

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М.В. ЛОМОНОСОВА
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

На правах рукописи



Баскакова Галина Владимировна

**История тектонического развития и обстановки осадконакопления
северо-восточной части акватории Черного моря**

1.6.1 – «Общая и региональная геология. Геотектоника и геодинамика»

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
доктор геолого-минералогических наук, профессор
Никишин Анатолий Михайлович

Москва – 2022

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	4
ГЛАВА 1. ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ.....	10
1.1. Общие сведения о районе исследований.....	10
1.2. Геолого-геофизическая изученность	11
1.2.1. Изученность бурением	13
1.2.2. Тематические работы	14
1.3. Литолого-стратиграфическая характеристика.....	18
1.4. Тектоническое районирование	29
1.5. Нефтегазоносность.....	35
ГЛАВА 2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ	36
2.1. Материалы исследований.....	36
2.2. Методы исследований	37
2.2.1. Палеотектонический анализ	37
2.2.2. Сеймостратиграфия	38
2.2.3. Секвенсная стратиграфия	40
2.2.4. Тектоностратиграфия	41
2.2.5. Сейсмофациальный анализ.....	42
2.2.6. Атрибутный анализ сейсмических данных.....	45
2.2.7. Палеогеоморфологический анализ	51
2.2.8. Некоторые особенности строения глубоководных осадочных систем.....	56
ГЛАВА 3. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ.....	63
3.1. Интерпретация отражающих горизонтов.....	63
3.2. Виды тектонических процессов на исследуемой площади	68

3.3. Палеотектонический анализ района Керченско-Таманской зоны, Анапского выступа и Туапсинского прогиба методом балансировки разреза.....	73
3.3.1. Домайкопское время (мел–эоцен).....	76
3.3.2. Майкопское время (олигоцен–ранний миоцен).....	78
3.3.3. Постмайкопское время (средний-поздний миоцен).....	78
3.4. История геологического развития Восточно-Черноморского региона..	80
3.4.1. Геологическая история, предшествующая началу формирования Восточно-Черноморской впадины	81
3.4.2. Геологическая история, синхронная времени формирования Восточно-Черноморской впадины	85
3.4.3. Фаза относительного тектонического покоя после окончания формирования Восточно-Черноморской впадины	89
3.4.4. Геологическая история, синхронная кавказским (альпийским) складчатым деформациям.....	90
3.4.5. Тектоностратиграфическая схема Восточно-Черноморского региона	108
ГЛАВА 4. РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ.....	112
4.1. Выделение и классификация типов сейсмофаций.....	113
4.2. Палеогеоморфологический анализ.....	115
4.3. Анализ условий осадконакопления в олигоцен-голоценовом интервале разреза.....	130
4.3.1. Обстановки осадконакопления в олигоцене-раннем миоцене (майкопское время).....	131
4.3.2. Обстановки осадконакопления в среднем миоцене–голоцене	135
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	143
СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ.....	145
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	146

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследований. Акватория Черного моря является одной из наиболее изученных геолого-геофизическими методами, а прилегающая суша - полигон для исследований геологов разных стран с конца XIX века. Несмотря на обширный фактический материал, до сих пор нет единого мнения о времени формирования Восточно- и Западно-Черноморской впадин. В рамках этой работы был проведен обобщенный анализ ранее опубликованной и новой информации, который позволил уточнить геологическое строение северо-восточной части акватории Черного моря, проследить историю тектонических событий и сопоставить их с выделяемыми событиями в Крыму, Кавказе и Понтидах, обосновать стратификацию построенного структурного каркаса и дать характеристику условиям осадконакопления для выделенных интервалов разреза.

Изучение истории формирования горно-складчатого сооружения Большого Кавказа и образования сопутствующих ему структур имеет значение не только для фундаментальных задач региональной геологии, но и при поисковых работах на нефть и газ. И если на суше известен ряд открытых и разрабатываемых месторождений, начиная с середины XX в., то в российском секторе акватории Черного моря геологоразведка находится только на поисково-оценочном этапе. Бурение в мелководной части акватории Черноморско-Азовского региона ведется с 70-х годов XX века. Успешное бурение в относительно глубоководной части в последнее десятилетие велось, в основном, в западной части акватории Черного моря - на шельфе Румынии и Болгарии. Открытия связаны с газовыми залежами в верхнемиоцен-плиоценовой части разреза. В восточной части акватории были пробурены глубоководные скважины, не давшие коммерческого притока, что снизило интерес компаний к региону. Сделанное открытие газового месторождения Сакария в территориальных водах Турции скважиной Тюна-1 (2020 г.), вновь обратило взоры нефтедобывающей отрасли на акваторию Черного моря. Представленные результаты регионального обобщения актуальны для снижения рисков при детальном геологоразведочных изысканиях и поиска новых объектов для бурения.

Степень разработанности темы. В акватории восточной части Черного моря и на прилегающей суше геологоразведка ведется с конца XIX в. Фундаментальные представления о тектонике Черноморской впадины и очертания всех крупных структур приведены в монографии Д.А. Туголесова с соавторами (1985). К последним

региональным обзорам, учитывающим обширный фактический материал по естественным обнажениям пород, скважинам и сейсмическим данным, относятся работы [Афанасенков и др., 2007; Глумов и др., 2014; Okay et al., 2015; Попов и др., 2010, 2016; Sosson et al., 2017; Tari et al., 2018; Monteleone, 2019 и др.].

Прирост объема геофизической информации за счет региональных профилей 2D [Nikishin et al., 2015a, b] и сейсморазведки 3D позволило существенно улучшить качество материала и степень его проработки. В настоящий момент большая часть северо-восточной части акватории изучена современными съемками 3D. Большинство результатов анализа этих данных представлено в фондовых источниках, например, [Дердуга и др., 2012], однако есть и опубликованные работы [Альмендингер и др., 2011; Митюков и др., 2012; Хлебникова и др., 2018, 2020].

Цель работы – восстановить историю тектонического развития бассейна северо-восточной части Черного моря в юрско-четвертичное время и обстановки осадконакопления в олигоцене-голоцене по данным сейсморазведки МОГТ 2D/3D.

Основные задачи:

- обобщить результаты геолого-геофизических работ в восточной части Черного моря;
- выделить основные поверхности несогласий по сейсмическим данным и дать характеристику основных сейсмокомплексов юрско-голоценового интервала разреза;
- построить единую структурно-тектоническую модель рассматриваемого района;
- восстановить историю геологического развития вблизи Анапского выступа по результатам балансировки регионального сейсмогеологического разреза в Российской части Черного моря;
- определить время проявления складчатых дислокаций и составить календарь тектонических событий для территории исследования и прилегающих областей;
- охарактеризовать сейсмофации для восстановления условий осадконакопления;
- построить модели седиментации олигоцен-плиоценовых отложений в виде схем условий осадконакопления для северо-восточной части Черного моря.

Объект исследования – северо-восточная часть акватории Черного моря, **предмет исследований** – юрско-четвертичная история геологического развития северо-восточной части Черного моря и обстановки осадконакопления, начиная с олигоценовой эпохи.

Фактический материал и методы. Основой для диссертационной работы послужили материалы сейсморазведки: профили МОГТ 2D, полученные разными

компаниями с 1995 года в акватории Черного моря; кубы 3D (2007-2012 гг.), полученные компанией ПАО «НК «Роснефть»; региональные профили МОГТ-2D, полученные в рамках программы «Геология без границ» (2011 г.). Также использованы фондовые и опубликованные результаты бурения в восточной части акватории Черного моря и прилегающей суше; результаты полевых геологических работ в Крыму и на Кавказе; фондовые и опубликованные материалы по геологическому строению и нефтегазоносности региона. Для анализа фактического материала применены методы палеотектонического, сейсмофациального, тектоностратиграфического, атрибутивного и палеогеоморфологического анализов.

Личный вклад автора.

Автор непосредственно принимал участие в следующих работах:

- обобщение и систематизация фактических и литературных данных по геологическому строению района исследований, собранных автором в период с 2011 по 2020 гг.;
- участие в полевых работах на Таманском полуострове и полевой экскурсии в Крыму в 2018 г.;
- интерпретации материалов сейсморазведки МОГТ 2D и 3D, корреляции региональных отражающих горизонтов (ОГ) – от кровли верхнеюрских отложений до кровли плейстоцена, а также ряда дополнительных ОГ в интервале майкопских и верхнемиоценовых толщ, построении скоростной модели и структурных поверхностей;
- балансировке сейсмогеологического разреза;
- сейсмофациальном, атрибутивном и динамическом анализе сейсмических данных 3D для выявления геологических тел и анализа условий осадконакопления;
- составлении атласа сейсмофаций, характерных для северо-восточной части Черного моря;
- построении схем условий осадконакопления для интервала олигоцен-плиоценовых отложений;
- составлении атласа поверхностей несогласия и анализ отвечающих им тектонических событий;
- актуализации тектонической схемы района работ;
- построении обобщенной тектоностратиграфической схемы.

Научная новизна. В работе сделано обобщение данных по геологическому строению восточной части акватории Черного моря и прилегающей суши с использованием большого количества фактического материала, в том числе неопубликованного. Актуализирована тектоническая схема. На основе результатов балансировки геолого-геофизического разреза определено время начала деформаций и инверсии погруженной части палеотрога Большого Кавказа – Анапского выступа. По результатам интерпретации региональных и детальных сейсмических данных было определено время роста складок на Керченском шельфе и в Туапсинском прогибе. Показаны особенности геологического строения зоны контакта Анапского выступа с Керченско-Таманским и Туапсинским прогибами. Сопоставлены, выделенные по сейсмическим данным МОГТ-2D, мезозойско-кайнозойские тектонические события в акватории и, полученные в результате полевых работ в Крыму и Западном Кавказе, на суше. Составлена тектоностратиграфическая схема. Составлен атлас сейсмофаций для юрско-голоценового интервала разреза в Российской части акватории Черного моря. По результатам интерпретации нескольких сейсмических кубов построены детальные схемы условий осадконакопления для Туапсинского прогиба и центральной части вала Шатского. Представлена схема с областью распространения комплекса гравитационного оползания (масс транспорт комплекса).

Теоретическая и практическая значимость. Результаты работы использованы при региональных исследованиях в восточной части акватории Черного моря с целью поиска перспективных нефтегазоносных комплексов и оценки рисков образования и сохранности залежей УВ. Реконструкция истории развития осадочного бассейна в малоизученных бурением районах позволяет более надежно определять области потенциально нефтегазоперспективных направлений и участков, а также снимать часть геологических рисков при анализе конкретных поисковых объектов. Кроме повышения эффективности поисково-разведочных работ в регионе, представленные результаты могут быть использованы в учебных целях, в качестве атласа по выделению сейсмофаций и их геологической интерпретации.

Защищаемые положения.

1. Тектонические деформации и синкомпрессионные вертикальные движения в Восточно-Черноморском регионе начались не позже эоцена, происходили в несколько

фаз и продолжаются по настоящее время. Восточно-Черноморский регион в майкопское время испытывал значительное сжатие.

2. В пределах Туапсинского прогиба и вала Шатского особенности волновой картины в мезозойско-кайнозойском интервале разреза характерны для шельфовых, склоновых и глубоководных условий осадконакопления.

3. К концу майкопского времени Туапсинский прогиб закончил свое развитие как отдельный бассейн осадконакопления Восточно-Черноморского региона. В среднем миоцене возник единый обширный бассейн с наклоном дна к Восточно-Черноморской впадине.

4. Основные пути транспортировки осадочного материала в Туапсинский прогиб и Восточно-Черноморскую впадину изменялись в процессе роста сопряженного с ним с северо-востока горно-складчатого сооружения Большого Кавказа.

Достоверность полученных результатов обеспечена детальностью и качеством сейсмических данных, применением современных методик к их обработке и комплексным подходом к их анализу совместно с результатами бурения и изучением обнажений на прилегающей суше.

Апробация работы. Основные положения и результаты работы изложены в 6 публикациях, основополагающий вклад в которых принадлежит соискателю, в том числе в 3 публикациях, в рецензируемых научных изданиях, рекомендованных для защиты в диссертационном совете МГУ. Промежуточные и итоговые результаты исследований были доложены автором на I–II Тектонических совещаниях и опубликованы в виде тезисов (г. Москва, 2018-2020).

Объем и структура работы. Диссертация общим объемом **159** страниц состоит из введения, **4** глав, подразделяющихся на разделы, заключения, списка сокращений и списка литературы. Текст содержит **88** иллюстраций и **2** таблицы. Библиографический список включает **136** наименования.

Благодарности. Искреннюю благодарность автор выражает за оказанную помощь, ценные советы и постоянную поддержку при подготовке диссертационной работы своему научному руководителю д.г.-м.н. профессору А.М. Никишину.

Автор глубоко признателен и благодарен за помощь, советы, внимание и поддержку на всех этапах написания данной работы сотрудникам ООО «РН-Эксплорейшн»: к.г.-м.н. О.А. Альмендингер, М.С. Дорониной, Н. Васильевой, А. И.

Лейбенко, А.В. Митюкову, В.А. Никитиной, к.г.-м.н. А.В. Дердуге, к.г.-м.н. М.В. Губареву (ООО «НК «Роснефть» – НТЦ); И.В. Куницыной – за поддержку и мотивацию.

Автор благодарит сотрудников ПАО «НК «Роснефть» д.г.-м.н. Н.А. Малышева, к.г.-м.н. В.Е. Вержбицкого, к.г.-м.н. Д.М. Комиссарова за ценные советы и замечания при подготовке материалов к диссертационной работе.

Автор благодарен компании ПАО «НК «Роснефть» за предоставленную возможность использования и публикации материалов.

Глава 1. ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СЕВЕРОВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ

1.1. Общие сведения о районе исследований

Район исследований расположен в северо-восточной части акватории Черного моря и протягивается вдоль российского побережья от Керченского п-ва до г. Сочи (рис. 1.1). Глубины моря изменяются от 0 м до ~ 2 км в глубоководной части акватории. В современном рельефе морского дна на площади исследований выделяются шельфовая зона, континентальный склон со сложным рельефом из-за активного роста антиклиналей и процессов эрозии и уплощенное морское дно абиссальной равнины. Примечательной особенностью бассейна Черного моря является сероводородное заражение водной толщи ниже глубины 110-135 м [Гидрометеорология ..., 1992].

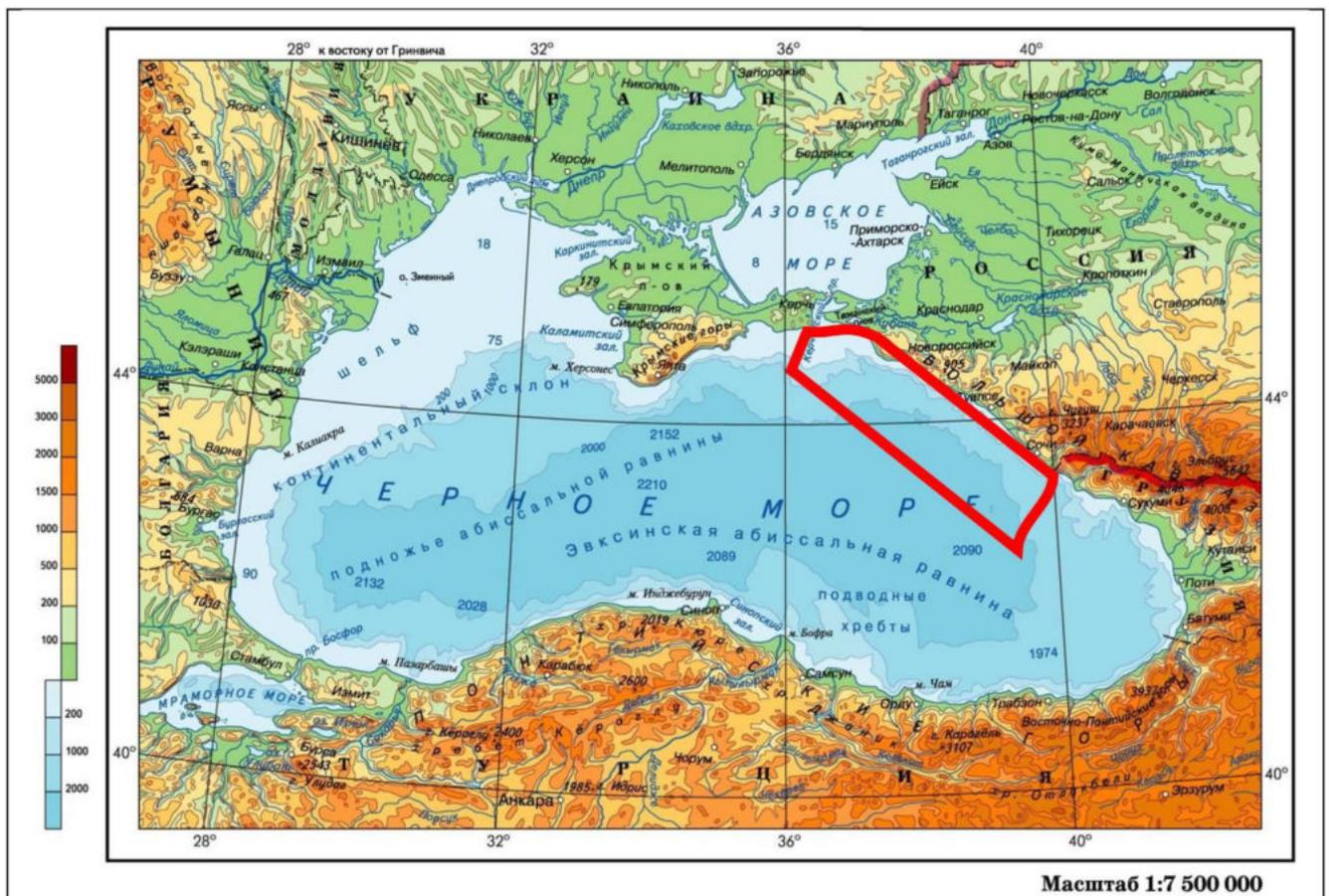


Рис. 1.1. Физико-географическая карта Черноморского региона (основа из интернета). Красным отмечена область исследований

1.2. Геолого-геофизическая изученность

В истории геологического изучения Черного моря по характеру методов исследований Д.А. Туголесовым и соавторами выделено три этапа [Туголесов и др., 1985]. Первый охватывает период с конца XIX до начала XX в.в. Предположения о геологическом строении акватории тогда строились исключительно на материалах по окружающей ее суше. Этот этап связан с именами Н.И. Андрусова, А.Д. Архангельского, Н.М. Страхова, М.В. Муратова, И.М. Губкина. Одной из последних значимых монографий этого периода была опубликована М.В. Муратовым (1955). В ней описаны особенности строения Черноморской впадины, которые достаточно близки к современным представлениям: флексурный характер ее континентальных склонов, спокойное залегание выполняющих впадину толщ, их возраст и примерный порядок мощности, наличие узкого олигоценового прогиба вдоль кавказского и крымского склонов, отсутствие массива особенно плотных пород в основании впадины и т.д.

Второй этап начинается в конце 50-х годов XX в. с проведения институтом океанологии АН СССР первых сейсморазведочных работ в акватории Черного моря методами ГСЗ и МОВ в модификации однократного профилирования (с 1961 г.). Одновременно с первыми работами ГСЗ были выполнены эхолотные исследования рельефа дна глубоководной впадины и гидромагнитные работы. На этом этапе были получены первые фактические данные о строении земной коры района исследований. Из-за особенностей метода ГСЗ было исследовано преимущественно глубинное строение земной коры и установлено, что мощность ее в центральной части акватории более 20 км, а осадочного чехла 8-15 км. Результатам исследований, проведенных на этом этапе посвящены работы В.П. Гончарова, Я.П. Маловицкого, В.Н. Гинсбургенко, Г.В. Осипова, Б.Д. Углова, Ю.П. Непрочнова и др. Все основные результаты исследований геологии Черного моря за период 1957-1972 г.г. были сведены в большой коллективной монографии, подготовленной Комиссией по изучению глубинного строения Черноморской впадины (Земная кора..., 1975).

Развитие сейсморазведки МОГТ определило третий этап геологических исследований в акватории, направленного на изучение осадочного выполнения Черноморской впадины. Первые региональные сейсмические работы МОГТ выполнены в 1973 г. французским судном «Флоранс» при участии сотрудников «Южморгеология». Помимо сейсморазведки МОГТ в акватории были проведены исследования методами

непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП), грави- и магнитометрические съемки, позволившие увязать данные по акватории и прилегающей суше. Проведённые геохимические съемки позволили выявить аномалии, связанные с выходом УВ на поверхность морского дна. Дальнейшие систематические региональные исследования по всей площади Черного моря сделало его одним из наиболее изученных геолого-геофизическими методами в мире. На этом этапе исследований большой вклад в изучение региона внесли ученые из ГНЦ «Южморгеология», «Союзморгео», НИПИОкеангеофизики, геологического факультета МГУ, «Крымморгеологии» описав основные особенности геологического строения Черноморского региона. Было опубликовано множество обобщающих работ под руководством Шварца Л.Я., Мейснера Л.Б., Кислова Г.К., Горшкова А.С. Наиболее известные обобщения геолого-геофизической информации, основанной на сейсморазведке МОГТ-2D, для рассматриваемой территории представлены в работах Д.А. Туголесова и соавторов (1985).

С 1991 года в связи с распадом СССР произошло существенное сокращение геологоразведочной деятельности на акватории.

С конца 90-х годов XX в. - начала XXI в. можно выделить четвертый этап изучения Черного моря. Он характеризуется применением сейсморазведки 3D и детальным изучением акватории нефтегазовыми компаниями. Разными зарубежными компаниями были выполнены детальные сейсморазведочные работы 2D и 3D на шельфах Турции, Румынии и Болгарии, Украины направленные на изучение перспектив нефтегазоносности территориальных вод этих стран. Большинство полученных данных носят коммерческий характер и практически не доступны для самостоятельного анализа. Однако существует ряд публикаций, позволяющих систематизировать информацию. Наиболее известные обобщающие работы этого периода приведены в разделе Тематические работы.

