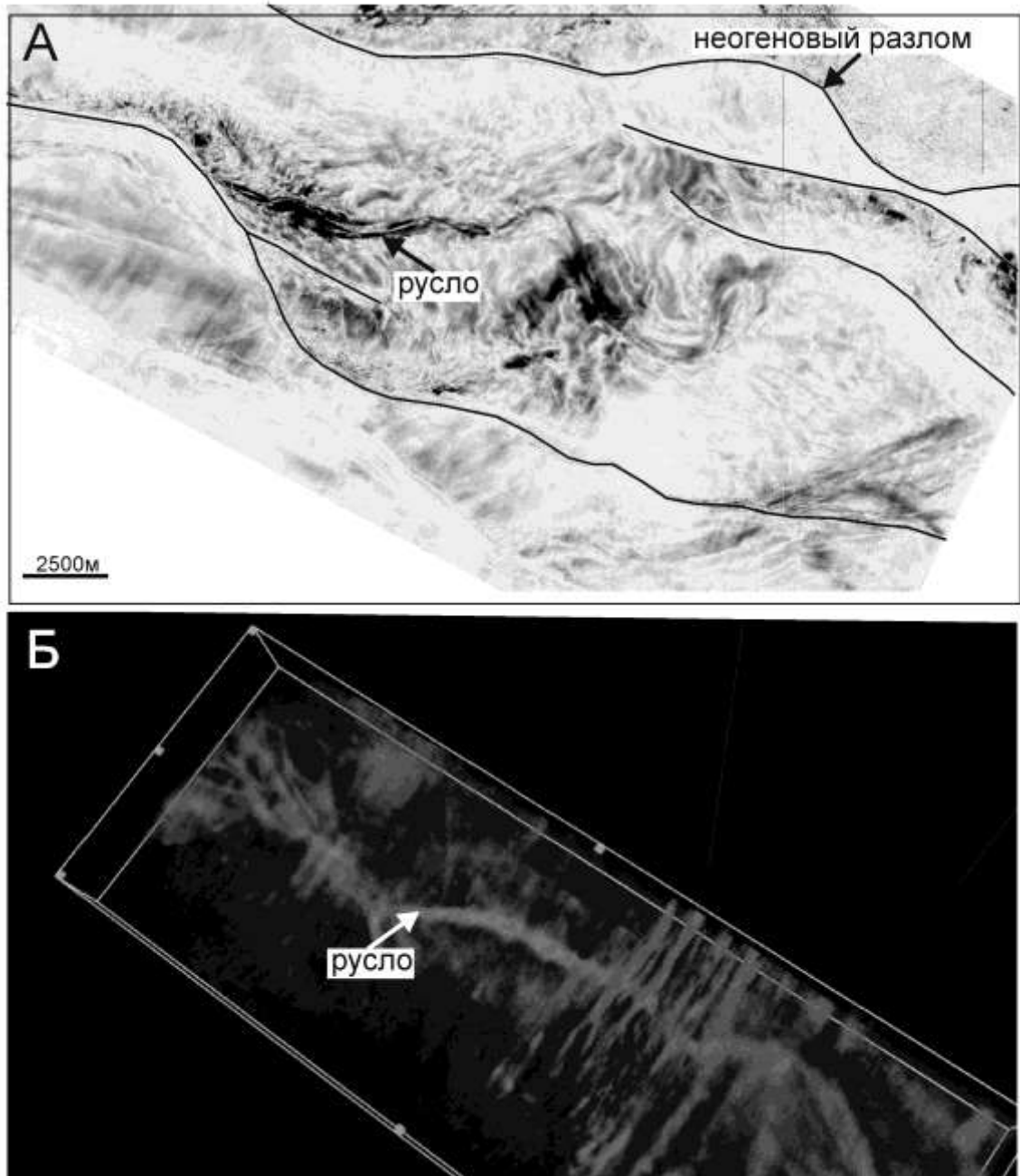


Рис. 4.59. Отображение по 3D данным сейсмопрофилирования меандрирующей русловой системы в средней части майкопа в осевой полосе Туапсинского прогиба. А – сейсмический горизонтальный разрез по кубу (слайс); хорошо видно меандрирующее русло. Б – пример объемной визуализации меандрирующей русловой системы в среднем майкопе [Митюков и др., 2012].

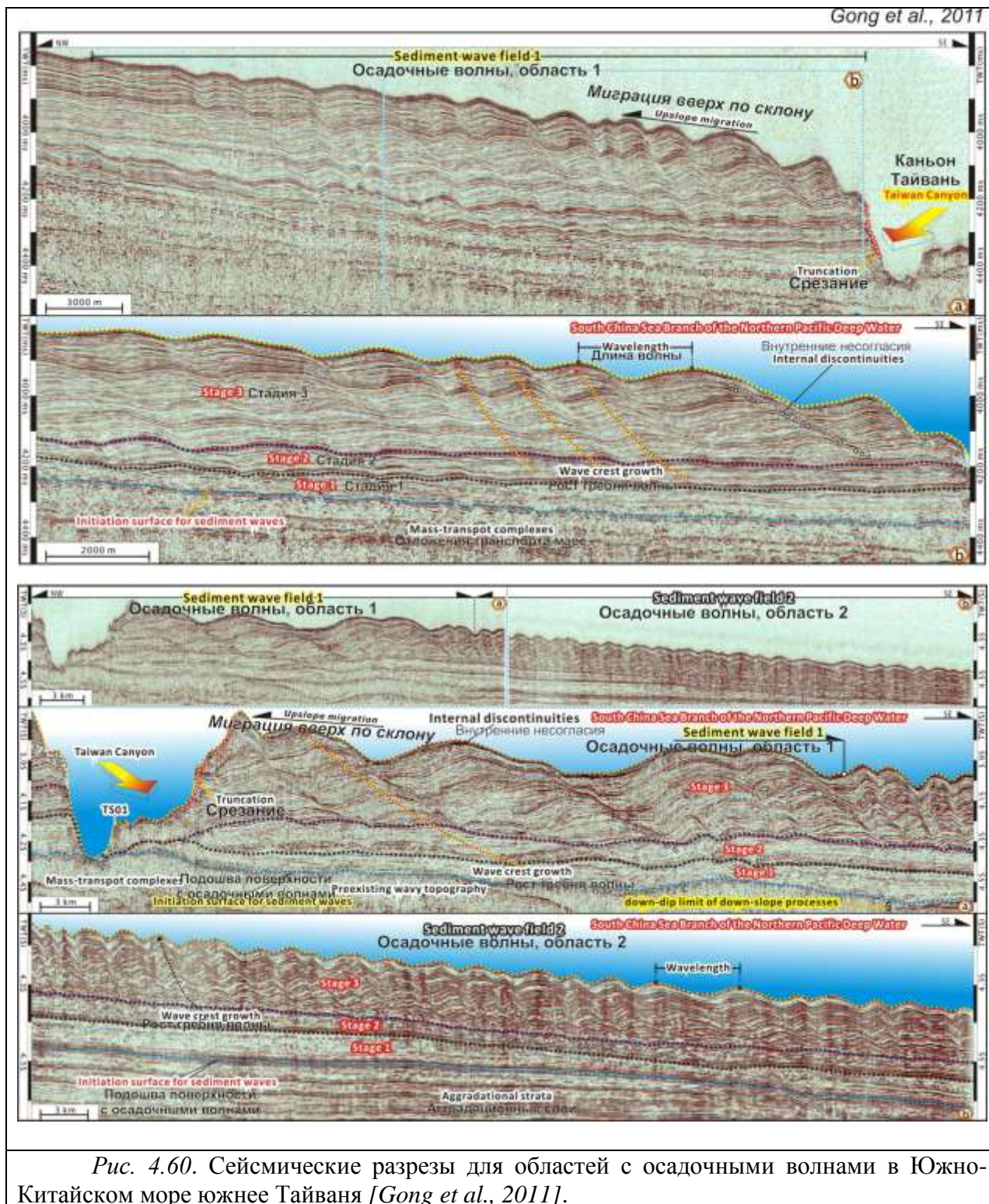


Рис. 4.60. Сейсмические разрезы для областей с осадочными волнами в Южно-Китайском море южнее Тайваня [Gong et al., 2011].

Ключевым остается вопрос, каким образом соотносятся разные виды секвенций турбидитов, описанных на суше в обнажениях, и турбидиты в разных частях турбидитовой системы, показанной выше на основе сейсмических данных. Общепринятой точки зрения на эту проблему пока не существует, но чаще считается, что турбидитовые песчаники с конволютной слоистостью, кластами глин и восходящей волновой рябью ближе к «леви», а песчаники с косыми сериями – к дистальным фациям конусов выноса (рис. 4.61). Осадочные волны – как крупные подводные дюны – типичны для глубоководных отложений. Они могут быть связаны с «леви» и сильными донными течениями.

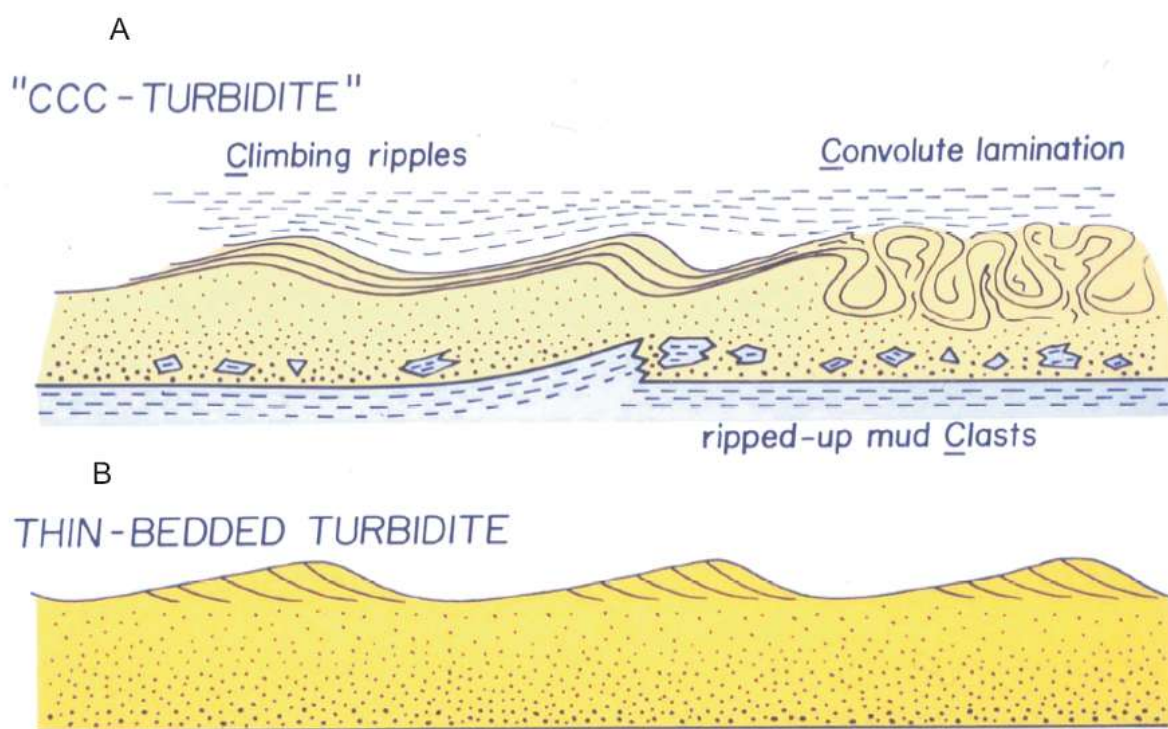


Рис. 4.61. Диаграмма, показывающая два типа тонкослоистых турбидитов. Для типа “CCC” типична восходящая волновая рябь («climbing ripples»), конволютная слоистость и разорванные класты глин. Для второго типа характерна косая слоистость. Тип “CCC” более типичен для отложений «леви», а второй – для дистальной части отложений конусов выноса на бассейновом дне. [Posamentier, Walker, 2006].

5. Примеры изображений и интерпретаций канальных систем на данных 3D сейсморазведки

В настоящее время методы 3D сейсморазведки позволяют с большим разрешением рассматривать глубоководные осадочные комплексы. При этом используются разные методы. Здесь мы продемонстрируем отдельные примеры (рис. 5.1-5.6).

На рисунках 5.7-5.11 показаны примеры реконструкции канальных систем, проведенные на основе анализа 3D данных и полевых работ.