С 2000 года комплексные геолого-геофизические работы на площади исследований проводили НК «ЮКОС» (ООО «Вал Шатского»), ПАО «НК «Роснефть» и ЗАО «Черноморнефтегаз».

Начиная с 2006 г. в российской части акватории компанией ПАО «НК «Роснефть» было покрыто более 10 000 кв.км сейсморазведкой 3D. Региональные сейсмические профили хорошего качества в акватории были получены в рамках международного проекта «Геология без границ» при участии ION GXT в 2011 году. Общая длина профилей

8890,5 пог.км. (рис. 2.1), результаты используются всеми странами Черноморского региона, а расположение скважин вблизи этих профилей позволило создать довольно надежную стратиграфическую привязку всех отражающих горизонтов. Основные результаты представлены в работе [Nikishin et al., 2015a, b].

1.2.1. Изученность бурением

Глубокое поисково-разведочное бурение было начато на северо-западном шельфе Черного моря в 1975 г. трестом «Крымморгеология» (разделен на «Крымгеология» и «Черноморнефтегаз») на структуре Голицына. Всего на Одесском шельфе было пробурено порядка 70 скважин и открыт ряд газовых и газоконденсатных месторождений. Пробуренные скважины охарактеризовали широкий стратиграфический диапазон от рифея (нижнего палеозоя?) до кайнозоя (Туголесов и др, 1985, с.17).

Три глубоководные скважины DSDP-379, DSDP-380, DSDP-381 «Гломар Челленджера», пробуренные в 1975 г. с полным отбором керна, позволили изучить литологические и биостратиграфические характеристики неоген-четвертичных отложений глубоководной впадины [Геологическая история Черного моря..., 1980; Ross et al., 1978].

В этот же период (1976 г.) началось бурение на шельфе Румынии. Объектом исследований тут были отложения верхнего миоцена. Самая глубокая скважина Ovidiu-1 с забоем 5006 м вскрыла породы палеоцена. В настоящее время западная часть Черного моря лучше охарактеризована бурением, чем восточная.

В пределах российской части Черного моря (Керченско-Таманский шельф) долгое время была пробурена единственная скважина Рифовая-302 в 1985 г. с забоем в породах майкопской серии на глубине 1990 м. В четырех интервалах были зафиксированы газопроявления, из одного пласта получен приток пластовой воды. Скважина была ликвидирована из-за аварии.

Начиная с 2000-х годов в восточной части акватории Черного моря разными компаниями было пробурено несколько поисково-разведочных скважин. В таблице (*таблица 1*) приведены их названия и результаты бурения (составлено с учетом данных, приведенных [130]).

Таблица 1. Поисково-разведочные скважины в восточной части акватории Черного моря

	Скважина	Страна	Год	Оператор	Глубина воды, м	Забой скважины		Результат
						Глубина, м	Вскрытые отложения	
1	Хопа-1	Турция	2005	BP/ТРАО/Chevron	1529	4700	Средний миоцен	Сухая, газопроявления, плохой песчаный коллектор
2	Субботина-403	Украина	2006	Черноморнефтегаз	51	4306	Палеоцен	Нефть, месторождение
3	Субботина-1		2007		?	3140	Верхний мел	Нефть
4	Субботина-2		2008		?	3200	?	Нефть
5	Субботина-3		2010		?	3100	Эоцен	Вода
6	Синоп-1	Турция	2010	Petrobras/Еххон	2182	5531	Верхний мел	Сухая (нет коллектора), газопроявления в среднемиоценовом интервале
7	Сурмене-1	Турция	2010	ТРАО	180	4830	Средний миоцен	Сухая, нефтепроявления, нет коллектора
8	Мария-1	Россия	2018	Роснефть/Епi	2109	5265	Верхняя юра	Сухая

Отдельно стоит отметить открытие газового месторождения Сакария в плиоцен-миоценовых отложениях, сделанное в 2020 г. на шельфе Турции скважиной Тюна-1 (забой 4775 м, глубина воды 2014 м) и Туркали-1. Хотя территориально эти скважины расположены в Западно-Черноморской впадине, но они показывают возможные перспективы не только шельфовых областей, но и центральной части бассейна.

В Российских водах компанией ПАО «НК «Роснефть» в 2018 г. была пробурена структура Мария (скважина Мария-1). Глубина моря в районе скважины составляет ~2 км. Забой скважины расположен в верхнеюрских карбонатах. Приток не получен, в породах среднего миоцена отмечены газопроявления.

1.2.2. Тематические работы

Работы по обобщению накопленного геолого-геофизического материала по Восточно-Черноморскому региону начали проводить с 1973 г. в НПО «Южморгео», а впоследствии в образованных на его базе отдельных предприятиях ПО «Союзморгео» (экспедиция Южморнефтегазгеофизразведка и НИИМоргеофизики) и «Южморгеология» (НИПИОкеангеофизика).

Подробно история изучения углеводородного (УВ) потенциала Черного моря приведена в монографии Глумова И.Ф. и соавторов 2014 года (Глумов и др., 2014, с.26-28), а список сейсморазведочных работ приведен в отчете Б.В. Сенина и соавторов [Сенин, 2003]. Поэтому ниже приведены тематические работы по Восточно-

Черноморскому региону, непосредственно использованные для написания настоящей работы.

Региональные работы

В монографии «Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины», Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б. и др. (1985) впервые изложены фундаментальные представления о тектонике Черноморской впадины, установлены очертания всех крупных структур.

Геология и нефтегазоносность окружающей Черное море суши с детальным фактическим материалом описано в книге под ред. А.Г. Робинсона [Robinson, 1997].

В работе «Разработка сейсмогеологической модели Восточно-Черноморской впадины и Вала Шатского на основе сети опорных профилей» отчет ФГУП ПО «Союзморгео» под ред. Б.В. Сенина (2003) построена сейсмогеологическая модель стратификации осадочного чехла Восточно-Черноморской впадины и вала Шатского, приведены региональные сейсмические профили, литологические колонки параметрических скважин на прилегающей суше, вскрывших разрез до мелового возраста и серия региональных карт.

В монографии «Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона» А.П. Афанасенков, А.М. Никишин, А.Н. Обухов (2007) подведены итоги геологоразведочных работ по изучению вала Шатского и всего Восточно-Черноморского региона, проводимых компанией ЮКОС. Все выводы в монографии основаны на обширном фактическом материале сейсморазведки, магнитометрии, геохимических и инженерно-геологических исследований и полевых работ на прилегающей суше (Крым, Кавказ и Понтиды). Приведены серии палеогеографических карт, сделан анализ элементов УВ систем.

В монографии «Региональная геология и перспективы нефтегазоносности Черноморской глубоководной впадины и прилегающих шельфовых зон» И.Ф. Глумов, В.Л. Гулев, С.М. Карнаухов, Б.В. Сенин в 2х частях (2014) приведена актуализированная информация (на 2013 г.) по геолого-геофизическим исследованиям, в основном по истории бурения в акватории Черного моря, анализ нефтегазоносности и элементов УВ систем.

Более поздние работы по изучению геологического строения шельфа Крыма и Украины принадлежат С.М. Стовба, И. Попадюк, М.С. Побэдаш, В.И. Старостенко, О. Khrichtchevskaia, Хрящевская О. и других.

Результаты проекта «Геология без границ» опубликованы в работах [Nikishin et al., 2015, a,b; Monteleone, 2019, Maunard, 2020]

Обобщающие работы зарубежных авторов по шельфам Турции, Грузии, Румынии, Болгарии опубликованы в сборнике статей под ред. М. D. Simmons, G. C. Tari и A. I. Okay [Simmons et al., 2018], а также [Okay et al., 2015; Sosson et al., 2017]

Стратиграфические, литолого-стратиграфические исследования и палеогеография

Исследования, ориентированные на прогноз литологических и стратиграфических характеристик разреза Черноморской впадины, начаты с изучения разрезов Тамани следующими учеными: Н.И. Андрусов, А.Д. Архангельский, М.И. Варенцов, Н.Б. Вассоевич, В.И. Вернадский, И.М. Губкин, П.С. Паллас, С.А. Сарычев и др. В результате этих исследований заложены основы стратиграфии неогена Кавказского региона. В следующий период изучения полуострова структурным, параметрическим и поисково-разведочным бурением вопросами литологических характеристик, стратиграфического расчленения разреза и определения коллекторских свойств пород занимались многие известные геологи Ф.К. Байдов, А.К. Богданович, В.Н. Буряк, А.Е. Быстржицкий, И.А. Гончарова, В.Л. Егоян, В.П. Колесниченко, В.И. Корнеев, В.С. Котов, С.В. Котов, П.К. Ляхович, Н.Е. Митин, С.Н. Митин, Б.М. Никифоров, В.М. Перерва, Т.Н. Пинчук, М.Р. Пустильников, В.П. Чаицкий, Н.М. Галактионов, А.Н. Шарданов и др. В результате этих исследований было проведено стратиграфическое расчленение и литологическое описание разреза, выделены нефтегазоносные комплексы, определены литологический состав и петрофизические свойства коллекторов и покрышек.

К последним работам, посвященным вопросам палеогеографии и условиям осадконакопления, учитывающим обширный фактический материал по естественным обнажениям пород, относятся работы С.В. Попова [Попов и др., 2010; Popov et al., 2016; Popov et al., 2004; 2018], Т.Н. Пинчук (2000) и Ю.В. Ростовцевой (2009, 2012) с соавторами.

Нефтегазоносность

Изучением нефтегазоносности района исследований и прилегающей территории занимались G. Georgiev, M. Saramet, G. Ionescu, Н.Б. Вассоевич, И.М. Губкин, В.А. Гроссгейм, А.А. Геодекян, М.В. Иванов, Е.Ф. Шнюков, А.Ф. Лимонов, О.К. Баженова, Н.П. Фадеева, М.Л. Сен-Жермес, Е.В. Козлова, Р.П. Круглякова, О.Л. Нечаева, В.Н. Блинова, Е.Н. Полудеткина, В.М. Андреев, Ю.А. Петриченко, Э.Ю. Суслова, Л.Р. Дистанова, Д.В. Надежкин, N. Baltes, A. Stadnitskaia, C. Cranganu, I. Moroşanu, J. Mayer, А.Л. Мейснер, М.Н. Наумова и другие.

Последние работы, с использованием обширного фактического материала, по исследованиям потенциала нефтематеринских пород принадлежат Обласову Н.В. и соавторам [Обласов и др., 2020; Oblasov et al., 2022].

Обобщающая работа по перспективам нефтегазоносности и истории глубоководного бурения в акватории Черного моря была опубликована G.C. Tari и M.D. Simmons (2018).

Полевые исследования

В работе использованы результаты полевых экспедиций на территориях Горного и Предгорного Крыма, Предкавказья и Главного Кавказского хребта, Закавказья (Абхазия) и Северной Турции, проведенных сотрудниками МГУ им. Ломоносова: Л.Ф. Копаевич, А.М. Никишин, Е.А. Лыгина, Р.Р. Габдуллин, Е.В. Рубцова, П.А. Фокин, Е.А. Вознесенский, Т.Ю. Тверитинова и др.

Много работ по исследованиям Кавказа представлено в работах специалистов ИФЗ РАН и ГИН РАН.

Детальные работы

Большой вклад в изучение российской части акватории Черного моря внесли специалисты ООО «НК «Роснефть»-НТЦ», ООО «РН-Шельф-Юг», ООО «РН-Эксплорейшн». Выполнены обобщающие исследования нефтегазового потенциала акватории, детальные структурно-тектонические построения, прогноз литофациальной зональности и областей распространения коллекторов. Большая часть работ оформлена в виде отчетов, доступных в Росгеолфонде и некоторых научных публикаций А.В. Митюкова, О.А. Альмендингер, Н.К. Мясоедова, М.В. Губарева, А. В. Дердуги, В.В. Гайдука и соавторов.

Другие работы на акватории

Начиная с 70-х гг. XX века в акватории Черного моря проводятся геохимические исследования, с целью изучения экологических условий, региональных геохимических систем бассейна и поиска УВ сырья.

С конца 80-х начала 90-х гг. XX века возрастает интерес к изучению грязевого вулканизма и выходов углеводородных флюидов на Таманском полуострове [Лаврушин, 2012] и на поверхность морского дна. Первые грязевые вулканы в глубоководье Черного моря описаны М.К. Ивановым, А.И. Конюховым, Л.М. Кульницким, А.А. Мусатовым (1989, 1990). Исследованиям грязевых вулканов, газовых гидратов и проявлений УВ на дне Черного моря посвящены работы [Гинсбург и др., 1988, 1990, 1994; Шнюков и др., 1986; Иванов и др., 1996, 1999; Лимонов А.Ф. и др., 1994, 1997; Басов и др., 1996, 1997; и др.]. С 1991 г. исследования грязевого вулканизма, газовых гидратов и проявлений УВ на дне Черного моря проводились в рамках проекта ЮНЕСКО «Плавающий университет» при участии сотрудников и студентов МГУ под руководством М.К. Иванова. Были изучены грязевые вулканы в прогибе Сорокина, в центральной (МГУ, Тредмар, Вассоевича и др.) и восточной (Долговской, Нефтяной) частях Черного моря, а также ряд структур на грузинской и турецкой континентальной окраинах [Ivanov et al., 1996; Иванов и др., 1989; Иванов, 1999; Deep-water cold seeps, sedimentary environments..., 2007 и др.]. Исследования грязевых вулканов и диапировых структур в прогибах Сорокина и Туапсинском занимались также специалисты НПО "Южморгеология" [Мейснер и др., 1996; Андреев, 2005; Конюхов и др., 1990 и др.].

В 1996-1998 гг. ФГУГП ГНЦ «Южморгеология» в рамках государственного мониторинга состояния недр прибрежно-шельфовой зоны российской акватории осуществила работы с борта НИС «Геленджик» многолучевым эхолотом «Simrad EM-12» (объект 5/97-Г) [Глазырин, 2019]. В результате была получена детальная батиметрическая карта.

1.3. Литолого-стратиграфическая характеристика

В стратиграфическом расчленении осадочного чехла восточной части Черного моря большую роль играют результаты сейсморазведки и изучения обнажений с прилегающей суши. Не смотря на малое количество скважин в глубокой части акватории и данных по ним, благодаря сейсмическим профилям международного проекта «Геология без границ», проложенным через имеющиеся скважины, в настоящий момент достаточно

уверенно разработан региональный стратиграфический каркас [Nikishin et al., 2015 a, b]. Для прогнозирования литолого-стратиграфического разреза использованы результаты изучения обнажений: Крыма; южного склона Большого Кавказа, который являлся продолжением платформы вала Шатского [Афанасенков и др., 2007]; Большого Кавказа для прогноза литологического строения его морского продолжения – Анапского выступа; прибрежного района Сочи-Адлера (Сочи-Адлерская впадина) – сухопутное продолжение Туапсинского прогиба; Грузинской глыбы (Абхазия) – сухопутного продолжение вала Шатского; Таманского п-ова – сухопутной части Керченско-Таманского прогиба. Помимо этого, была проанализирована информация из ряда опубликованных и фондовых материалов [Сенин и др., 2003; Андреев и др., 2005, Гайдук и др., 2006; Мясоедов и др., 2006; Афанасенков и др., 2007; Глумов и др., 2014; Геологическая..., Maynard, 2020; Tari&Simmons, 2018; Егерь и др., 2008; Gozhik et al., 2008; Stovba et al., 2009). По результатам обобщения вышеперечисленных данных составлен прогнозный литолого-стратиграфический разрез для Вала Шатского и Андрусова, Туапсинского прогиба, Анапского выступа, южной части Керченско-Таманского прогиба, Гудаутского поднятия и Восточно-Черноморской впадины (рис. 1.2). Расположение тектонических элементов на представленной схеме помогает проследить изменение литологического состава в районе исследований.

Ниже приведена краткая литолого-стратиграфическая характеристика мезозойско-кайнозойских толщ.

Фундамент большей части рассматриваемого района образует досреднеюрский складчатый комплекс, а чехол представлен ранне(?)–среднеюрскими – кайнозойскими толщами. Осадочный чехол Восточно-Черноморской впадины начинается с меловых пород.

Мезозойская эратема

Юрская система

Породы юрской системы распространены на вале Шатского, Анапском выступе, в пределах Керченско-Таманского и Туапсинского прогибов (входящих в состав других тектонических элементов в юрское время). Согласно устоявшимся регионально-геологическим представлениям ниже–среднеюрские толщи залегают на породах доюрского фундамента с угловым несогласием [Афанасенков и др., 2007, с.50]. Эти

породы скважинами в пределах рассматриваемого района не вскрыты, но развиты в обнажениях южной части Кавказа и Горном Крыму. Нижняя юра сложена песчано-аргиллитовыми породами и входит в состав таврической серии, изученной в Горном Крыму.

Породы среднего отдела юры несогласно залегают на породах фундамента, триаса и нижней юры и сложены терригенными и карбонатными разностями, для байосского интервала характерны вулканиты и вулканогенно-осадочные образования. В пределах южного склона Кавказа (район Туапсе-Адлер) нижний келловей характеризуется преимущественно песчаным составом, средний келловей – глинисто-мергельным, верхний келловей сложен массивными доломитизированными известняками с прослоями мергелей. Для келловей–верхнеюрских толщ трога Большого Кавказа типичны песчано-глинистые образования [Афанасенков и др., 2007]. На Таманском п-ве юрские породы скважинами не вскрыты, но есть находки верхнеюрских известняков в составе грязе-вулканической брекчии [Обласов и др., 2020].

Верхнеюрский разрез валов Андрусова (по прогнозам) и Шатского представлен преимущественно карбонатными породами. В разрезе могут присутствовать пелитоморфные известняки и доломиты, с прослоями сульфатно-галогенных разностей (аналоги - южный склон Б. Кавказа, Очамчирская депрессия). В книге А.П. Афанасенкова (с.54) на вале Шатского для келловей-верхнеюрского интервала было выделено три фациальных зоны: южная – продолжение Рионской впадины до района Сухуми-Очамчири; центральная зона (или Южно-Адлерская платформа) – продолжение карбонатной платформы Абхазии и карбонатного рифового пояса Ахцу в область Гудаутской банки; северная зона – переход к более глубоководным карбонатным фациям и развитием карбонатных платформ изолированного типа, окруженных зонами некомпенсированного карбонатно-глинистого осадконакопления. Скважина, пробуренная в 2018 году, доказала их наличие.

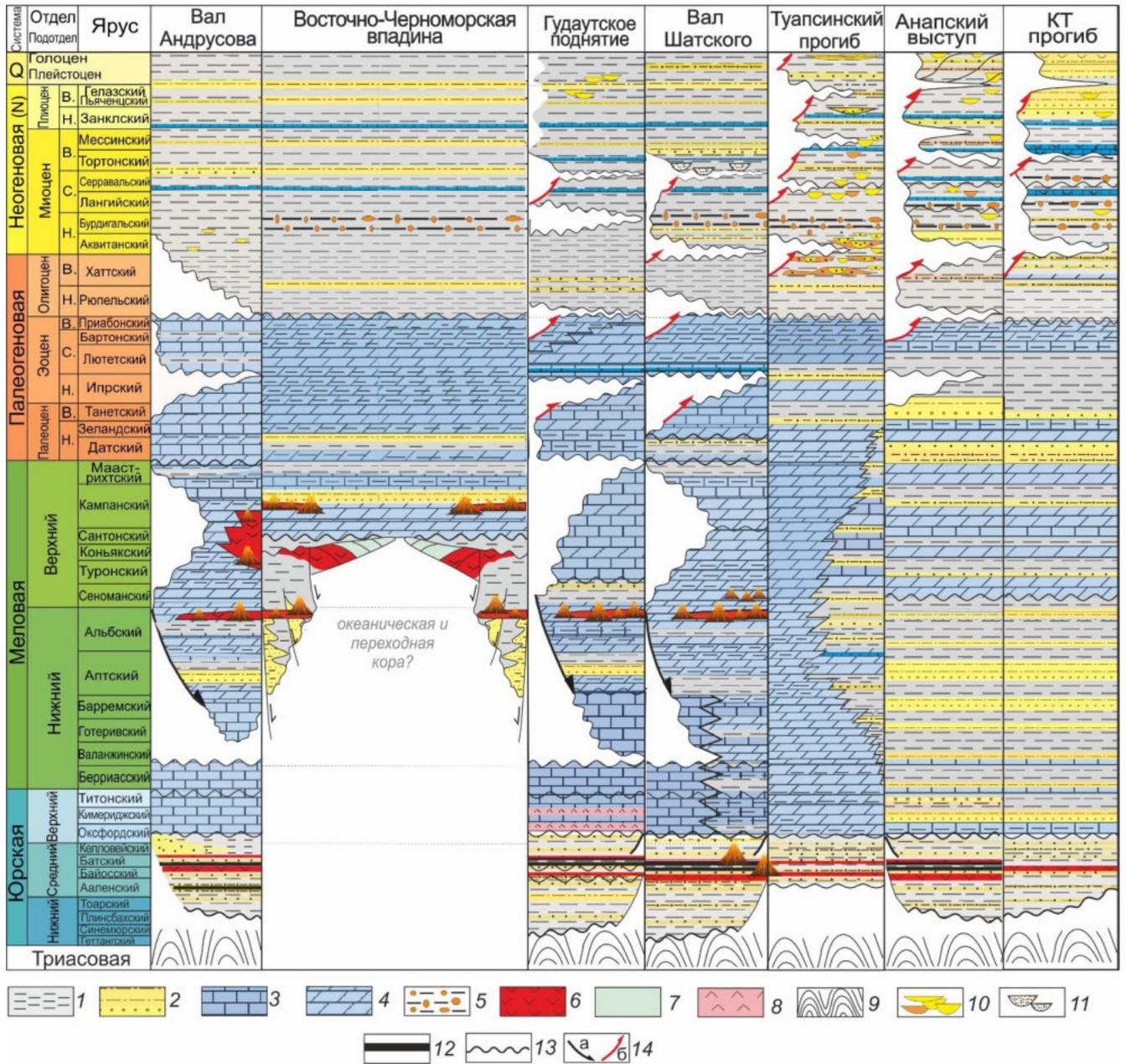


Рис. 1.2. Литолого-стратиграфическая схема для акватории восточной части Черного моря (составлено Г.В. Баскаковой и А.М. Никишиным по результатам бурения в акватории и изучения обнажений в Краснодарском крае, с учетом данных Афанасенков и др., Никишин и др., Сенин, Tari и др., Sosson et al., Okay et al., Monteleone et al., Hippolyte et al., Maynard et al.). Условные обозначения на рис. 3.38.

По-видимому, основное время активного роста карбонатных построек – поздний оксфорд–ранний киммеридж и поздний титон–ранний берриас. Мощность рифового комплекса достигает 400-500 м. Возможно развитие и других литологических разновидностей в виде глинистых известняков, мергелей, эвапоритов, имеющих подчиненное положение в разрезе в пределах рассматриваемого района работ (рис. 1.3) [Никишин и др., 2015].

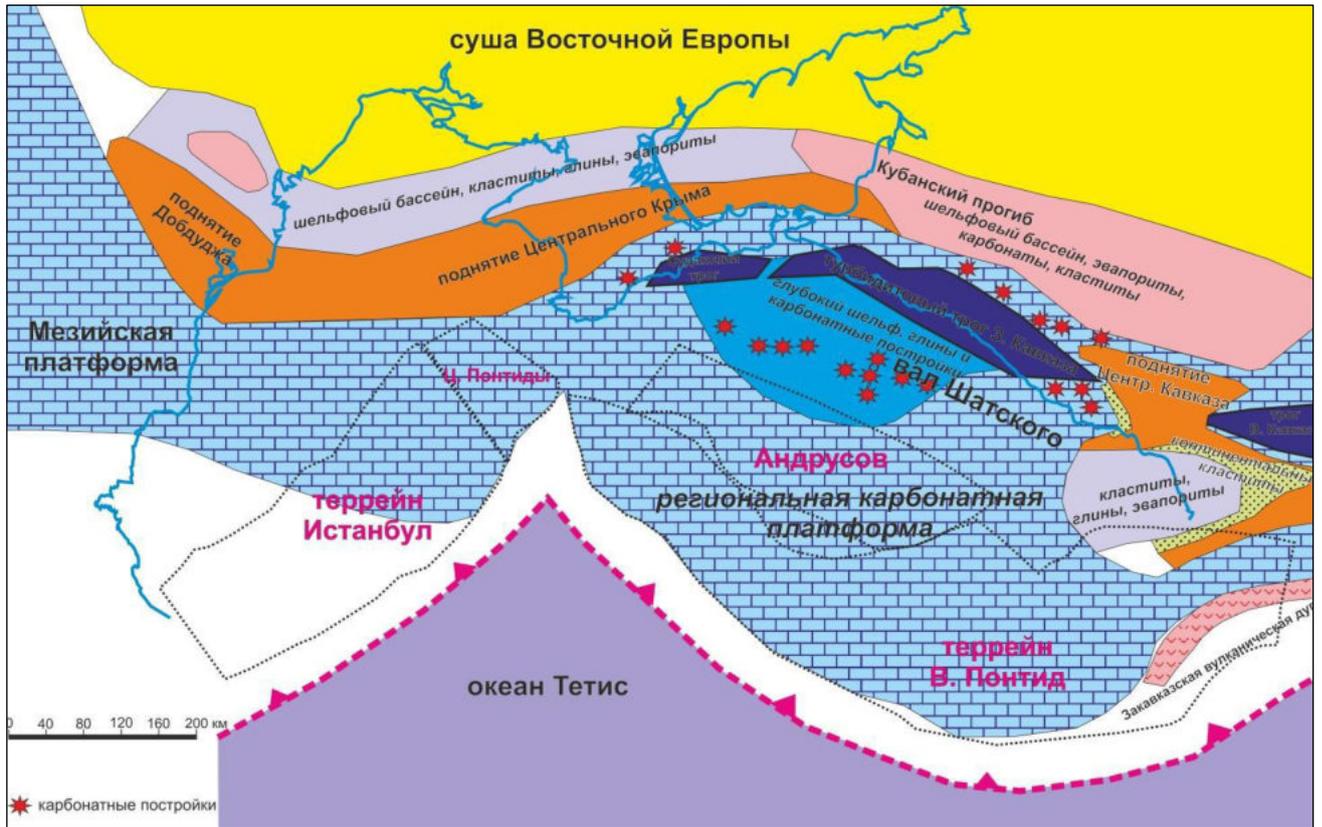


Рис. 1.3. Палеогеографическая схема для титонского яруса поздней юры [Никишин и др., 2015]

Меловая система

Меловая система представлена нижним и верхним отделами. В пределах рассматриваемого района породы мелового возраста распространены почти повсеместно, однако в некоторых областях Вала Шатского наблюдается сильное сокращение мощности, либо полное их отсутствие.

Раннемеловые образования зоны глубоководного трога Большого Кавказа представлены турбидитами, в которых отмечены горизонты олистостромов с глыбами верхнеюрских известняков. Неокомский комплекс (берриас, валанжин, готерив, баррем) в районе Адлера-Абхазии представлен карбонатной платформой с преобладанием массивных известняков [Афанасенков и др., 2007]. Нижний мел Сочи-Адлеровской зоны представлен карбонатной и глинисто-карбонатной толщей берриаса-баррема. В неокомских разрезах Крыма обильно присутствуют глины с пропластками алевролитов и песчаников. На Керченском полуострове в скважине Мошкаревская-1 бурением вскрыта алевроито-глинистая толща нижнего мела мощностью 2.2 км, которая сменяется вверх по разрезу мергелями верхнего мела [Дердуга и др., 2012]. На Таманском полуострове

нижний мел сложен переслаиванием алевроито-глинистых и карбонатных пород, а верхний мел представлен чередованием известняков, мергелей, глин и алевролитов мощностью до 1.4 км [Туголесов и др., 1985]. Разрез нижнего мела на валах Андрусова, Шатского, а также в прогибах Керченско-Таманском и Туапсинском предполагается смешанным, терригенно-карбонатным, с возрастанием терригенной составляющей вверх по разрезу.

Для нижнемеловых апт-альбских толщ ожидается наличие вулканических пород. С отложений нижнего мела начинается разрез Западно- и Восточно-Черноморских впадин.

В платформенных разрезах верхнего отдела мела Предкавказья и Крыма повсеместно присутствуют толщи мелоподобных известняков, переслаивающихся с пропластками мергелей. Образования нижнего сеномана часто разнофациальные, иногда содержат примесь туфового материала. Сеноман–нижний сантон в Крыму, в Предкавказье и в районе Адлера представлен в основном нанопланктонными известняками и мергелями. В Сочи-Адлеровском районе отложения турона-маастрихта представлены известняками и мергелями [Афанасенков и др., 2007].

Пробуренная скважина на вале Шатского из-за сильно сокращенного вскрытого мелового разреза не позволяет точно охарактеризовать литологический состав этого интервала.

Скважина Синоп-1 на вале Андрусова вскрыла верхнемеловые образования, представленные вулканогенными породами формации Yemisliçay (сантон-маастрихт) и глинисто-карбонатными породами формации Gorsoku (маастрихт) [Maynard et al., 2020; Temel et al., 2014]. Вулканические верхнемеловые породы в разрезе вала Шатского не ожидаются.

Кайнозойская эратема

Палеогеновая система

Палеогеновая система делится на три отдела: палеоцен, эоцен и олигоцен. Палеоцен-эоценовый комплекс в центральной части акватории характеризуется почти горизонтальной слоистостью. В Восточно-Черноморской впадине эти образования выравнивают рельеф, сформированный мезозойскими породами. Мощность комплекса порядка 3 км [Nikishin, 2015 a]. В результате интерпретации сейсмических профилей

отмечено сокращение мощности комплекса к бортам впадины и выделены области в пределах Валов Шатского и Андрусова с полным его отсутствием.

Палеоцен изучен в разрезах обнажений Анапского, Джубгинского и Сочинского районах. Эти образования залегают на породах маастрихтского яруса без признаков несогласия, но по литологически отчетливой границе и представлены терригенными песчано-глинистыми породами. В разрезах южного склона Северного Кавказа (Анапский, Джубгинский, Туапсинский, Сочинский районы) палеоцен–эоцен – это флишевое чередование слоёв известковистых песчаников и известковистых аргиллитов [Афанасенков и др., 2007]. Максимальная мощность наблюдается в Анапском районе ~1800 м. Толщи эоценового возраста в Крымско-Таманском районе представлены глинами, известковистыми глинами, песчаниками. На территории Горного Крыма в среднем эоцене выделена толща нуммулитовых известняков (не более 30-50 м) [Lygina et al., 2016; Лыгина и др., 2019], наличие подобных образований в пределах района работ не ожидается.

Палеоцен-эоценовые породы вскрыты скважинами Синоп-1, Мария-1, Субботина 403 и представлены переслаиванием глин, глинистых известняков, мергелей с возможными прослоями алевролитов. В Керченско-Таманском прогибе палеоцен-эоцен вскрыт скв. Субботина 403 и представлен глинами известковистыми и неизвестковистыми с прослоями мергелей и тонких слоев алевролитов [Довжок и др., 2010; Stovba et al., 2009; Khriachtchevskaia et al., 2009]. Разрез вскрыт в объёме 1090 м (подошва не вскрыта бурением). В скважине Синоп-1, пробуренной на Вале Андрусова, палеоцен представлен карбонатами мощностью около 50 м, эоцен – мергелями и глинистыми карбонатами мощностью около 200 м [Tari et al., 2018; Maunard et al., 2020].

Верхнеэоценовые мергелисто-глинистые породы обогащены органическим веществом [Обласов и др., 2020; Надежкин, 2011] и являются нефтематеринскими породами для всего Черноморского региона.

В пределах Туапсинского прогиба и вала Шатского эоцен-палеоценовый комплекс предположительно представлен глинисто-мергелисто-карбонатными породами.

Палеогеновая и неогеновая системы

Олигоцен – ранний миоцен

Породы олигоцен-раннемиоценового возраста (майкопской серии) наиболее широко распространены в Черноморском регионе. Рассматриваемый интервал

повсеместно представлен глинами с прослоями алевролитов и разнозернистых песчаников. Отличительной особенностью для глин майкопской серии является их темно-серый, черный с коричневатым оттенком цвет, отсутствие карбонатности [Митюков и др., 2012, Хлебникова и др., 2014]. Максимальная мощность майкопской серии, по материалам сейсморазведки, от 4 до 6 км установлена во впадинах и прогибах (Сорокина, Туапсинском, Западно-Кубанском, Керченско-Таманском). В скв. Субботина-403 мощность майкопской серии составляет ~2000 м [Довжок и др., 2010]. Скважина Рифовая-302 из майкопской серии не вышла. На Анапском выступе и вале Шатского по сейсмическим данным мощность майкопской серии до 500 м, в Туапсинском прогибе превышает 5 км (Рис. 3.2).

На суше стратиграфические аналоги майкопской серии изучены в обнажениях Адлерской депрессии, являющейся сухопутным замыканием Туапсинского прогиба. Литолого-стратиграфическая характеристика приведена в работе Ю.Н. Пастушенко (1971), а также в IX томе Геологии СССР (1968) и др. С 2000 годов по заказу нефтяных компаний в отдельных обнажениях проведены специальные седиментологические и петрофизические исследования [Никишин и др., 2005; CASP, 2004; Хлебникова и др., 2014; Альмендингер и др., 2011; Митюков и др., 2012]. Общая мощность майкопской серии, изученной в пределах сухопутной части Адлерского района ~3 км.

Майкопские породы изучены также в береговом обнажении в районе пос. Агой (5 км на северо-запад от г. Туапсе). В тектоническом отношении они приурочены к южному крылу антиклинория Большого Кавказа, в 5 км севернее зоны сочленения с Туапсинским прогибом. Здесь майкопские толщи с размывом перекрывают палеоцен и совместно с ним деформированы. Исследователями отмечена глинизация разреза ближе к осевой части орогена Большого Кавказа и увеличение песчаной составляющей по мере погружения в сторону Западно-Кубанского прогиба [Афанасенков и др., 2007; Никишин и др., 2005].

Неогеновая система (N)

Средний миоцен – плиоцен

Для стратификации среднего миоцена – голоцена в работе за основу принята стратиграфическая шкала Восточного Паратетиса [Попов и др., 2010].

Выше майкопской серии залегают средне- и верхнемиоценовые породы, которые разделены на тарханский, чокракский, караганский, конкский, сарматский, мэотический,

понтический региоярус. Плиоцен подразделен на киммерийский и акчагылский региоярус. Стратификация этих образований хорошо изучена в разрезах Керченского и Таманского п-ов и впервые была охарактеризована Н.И. Андрусовым в начале XX века. Для отложений послемайкопского этапа характерна быстрая литофациальная изменчивость и частые перерывы осадконакопления. По результатам полевых работ, организованных компанией ООО «РН-Эксплорейшн», в которых автор принимал участие, была составлена обобщенная литолого-стратиграфическая колонка (рис. 1.4, рис. 1.5) [Баскакова и др., 2021]. Она использована в качестве основы для прогноза литологического состава в морской части Керченско-Таманской зоны и Анапского выступа. Также породы рассматриваемого интервала вскрыты скважинами Субботина-403 и Рифовая-302. Мощность среднемиоцен–голоценовых отложений в районе скв. Рифовая-302 превышает 500 м [Сенин, 2003].

Для Туапсинского прогиба, Восточно-Черноморской впадины и вала Шатского отложений с аналогичными условиями осадконакопления в среднем миоцене–голоцене на суше не выявлены. Литологический состав отложений для этих областей предполагается с меньшим количеством карбонатной составляющей. Предположительно плиоцен–плейстоценовый комплекс представлен глинистыми породами с редкими прослоями песка, средне-верхнемиоценовый комплекс сложен песчано-глинистыми отложениями [Афанасенков и др., 2007; Мясоедов и др., 2006].

В акватории породы рассматриваемого интервала были вскрыты скважинами Синоп-1, Мария-1, Хопа-1, Сурмене-1. Однако, по причине недостаточного количества материала для детальной стратификации всех местных региоярусов миоцена-плиоцена, расчленение неогеновой части разреза основано на результатах сейсморазведки. По волновой картине были выделены сейсмические комплексы, условно соответствующие тархан-чокраку, конка-караган, сармат – ранний мэотис, мэотис – ранний понт, понт–киммерий. Подробное описание сейсмокомплексов приведено в разделе 3.3. Отложения всего рассматриваемого интервала в пределах района исследований представлены глинисто-алевритистыми разностями с прослоями известняков и песчаников. Отложения конусов выноса (глава 4.3) скважинами не вскрыты. Предположительно они сложены песчаниками и алевролитами. Общая мощность среднего миоцена - плиоцена в районе скважины Мария-1 около 1600 м.

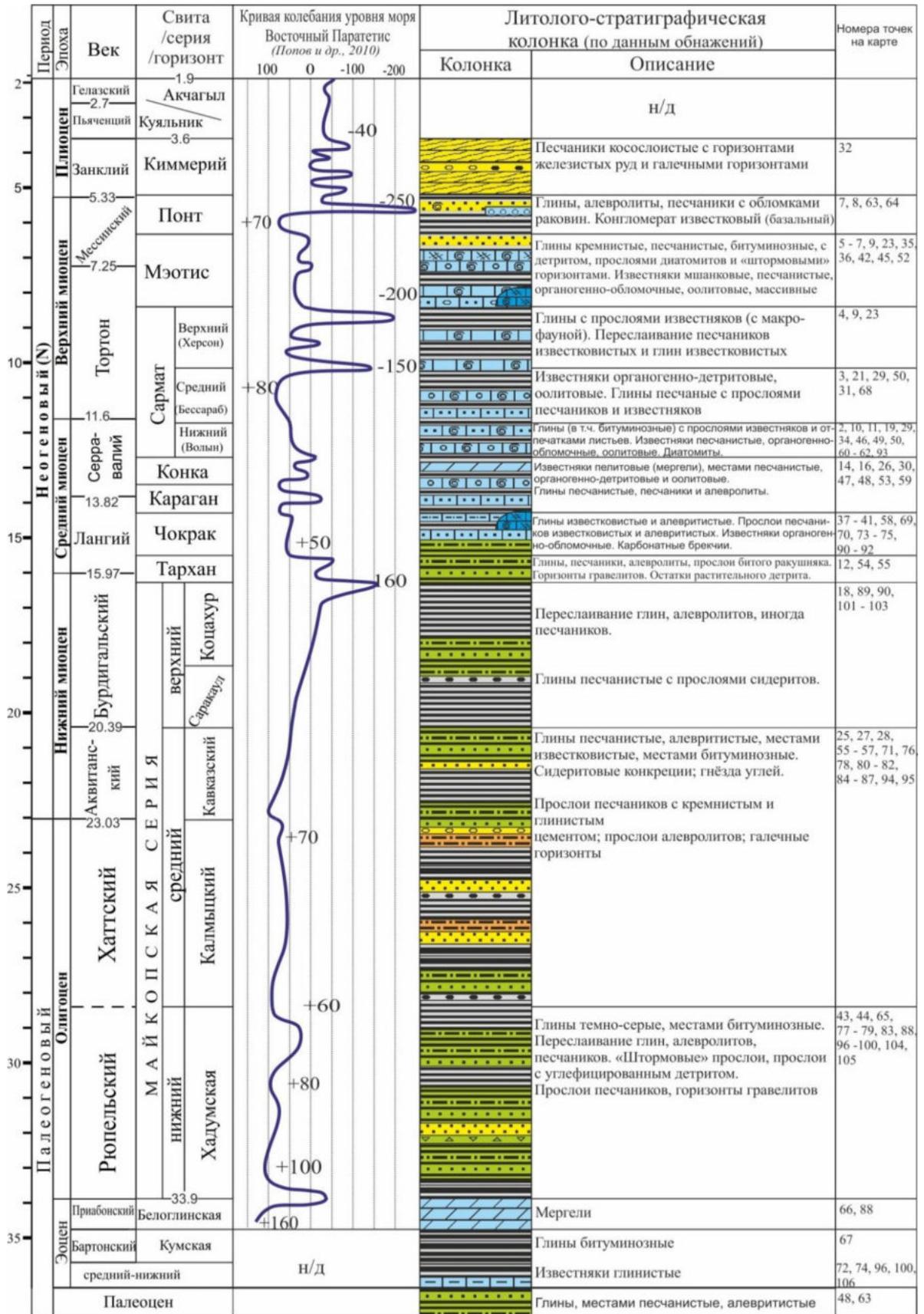


Рис. 1.4. Обобщенная литолого-стратиграфическая колонка, построенная по результатам полевых работ на Таманском п-ве и прилегающих районах Краснодарского края (составлено Г.В. Баскакова, Н.А. Кулюкина). Условные обозначения на рис. 1.5

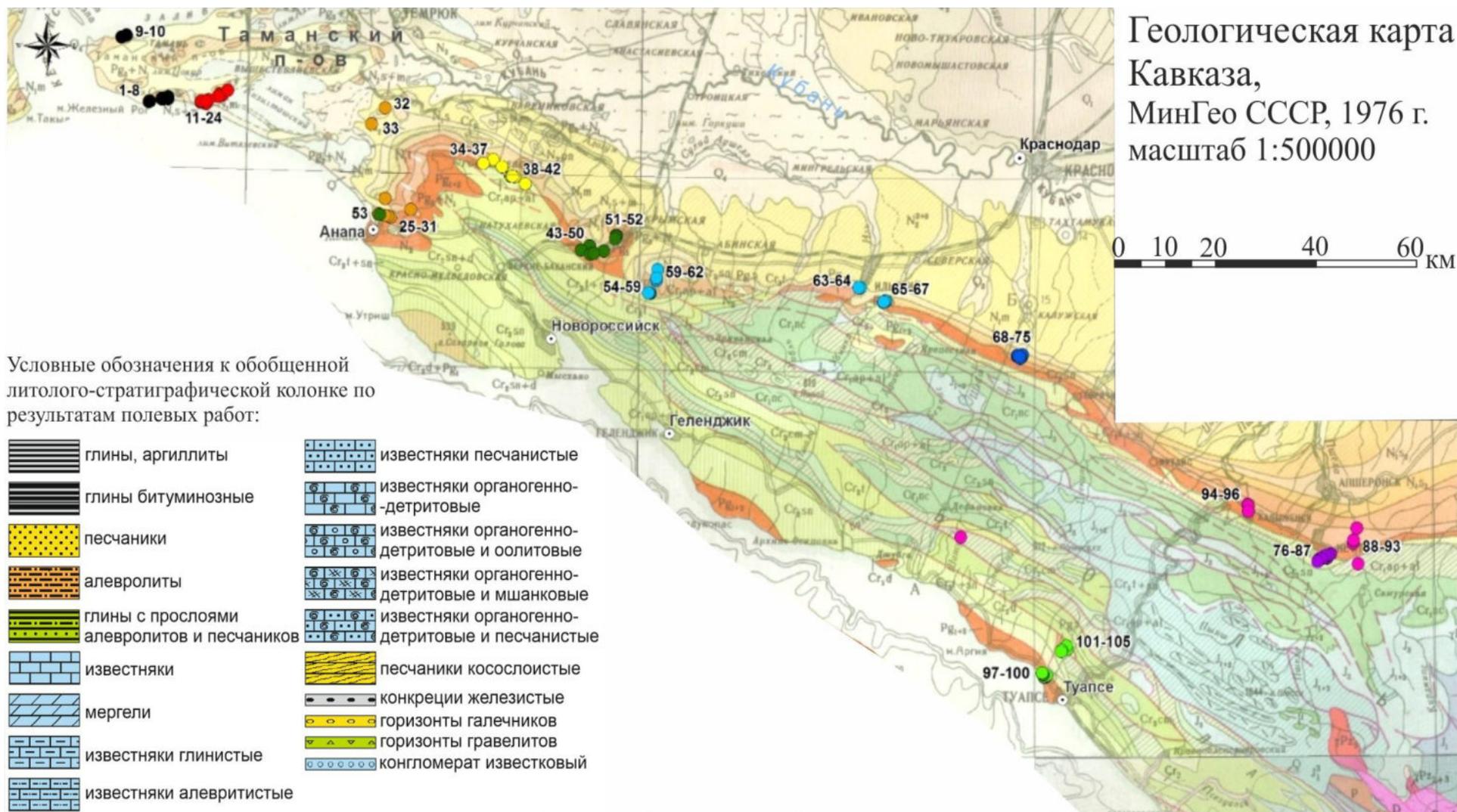


Рис. 1.5. Расположение точек полевых работ и условные обозначения к рис. 1.4 (составлено С.А. Осокин, Г.В. Баскакова)

Четвертичная система

Породы четвертичной системы повсеместно распространены в пределах района работ. В глубокой части акватории отложения мощностью более 700 м вскрыты морскими скважинами (скв. 379, 380, 381) НИС «Гломар Челенджер» [Геологическая история Черного моря..., 1980; Ross et al., 1978]. Верхняя часть представляет собой чередование глин, глинистых илов, песков, алевролитов. Максимальные мощности более 2 км приурочены к областям конусов выноса палео-Дуная, палео-Днепра, палео-Днестра и палео-Кубани [Хлебникова и др., 2018]. В районе вала Шатского, по результатам интерпретации сейсморазведки, отложения четвертичной системы представлены глинами с редкими прослоями алевролитов, мощностью около 900 м.