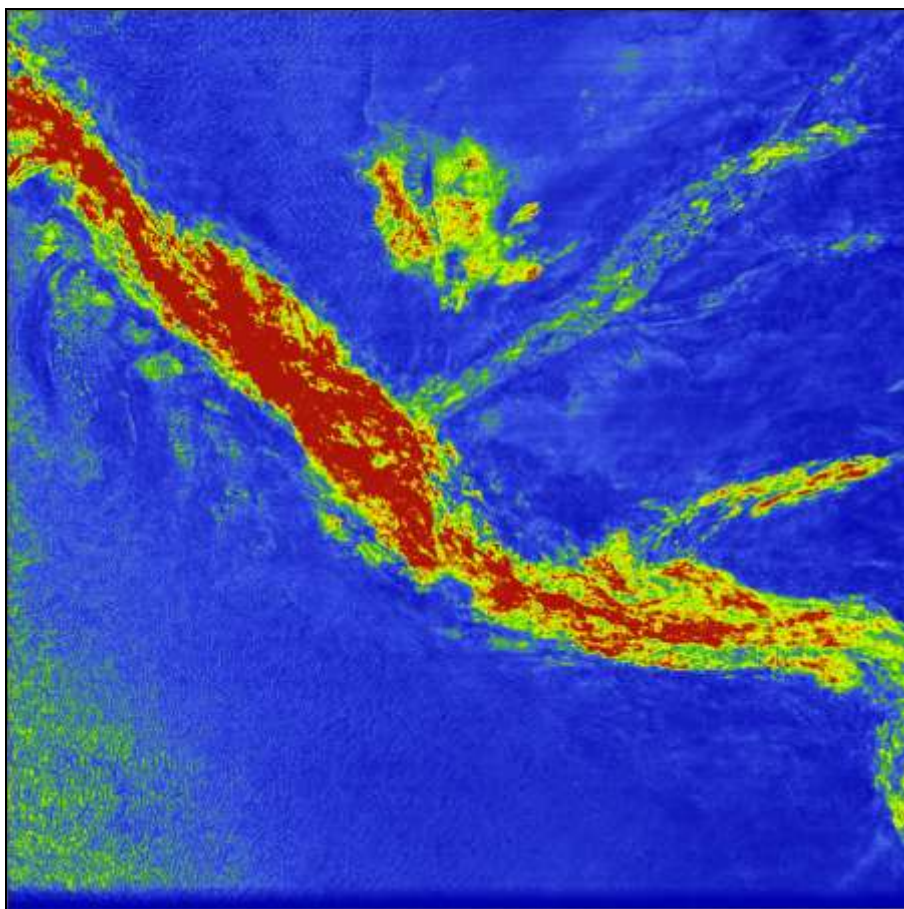


Рис. 5.1. Палеослайс по поверхности в неогене для пассивной континентальной окраины Африки с RMS амплитудами. Хорошо виден канал и его притоки.

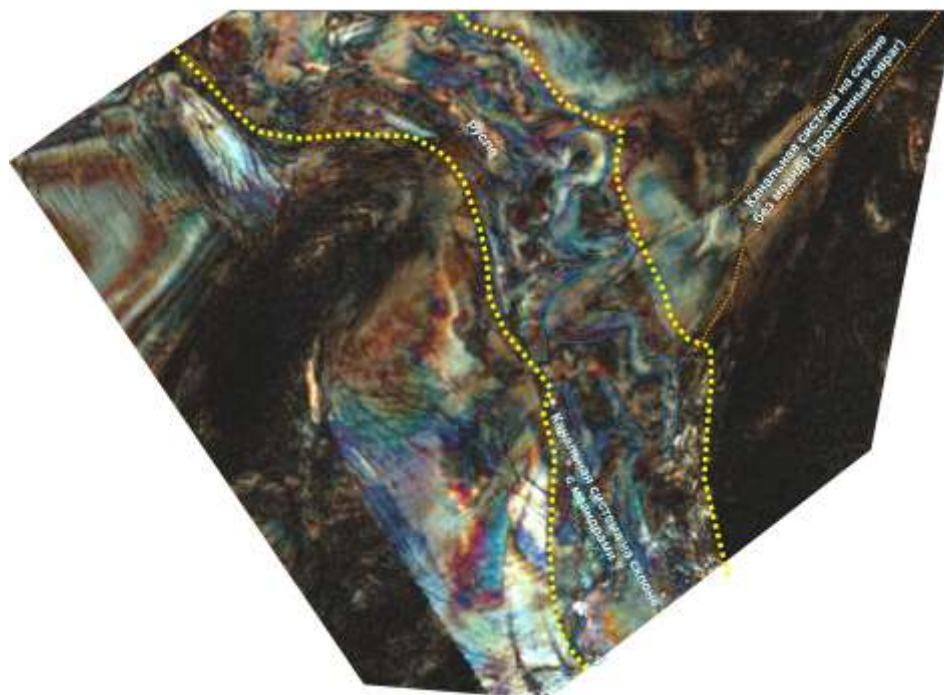


Рис. 5.2. Палеослайс спектральной декомпозиции по поверхности в неогене для пассивной континентальной окраины Африки. Хорошо различается склоновая канальная система с меандрами.

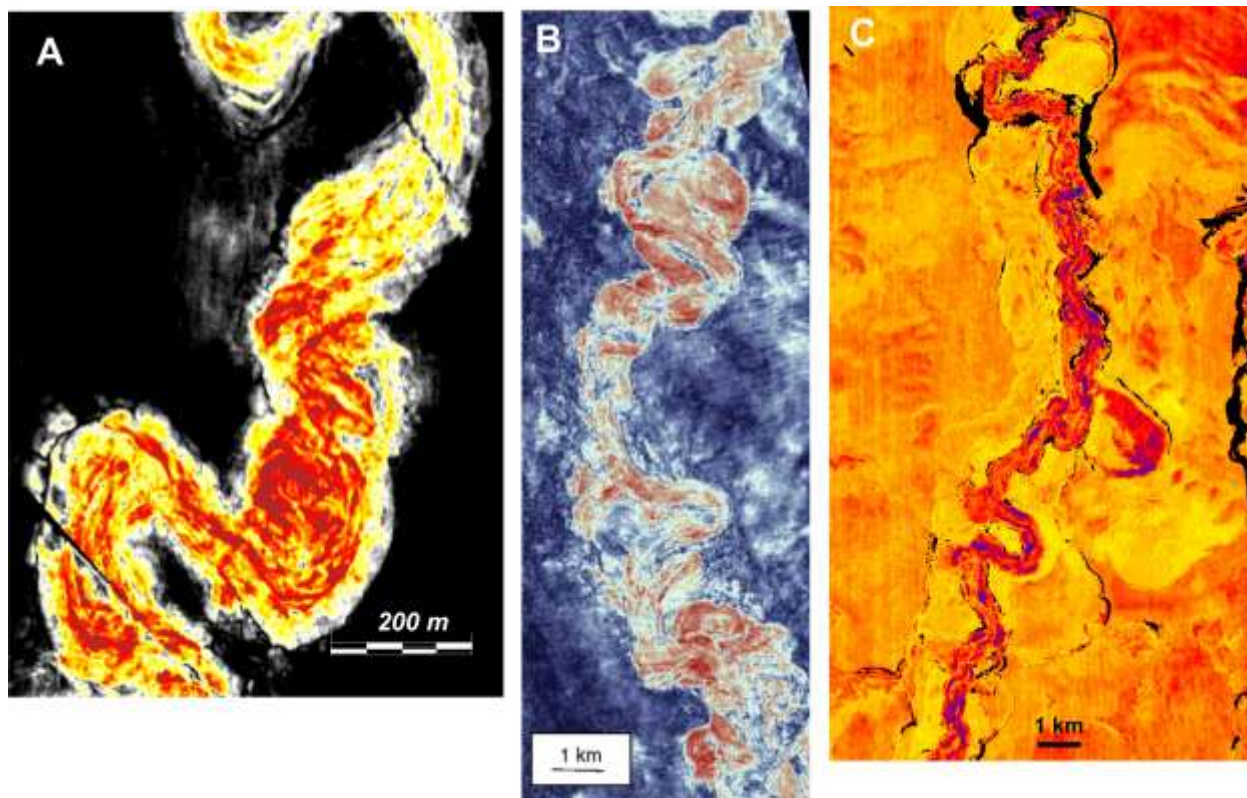


Рис. 5.3. Примеры слайсов для континентальных окраин, на которых хорошо различаются меандрирующие каналные системы. А – по [Labourdet et al., 2006], В – по [Mayall et al., 2006], С – по [Posamentier, Kolla, 2003].

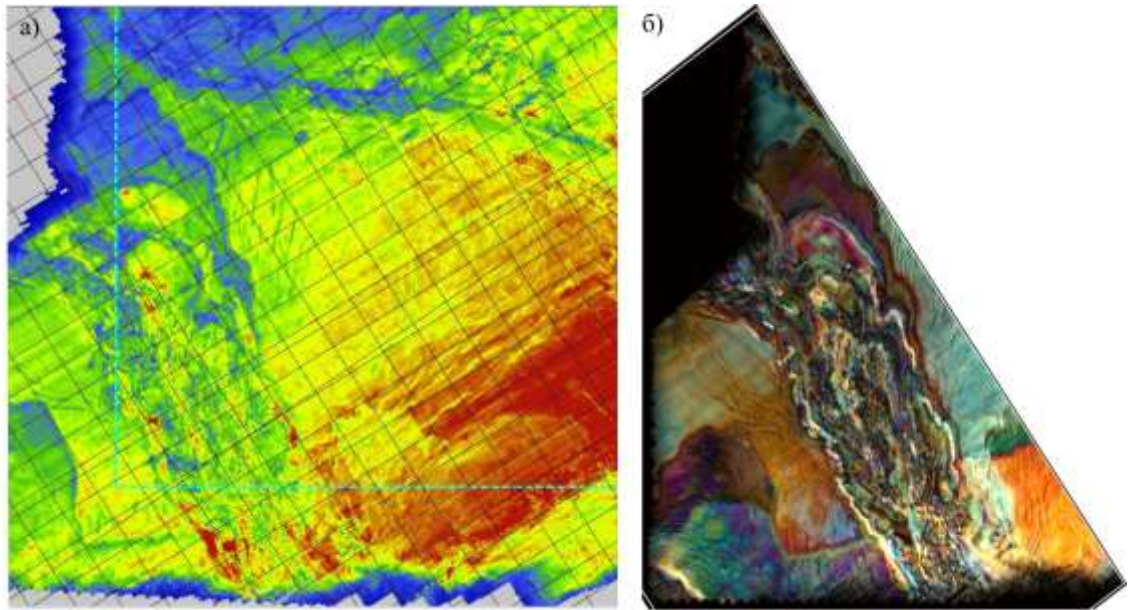


Рис. 5.4. Фрагмент карты RMS-амплитуд (а) и палеослайс спектральной декомпозиции (б) для одного и того же плейстоценового канала на пассивной континентальной окраине Африки.

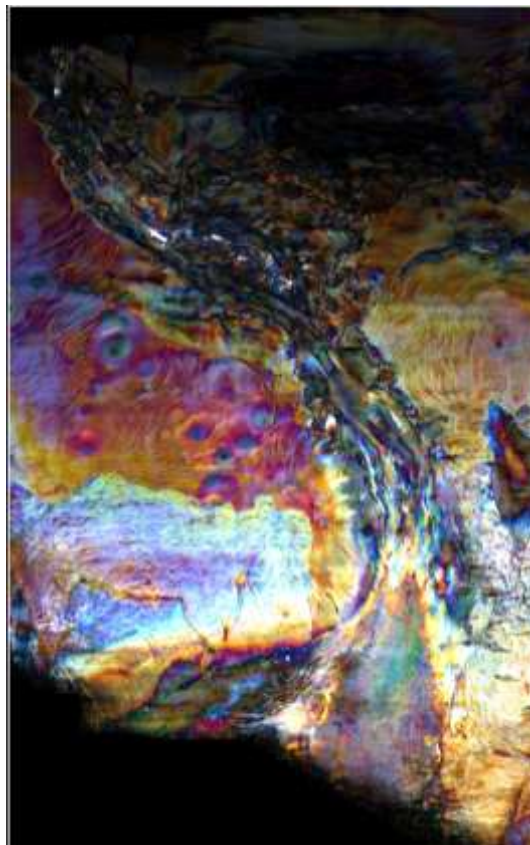


Рис. 5.5. Палеослайс спектральной декомпозиции для неогенового канала континентальной пассивной окраины Африки.