1.4. Тектоническое районирование

Восточно-Черноморский регион обрамлен тремя горно-складчатыми альпийскими сооружениями: Южно-Крымским, Большого Кавказа и Понтид-Малого Кавказа. К северу от орогена Большого Кавказа и Горного Крыма расположен Индоло-Кубанский прогиб (рис. 1.6).

Тектоническое районирование Черного моря проведено по рельефу кровли мезозойских пород [Туголесов и др., 1985; 1993]. Выделяется два бассейна с океанической корой: Западно-Черноморская и Восточно-Черноморская впадины, разделенные блоком поднятий Андрусова-Архангельского с континентальной корой. Между Восточно-Черноморской впадиной и орогеном Большого Кавказа расположен вал Шатского – морское продолжение Грузинской глыбы (срединного массива), фундамент которой выходит на поверхность в Дзирульском выступе. Вал Тетяева является западным продолжением вала Шатского.

В Восточно-Черноморском регионе выделены следующие олигоцен-неогеновые прогибы – Сорокина, Туапсинский и Гурийский. Прогиб Сорокина расположен к югу от Южно-Крымского орогена. Туапсинский прогиб вытянут вдоль орогена Большого Кавказа, с северо-востока он ограничен морским продолжением орогена – Анапским выступом, а с юга - валом Шатского. Сухопутное продолжение прогиба – Сочи-Адлерская впадина. Гурийский прогиб расположен к северу от зоны сочленения Понтид в Северной Турции и Аджаро-Триалетской складчатой зоны в Грузии. К северу от Анапского выступа выделяется Керченско-Таманский периклинальный прогиб (КТЗ), являющийся сложно-

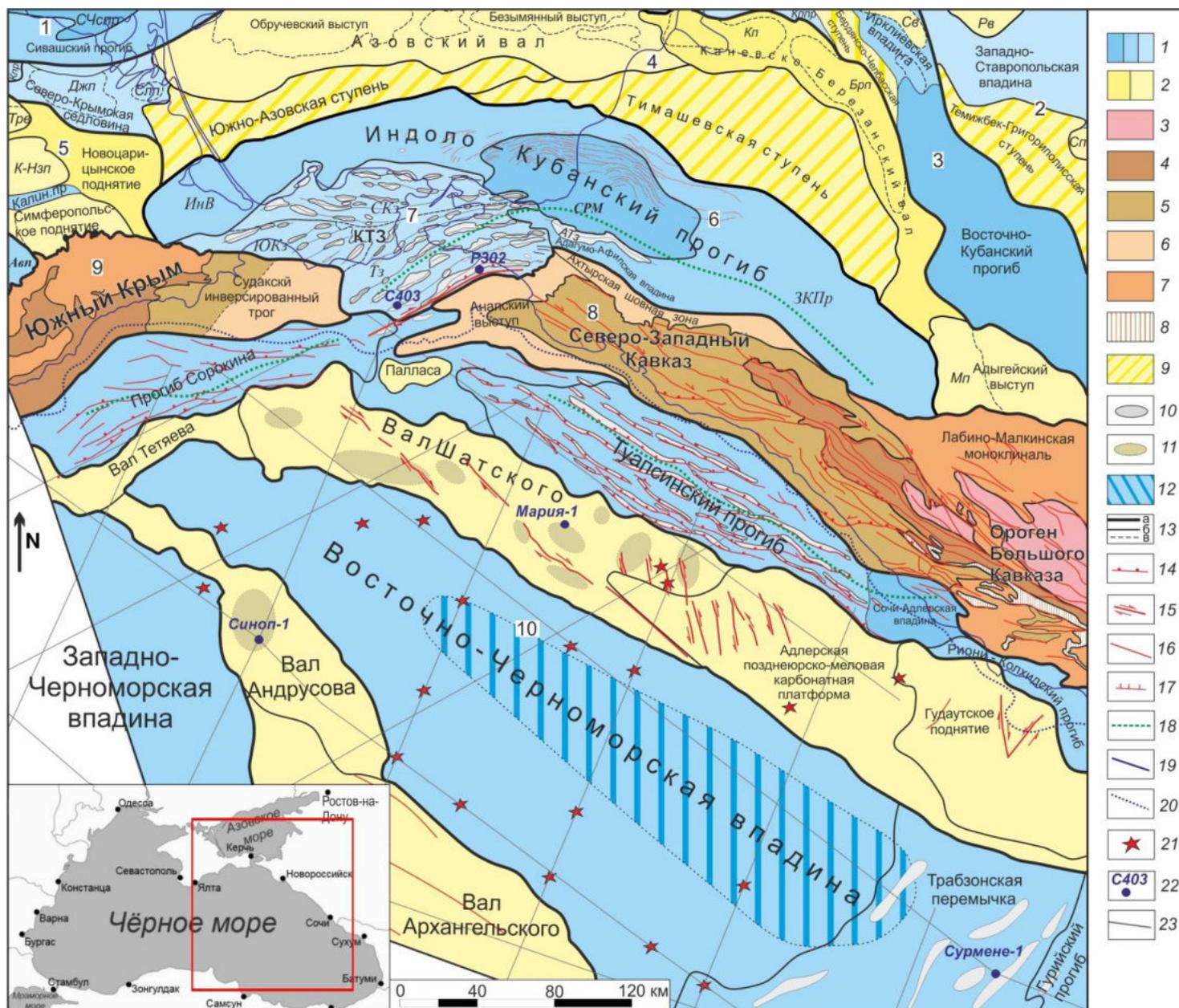


Рис. 1.6. Схема тектонического строения восточной части Черного моря и прилегающих районов (составлено Г.В. Баскаковой, А.М. Никишиным с учетом данных [Афанасенков и др., 2007; Nikishin et al., 2015a, 2015; Сенин, 2003; Маринин, 2015; Geological Map of the Caucasus, 2010; Геологическая карта СССР, 1971] с дополнениями и изменениями)

Условные обозначения к рис. 1.6: 1–12 – тектонические структуры: 1–8 – I порядка: 1 – прогиб, впадина; 2 – вал, поднятие; 3–8 – складчато-орогенные системы: 3 – неопротерозойский и палеозойский фундамент; 4 – нижнеюрско-батский деформированный рифтовый бассейн; 5 – келловейско-эоценовый деформированный рифтовый бассейн; 6 – келловейско-четвертичный деформированный рифтовый бассейн; 7 – деформированные среднеюрско-эоценовые платформы; 8 – ранне-среднеюрская вулканическая дуга; 9 – II порядка: ступень, свод; 10–12 – III порядка: 10 – антиклинали кайнозойского возраста; 11 – позднеюрско-нижнемеловые карбонатные постройки; 12 – зона развития океанической коры; 13 – границы тектонических элементов: а – I порядка; б – II порядка; в – зон; 14–17 – разрывные нарушения: 14 – надвиги, 15 – сдвиги, 16 – без указания кинематики, 17 – сбросы; 18 – депоцентры майкопских прогибов; 19 – береговая линия; 20 – линия современного шельфа; 21 – захороненные вулканы мелового возраста; 22 – поисково-оценочные скважины в акватории; 23 – линии региональных сейсмических профилей.

Перечень структурных элементов (индексы и сокращения на рис. 1.6): 1 – Восточно-Европейская платформа: СЧспр – Северо-Черноморская система прогибов. 2–4 – Скифско-Туранская платформа: 2 – Ростовско-Ставропольская система поднятий: Рв – Ростовский выступ, Сп – Сальское поднятие; 3 – Азово-Кубанская система прогибов: Св – Сосыкский вал, Кппр – Копанский прогиб; Кпр – Каркинитский прогиб; 4 – Азово-Майкопская система поднятий: Джп – Джанкойское поднятие, Слп – Славяновское поднятие, Кп – Каневское поднятие, Бпр – Березанское поднятие Мп – Майкопское поднятие; 5 – Крымский свод: К-Нзп – Каламитско-Новоселовская зона поднятий, Калин.пр – Калиновский прогиб/грабен, Трв – Тарханкутский вал; Авп – Альминская впадина; 6 – Индоло-Кубанский прогиб: СРМ – Славянско-Рязанская мегасинклиналь, ЗКПр – Западно-Кубанский прогиб, ИнВ – Индольская впадина, АТ – Анастасиевско-Троицкая антиклинальная зона; 7 – Керченско-Таманская складчатая зона (КТЗ, Керченско-Таманский передовой прогиб): СКз – Северо-Керченская зона, ЮКз – Южно-Керченская зона, Тз – Таманская зона; 8 – горно-складчатое сооружение Большого Кавказа; 9 – горно-складчатое сооружение Южного Крыма; 10 – Восточно-Черноморская система прогибов и впадин.

построенной зоной сочленения орогенов Южного Крыма и Большого Кавказа, и краевых прогибов Сорокина и Индоло-Кубанского (Афанасенков и др., 2007, с.10).

В пределах рассматриваемой части акватории Черного моря расположены следующие структурно-тектонические элементы: Туапсинский прогиб, южная часть Керченско-Таманской зоны, Анапский выступ, северная и средняя части вала Шатского, и граничащая с ним область Восточно-Черноморской впадины. Ниже их строение рассмотрено более подробно.

Восточно-Черноморская и Западно-Черноморская впадины имеют рифтовое происхождение. Время их образования до сих пор дискуссионное от поздней юры до эоцена. В работе [Monteleone et al., 2019] приведено обобщение оценок времени рифтинга разных авторов с 1974 по 2018 годы. Восточно-Черноморская впадина исследована методами сейсморазведки 2D. Региональные данные хорошего качества, полученные в рамках проекта «Геология без границ», позволили детальнее изучить строение этой впадины. Рядом исследователей предполагается двухфазовый рифтинг в Западно- и Восточно-Черноморских впадинах [Никишин и др., 2001, 2005; Nikishin et al., 2003; Nikishin et al., 2015a; Tari, 2015; Tari&Simmons, 2018]: первая региональная фаза континентального рифтинга в позднем барреме – альбе (ранний мел), охватывающего широкую область; вторая фаза спрединга океанической коры в сеномане-раннем сантоне (в позднем мелу) сфокусировавшегося только в пределах впадин. Обоснование времени сделано по аналогии с сухопутной частью. В Крыму и Понтидах основная фаза рифтинга приходилась на апт-альб, поэтому допускается аналогичное время начала раскрытия и для впадин. Осадочный чехол в Восточно-Черноморской впадине на сейсмических профилях представлен субгоризонтальными отражениями и имеет мощность порядка 10-12 км [Nikishin et al., 2015a, b].

Ороген Большого Кавказа (западная часть) образовался в ходе олигоцен–четвертичного сжатия юрско-эоценового глубоководного морского бассейна. На севере горно-складчатое сооружение отделено от Индоло-Кубанского прогиба Ахтырской зоной разломов (шовная зона).

Анапский выступ – погруженное продолжение орогена Большого Кавказа в Черном море. Он разделяет Туапсинский и Керченско-Таманский прогибы. В плане представляет собой систему из нескольких пологих складок юго-западного простирания. В пределах выступа в складкообразование вовлечены юрско–эоценовый и олигоцен–миоценовый комплексы. В настоящее время в районе Анапского выступа находится современный склон Черного моря, поэтому выделяется множество поверхностей несогласия, связанных с особенностями осадконакопления в подобных остановках [Баскакова, Никишин 2018]. По сейсмическим профилям выделена эрозия отложений в районе Анапского выступа вплоть до палеоцена.

Вал Шатского делится на центральную и северную зоны. Для центральной зоны типична позднеюрско-меловая карбонатная платформа и два крупных кайнозойских

тектонических поднятий: Гудаутское поднятие и поднятие Очамчира. Северная зона характеризуется наличием системы позднеюрских карбонатных построек. В пределах вала Шатского выделено много подводных вулканов альбского и сеноманского возрастов. Вдоль юго-западного края вала Шатского проходит ось пологой антиклинали, которая формировалась синхронно со сжатием Большого Кавказа (так называемого периферического поднятия с главной фазой роста в олигоцене). Для вала Шатского выделяются сбросы и сдвиги, предположительно альбского возраста [Афанасенков и др., 2007; Nikishin et al., 2015 b].

Вал Андрусова до раскрытия ВЧВ в юрское время составлял единую карбонатную платформу с валом Шатского. В основании чехла по материалам сейсморазведки видны многочисленные сбросы предположительно мелового возраста. В апт–альбе проявилась региональная фаза рифтинга с развитием вулканизма [Tari&Simmons, 2018; Nikishin et al., 2015b]. На поднятии пробурена 1 глубоководная скважина, вскрывшая верхнемеловые вулканические породы. Осадочный чехол олигоцен-миоценового возраста около 3 км, без видимых разрывных нарушений [Maunard, 2020].

Туапсинский прогиб расположен к югу от горно-складчатого сооружения Большого Кавказа. Начало формирования краевого прогиба приурочено к рубежу эоцена-олигодена. В позднеюрско–эоценовое время область Туапсинского прогиба была частью шельфовой карбонатной платформы вала Шатского и южного склона глубоководного палеотрога Большого Кавказа. В олигоцен–раннем миоцене (майкоп) прогиб представлял собой глубоководный бассейн, ограниченный с юга периферийным поднятием палеовала Шатского, а с севера – системой островов растущего орогена [Афанасенков и др., 2007]. Прогиб сложен, в основном, глинисто-алеувитистыми отложениями майкопской серии. Погружение Туапсинского прогиба сопровождалось его непрерывным сжатием с формированием системы субпараллельных складок с поверхностями срыва в глинистых отложениях вблизи подошвы майкопских отложений, хорошо выделяющаяся по сейсмическим профилям [Альмендингер и др., 2011]. Складки имеют конседиментационное происхождение. Часть антиклиналей Туапсинского палеопргиба выражены в современном рельефе дна. Положение складок и осей складок, выделенных по поверхности кровли майкопа показаны на тектонической схеме (рис. 1.6). Из-за сложной надвиговой структуры оценить реальную мощность майкопских отложений довольно трудно. По оценке, сделанной в результате балансировки сейсмических

разрезов, она составляет порядка 6 км. Максимальные мощности приурочены к центральной части прогиба. В современном рельефе морского дна прогиб расположен в области континентального склона и как отдельный тектонический элемент не выделяется.

Западно-Кубанский прогиб заложен в олигоцене на южном погружении Скифской плиты. Южное его крыло погружено под горно-складчатое сооружение, в результате чего прогиб имеет ассиметричное строение и его ось прижата к Ахтырской шовной зоне [Попков, 2010].

Керченско-Таманская складчатая зона фактически является частью Индоло-Кубанского прогиба, наложенного на него в фазу быстрого углубления этой части региона на рубеже эоцена-олигоцена (поскольку по подошве майкопской серии рассматриваемая область является прогибом, то встречающееся в настоящей работе название Керченско-Таманский прогиб эквивалентно Керченско-Таманской зоне и подразумевает всю ее область распространения). Эта зона объединяет складки Керченского и Таманского п-ов и прилегающих шельфов Черного и Азовского морей и выделяется по положению подошвы майкопской серии и их увеличенной мощности в отдельную область. Представленное тектоническое районирование проведено согласно анализу сейсмических материалов в акватории и геологической карты на суше (листы L-37-XIX, L-37-XXV геологической карты СССР, серия Крымская). Линейные складки Керченско-Таманской области делят ее на Северо-Керченскую зону с широтным простиранием и Таманскую с Южно-Керченской зоны с юго-западным простиранием. В пределах Керченского и Таманского полуостровов все антиклинали выражены положительным рельефом с относительными высотами до 200 м, что указывает на современные тектонические движения, подтверждаемые детальными исследованиями [Гайдаленок, 2020]. В пределах Анапского шельфа Черного моря антиклинальные складки в рельефе не выражены, а своды складок эродированы.

Характерной особенностью Керченско-Таманской зоны и краевых прогибов, Сорокина и Туапсинского, является проявление глиняного диапиризма [Иванов и др., 1996] и грязевых вулканов, которые связаны с локальными поднятиями, образованными в обстановке сжатия. В статье В.И. Попкова (2010) отмечается, что активизация грязевулканической деятельности связана с импульсивной разрядкой тектонических напряжений во фронтальных частях надвигов, обусловленных силами сжатия.

1.5. Нефтегазоносность

Область исследований большей частью относится к Восточно-Черноморскому нефтегазоносному бассейну (НГБ), впервые выделенному в 1965 г. геологом-нефтяником И.О. Бродом. Границы бассейнов охарактеризованы в работе (Бобылев и др., 1979, с.110-115). Пробуренные в глубоководной части акватории Восточно-Черноморского региона скважины не дали промышленных притоков УВ, однако в них отмечены нефте- и газопроявления. Соседние нефтегазоносные бассейны – Азово-Кубанский и Северо-Черноморский, известны многочисленными месторождениями УВ различного фазового состава. Причем нефтеносность установлена по всему разрезу от верхнего мела до плиоцена [Надежкин, 2011]. В пределах района работ в 2006 г. открыто месторождение Субботина в нижнем майкопе, расположенное в Керченско-Таманской зоне и по расположению относящееся к Азово-Кубанской НГБ. В Адлерской депрессии Туапсинского прогиба нефте-, газо- и битумопроявления установлены в естественных обнажениях, в процессе бурения скважин и в образцах керна. В самом Туапсинском прогибе отобраны донные образцы с нефтью [Иванов и др., 1996, 1999; Обласов и др., 2020], на сейсмических профилях выделены зоны развития газогидратов. Учитывая рядом расположенные месторождения и выходы УВ на поверхность, можно говорить о по-прежнему высоком нефтегазовом потенциале территории работ.

Глава 2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

2.1. Материалы исследований

Основой для диссертационной работы послужили материалы сейсморазведки: профили МОГТ 2D, полученные разными компаниями с 1995 года; кубы 3D (2007-2014 гг.), полученные компанией ПАО «НК «Роснефть» общим объемом более 10 тыс. кв. км; региональные профили МОГТ-2D 2011 года, полученные в рамках программы «Геология без границ». Регион характеризуется хорошей изученностью методами сейсморазведки. Все данные высокого качества (рис. 2.1). Схема составлена с использованием данных единого фонда геологической информации о недрах Росгеолфонда (<https://efgi.ru/>).