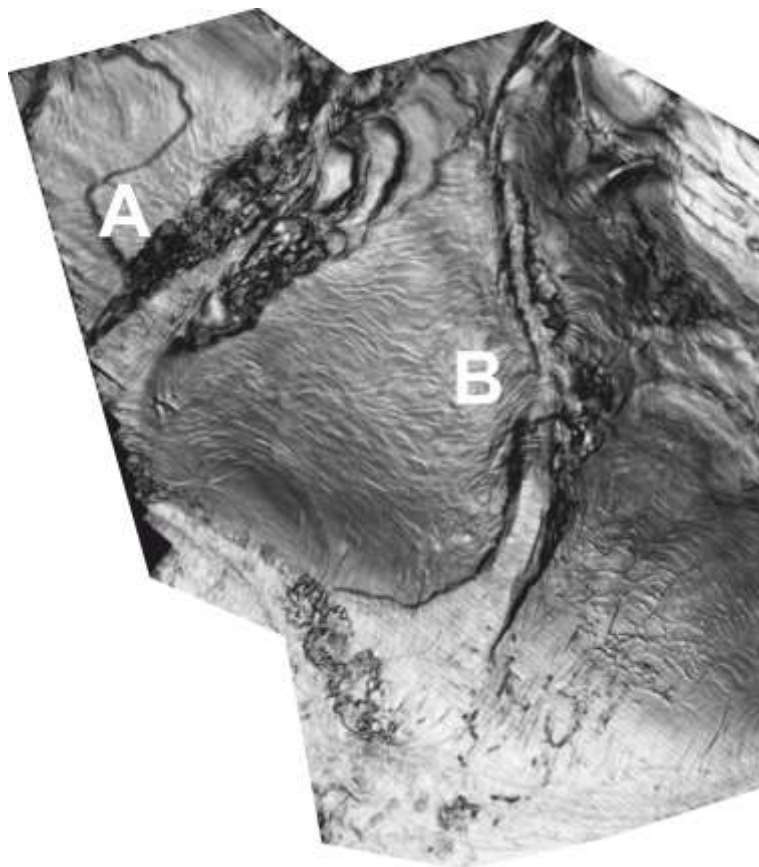


Рис. 5.6. Карта когерентности по поверхности в плейстоцене дна для участка континентальной пассивной окраины Африки. Хорошо видны склоновые каналы (А, В) и их глубоководные фэны.

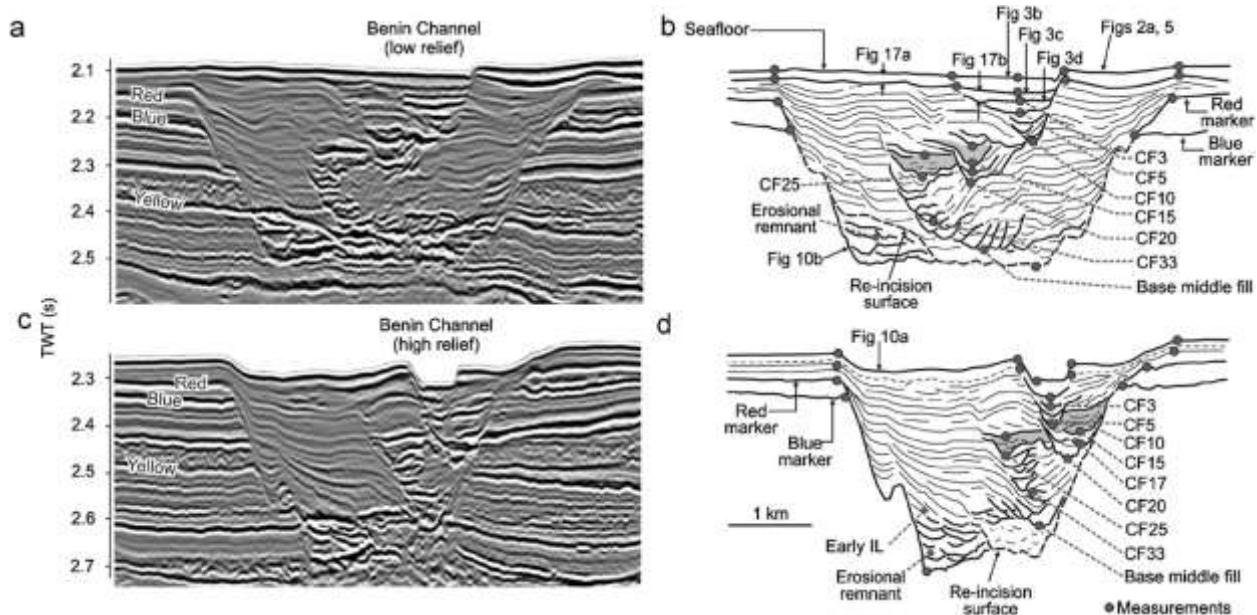


Рис. 5.9. Примеры интерпретации внутреннего строения каньона Бенин-Главный [Deptuck et al., 2007].

McHargue et al., 2010

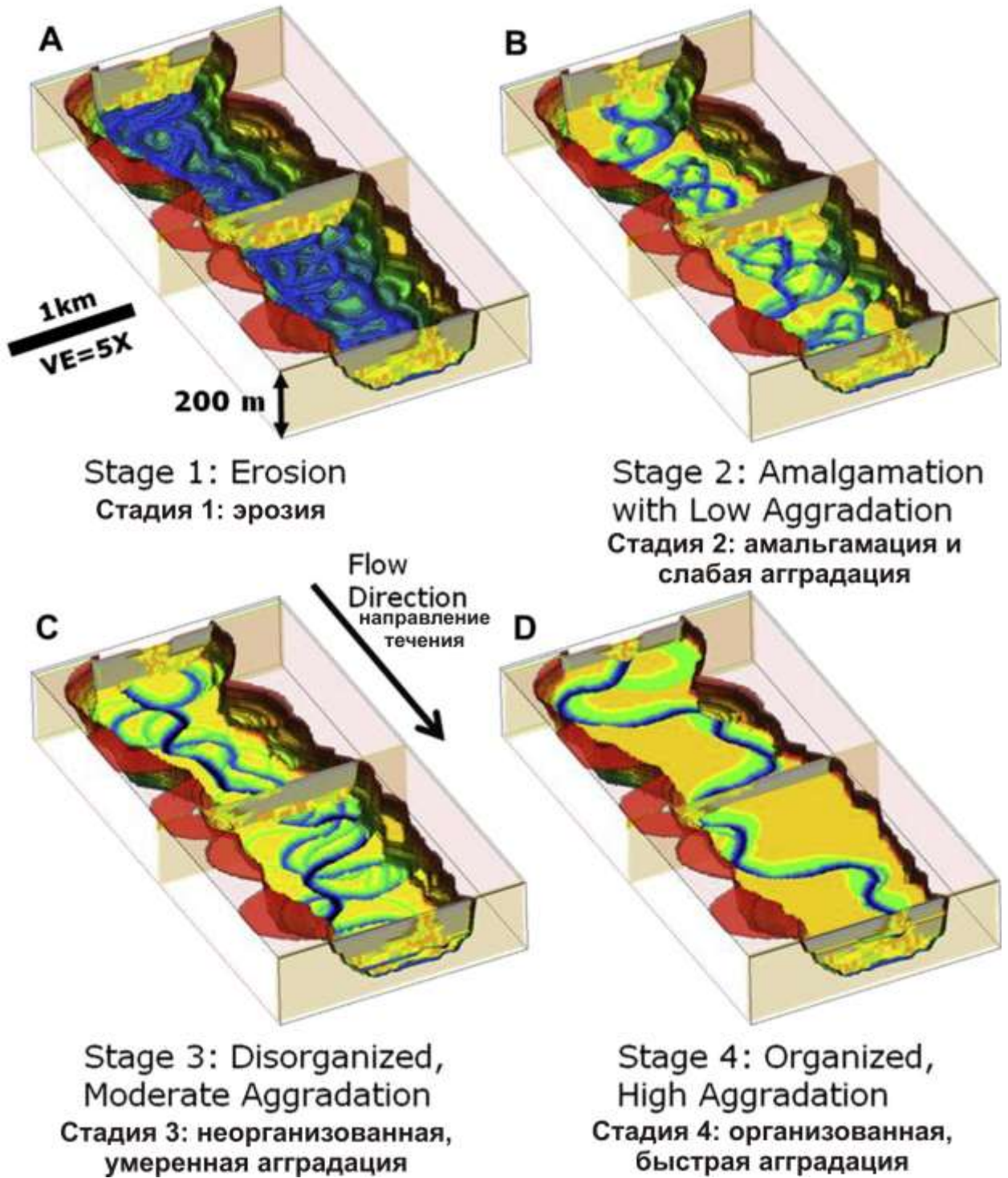


Рис. 5.7. Модель развития склонового канального комплекса во времени [McHargue et al., 2010].

Deptuck et al., 2007

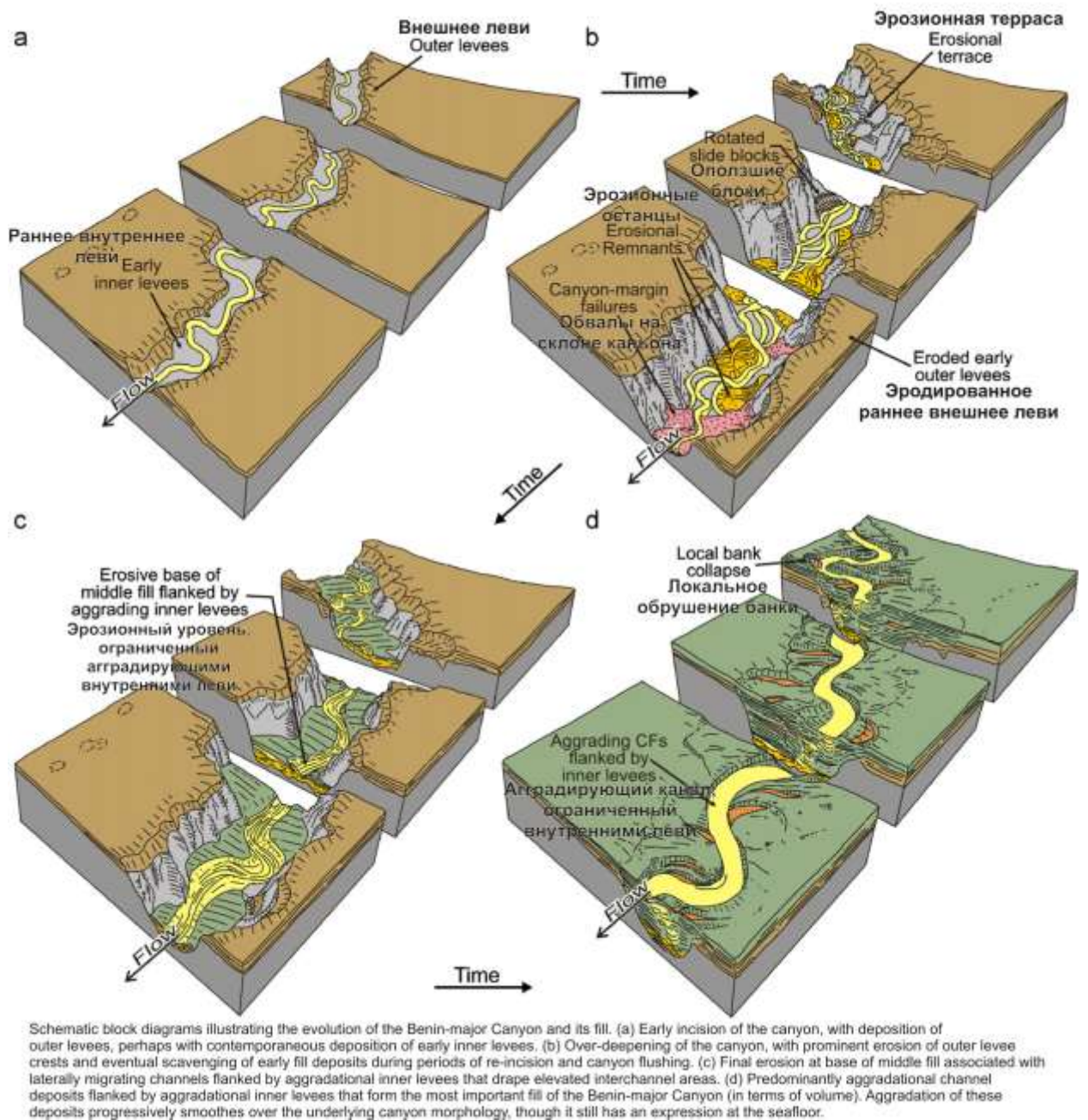


Рис. 5.8. Схематические диаграммы, показывающие эволюцию каньона Бенин-Главный. (а). Ранний врез каньона с формированием внешнего «леви» и с возможным одновременным формированием раннего внутреннего «леви». (б). Переуглубление каньона с эрозией гребня внешнего «леви» и возможными вымываниями более древних осадков во время периодов повторных врезов. (с). Финальная эрозия и сопутствующая латеральная миграция канала, ограниченного агградирующим внутренним «леви», осадки которого перекрывают приподнятые участки. (д). В целом агградирующие каналные осадки, ограниченные внутренними «леви», которые вместе образуют основное заполнение канальной системы Бенин-Главный. Агградация этих осадков сглаживает морфологию каньона [Deptuck et al., 2007].

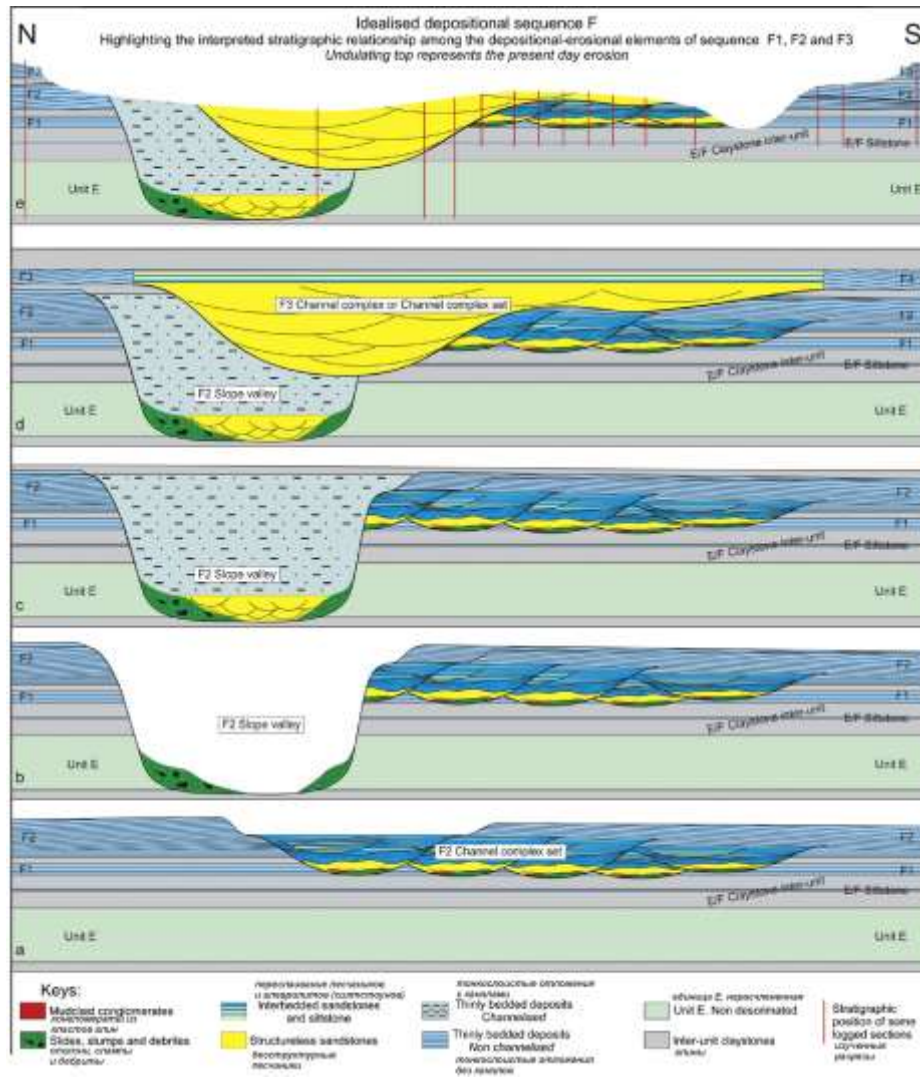


Рис. 5.10. Пример восстановления истории формирования глубоководной канальной системы, возникшей на палеосклоне в бассейне Кару в Южной Африке (формация Fort Brown, единица F). (а) Отложение секвенции F1 и начало стадии F2. Канальный комплекс сформировался в эту фазу. (б) Формирование склонового канала. (с) Формирование агградационной секвенции F2 с заполнением канала и последующее трансгрессивное перекрытие всей системы глинами в фазу высокого стояния уровня моря. (д) Формирование секвенции низкого уровня моря F3. (е). Современный разрез.

Данный пример хорошо иллюстрирует возможный сценарий истории формирования канальных систем, хорошо видных по данным 3D сейсморазведки.

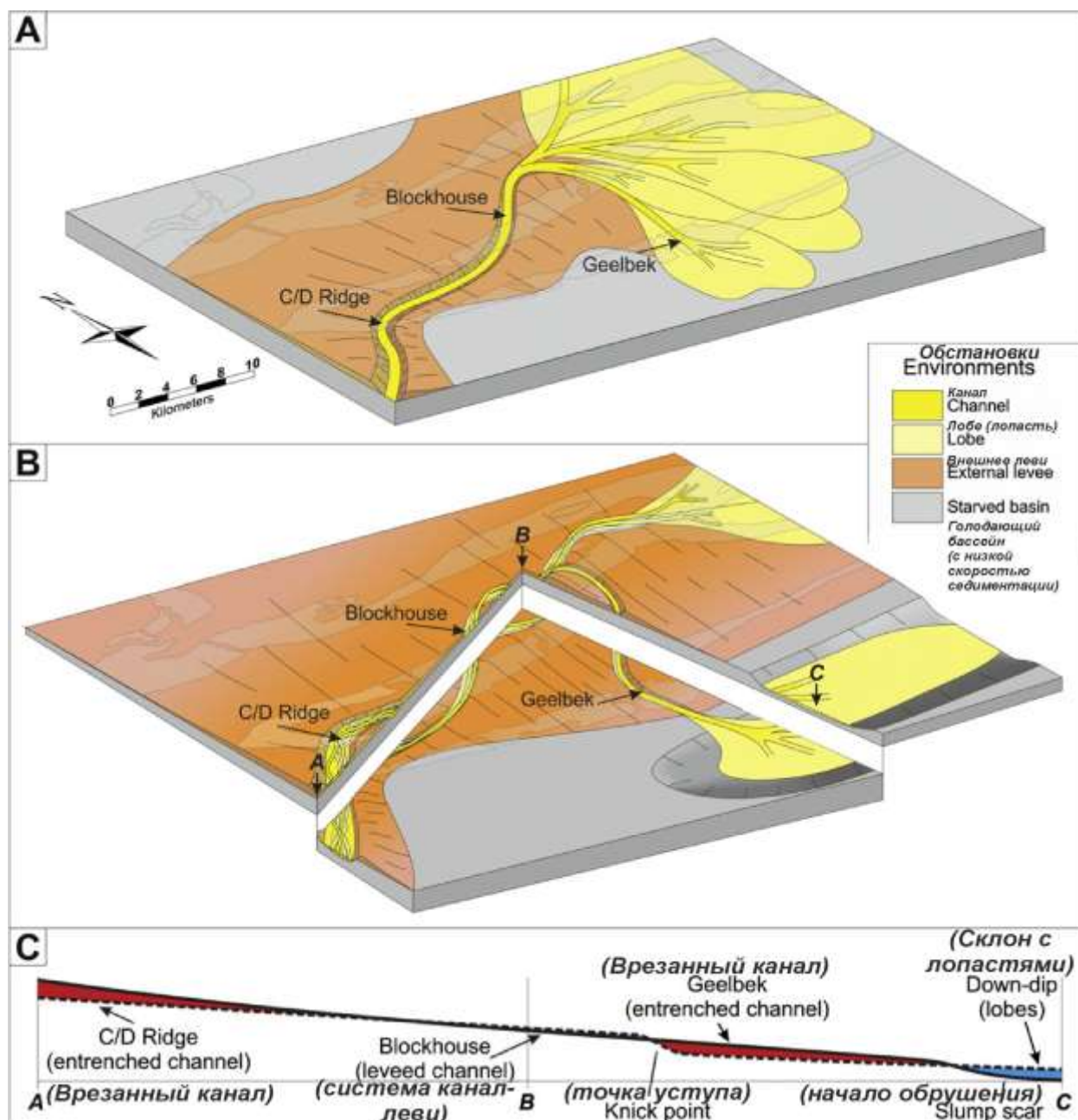


Рис. 5.11. Пример реконструкции глубоководной канальной системы в бассейне Кару в Южной Африке [Brunt et al., 2012]. Реконструкции даны для осадочных секвенций D1 (A) и D3 (B) на основе полевых исследований. На (C) показан схематический профиль для канальной системы D3 (пунктирная линия) в соотношении с главным уровнем регионального палеосклона (сплошная линия). На схемах даны географические названия населенных пунктов в Южной Африке.

Данный пример показывает один из возможных вариантов обстановок, которые могут быть интерпретированы на 3D сейсмике.

6. Некоторые процессы, связанные с глубокоководными осадками

С глубокоководными осадками связаны разнообразные геологические явления. Ниже мы рассмотрим некоторые из них: полигональные разломы, глиняные диапиры, грязевые вулканы, конседиментационный рост складок, рост препятствий на пути следования турбидитового материала, покмарки.

На 2D сейсмических профилях часто наблюдаются малоамплитудные разломы (обычно сбросы), которые бывают приурочены к определенному стратиграфическому уровню и затухают вверх и вниз. Когда появилась 3D сейсморазведка, то выяснилось, что на горизонтальных разрезах (слайсах) эти разломы имеют разную ориентировку и как бы образуют в разной степени организованную полигональную систему. Такие системы разломов стали называть полигональными. Их вид на сейсмике показан на рис. 6.1-6.3. Типичное расстояние между разломами на профилях составляет от сотен метров до первых километров, а амплитуды смещений по разломам достигают нескольких метров и десятков метров.

Как правило, стратиграфические уровни с полигональными системами разломов приурочены к толщам глин или толщам с преобладанием глин.

Полигональные системы разломов наиболее широко распространены на континентальных окраинах, но они также обнаружены и в пределах внутриконтинентальных бассейнов типа Западно-Сибирского мегабассейна.

Вопрос о происхождении полигональной системы разломов является дискуссионным. Так как эти системы обычно приурочены к глинам, то их происхождение связывается с процессами диагенеза, которые вызывают региональные напряжения [Cartwright, 2011]. Вероятно, эти процессы проходят на фоне компактизации осадков. Обсуждаются также и модели с процессами обезвоживания глин и другие варианты.

Глиняный диапиризм типичен для бассейнов с мощными толщами глин. Примерами является дельта реки Нигер и Южно-Каспийский бассейн. Диапиризм обычно происходит на фоне либо растяжения (например, гравитационного оползания части дельты Нигера), либо сжатия и складкообразования (например, в районе Южного Каспия). Пример выделения глиняных диапиров в дельте Нигера показан на рис. 6.4. Следует отметить, что границы таких диапиров обычно трудно различаются на сейсмических данных.

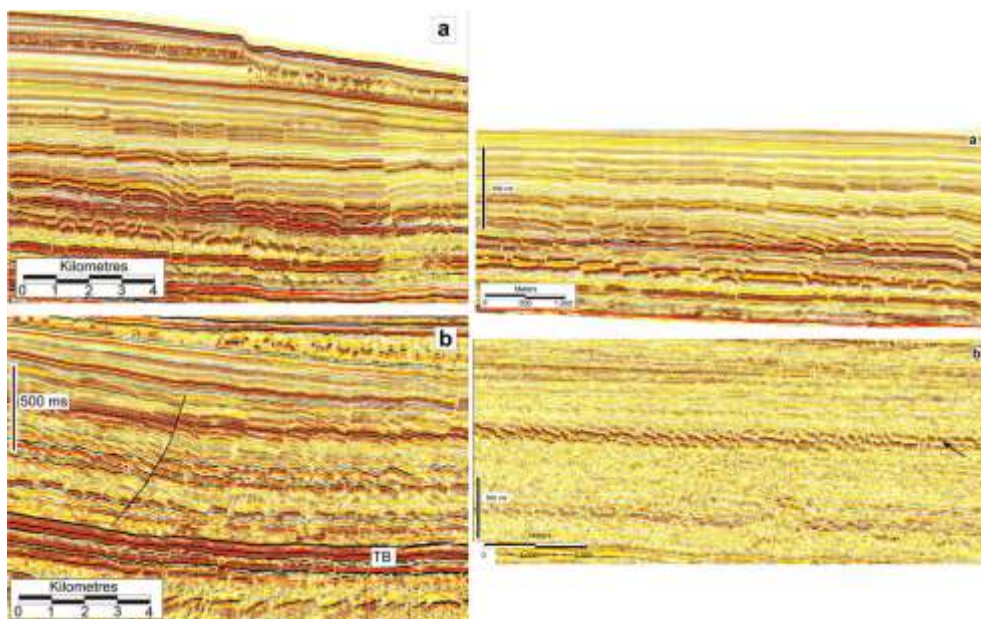


Рис. 6.1. Примеры сейсмических профилей для континентальной окраины Норвегии. На них хорошо видны малоамплитудные сбросы, приуроченные к определенным стратиграфическим интервалам разреза. Типичные величины смещения по разломам составляют 10-40 м, угол наклона сбросов обычно равен 50-60 градусам. [Cartwright, 2011].