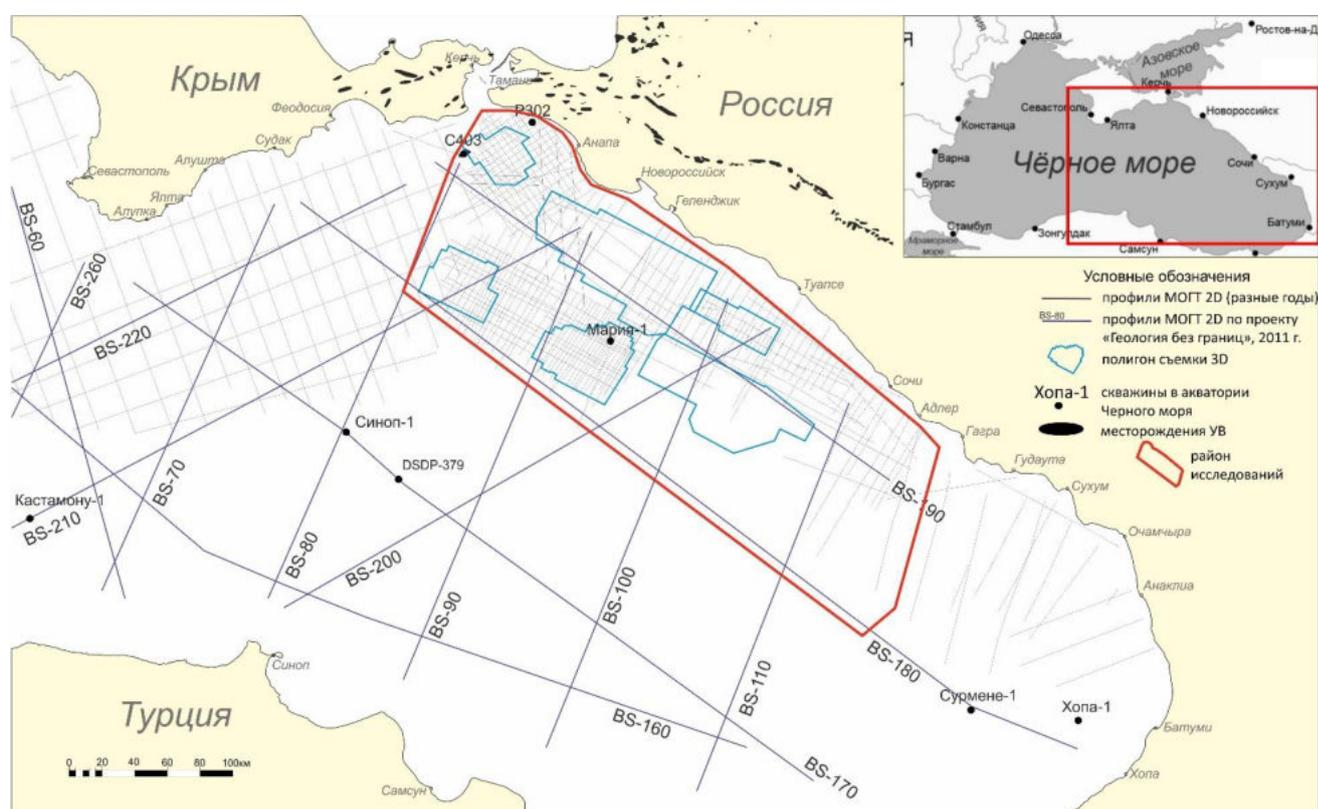


Рис. 2.1. Схема изученности восточной части Черного моря геолого-геофизическими методами (с учетом данных единого фонда геологической информации [131-136])

Стратиграфическая привязка сейсмокомплексов основана на анализе результатов глубоководного бурения (**таблица 1**) сопредельных территорий [Maynard et al., 2020; Tari et al., 2018, 2021; Monteleone et al., 2019; Никишин и др., 2012, Stovba et al., 2009; Довжок и др., 2010, Sydorenko et al., 2017; Сенин, 2003]. Большой вклад в разработку хроностратиграфической привязке отражающих горизонтов внесли региональные сейсмические профили 2D, проложенные вблизи имеющихся скважин в акватории и

увязанные с ними [Nikishin et al., 2015 a,b; Tari&Simmons, 2018]. Это позволило довольно надежно оценить возраст выделяемых региональных сейсмокомплексов. Для кайнозойского интервала разреза в данной работе была использована стратиграфическая шкала Восточного Паратетиса [Попов и др., 2010].

Мощный комплекс майкопских (олигоцен-ранний миоцен) отложений в Туапсинском прогибе не охарактеризован бурением, поэтому стратификация внутри комплекса проведена условно и требует уточнения при появлении новых данных. Положение поверхности несогласия, отвечающей границе олигоцена-миоцена, может считаться достаточно надежно обоснованным по имеющимся данным.

Анализ литологического состава вскрытых скважинами интервалов [Tari et al., 2018, 2021; Maunard, 2020] и результаты полевых работ в Крымско-Кавказском регионе и Турции [Temel et al., 2015; Митюков и др, 2012; Лыгина и др., 2019; Баскакова и др., 2021] были использованы для построения сводных литологических колонок для каждого тектонического элемента

Для идентификации вулканических пород на сейсмических профилях были использованы магнитометрические данные, полученные в ПО Союзморгео и ГНЦ Южморгеология, и обработанные сотрудником МГУ им. Ломоносова к.г.-м.н. Лыгиным И.В. Обработка и интерпретации данных была проведена в рамках региональных исследований компании ПАО «НК «Роснефть».

2.2. Методы исследований

Для создания модели геологического строения и эволюции бассейна северо-восточной части Черного моря была проведена интерпретация материалов сейсморазведки с использованием комплексного подхода, включающего сейсмостратиграфию, секвенсную стратиграфию тектоностратиграфию, сейсмофациальный, атрибутивный, палеогеоморфологический, палеотектонический анализы. Перечисленные методики позволяют описать принципы интерпретации данных сейсморазведки, восстановлению обстановок осадконакопления и истории геологического развития региона.

2.2.1. Палеотектонический анализ

Палеотектонический анализ представляет собой комбинацию приемов и методов, нацеленных на изучение истории тектонических движений и деформаций и общего

развития земной коры: анализ фаций, мощностей, объема отложений, формаций, перерывов и несогласий [Ломизе, 2005]. Построение палеотектонического профиля является одним приемов палеотектонического анализа. В основу его построения положено допущение о том, что погружение какого-либо бассейна компенсируется накоплением осадочных толщ. При этом соблюдаются основные геометрические структурные правила: сохранение длин, площадей, смещение по разлому и т.п., также учитывается уплотнение пород. В результате построения палеотектонического профиля мы возвращаем его в недеформированное состояние. В работе приведена палеорекострукция вдоль регионального композитного профиля, проходящего через несколько тектонических элементов (глава 3.3). Для построения сбалансированного разреза использовалась программа Move.

2.2.2. Сейсмостратиграфия

Сейсмостратиграфия представляет собой один из методов геологической интерпретации сейсмических материалов. Основы его сформированы в 70-е годы XX в. по результатам многолетних полевых и научных исследований большой группой специалистов из компании Exxon и опубликованы П.Р. Вейлом (P.R. Vail) и соавторами в сборнике статей в 1977 году «Seismic Stratigraphy - application to hydrocarbon exploration» под редакцией Ч. Пейтона (C.E. Payton). Данная глава написана с использованием материалов вышеупомянутого сборника и его перевода на русский [Сейсмическая стратиграфия, 1982].

В основе сейсмостратиграфии лежит понятие сейсмического седиментационного комплекса или просто сейсмокомплекса (ССК или СК). Осадочный (седиментационный) комплекс представляет собой стратиграфическую единицу, сложенную относительно согласной последовательностью генетически взаимосвязанных слоев, ограниченную в кровле и подошве поверхностями несогласия или соответствующими им согласными поверхностями. Несогласной считается поверхность эрозии либо перерыва в седиментации, которая отделяет более молодые слои разреза от более древних и соответствует относительно длительному отсутствию осадконакопления. Согласной считают ту поверхность, которая отделяет более молодые слои от более древних, но вдоль нее нет никаких физических признаков, указывающих на эрозию и перерыв в осадконакоплении. Под перерывом понимается интервал геологического времени,

который на определенном стратиграфическом уровне не представлен никакими отложениями. Если перерыв охватывает значительный интервал геологического времени, то такой стратиграфический уровень является поверхностью несогласия. Понятие длительности перерыва зависит от разрешающей способности метода, к которому оно применяется. Для сейсмических профилей это, как правило, несколько миллионов лет, по каротажным данным - от миллиона до сотен тысяч лет.

Поверхность несогласия осадочного комплекса выделяется по характеру взаимоотношения отражающих границ (слоев) вблизи этой границы: подошвенного налегания или прилегания, кровельного прилегания, эрозионного срезания (Рис. 2.2).

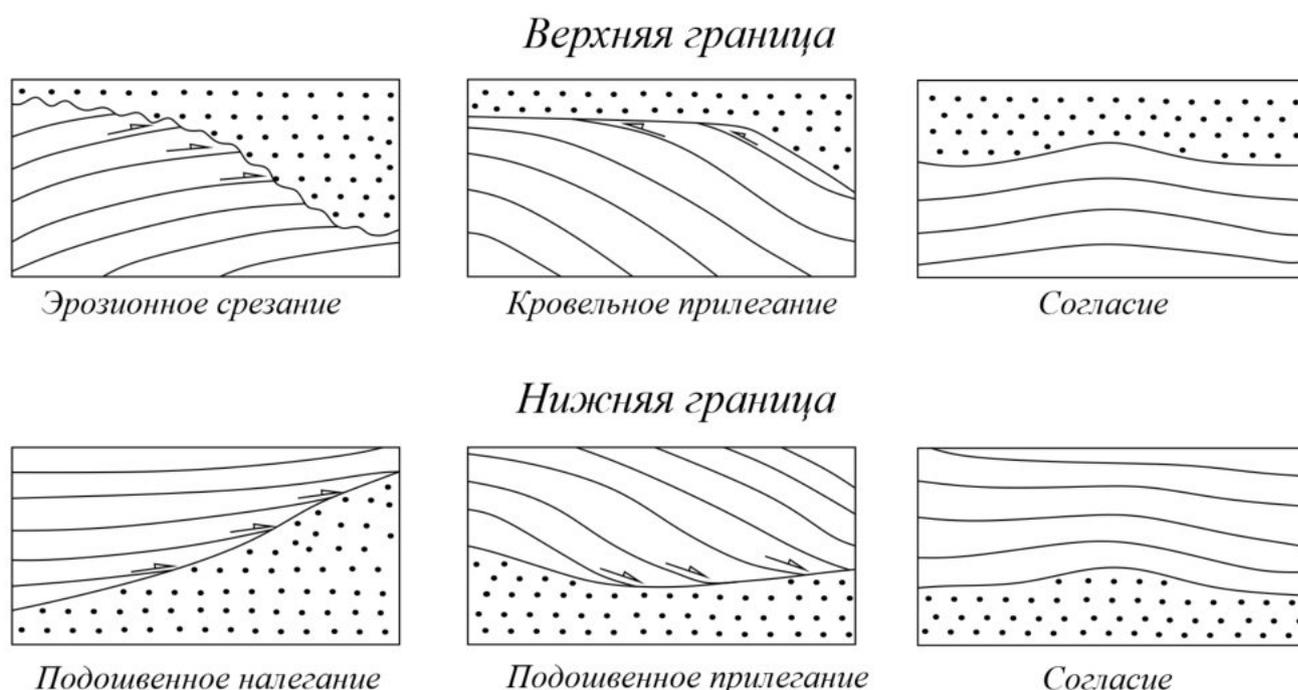


Рис. 2.2. Виды залегания слоев по отношению к границам осадочного комплекса (по [Сейсмическая...] с изменениями).

Эрозионное срезание (erosional truncation) – вид несогласной поверхности в кровельной части комплекса, когда слои размыты у верхней границы в результате эрозионных процессов. Иногда сложно отличить от кровельного прилегания, но для эрозионной границы характерно сохранение параллельности слоев и их резкое прерывание у верхней границы.

Кровельное прилегание (toplap) – форма залегания слоев у верхней границы осадочного комплекса, когда первоначально наклоненные пласты в кровле комплекса

оканчиваются у верхней границы в результате отсутствия осадконакопления. Этот тип несогласия служит индикатором перерыва, связанного с отсутствием седиментации.

Кровельное согласие (*concordance*) – соотношение слоев, при котором в кровле комплекса слои не обрываются у верхней границы.

Подошвенное налегание (*downlap*) – характер залегания слоев в подошве, когда первоначально горизонтально (или наклонно) залегающие слои постепенно выклиниваются вверх по восстанию у поверхности, имевшей в период осадконакопления больший угол наклона.

Подошвенное прилегание (*onlap*) – в основании комплекса первоначально наклоненных слоев наблюдается постепенное их исчезновение (выклинивание) вниз по падению у изначально горизонтальной либо наклонной поверхности

Подошвенное согласие – слои в подошве комплекса параллельны нижней границе.

2.2.3. Секвенная стратиграфия

Комплексный подход изучения осадочных пород, направленный на анализ характера заполнения осадочного бассейна и изменения пространственных параметров области осадконакопления. Определение опорных стратиграфических поверхностей проводится с использованием принципов, заложенных сеймостратиграфией, а интеграция с результатами литологических и биостратиграфических исследований позволила разработать подход, используемый в нефтяной геологии для прогноза пространственного положения элементов УВ системы (коллектор, крышка, нефтегазоматеринская порода). Основные положения концепции секвенной стратиграфии представлены в сборнике статей AAPG 1977 года по ред. Пейтона [Payton, 1977]. Ключевые положения и разные подходы были собраны в книге Г. Посаментьера и Дж. П. Аллена [Posamentier H.W., Allen G.P., 1999]. В ее основе лежит понятие осадочных секвенций, которые определяются как относительно согласные последовательности генетически связанных слоев, ограниченные несогласиями или коррелятивными им согласными поверхностями. Несогласием называется поверхность, отделяющая более молодые слои от более древних, вдоль которой наблюдаются признаки субаэрального срезания или вывода осадков на поверхность в течение достаточно длительного времени, а в некоторых случаях - подводной эрозии.

Наиболее широко этот подход к интерпретации геолого-геофизической информации применим к бассейнам пассивным окраинам с четко выраженными зонами шельфа, склона и глубоководной впадины, где процессы аккомодации главным образом зависят от колебания уровня моря. В исследуемой области ключевую роль в распределении осадков играют тектонические движения, поэтому секвенсная стратиграфия в классическом ее варианте [Van Wagoner J.C. et al., 1990] для выделения региональных поверхностей несогласия не применялась. Подход использовался в качестве методической основы для расчленения отложений майкопской серии и выделения дополнительных поверхностей несогласия внутри регионального каркаса, построенного с помощью метода тектоностратиграфии.

2.2.4. Тектоностратиграфия

Для региональных исследований районов, которые находились в разных тектонических и геоморфологических обстановках зарекомендовал себя метод тектоностратиграфии [Никишин и др., 2009]. Он заключается в выделении на сейсмических разрезах значимых поверхностей несогласий, приуроченных к смене тектонических обстановок формирования отложений. Сейсмокомплексы или тектоностратиграфические единицы между выделенными поверхностями отвечают единому этапу тектонической истории региона. Смена тектоностратиграфических единиц связана с изменением тектонического режима. Масштаб этапа зависит от сложности геологической истории бассейна, а также уровня его изученности. Примерами тектоностратиграфических единиц могут быть рифтовые и пострифтовые (рис. 2.3), син-инверсионные, син-складчатые (синкинематические) серии отложений (рис. 2.4), а также синорогенные осадочные толщи, заполняющие краевые прогибы и межгорные впадины. В пределах одного тектоностратиграфического комплекса можно выделить подразделения более мелкого порядка, различающиеся характеристиками: скоростью погружения, проявлениями деформаций, изменением положения основного источника сноса обломочного материала и т.д. Такой метод интерпретации сейсмических данных позволяет построить единый региональный стратиграфический каркас в малоизученных бурением областях, и именно он применялся в этой работе при выборе отражающих горизонтов в волновом поле.

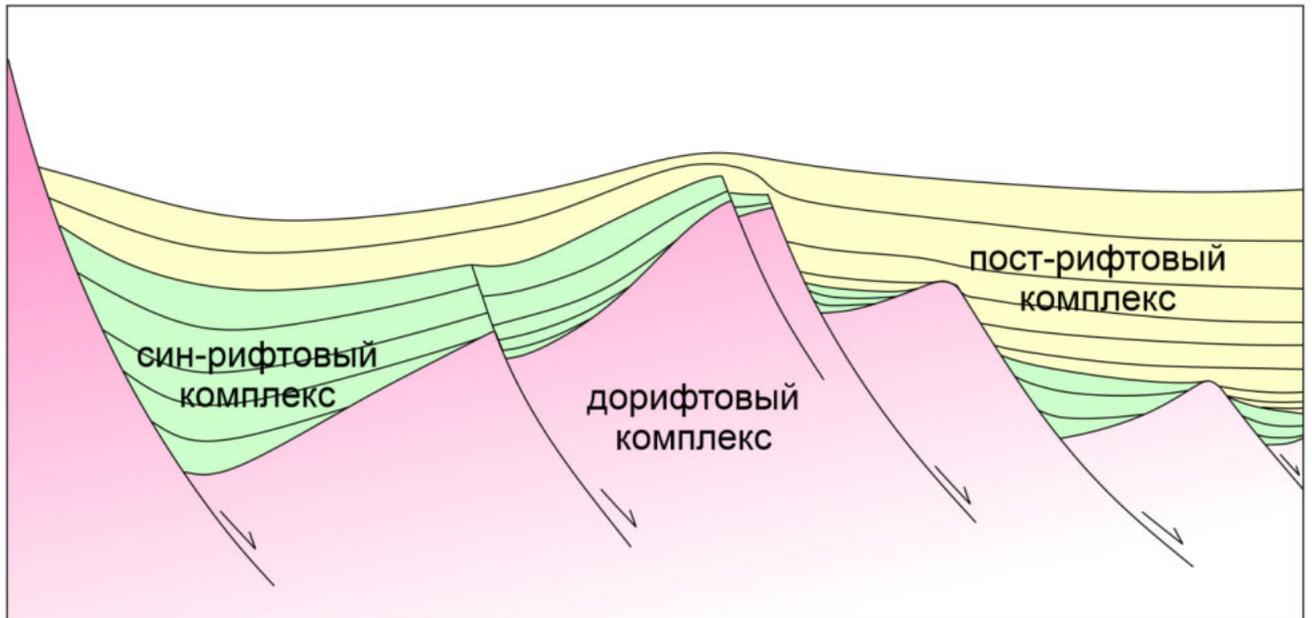


Рис. 2.3. Графическое изображение принципа выделения тектоностратиграфических единиц рифт/пострифт на сейсмическом профиле (составлено Баскаковой Г.В. по [Никишин и др., 2009])

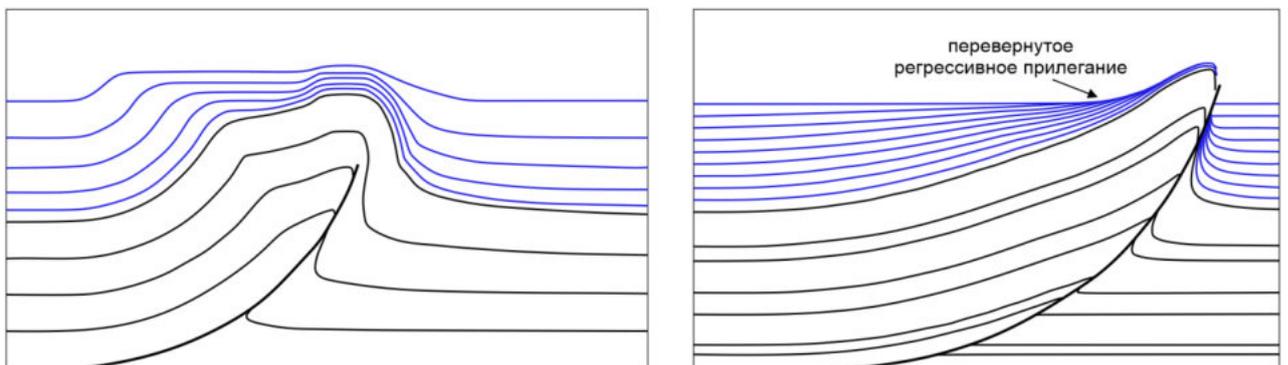


Рис. 2.4. Графическое изображение складки пропации разлома с кинематическими отложениями - синие слои (по анимации Rick Allmendinger, Cornell Univ., USA)

2.2.5. Сейсмофациальный анализ

После выделения основных поверхностей несогласий проводится анализ конфигурации отражений в пределах выделенных сейсмокомплексов и их геологическая интерпретация. Под сейсмофациальной единицей понимается трехмерное тело, образуемое группой отражений (двумерных поверхностей), которые характеризуются набором параметров, отличным от параметров соседних сейсмофациальных единиц [Сейсмическая стратиграфия, 1982]. Анализ сейсмофаций представляет собой описание следующих характеристик сейсмических отражений: конфигурация, непрерывность,

амплитуда, частота и интервальная скорость. Каждый параметр несет определенную информацию о геологическом строении толщи (таблица 2).

Таблица 2. Параметры сейсмических отражений, характеризующие сейсмические фации [Сейсмическая..., 1982]

Параметры	Геологическая информативность
Конфигурация отражений	Характер напластования, процессы осадконакопления, контакты флюидов.
Непрерывность отражений	Непрерывность пластов, процессы осадконакопления.
Амплитуда отражений	Соотношение значений скорости и плотности, расположение пластов относительно друг друга, тип флюида.
Частота отраженной волны	Мощность пластов, тип флюида
Интервальная скорость	Литологический состав, тип флюида
Геометрическая форма фациальной единицы и ее расположение относительно других фациальных единиц	Региональная обстановка осадконакопления, источник осадочного материала, условия осадконакопления.

Описание сейсмофациальной единицы включает характеристику конфигурации ее внешних поверхностей и внутреннего строения. Форма поверхностей комплекса или сейсмофации может быть: покровной (sheet), покровно-облекающей (sheet drape), клиновидной (wedge), типа «банки» (bank), линзовидной (lens), холмообразной (mound), осадочного заполнения (sedimentary filling). Характеристики конфигурации внутренних отражений приведены на схеме (рис. 2.5), а схематичное изображение волновой картины на рис. 2.6.

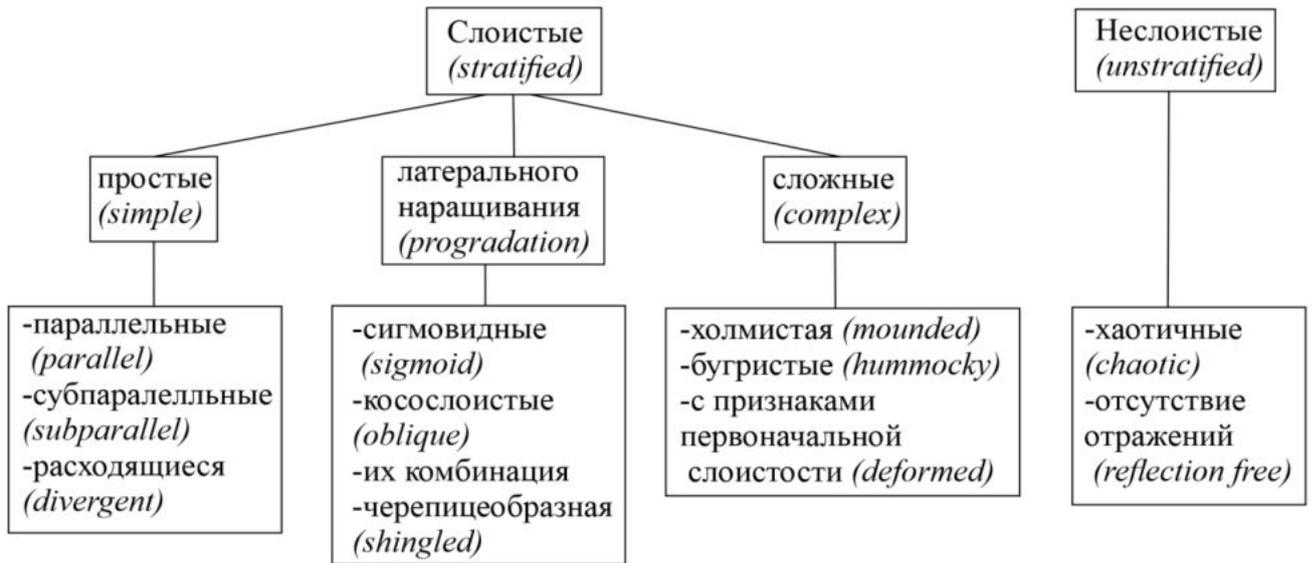


Рис. 2.5. Характеристики конфигурации внутренних отражений сейсмофациальных единиц (составлено с использованием материалов лекции В.Абрю, Сейсмическая..., 1982)



Рис. 2.6. Типы волновой картины, характеризующие внутреннее строение сейсмофациальных единиц (составлено с использованием материалов лекции В.Абрю, Сейсмическая..., 1982)

Картирование областей распространения сейсмофаций стало основой для построения схем условий осадконакопления. Для характеристики каждого интервала разреза в изучаемом регионе была проведена типизация сейсмических фаций и соответствующих им условий осадконакопления (глава 4.2).

2.2.6. Атрибутный анализ сейсмических данных

Основными атрибутами сейсмической трассы являются амплитуда, фаза и частота. Частотный спектр отвечает за разрешающую способность сейсмических данных: чем выше частота исходных данных, тем детальнее волновая картина. Сейсмические атрибуты могут использоваться для определения количественных характеристик пластов, таких как пористость и насыщение на стадии разведки УВ, обычно при наличии некоторого фонда скважин; либо для качественного анализа данных, направленного на интерпретацию структурных, стратиграфических и палеогеографических особенностей, что широко применяется на стадии поиска УВ. В рамках этой работы атрибутивные преобразования рассмотрены как один из методов автоматического картирования зон распространения сейсмофациальных единиц по площади.

По мере развития технологий разработано и стало доступно большое разнообразие алгоритмов расчёта атрибутов. В большинстве случаев они используют комбинацию базовых параметров: мгновенных амплитуды, фазы и частоты. Название атрибутов зависит от используемого программного обеспечения, поскольку каждый производитель создает свои запатентованные библиотеки. Атрибуты могут рассчитываться для всего объема сейсмических данных (объемные атрибуты), вдоль отражающего горизонта, вблизи него (в окне) или в интервале (поверхностные атрибуты). Единого алгоритма для атрибутного анализа нет. Список информативных атрибутов и их комбинаций определяется специалистом индивидуально для конкретной задачи и территории. Однако понимание геофизических основ, заложенных в алгоритмах расчета, имеет решающее значение для выбора преобразований и правильной интерпретации наблюдаемых закономерностей. На рис. 2.7 и рис. 2.8 представлены примеры применения некоторых поверхностных атрибутов. Поскольку спектральная декомпозиция используется в этой работе, этот метод рассмотрен ниже подробнее.

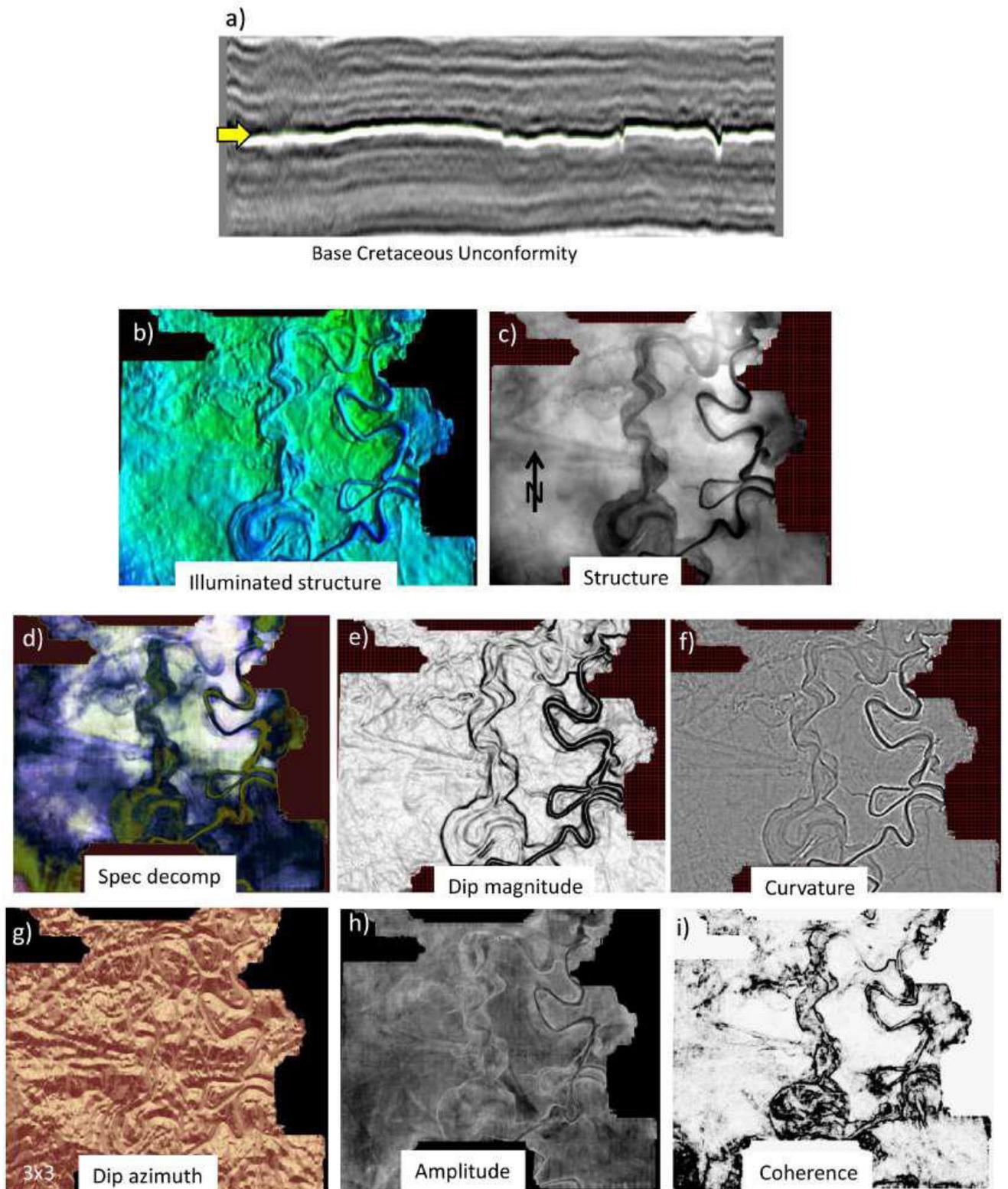


Рис. 2.7. Применение некоторых атрибутивных преобразований на примере изображения меандрирующей речной системы [Rosamentier, 2022]: а) фрагмент сейсмического профиля, стрелкой обозначена поверхность, вдоль которой рассчитаны атрибуты; б – подсвечивание поверхности изохрон; с — карта изохрон; д – спектральная декомпозиция; е – величина наклона поверхности (*dip magnitude*); ф – кривизна (*curvature*); г – азимут падения (*dip azimuth*); h – амплитуда отражения; i – когерентность.

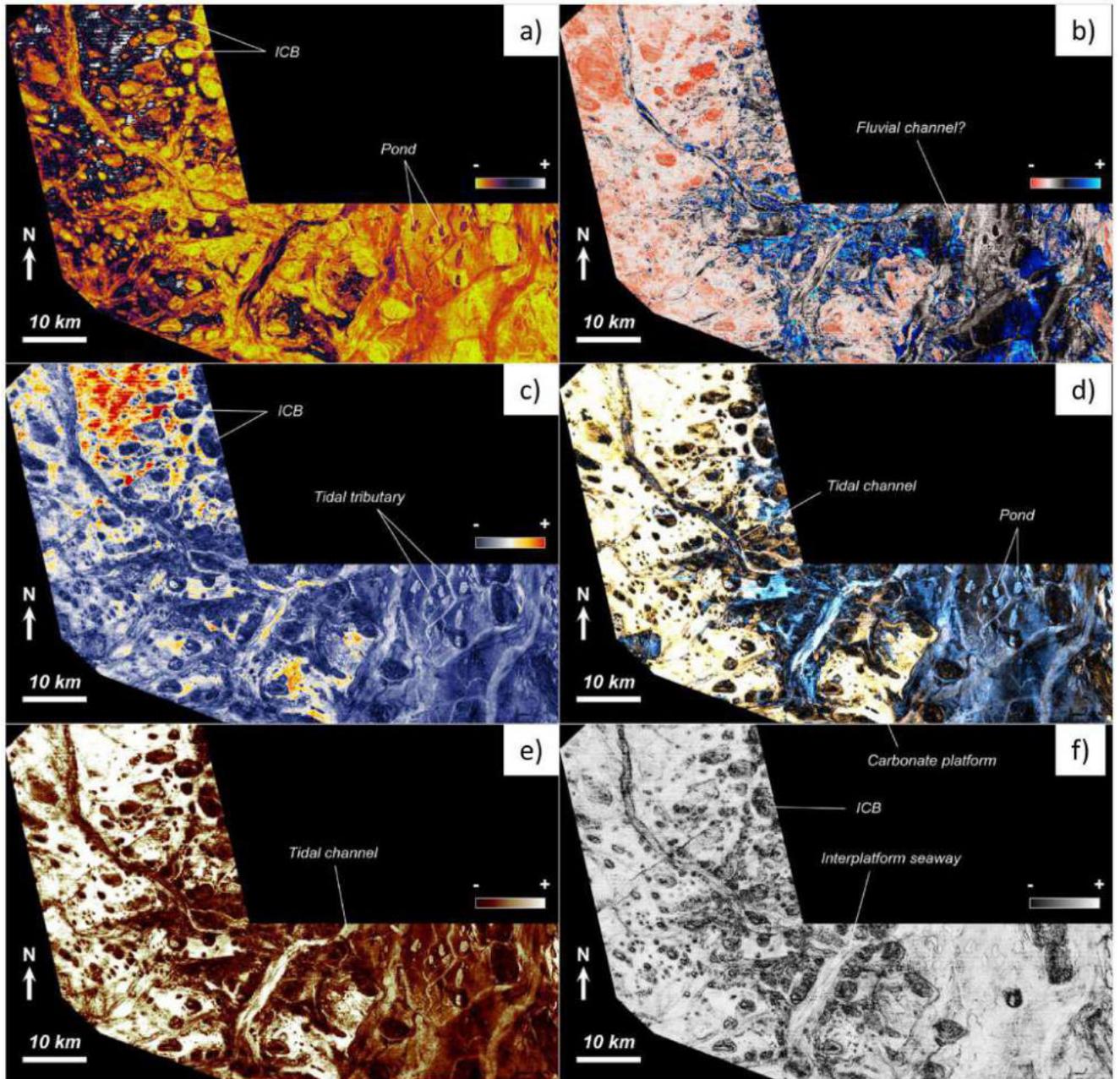


Рис. 2.8. Пример расчета поверхностных сейсмических атрибутов для области распространения карбонатной платформы [Posamentier, 2022; Courgeon et al., 2016]: *a* – огибающая (*Envelope*); *b* – мгновенная частота (*Instantaneous frequency*); *c* – среднеквадратичные амплитуды (*Root-mean square (RMS) amplitude*); *d* – результаты спектральной декомпозиции, визуализированные с помощью цветового смешивания (*Color-blended (RGB) spectral decomposition*); *e* – *Sweetness*; *f* – *Similarity*

Спектральная декомпозиция – разложение волнового поля на частотные составляющие. Метод основан на различиях контрастности сигнала (интерференции) от пластов разной мощности на разных частотах: мощные пласты наиболее контрастно выделяются на низких частотах, тонкие пласты – на высоких. Разложение волнового поля на частотные составляющие проводится различными математическими алгоритмами:

быстрое преобразование Фурье (Fourier Transform), непрерывное вейвлет-преобразование (Continuous Wavelet Transform), поиск совпадений (Matching Pursuit) и т.д [Steeeght T.P.H. 1997]. Каждое преобразование имеет свои ограничения и при выборе самого метода и настройки его параметров необходимо найти компромисс между вертикальной и горизонтальной разрешающей способностью результата. На рис. 2.9 представлен пример разложения волнового поля на три составляющие. Горизонтальные срезы одного и того же уровня для кубов с разным частотным спектром иллюстрируют, что одни и те же особенности волнового поля выглядят по-разному. Анализ полученных частотных кубов проводится с помощью визуализации - RGB смешивания (рис. 2.10). Инструмент цветового смешивания позволяет отображать различные частотные кубы в трех цветах красный-зеленый-синий (Red-Green-Blue), анализировать их совместно и выделять на сейсмических данных особенности строения осадочной толщи с высокой детальностью (на грани разрешающей способности сейсморазведки), иногда не различимых при обычном визуальном анализе амплитуд. Существует также другой вид смешивания CMY blend (голубой-розовый-желтый). Обычно он не применяется для анализа результатов спектральной декомпозиции, однако позволяет подчеркнуть разрывные нарушения на разрезе и на слайсах, поскольку при смешивании трех кубов, характеризующих неоднородности в волновом поле (например, атрибуты Tensor, Dip и Semblance) в этих цветах в области пересечений максимальных значений амплитуд будет темный цвет на слайсе/разрезе (рис. 2.11). Метод спектральной декомпозиции и технология смешивания кубов атрибутов RGB позволила с достаточной степенью уверенности выделить основные фоновые комплексы на территории исследований (глава 4.2).

Для текущих исследований применялась спектральная декомпозиция (ПО Geoteric), атрибуты Sweetness и Chaos (ПО Petrel).

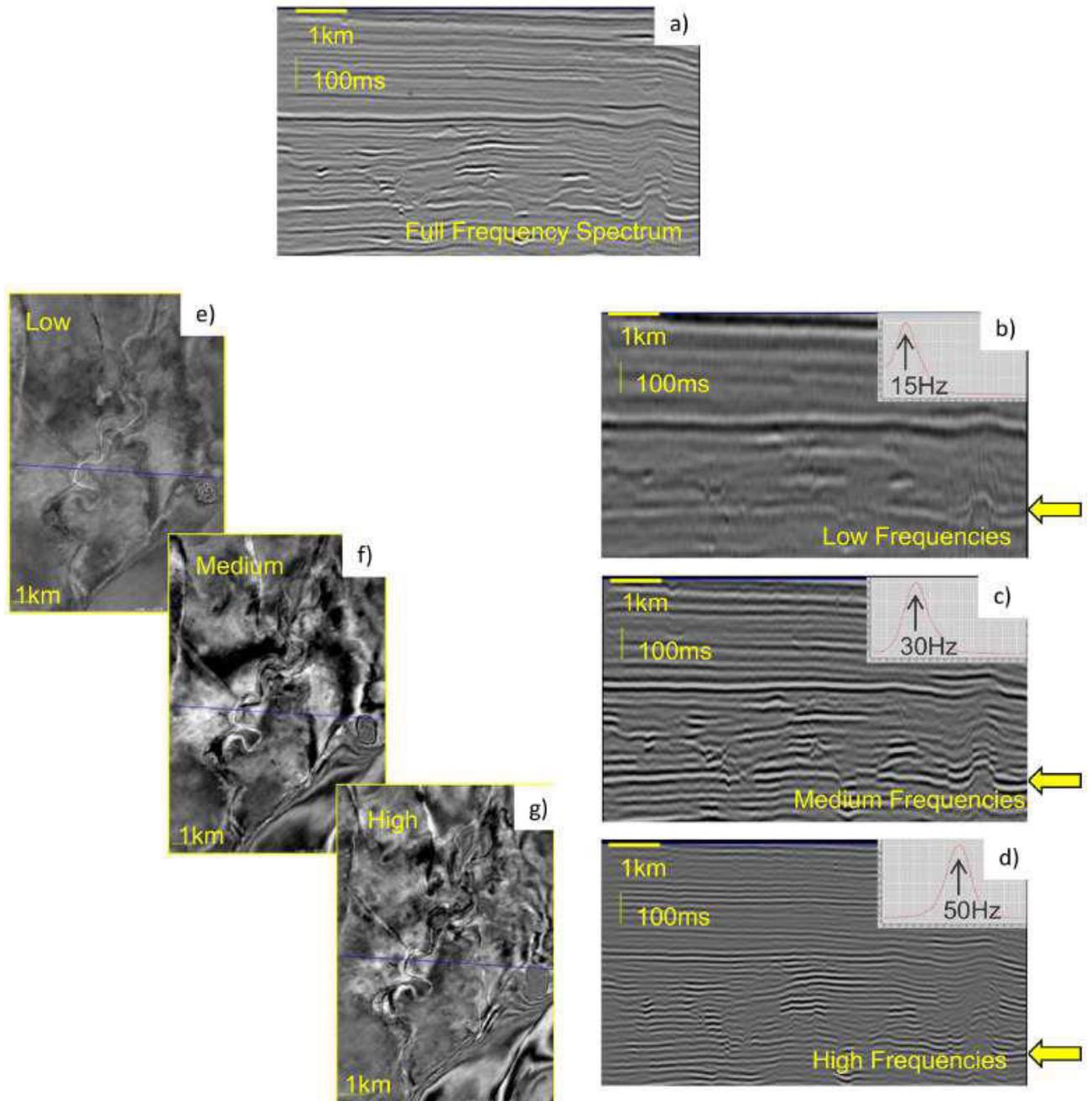


Рис. 2.9. Спектральная декомпозиция: а) сейсмический профиль с полным частотным спектром; б-д) сейсмические профили через объемы, отфильтрованные сохранением низких частот (б), средних частот (с) и высоких частот (д); е-г): горизонтальные срезы одного и того же уровня для каждого из этих отфильтрованных объемов иллюстрируют, что одни и те же элементы отложений (т.е. комплекс глубоководных каналов) по-разному отображаются в каждом объеме на низких частотах (е), средних частотах (ф) и высоких частотах (г) [Posamentier, 2022]

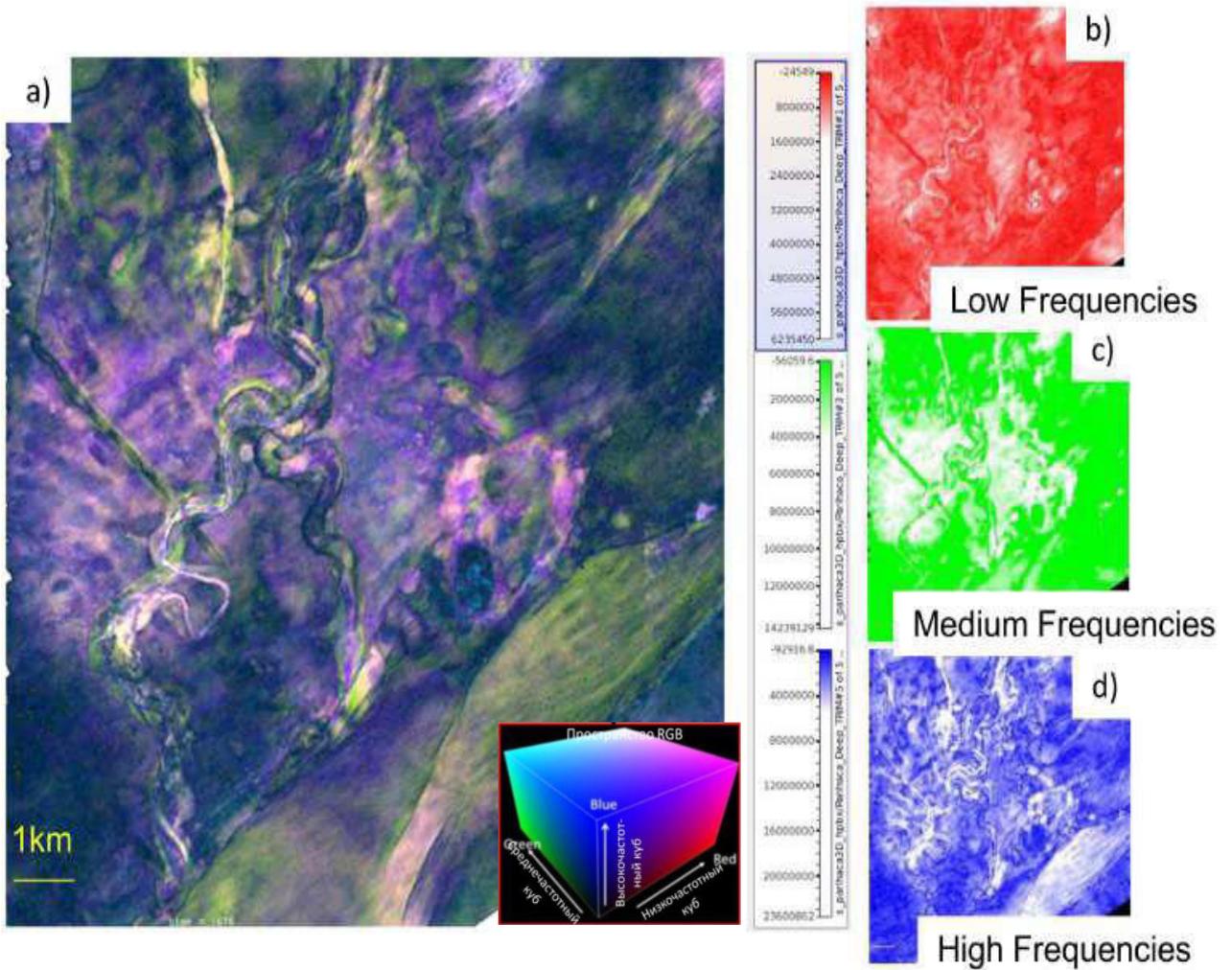


Рис. 2.10. Методика применения инструмента для визуализации - RGB смешивание. Совместное отображение трех частотных кубов (а), показанных на рисунке 49: красный – низкие частоты (b); зелёный (c) – средние частоты; синий - высокие частоты (d) [Posamentier, 2022]

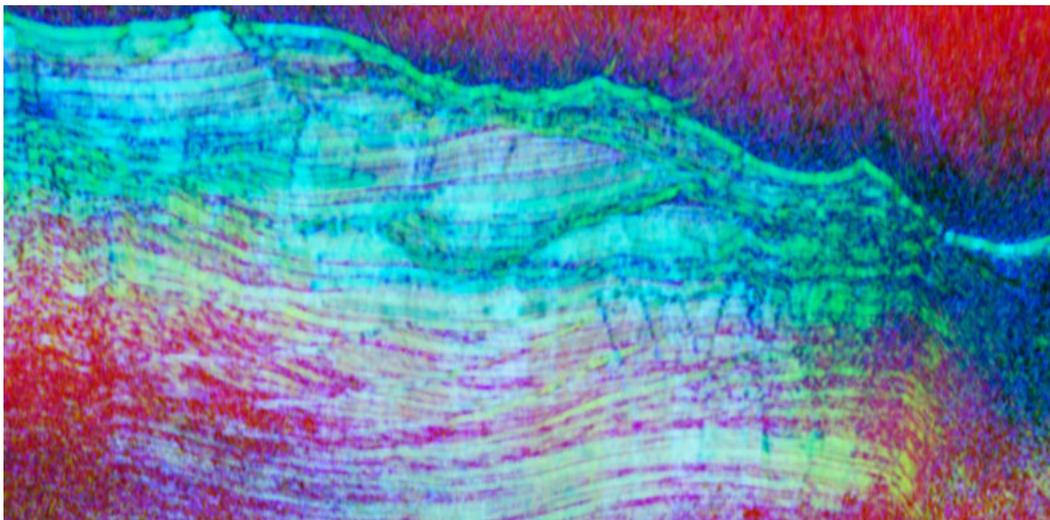


Рис. 2.11. Пример разреза с применением СМУ смешивания кубов Tensor, Dip и Semblance, подчеркивающих неоднородности в волновом поле (составлено Г.В. Баскаковой с применением ПО Geoteric)

2.2.7. Палеогеоморфологический анализ

Совместный анализ сейсмических атрибутов, карт толщин, результатов бурения, результатов сравнения древних и современных аналогов условий седиментации позволяет построить схемы палеорельефа и обстановок осадконакопления. Для подобной методики анализа сейсмических данных Г. Посаментьером введен термин «палеогеоморфологический анализ» или «сейсмическая геоморфология» [Posamentier et al., 2000; 2003; 2016].