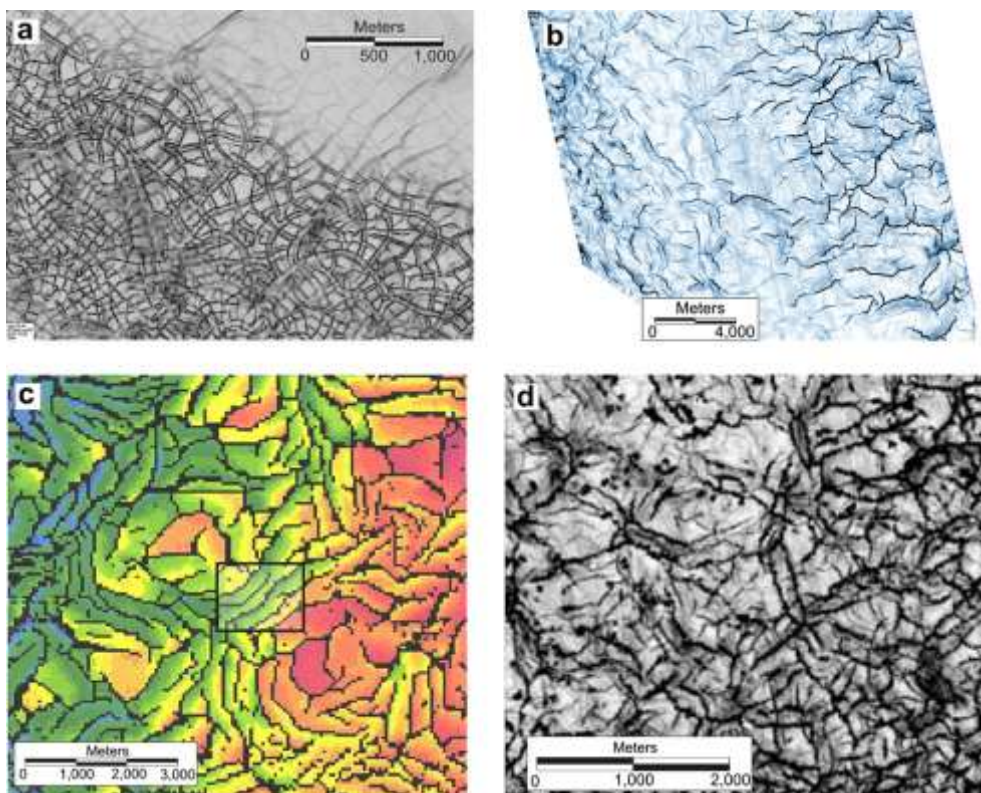


Рис. 6.2. Горизонтальные сейсмические слайсы для районов с полигональными системами разломов. Отчетливо видно, что разломы образуют в плане полигональный структурный рисунок. [Cartwright, 2011].

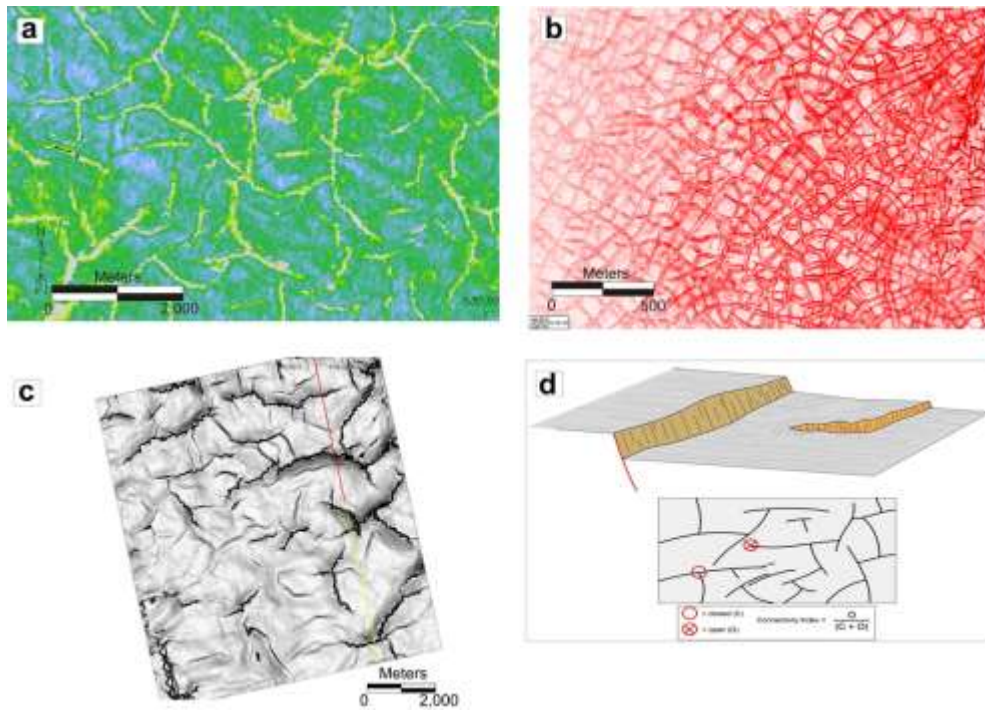


Рис. 6.3. Горизонтальные сейсмические срезы для районов с полигональными системами разломов. В плане разломы образуют полигональный структурный рисунок. Рисунок (d) схематически показывает соотношение разных разломов. [Cartwright, 2011].

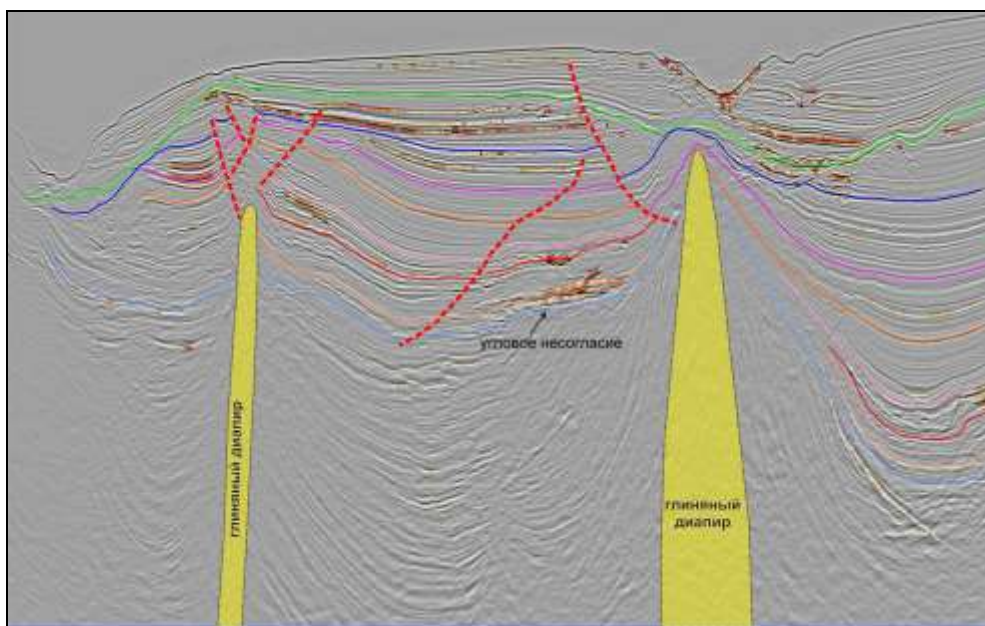


Рис. 6.4. Пример выделения глиняных диапиров в дельте р. Нигер. Диапиры приурочены к ядрам крупных антиклинальных складок. Сами диапиры залегают в толще глин.

Грязевой вулканизм тесно связан с глиняным диапиризмом. Если на глубине имеется мощная толща глин (с водой и избыточным давлением), а выше располагаются более плотные породы, то смесь воды и глины, как магма вулканов, может подниматься на земную поверхность, образуя вулканическую постройку. Их ширина составляет от десятков метров до 10 км, а предельно известная высота – до 700 метров. Фото современного вулкана показано на рис. 6.5.

В морском бассейне грязевой вулканизм может длиться миллионы лет одновременно с седиментацией в окружающих областях. В итоге образуются мощные колонны продуктов грязевого вулканизма, фациально (латерально) переходящие в обычные морские осадки. Продукты грязевого вулканизма обычно представлены глинами с фрагментами разнообразных пород, которые были захвачены из осадочного чехла по мере движения «грязевой магмы» вверх. На рисунке 6.6 показана схема строения грязевых вулканов.

Грязевые вулканы в разрезе часто образуют структуру типа новогодней ёлочки. Это объясняется тем, что эпохи активного подводного излияния вулканов сменялись эпохами покоя и их захоронения морскими осадками. Именно по этой особенности грязевые вулканы обычно распознаются на сейсмических данных. Примеры видов грязевых вулканов на сейсмических изображениях показаны на рис. 6.7-6.10.



Рис. 6.5. Активный грязевой вулкан на севере Керченского полуострова.

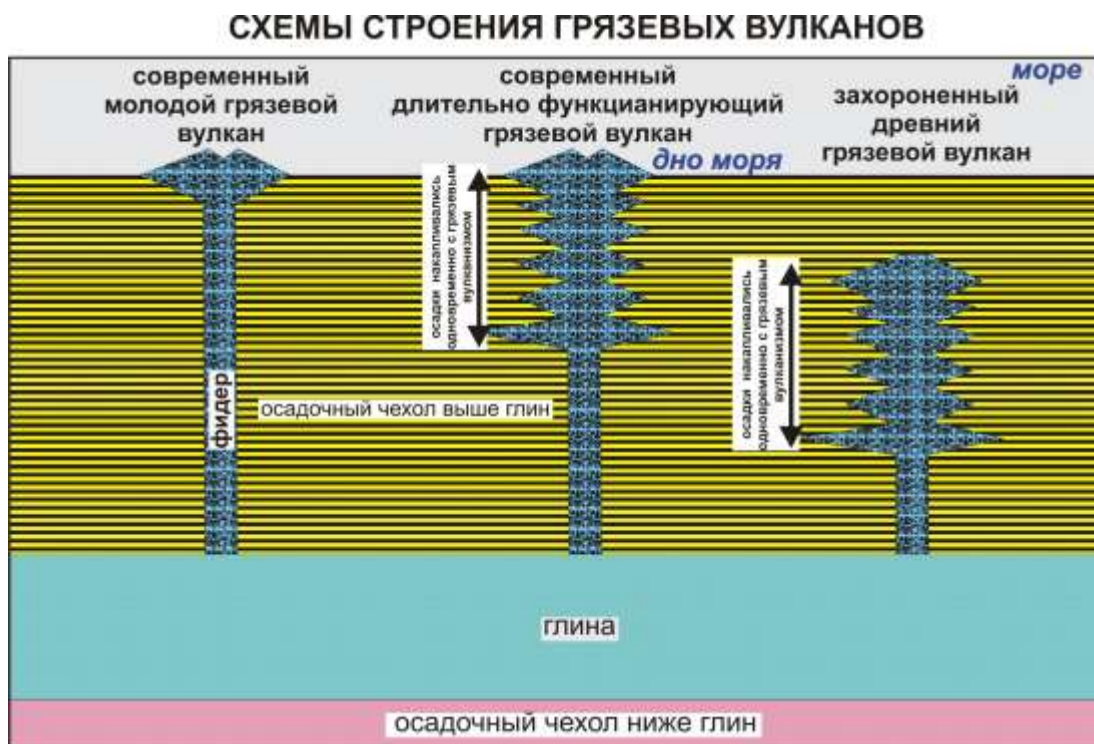


Рис. 6.6. Схемы строения грязевых вулканов [Никишин и др., 2011].

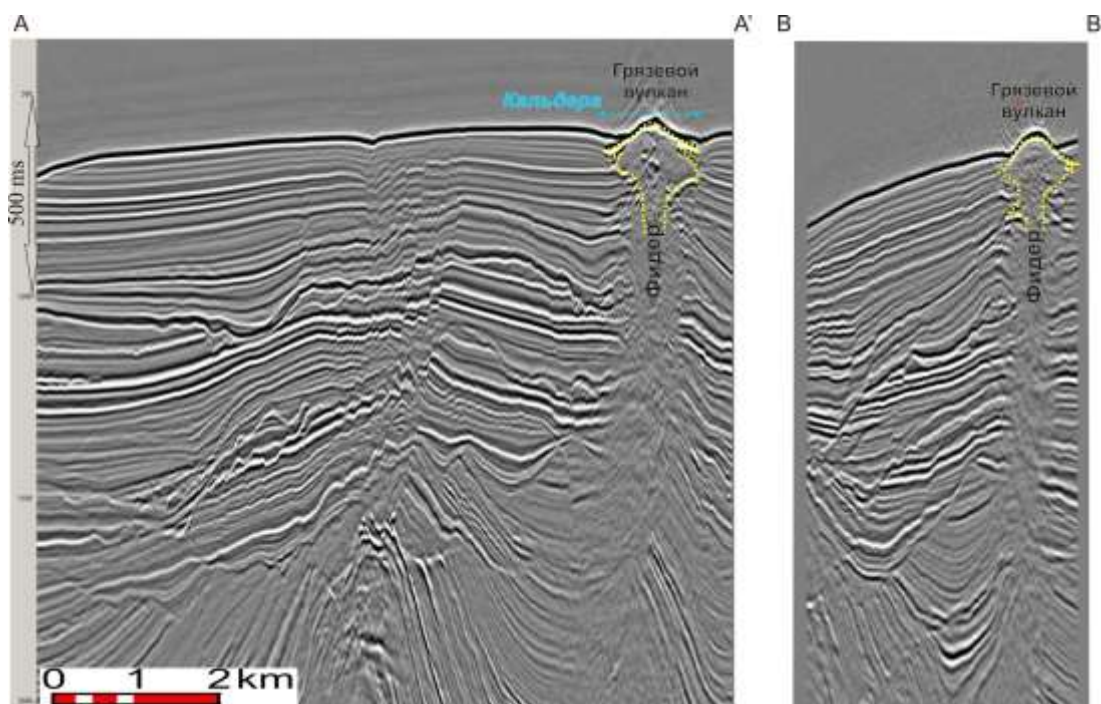


Рис. 6.7. Два взаимно перпендикулярных разреза с видом вероятного грязевого вулкана в дельте р. Нигер.