Выполнение палеогеоморфологического анализа стало возможным с переходом от интерпретации 2D данных сейсморазведки к интерпретации 3D данных. Ключевую роль сыграл тот факт, что 3D данные позволяют интерпретировать как вертикальные, так и горизонтальные срезы сейсмического куба, а также анализировать сейсмические данные в объеме. Горизонтальные и стратиграфические (вдоль ОГ) срезы сейсмического куба, пропорциональные срезы между горизонтами позволяют анализировать распределение амплитуд и других атрибутов в пределах площади исследований. Интеграция карт сейсмических атрибутов и сеймостратиграфии стали основой для интерпретации палеорельефа и обстановок осадконакопления, и именно отсюда берет начало сейсмическая геоморфология [Posamentier, 2000].

Сейсмическая геоморфология может быть определена как совокупность прикладных аналитических методов, имеющих отношение к исследованию рельефа и анализу древних погребенных геоморфологических поверхностей, полученных с помощью трехмерных сейсмических данных, которые в сочетании с сейсмической стратиграфией представляют собой методологический подход к извлечению стратиграфических особенностей из 3D сейсмических данных [Posamentier, 2006].

Применение этой методологии нашло применение во множестве исследований в различных обстановках осадконакопления: речных, озерных, мелководно-морских, шельфовых, склоновых, глубоководных, карбонатных платформ и зонах с развитием вулканизма. Весь список работ приведен в [Posamentier, 2022].

Палеогеоморфологический анализ сейсмических данных включает в себя следующие основные этапы:

- анализ сейсмических данных (быстрое сканирование в разных направлениях)
- корреляция реперных отражающих горизонтов

- выбор способа визуализации результатов корреляции, который бы подчеркивал основные особенности рельефа (например, выбор угла освещенности горизонта);
- расчет кубов сейсмических атрибутов: амплитуда, когерентность, мгновенная фаза, импеданс и др.;
- извлечение сейсмических атрибутов вдоль горизонта, между горизонтами в целевом интервале;
- анализ выровненных на ключевой горизонт срезов сейсмического и атрибутивных кубов;
- спектральная декомпозиция;
- выявление элементов осадочных систем (например, русел) в объеме;
- совместный анализ полученных карт и сейсмических разрезов (интеграция с сеймостратиграфией).

Основная задача вышеперечисленных исследований заключается в том, чтобы выявить и локализовать геоморфологически и геологически значимые особенности сейсмической записи, как по площади, так и в разрезе. Возможность интеграции с результатами бурения обеспечит литологическое и седиментологическое обоснование сейсмической интерпретации. Для достоверной интерпретации палеорельефа важен также поиск древних и современных аналогов.

Рассмотрим некоторые причины, которые могут привести к ошибочной интерпретации. Важным аспектом является анализ качества данных сейморазведки, достаточный уровень сигнал/помеха и обработка с сохранением амплитудно-фазового спектра. Такие артефакты в данных как след от расстановки приемников или высоко/низкоскоростной объекты в верхней части разреза, дающие аномалию в амплитудах по всей глубине разреза – может привести к неверной интерпретации рисунка на стратиграфическом/горизонтальном слайсе. Для верификации рекомендовано проверять амплитуды вдоль разных стратиграфических уровней и использовать несколько видов атрибутов.

Поскольку наблюдаемая на сейсмических данных форма геологического тела может быть не уникальна и указывать на противоположные условия осадконакопления, критическим аспектом правильной интерпретации является учет региональных данных. Знание региональной геологии и физико-географических условий для конкретного региона и стратиграфического уровня поможет избежать возможных ошибок в

интерпретации. Например, если на сейсмических данных выделяется канал, и мы знаем, что в данном регионе ожидаются глубоководные обстановки осадконакопления, то более логично связывать происхождение этого канала с турбидитными потоками, а не с речной или приливно-отливной системами. В случае если таких данных нет, то стоит поискать в волновом поле элементы, которые однозначно укажут на палео-обстановки, так как от правильного определения палеоусловий зависит литологический прогноз. На (рис. 2.12) представлен пример слайсов с меандрирующими каналами, одни образовывались в глубоководных условиях, другие в континентальных [Посаментьер, 2022]. В обоих случаях наблюдается канал с петлями меандра, расширяющийся в боковом направлении, и для идентификации условий их образования необходима оценка дополнительной информации на сейсмических разрезах., таких как отложения транспорта масс (mass-transport deposition/mass-transport complex, MTD/MTC) указывающих на глубоководные условия осадконакопления.

Ниже представлен комплекс методов для определения обстановок осадконакопления, выделения и картирования геологических тел с использованием данных сейсморазведки 3D, описанный Г. Посаментьером в статьях и в лекции AAPG (май, 2020). Эти принципы интерпретации данных сейсморазведки универсальны и могут быть применены для любых регионов, в том числе они использованы в рамках подготовки диссертационной работы.

Сканирование сейсмических данных по всему объему в разных направлениях по П/ХЛ и временным срезам позволит быстро получить представление о качестве данных, понять региональные стратиграфические уровни, предварительно определить области с «аномальными» объектами для более детального сканирования. Последние в англоязычной литературе названы “Забавно выглядящими вещами” (FLTs or “Funny Looking Things”). Эти особенности обычно выделяются изолированными повышениями/понижениями амплитуды отражения или текстурными особенностями (прекращением прослеживания, нерегулярные отражения и т.д.).

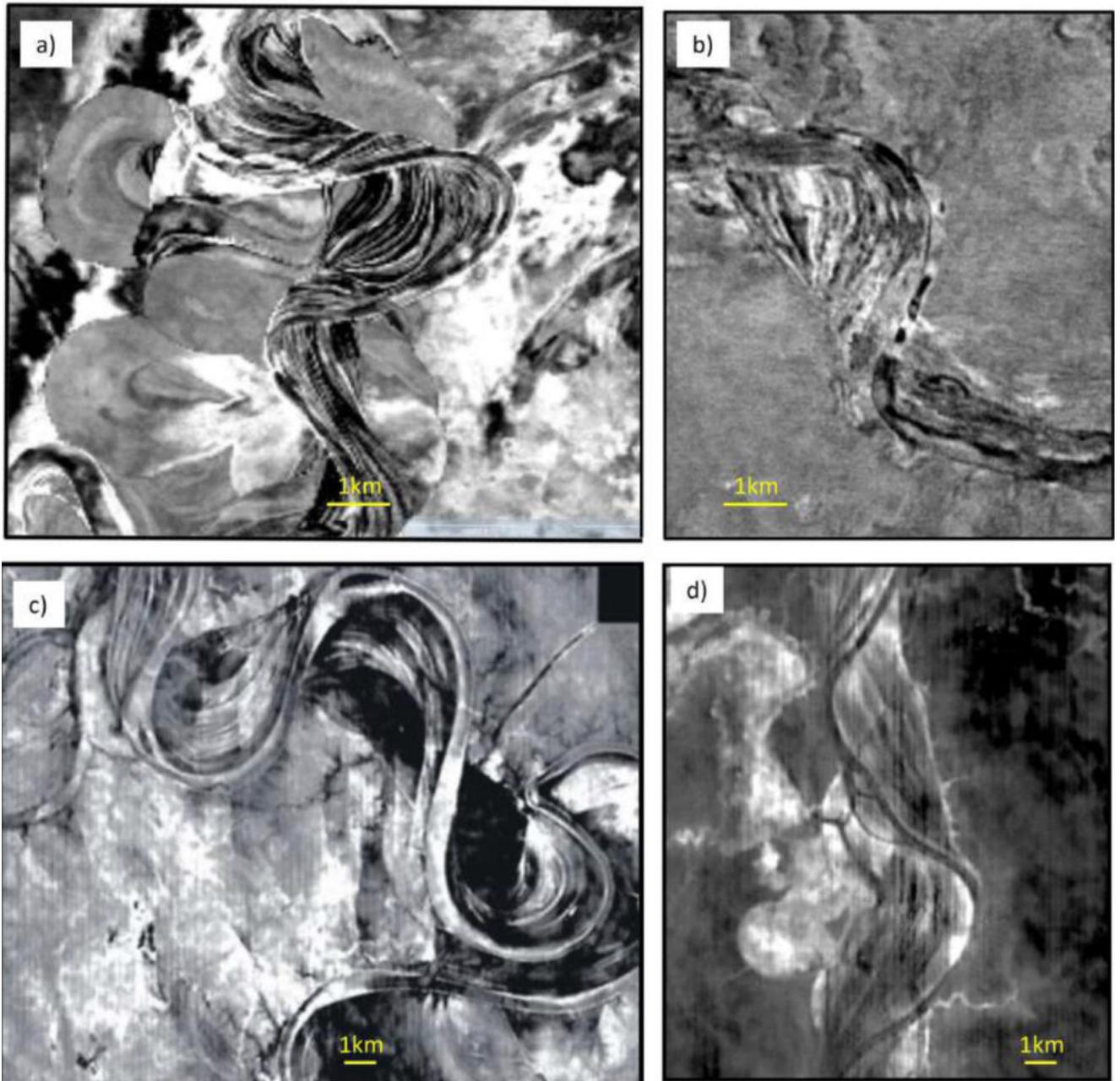


Рис. 2.12. Горизонтальные слайсы через глубоководные каналы (a и b) и речную систему (c и d) (no Reizenstein et al., 2011; Посаментьер, 2022)

На следующем этапе проводится анализ стратиграфических слайсов в выбранных интервалах. Сейсмический куб разрезается параллельно отражающим горизонтам, т.е. поверхностям напластования отложений (это эквивалентно выравниванию куба на определенную поверхность), что позволяет проследить палеогеоморфологические условия осадконакопления. Поверхность или поверхности выравнивания должны однозначно идентифицироваться в волновом поле, быть расположены как можно ближе к целевому интервалу и иметь максимальную площадь распространения. Например, поверхность максимального затопления хорошо подойдет для этих целей. Также

используемые для выравнивания поверхности рекомендовано сгладить, чтобы избежать артефактов, проявляющихся, обычно, в виде «дребезга» изображения. Вблизи анализируемого интервала может не быть легко коррелируемых отражающих горизонтов, тогда альтернативный способ - «принудительная» интерпретация горизонта приблизительно параллельно стратиграфическим уровням.

Если рассматриваемый интервал разреза характеризуется расходящимися/сходящимися отражениями, для анализа амплитуд рекомендуется использовать пропорциональные горизонты (stratal slicing) между кровлей и подошвой комплекса. В случае использования одной поверхности от кровли или подошвы для погоризонтального сканирования сейсмического куба, анализ слайсов будет проводиться не вдоль, а поперек отражений (рис. 2.13).

Для дальнейшего улучшения четкости изображения выделенных тел применимы любые методы атрибутного анализа сейсмических данных. Выбор метода зависит от конечной цели исследований. Однако для правильного выбора важно иметь представление о широком спектре доступных рабочих процессов и о том, на какой стадии их лучше применять.

Автором были проанализированы материалы сейсморазведки 3D в границах выбранных интервалов, при этом основное внимание уделялось тем особенностям волновой картины, которые позволяют сделать вывод об обстановках осадконакопления в то или иное геологическое время.

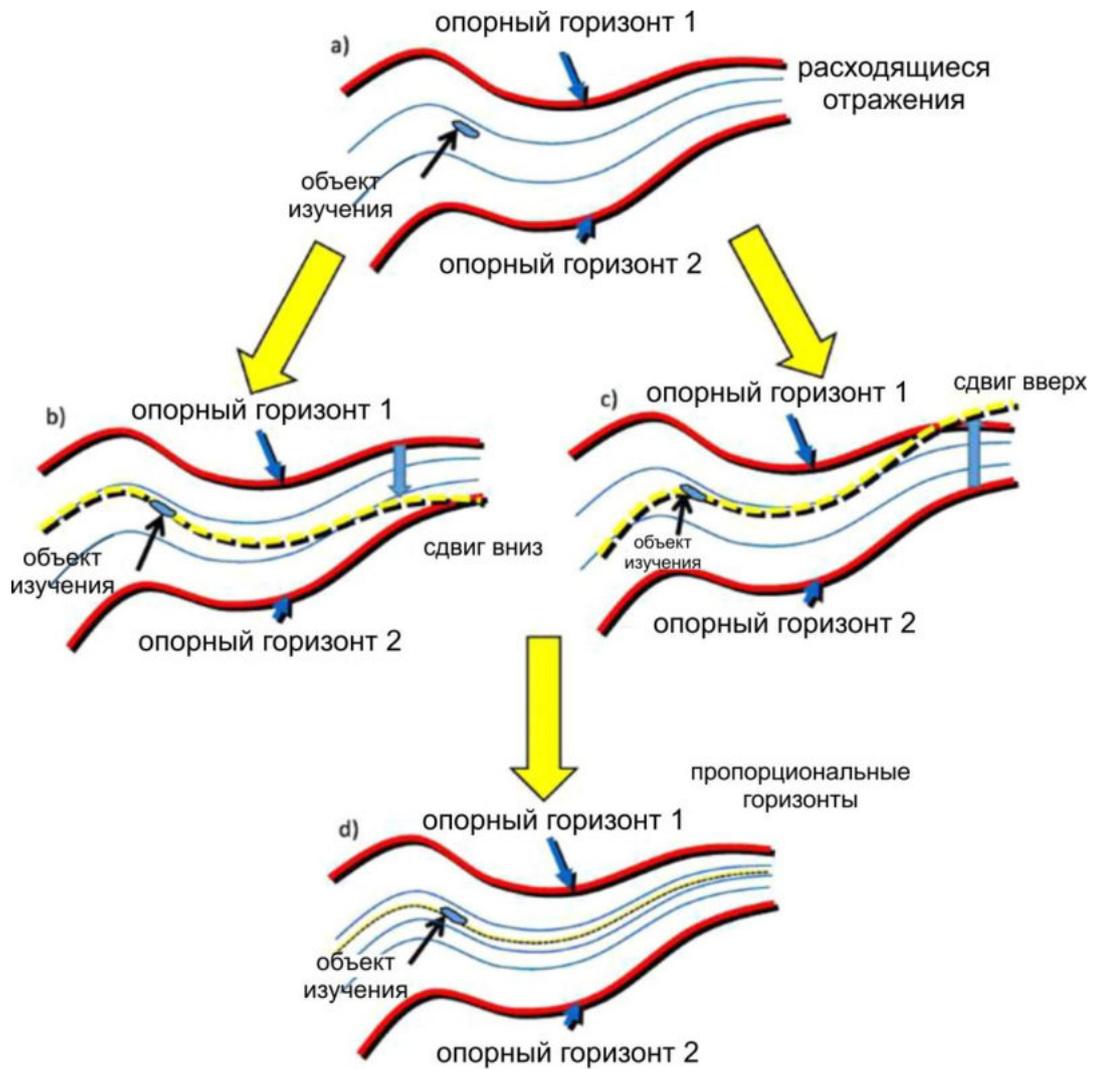


Рис. 2.13. а) Схематическое изображение разреза с расходящимися отражениями, объект изучения расположен между двумя опорными горизонтами. б) Сканирование с использованием верхнего опорного горизонта вниз, поверхность перестает быть параллельной напластованию слоев и ее анализ не дает полезной информации для палеогеоморфологического анализа. То же самое происходит, если нижний опорный горизонт сдвигать вверх (с). Однако при пропорциональном нарезании (d) последовательные срезы будут параллельны напластованию

2.2.8. Некоторые особенности строения глубоководных осадочных систем

Поскольку в этой работе для описания олигоцен-голоценовых отложений широко применяется терминология для глубоководных условий осадконакопления, наиболее развитая в зарубежных источниках, для избегания неточностей перевода ниже приведены основные используемые положения.

Глубоководные каналы и конусы выноса имеют различное строение, зависящее от удаленности от источника сноса и размера подводящей речной системы на суше. Для

описания зональности внутреннего строения конусов выноса в диссертационной работе используется терминология Х. Посаментиера, представленная на рис. 2.14 [Posamentier, Walker, 2006] с переводом [Никишин и др., 2012].

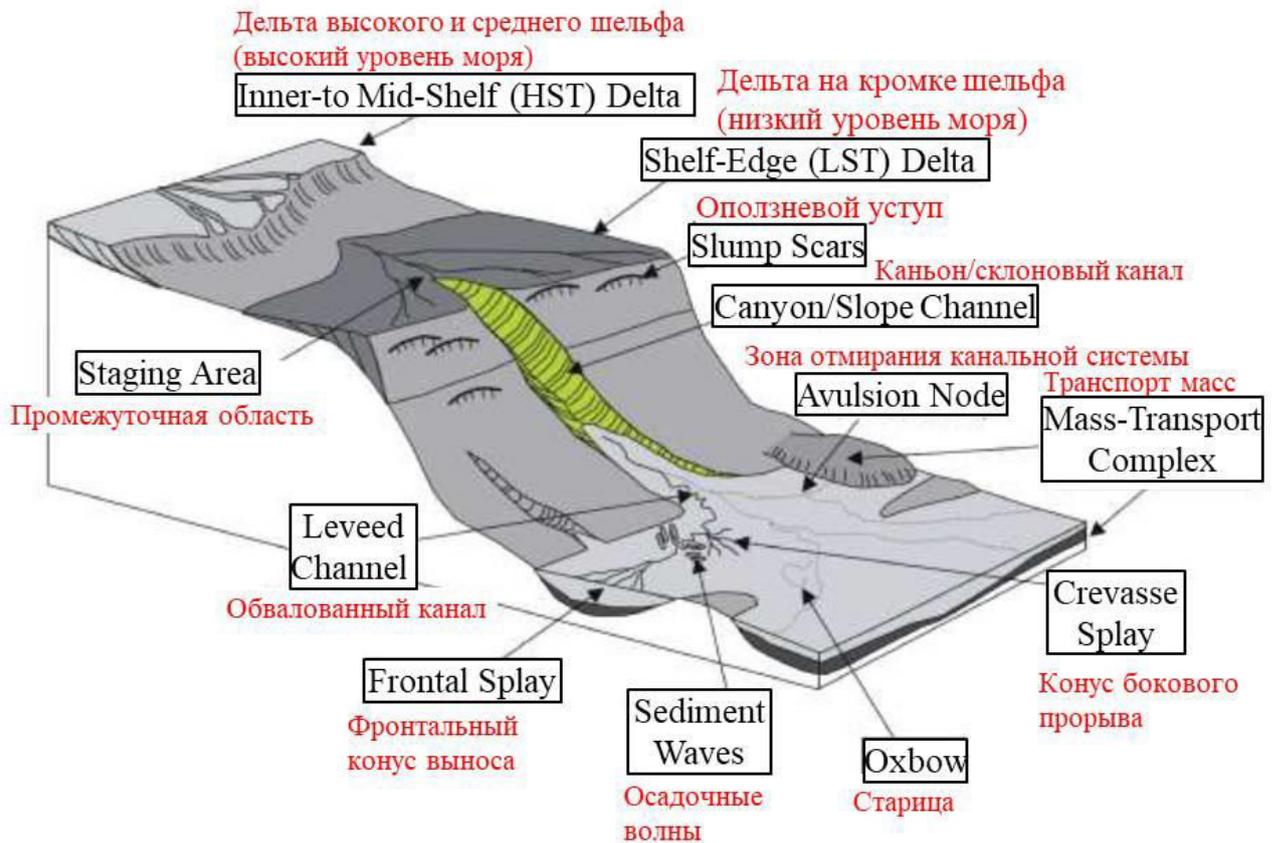


Рис. 2.14 . Блок-диаграмма, отражающая геоморфологию континентального склона и основные типы обстановок седиментации [Posamentier, Walker, 2006; Никишин и др., 2012]

Глубоководные конусы выноса, как правило, являются не единичными, а представляют собой систему из отдельных конусов выноса, различных по возрасту и перекрывающих друг друга. Размеры такой системы конусов могут достигать десятков километров. В верхней части канальной системы выделяются следующие зоны: эродируемая суша с речной системой, зона шельфа, кромка шельфа. Эти области в рамках данной работы подробно не рассматриваются. Непосредственно на склоне могут образовываться оползневые уступы и склоновые каналы или каньоны. Вблизи подножия склона и на дне бассейна образуются: конус выноса, комплексы гравитационного оползания (масс транспорт комплекс), осадочные волны. Для каждой зоны конуса выноса по результатам многолетнего бурения подобных систем разработаны модели их

фациального заполнения. Представления о строении подводных конусов выноса опубликованы, в основном, в монографиях зарубежных авторов (Walker, 1982; Beaubouef et al., 1999; Sprague et al., 2005; Abreu&Nummedal, 2007). В диссертационной работе для анализа возможного распределения фаций использованы результаты, представленные Р. Crevello и соавторов (Crevello et al., 2007). В ближайшей к основанию склона зоне (зона А, рис. 2.15) конуса выноса осажается самый грубый материал, это так называемая «входная точка», переходная зона от склонового канала, по которому поставляется осадочный материал, непосредственно в тело самого конуса выноса. В этой области конус скорее представляет собой еще глубоководный канал, для которого характерно врезание в подстилающие породы и постепенное уменьшение размерности материала вверх по разрезу. В связи с большим количеством приносимого осадочного материала для этой зоны также отмечается наличие системы вложенных каналов. С боковых сторон этого канала также характерно образование леви, поскольку часть приносимого через канал материала как бы «переваливается» за границы канала, образуя валы вдоль бортов канала.