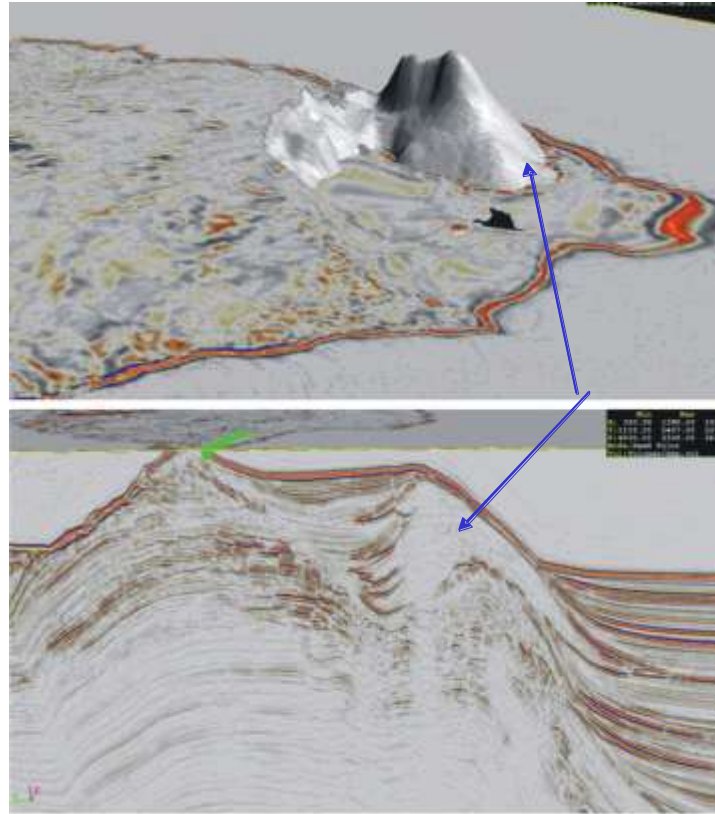


Рис. 6.8. Вид грязевого вулкана на разрезе (внизу) и в объеме (вверху) по данным 3D сейсморастворки в Черном море.

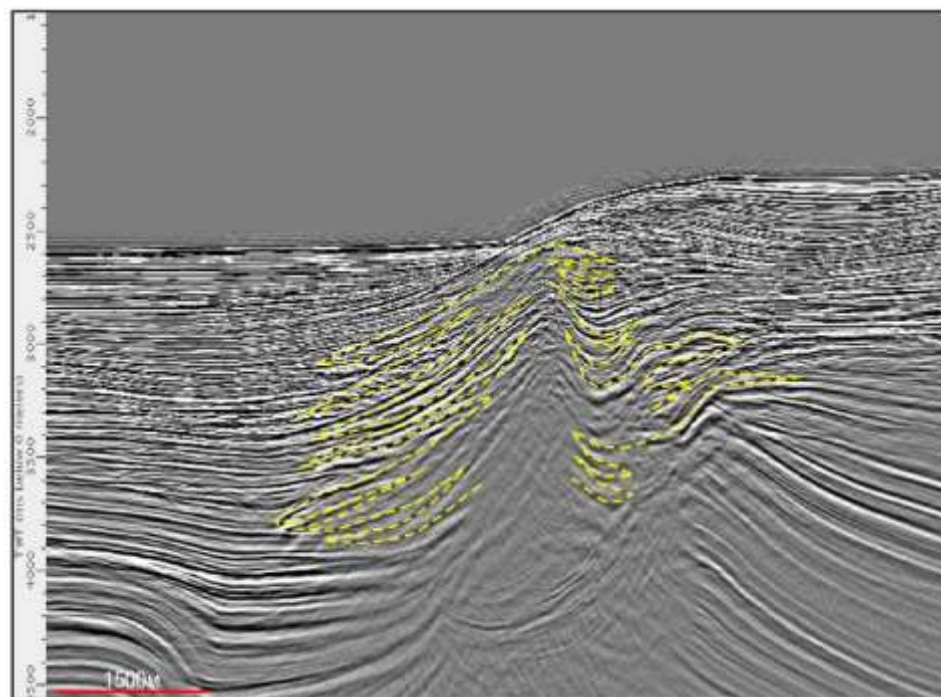


Рис. 6.9. Выделение погребенного грязевого вулкана на сейсмическом профиле в Черном море.

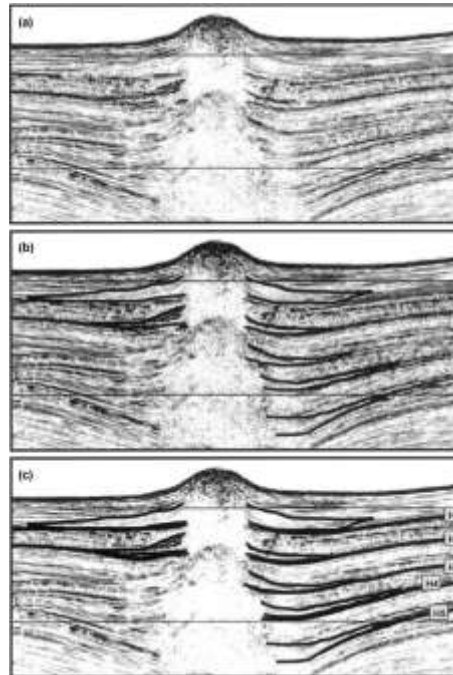


Рис. 6.10. Сейсмический профиль и его интерпретация для грязевого вулкана в Южном Каспии [Yusifov, Rabinowitz, 2004].

В некоторых осадочных бассейнах седиментация происходит на фоне роста подводных складок в виде небольших подводных хребтов. Типичным примером является Туапсинский прогиб в Черном море [Альмендингер и др., 2011; Альмендингер, 2011].

В осадочном разрезе Туапсинского прогиба активно проявляется современный рост системы складок, обычно выраженных в рельефе в виде комбинации линейно вытянутых хребтов и минибассейнов. В пределах хребтов происходят различные эрозионные процессы, в пределах минибассейнов имеет место современная седиментация.

Формирование Туапсинского прогиба как тектонического элемента началось на рубеже позднего эоцена - раннего олигоцена, т.е. порядка 34 млн. лет назад. Наиболее интенсивная складчатость наблюдается в ходе последних 5 млн. лет. Более древние складки расположены в тыловой части Туапсинского прогиба в зоне примыкания к южному склону Большого Кавказа. Наиболее молодые складки расположены в западной фронтальной части Туапсинского прогиба в области сочленения последнего с валом Шатского. Большинство антиклиналей выражены в рельефе в виде подводных хребтов с относительным превышением над уровнем морского дна до 400-600 м. Это означает, что рост антиклиналей продолжается и в настоящее время. Следует отметить, что нет полной связи между тектонической структурой и современным рельефом морского дна. Например, иногда двум антиклиналям соответствует один хребет; или хребет имеет чисто эрозионное происхождение (крутой высокоамплитудный борт современного канала).

На основании анализа карты топографии дна моря (рис. 6.11-6.15) были выявлены следующие группы современных эрозионных процессов: (1) эрозионные процессы на склонах хребтов; (2) эрозионные и седиментационные процессы в пределах подводных каналов.

В пределах хребтов четко выделяется два типа склоновых эрозионных процессов: формирование эрозионных оврагов и формирование оползневых тел (рис. 6.13). Склоны хребтов расчленены многочисленными оврагами, которые берут начало в присводовых частях хребтов и спускаются по склону до межхребтовых минибассейнов. Овраги обычно ориентированы перпендикулярно осевой линии хребта и имеют многочисленные притоки. Обычная глубина оврагов – от 30 до 40 м, расстояние между осями соседних оврагов 400-500 м. Образование оврагов могло происходить при быстром гравитационном оползании неконсолидированных осадков. Процесс резко ускорялся при смешении осадков с морской водой. Водно-глинистый поток сносился со склона хребта, формируя эрозионный овраг. Вероятно, в реальности на склонах хребтов происходит непрерывный спектр процессов от чисто оползневого характера до формирования водно-глинистых (водно-грязевых, турбидитовых) потоков. Оползневые тела образуют крупные цирки (рис. 6.13, 6.15). Средняя ширина оползневых цирков 700-900 м, глубина 100-200 м, а видимая длина 1000-1200 м. Перенос осадков из оврагов и оползневых тел происходит в зоны межхребтовых минибассейнов.

Кроме того, к эрозионным структурам можно отнести выявленный на площади сейсмического куба 3D (рис. 6.14) крупный подводный каньон относительной глубиной 300-400 м и шириной порядка 5-7 км. Каньон характеризуется относительно крутыми склонами и уплощенным дном. На дне каньона имеются небольшие поперечные уступы. На склонах выявлены многочисленные оползневые тела и эрозионные овраги. Вдоль оси канала наблюдается система меандрирующих узких промоин. По природе своего образования канал является продолжением сухопутной реки, впадающей в Черное море, которая приносит значительное количество осадочного материала. Наличие плоского дна канала и характеристика временных разрезов указывают на то, что осадки не откладываются в осевой части, а перемещаются далее к подножью континентального склона («байпасный» канал).

Изучение морфологии подводных хребтов, связанных с ростом антиклинальных складок, показало, что в ходе формирования последних в течение ближайших 3-5 млн. лет в пределах склонов хребтов непрерывно происходят процессы эрозии.

Между подводными хребтами были выявлены осадочные минибассейны, в которых происходит современная седиментация. Осадки минибассейнов обычно «затопляют» подошвы хребтов. Оси минибассейнов одинаково ориентированы (субпараллельно береговой линии) и образуют единую систему. Предполагается наличие двух основных источников осадков, заполняющих минибассейны. Вероятно, основная часть осадка поступает из рассеянных в водной толще глинистых частиц, поступающих с суши и частиц планктона и нанопланктона. Часть вещества поступает при эрозии подводных хребтов. Так как минибассейны зачастую соединяются в единую систему с общим наклоном подошвы минибассейнов, направленную в область глубоководной части Черного моря, осадки могут переноситься подводными течениями из гипсометрически более высоких минибассейнов на более низкие уровни.

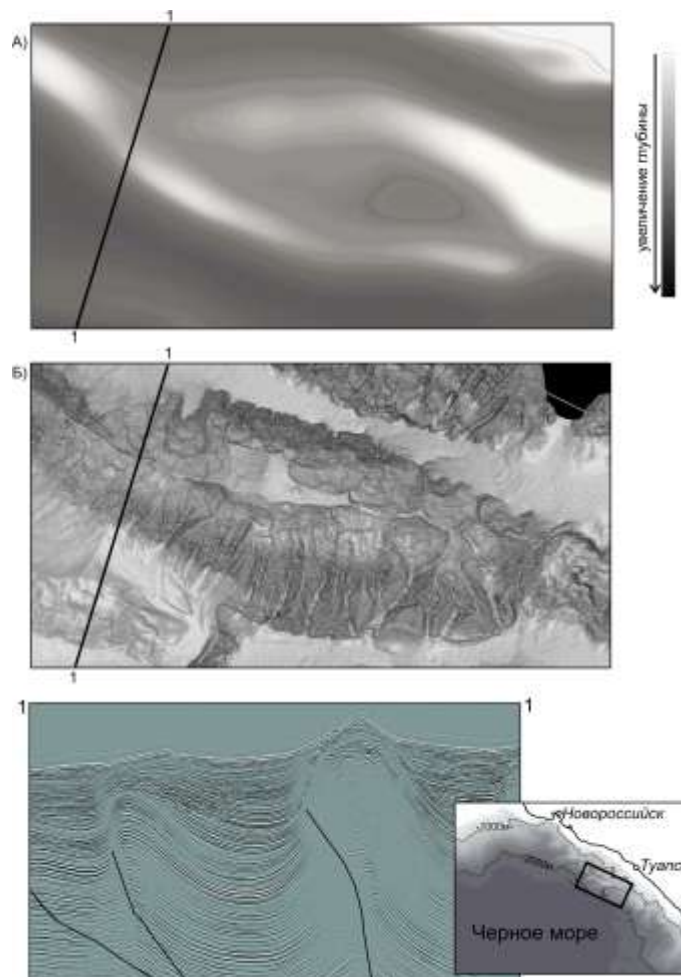


Рис. 6.11. Сопоставление структурного плана по кровле майкопской серии (А) и дну моря (Б) по данным 3Д сейсморазведки. (А) - освещенный рельеф кровли майкопской серии в трехмерном виде, (Б) – освещенный рельеф дна в трехмерном виде. Внизу дан фрагмент сейсмического профиля по линии 1-1, на котором хорошо видны современные складки (Альмендингер и др., 2011).

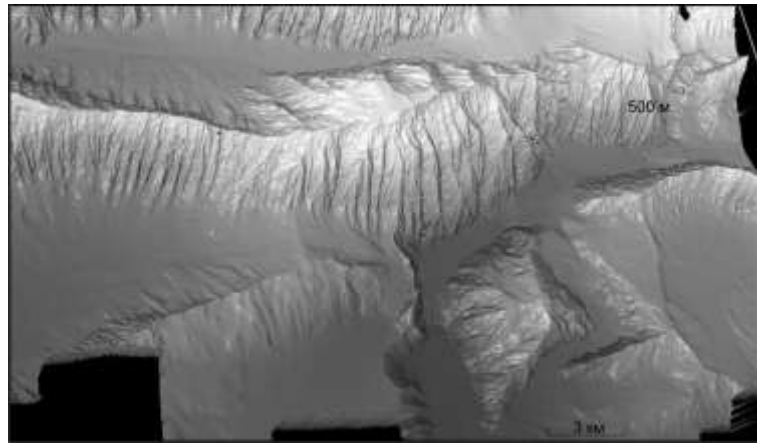


Рис. 6.12. Карта топографии дна моря в трехмерном виде. 500 м – превышение между дном минибассейна и осью подводного хребта. Карта построена по данным 3D сейсморазведки. [Альмендингер и др., 2011].

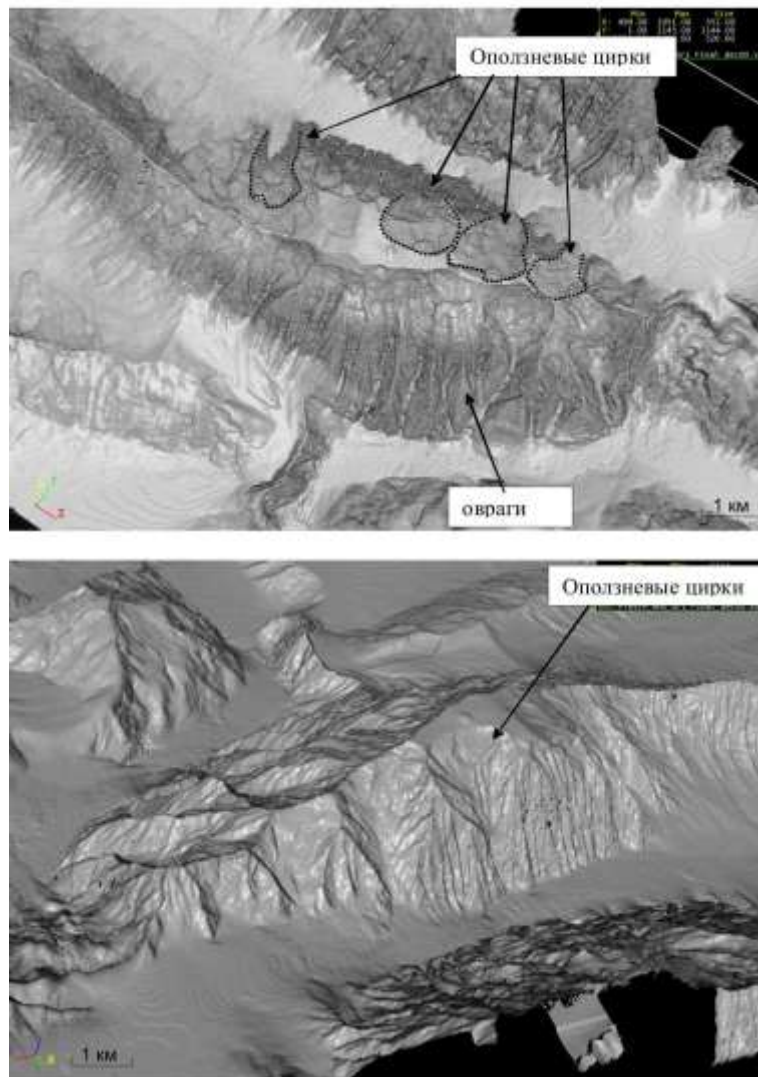


Рис. 6.13. Типичный вид современных оползневых тел и оврагов на глубинах около 1,2-2 км. [Альмендингер и др., 2011].

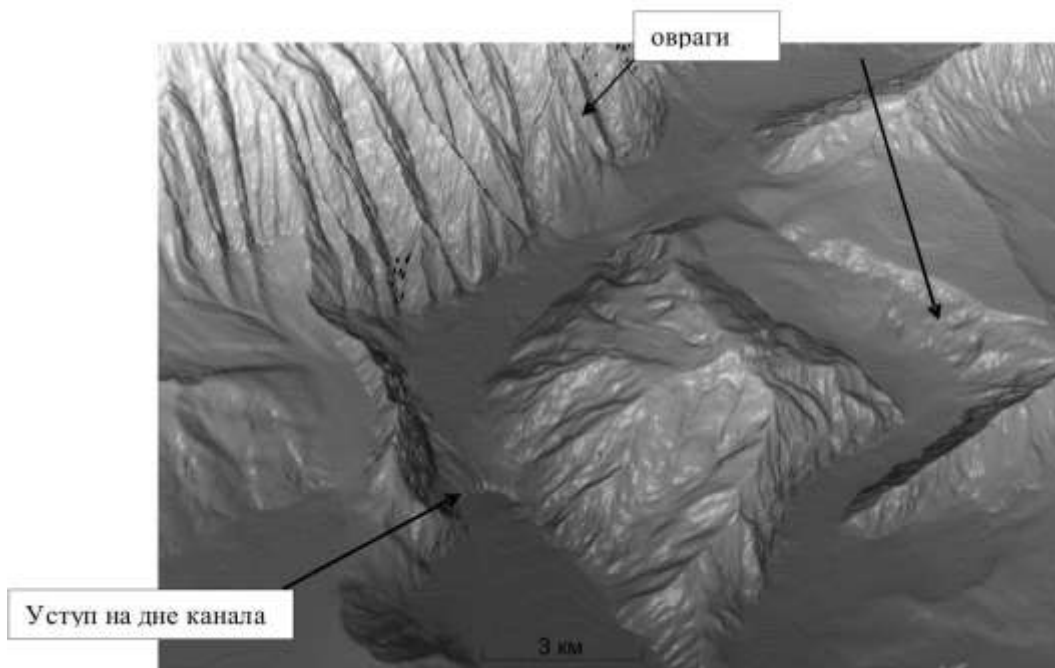


Рис. 6.14. Вид рельефа района подводного глубоководного канала. Хорошо видны современные активные процессы на глубинах до 2000 м.

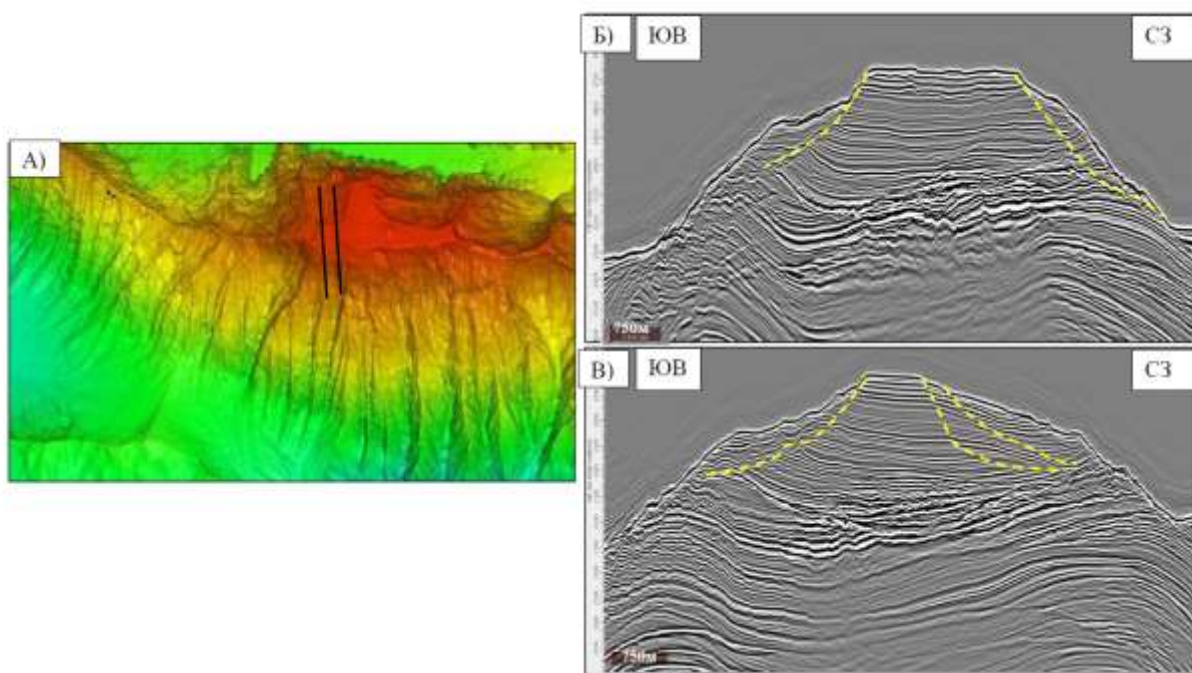


Рис. 6.15. Пример формирования крупных оползневых тел. (А) фрагмент карты рельефа дна моря. (Б) и (В) фрагменты временных сейсмических разрезов. Местоположение разрезов указано на рисунке (А). [Альмендингер, 2011].

На дне моря у подножья континентального склона часто возникают поднятия, параллельные берегу. Типичным их примером являются оползневые комплексы, двигавшиеся по слоям солей. Такие поднятия типичны для континентальных окраин Африки и Бразилии. Эти оползневые комплексы на дне моря образуют как бы подводные дамбы, которые являются препятствием для транспорта турбидитового материала. Турбидитовый материал, дойдя до подводного препятствия, несколько теряет скорость движения; при этом из турбидитового потока могут выпадать более тяжелые частицы, например песок. Примером скоплений песчаного материала такого типа является месторождение Сейба на континентальной окраине Экваториальной Гвинеи (рис. 6.16). В целом надо иметь в виду, что любые неровности дна могут как-то сказываться на отложение турбидитового материала.

На больших глубинах синхронно с седиментацией могут формироваться многочисленные покмарки в виде кратерообразных воронок на дне. Их примеры были показаны в других разделах книги.

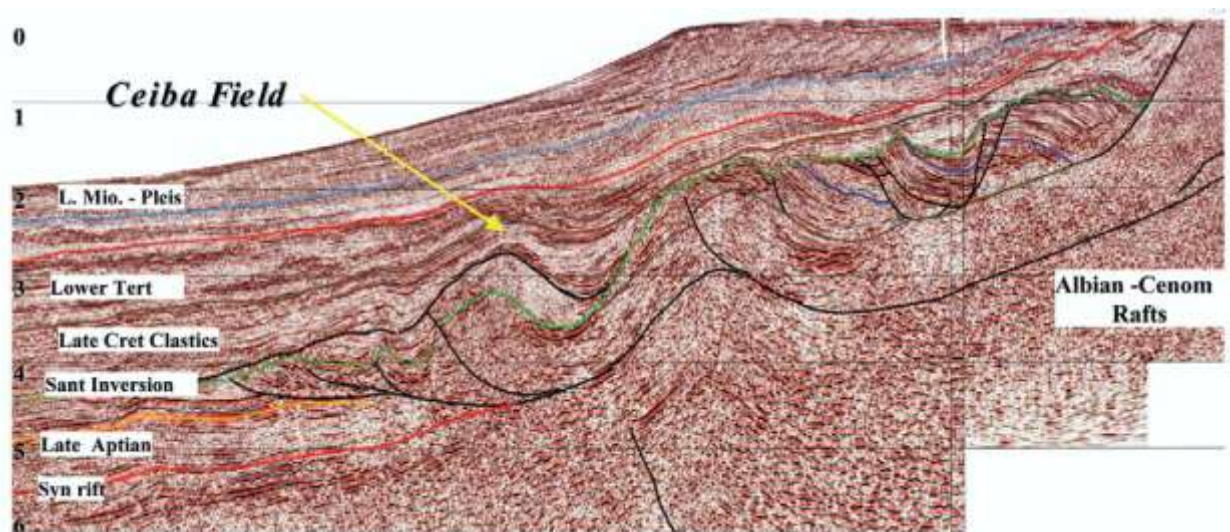


Рис. 6.16. Интерпретация сейсмического разреза для пассивной окраины Африки в Экваториальной Гвинее. Отложения альба-верхнего мела оползли по толще солей, образуя на дне моря относительные поднятия. Одно из таких поднятий препятствовало транспорту турбидитового материала в позднем мелу, и перед ним накопилось относительно большое количество турбидитовых песчаников. Песчаники стали резервуаром для месторождения Сейба [Dailly et al., 2002].

Словарь некоторых терминов

Abandoned channel – заброшенный, отмерший, неактивный канал.

Amalgamation – слияние (объединение) нескольких слоев песчаников в один пласт.

Avalanche deposits – лавинные, обвальные накопления.

Avulsion – отчуждение, внезапное изменение направления течения, в результате чего канал (русло) покидает старое русло и образует новое.

Clast – обломок, кусок породы или минерала. Может использоваться в разных масштабах, от песчинок (кластов, обломков) до крупных блоков типа олистолитов (мегакластов).

Climbing ripple – восходящая рябь (гребни вертикально сменяющих друг друга слойков как бы набегают вверх по склону).

Convolute lamination – конседиментационно деформированная тонкая слоистость внутри единого, более мощного пласта, с образованием наклонно или беспорядочно расположенных складочек, опрокидыванием слойков и др.

Crevasse splay – щелевой вынос осадка (конус прорыва примерно перпендикулярно из основного канала (русла)).

Current marks – отпечатки структур донного течения. Обобщающий термин для *flute casts* и *groove casts*.

Debris flow – обломочный поток.

Distributary channel complex – многорусловой каналный комплекс, сочетающий обломочные отложения отдельных каналов и существенно глинистые – межрусловых участков.

Fan - фэн, конус выноса.

Flame structure – пламевидная структура, образуется при диапироподобном всплывании обогащенного водой и относительно менее плотного песка.

Fluid-escape pipes – структура удаления флюида (воды) в виде трубки, обычно в песчаниках.

Flute casts – отпечатки борозд на дне моря в основании вышележащего слоя песчаников. Борозды образованы воздействием водных потоков в виде микроторнадо на дно. Аналог традиционного термина «язычковый механоглиф».

Frontal splay – конус выноса (фэн) из канала (русла).

Groove casts – отпечатки борозд размыва донным течением илистого осадка в основании вышележащего слоя песчаника.

Knick point – точка перегиба рельефа или уступ в осадочной системе.

Levee – намывной вал песчано-глинистых осадков, который окаймляет с одной или двух сторон подводный канал. В глубоководных обстановках леви обычно образуются при выпадении осадка из турбидитового «облака», которое намного шире самого канала.

Leveed channel – подводный канал с леви.

Lobe – осадочное тело в виде лопасти (доли, «залива», «языка») обычно во фронтальной части турбидитовой системы.

Mass transport deposits – осадки транспорта масс под преобладающим действием гравитации.

Oxbow – отмершая меандра, старица.

Polygonal faults – полигональные разломы, обычно образуются в процессе диагенеза осадка.

Sediment waves – осадочные волны, образуются на дне бассейна под воздействием донных течений.

Slide – оползневое тело, ненарушенное при оползании.

Slump – оползневой поток, образованный дезинтегрированными осадочными комплексами, которые деформировались во время оползания на склоне.

Soft sediment deformations – деформации в мягком нелитифицированном осадке.

Sole marks – подошвенные отпечатки (слепки неровностей разных форм кровли слоя на подошве вышележащего слоя песчаника, алевролита известняка и др.). Аналог русскоязычного термина «иероглифы».

Splay – область резкого расширения области седиментации (например, конус выноса).

Tool marks – отпечатки инструмента (отпечатки механического воздействия на дно, типа протаскивания отдельного камня или раковины) в основании вышележащего слоя песчаника.

Trace fossils – следы жизнедеятельности организмов на поверхностях напластования слоев.

Transition point – точка перехода от канала к фэну (конусу выноса).

Список литературы

Alves T.M., Cartwright J.A. The effect of mass-transport deposits on the younger slope morphology, offshore Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 2010, 27, 2027-2036.

Babonneau, N., Savoye, B., Cremer, M., Klein, B. Morphology and Architecture of the present canyon and channel system of the Zaire deep-sea fan. *Marine and Petroleum Geology*, 2010, 19, 445-467.

Beaubouef R.T., Abreu V., Adair N.L. Ultra-High Resolution 3-D Characterization of Deep-Water Deposits-I: A New Approach to Understanding the Stratigraphic Evolution of Intra-Slope Depositional Systems. // ExxonMobil Exploration Co., ExxonMobil researchers group's presentation. 1999.

Brun R.L., Di Celma C.N., Hodgson D.M., Flint S.S., John P. Kavanagh J.P., van der Merwe W.C. Driving a channel through a levee when the levee is high: An outcrop example of submarine down-dip entrenchment, *Marine and Petroleum Geology*, 2012 (in press).

Bull S., Cartwright J., Huuse M. A subsurface evacuation model for submarine slope failure Basin Research. // SEPM (Society for Sedimentary Geology). Volume 21, Issue 4, pages 433–443, August 2009.

Cartwright J. Diagenetically induced shear failure of fine-grained sediments and the development of polygonal fault systems. *Marine and Petroleum Geology*, 2011, 28, 1593-1610.

Catuneanu O., Abreu V., Bhattacharya J.P., Blum M.D., Dalrymple R.W., Eriksson P.G., Fielding C.R., Fisher W.L., Galloway W.E., Gibling M.R., Giles K.A., Holbrook J.M., Jordan R., Kendall C.G.St.C., Macurda B., Martinsen O.J., Miall A.D., Neal J.E., Nummedal D., Pomar L., Posamentier H.W., Pratt B.R., Sarg J.F., Shanley K.W., Steel R.J., Strasser A., Tucker M.E., Winker C. Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 2009, 92, 1–33.

Dailly P., Phil L., Owry P., Goh K., Monson G. Exploration and development of Ceiba Field, Rio Muni Basin, Southern Equatorial Guinea. *THE LEADING EDGE*. NOVEMBER 2002, p. 1140-1146.

Deptuck M.E., Sylvester Z., Pirmez C., O'Byrne C. Migration–aggradation history and 3D seismic geomorphology of submarine channels in the Pleistocene Benin-major Canyon, western Niger Delta slope. *Marine and Petroleum Geology*, 2007, 24, 406–433.

Figueiredo J.J.P., Hodgson D.M., Flint S.S., Kavanagh J.P. Architecture of a channel complex formed and filled during long-term degradation and entrenchment on the upper submarine slope, Unit F, Fort Brown Fm., SW Karoo Basin, South Africa. *Marine and Petroleum Geology*, xxx (2012), 1-13.

Frey-Martinez J., Cartwright J., James D. Frontally confined versus frontally emergent submarine landslides: A 3D seismic characterisation. // *Marine and Petroleum Geology*, 2006, 23: p. 585-604.

Gong C., Wang Y., Peng X., Li W., Qiu Y., Xu S. Sediment waves on the South China Sea Slope off southwestern Taiwan: Implications for the intrusion of Northern Pacific Deep Water into the South China Sea, *Marine and Petroleum Geology*, 2011.

Jobe Z.R., Lowe D.R., Uchytel S.J. Two fundamentally different types of submarine canyons along the continental margin of Equatorial Guinea. *Marine and Petroleum Geology* 2011, 28, 843-860.

Kvalstad T.J., Andresen L., Forsberg C.F., Berg K., Bryn P., Wangen M. The Storegga slide: evaluation of triggering sources and slide mechanics. *Marine and Petroleum Geology*, 2005, 22 (1-2): p. 245-256.

Labourdette R., Poncet J., Seguin J., Temple F., Hegre J., Irving A. Three-dimensional modelling of stacked turbidite channels in West Africa: impact on dynamic reservoir simulations. *Petroleum Geoscience*, 2006, Vol. 12, pp. 335-345 .

Lericolais G., Guichard F., Morigi C., Minereau A., Popescu I., Radan S. A post Younger Dryas Black Sea regression identified from sequence stratigraphy correlated to core analysis and dating. *Quaternary International*, 2010, 225, 199-209.

Mayall M., Jones E., Casey M. Turbidite channel reservoirs - Key elements in facies prediction and effective development. *Marine and Petroleum Geology*, 2006, 23, 821-841.

McHargue T., Pyrcz M.J., Sullivan M.D., Clark J., Fildani A., Romans B., Covault J., Levy M., Posamentier H., Drinkwater N. Architecture of turbidite channel systems on the continental slope: Patterns and Predictions. *Marine and Petroleum Geology xxx (2010)*, 1-16.

Popescu I., Lericolais G., Panin N., Normand A., Dinu C., Le Drezen E. The Danube submarine canyon (Black Sea): morphology and sedimentary processes. *Marine Geology*, 2004, 206, 249-265.

Posamentier H.W., Ole M. The Character and Genesis of Mass Transport Complexes I: Geomorphology and Process Sedimentology from 3-D Seismic Data. *SEPM Research Symposium: The Significance of Mass Transport Deposits in Deepwater Environments*, AAPG Annual Convention, Technical Program. April 9-12, 2006.

Posamentier H.W., Walker R.G. Deep-Water Turbidites and Submarine Fans Facies Models Revisited. *SEPM Special Publication No. 84*, 2006. *SEPM (Society for Sedimentary Geology)*, ISBN 1-56576-121-9, p. 1-122.

Posamentier H.W., Kolla V. Seismic geomorphology and stratigraphy of depositional elements in deep-water settings: *Journal of Sedimentary Research*, 2003, v. 73, p. 367-388.

Saller A., Dharmasamadhi I.N.W. Controls on the development of valleys, canyons, and unconfined channel-levee complexes on the Pleistocene Slope of East Kalimantan, Indonesia. *Marine and Petroleum Geology*, 2011, xxx (2011). 1-20.

Savoie B., Babonneau N., Dennielou B., Bez M. Geological overview of the Angola-Congo margin, the Congo deep-sea fan and its submarine valleys. *Deep-Sea Research II*, 2009, 56, 2169-2182.

Shanmugam G. 49 years of the turbidite paradigm (1950s-1990s) deep-water processes and facies models – a critical perspective. // *Marine and Petroleum Geology*, 2000, 17: p. 285-342.

Solheim A., Berg K., Forsberg C.F., Bryn P. The Storegga Slide complex: repetitive large scale sliding with similar cause and development. *Marine and Petroleum Geology*, 2005, 22, p. 97-107.

Yusifov M., Rabinowitz P.D. Classification of mud volcanoes in the South Caspian Basin, offshore Azerbaijan. *Marine and Petroleum Geology*, 2004, 21, 965-975.

Альмендингер О.А. Трехмерные модели неоген-современных складчатых, седиментологических и эрозионных процессов в Туапсинском прогибе Черного моря. Автореферат канд. Дисс. Москва, МГУ, Геологический факультет, 2011, 20 с.

Альмендингер О.А., Митюков А.В., Мясоедов Н.К., Никишин А.М. Современный рост складок, процессы эрозии и седиментации в глубоководной части Туапсинского прогиба в Черном море по данным 3D сейсморазведки. Доклады Академии Наук. 2011, т. 439, №1. с.76-78.

Барбошкин Е.Ю. Практическая седиментология. Терригенные резервуары. Пособие по работе с керном. 2011. Тверь, Издательство ГЕРС, 152 с.

Митюков А.В., Альмендингер О.А., Мясоедов Н.К., Никишин А.М., Гайдук В.В. Седиментационная модель Туапсинского прогиба (Черное море). Доклады Академии Наук. 2011, т. 440, №3. с.384-388.

Митюков А.В., Никишин А.М., Альмендингер О.А., Болотов С.Н., Лаврищев В.А., Мясоедов Н.К., Рубцова Е.В. Седиментационная модель майкопских отложений Туапсинского прогиба в Черном море по данным 3D сейсморазведки и полевым работам на Западном Кавказе и в Крыму. Вестник МГУ, Москва, 2012, в печати.

Никишин А.М., Малышев Н.А., Поляков А.А. Структурная геология осадочных бассейнов. В кн.: «Геология для нефтяников» (под. ред. Н.А. Малышева и А.М. Никишина). Изд. 2-е, доп. Москва-Ижевск, Институт компьютерных исследований, 2011, с. 143-170.

Содержание

Предисловие	<i>стр. 1</i>
1. Введение, классификация	<i>стр. 4</i>
2. Турбидиты	<i>стр. 6</i>
3. Отложения транспорта масс (mass transport deposits (MTD), или mass transport complex (MTC))	<i>стр. 25</i>
4. Каналы (русла) и связанные с ними образования	<i>стр. 42</i>
5. Примеры изображений и интерпретаций канальных систем на данных 3D сейсморазведки	<i>стр. 84</i>
6. Некоторые процессы, связанные с глубоководными осадками	<i>стр. 92</i>
Словарь некоторых терминов	<i>стр. 104</i>
Список литературы	<i>стр. 106</i>