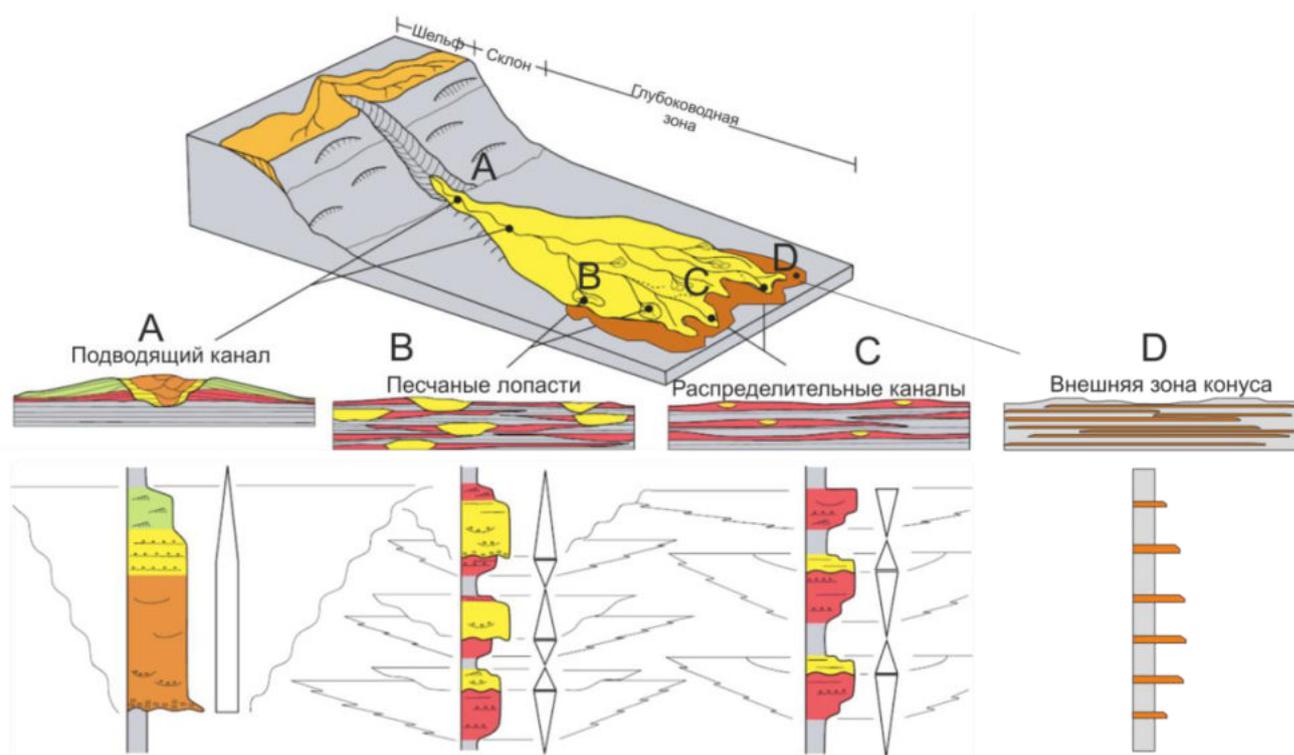


Рис. 2.15. Строение подводных конусов выноса на примере олигоцен-миоценовой формации Вест Крокер (северо-западная зона острова Борнео) (Crevello et al, 2007)

В проксимальной части конуса (зона В, рис. 2.15) выделяются часто хорошо различимые отдельные лопасти с многочисленными ветвящимися распределительными каналами, поставляющими осадочный материал. Для этой зоны по-прежнему характерно

наличие как обособленных, так и связанных (вложенных) каналов. В периоды относительного падения уровня моря и повышенного выноса обломочного материала, происходит накопление мощных песчаных тел, их нижняя граница, как правило, резкая. Вверх по разрезу, при повышении относительного уровня моря, происходит постепенное уменьшение зернистости и смена песчаников на алевролиты и глины.

Для центральной части конуса (зона С, рис. 2.15) по-прежнему характерно наличие распределительных каналов, однако они часто обособленные, а их масштабы и мощность значительно меньше по сравнению с каналами проксимальной части конуса. Для этой зоны также характерны площадные покровные тела, часто перекрывающие друг друга. Такие тела-лопасти, сложенные песчаниками и алевролитами, могут быть как связаны по вертикали, так и разделены прослоями глинистых осадков. В случае дальнейшего развития и проградации конусов выноса такие зоны могут становиться более песчанистыми вверх по разрезу, а в случае постепенного «отмирания» конуса, такие тела перекрываются глубоководными глинистыми осадками.

Дистальная часть конусов выноса (зона D, рис. 2.15) – терминальная часть комплекса. Для этой зоны также отмечается наличие площадных тел, но они, в основном, сложены уже более тонкозернистым материалом (мелко-, тонкозернистые песчаники и алевролиты) и, как правило, разделены глинистыми прослоями.

Проксимальная и дистальная зоны конуса выноса также определяются расстоянием от источника сноса. На расстояние переноса осадочного материала влияет тип переносимого осадочного материала: чем больше песчаного материала переносится, тем меньше расстояние переноса и размеры самой системы конусов выноса [Nichols, 2009]. Ниже представлены модели строения конусов выноса в зависимости от состава переносимого материала. Рисунок (рис. 2.16) отвечает фановому комплексу, образованному за счет поступления преимущественно песчаного материала. Размер такой системы первые 10-ки км. Для смешенного песчано-глинистого конуса выноса характерны более вытянутые лопасти, размером 10-ки – 100-ни км (рис. 2.17). При переносе преимущественно глинистого материала размеры конуса выноса достигают 100-ни км, лопасти каналов удлиненные, большая часть песчаного материала осаждается вблизи распределительных каналов (рис. 2.18).

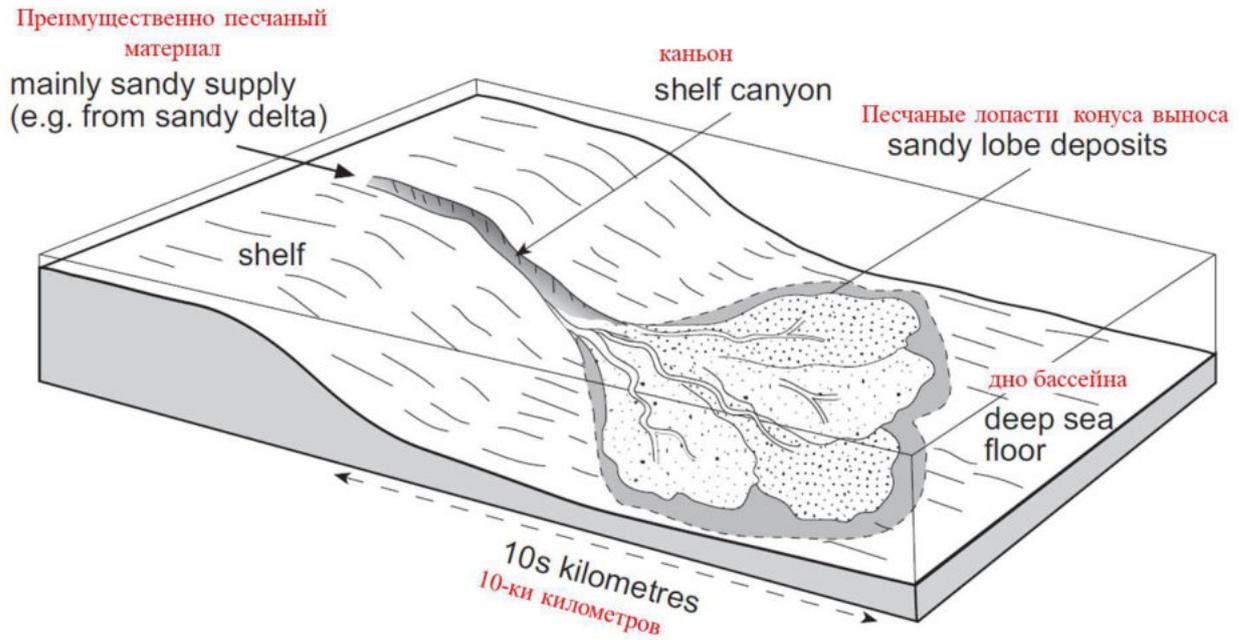


Рис. 2.16. Модель строения конусов выноса при поступлении преимущественно песчаного материала (по материалам G. Nichols, 2009)

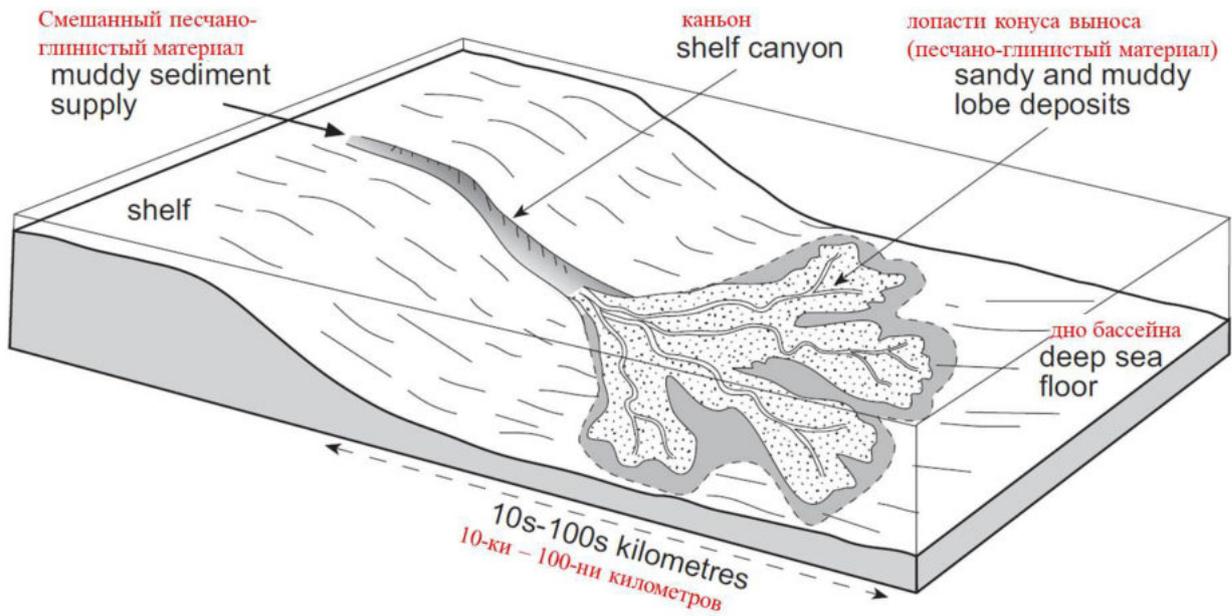


Рис. 2.17. Модель строения конусов выноса для песчано-глинистого состава переносимого материала (по материалам G. Nichols, 2009)

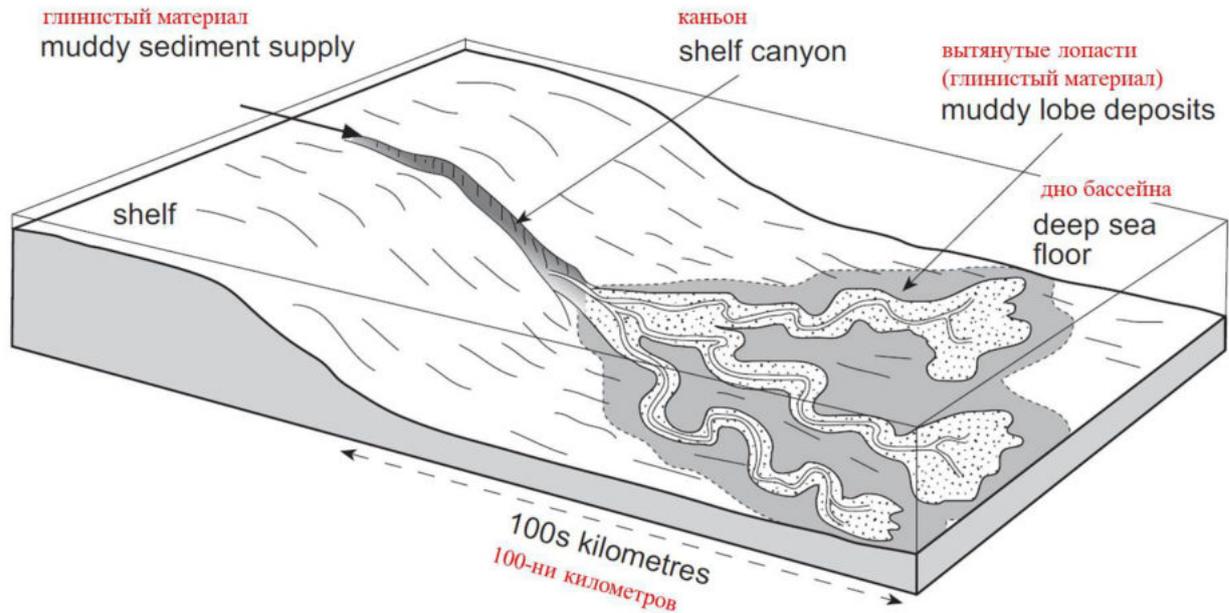


Рис. 2.18. Модель строения конусов выноса для преимущественно глинистого состава переносимого материала (по материалам G. Nichols, 2009)

Кроме самого тела конуса выноса в пределах склона формируются отложения гравитационного оползания или транспорта масс (mass transport complex (MTC) или mass transport deposits (MTD) в зарубежной литературе), которые образуются при смещении осадочных толщ вниз по склону под действием сил гравитации. MTD чаще распространены вблизи подножия склона и на дне бассейна. Подобные отложения изучены на континентальной окраине Африки, Австралии, континентальных склонах Бразилии, Норвегии и т.д. [Posametier et al., 2006, Cardona et al., 2022]. Механизм их образования представлен на рис. 2.19 [Bull, 2006]. В верхней части склона можно видеть структуры растяжения, а в нижней – сжатия. Присутствие отложений транспорта масс в разрезе чаще приурочено к тракту низкого стояния уровня моря.

Осадочные волны встречаются вблизи подножий континентальных склонов во многих бассейнах, например, на шельфе Австралии [Belde et al., 2017], Средиземного моря [Ribó et al., 2016], в Китайском море [Gong et al., 2011]. Простираются осадочные волны часто параллельно шельфу или перпендикулярно направлению глубоководного канала. Их происхождение дискуссионное, но часто его связывают с транспортом материала по склону или с придонными контурными течениями вблизи системы «канал-леви».

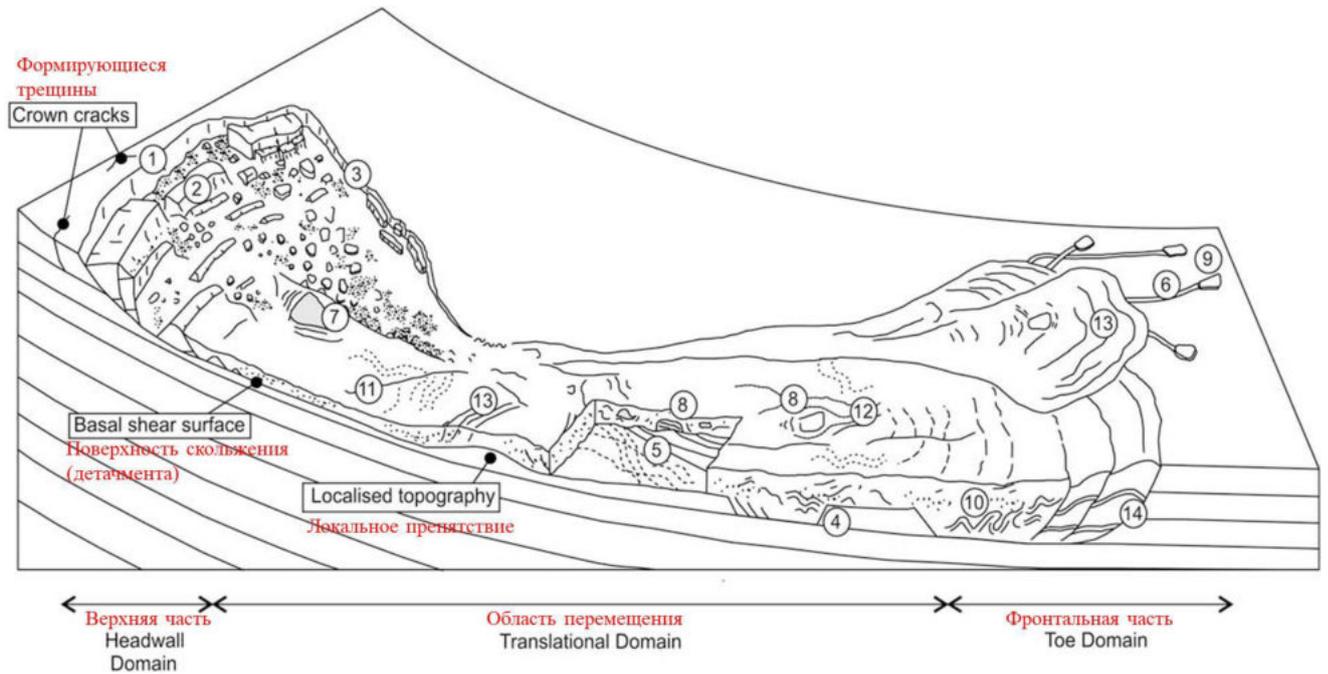


Рис. 2.19. Модель формирования осадков транспорта масс (mass transport complex)
[Bull et al., 2009; Никишин и др., 2012]

1 – верхний уступ (эскарп) отрыва; 2 – блоки, образовавшиеся в процессах растяжения; 3 – боковые границы; 4 – рампы и флэты поверхности скольжения; 5 – борозды вдоль поверхности скольжения; 6 – борозды, созданные движением олистолитов; 7 – остаточные неподвижные блоки; 8 – перемещенные блоки (класты, олистолиты); 9 – олистолит во фронтальной части; 10 – складки; 11 – отдельные крупные продольные сдвиги; 12 – структуры течения; 13 – гряды-складки в зоне торможения потока; 14 – складчато-взбросовая зона

Глава 3. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ

3.1. Интерпретация отражающих горизонтов

В геологической истории Восточно-Черноморского региона можно описать четыре крупных этапа [Robinson A.G., 1997; Афанасенков А.П. и др., 2007; Nikishin A.M. et al., 2015; Tari G. et al., 2011, 2018, 2021; Stovba S. et al., 2020]: 1) дорифтовый, предшествующий началу формирования Восточно-Черноморской впадины; 2) синрифтовый – синхронный формированию Восточно-Черноморской впадины; 3) пострифтовый – фаза относительного тектонического покоя после формирования Восточно-Черноморской впадины; 4) синорогенный этап развития, синхронный росту Большого Кавказа – альпийским складчато-надвиговым деформациям.

На первом этапе интерпретации материалов сейсморазведки по региональным профилям во временном масштабе были выделены границы тектоностратиграфических комплексов, отвечающих выше описанным тектоническим событиям в регионе. Стоит отметить, что тектонические движения, связанные с ростом орогена Большого Кавказа, начались примерно со среднего эоцена, что фиксируется наличием син-инверсионного комплекса в пределах Анапского выступа (раздел 3.3 и раздел 3.4). Однако в качестве границы мегасеквенции была выбрана подошва майкопской серии, которая по динамическим характеристикам более выразительно выделяется в волновом поле во всем Черноморском регионе и маркирует начало нового тектонического этапа на региональном уровне. В интервале кайнозойских отложений выделены основные и дополнительные поверхности несогласий, характеризующие разные периоды развития территории (рис. 3.1). Дополнительных ОГ, особенно на территории Керченско-Таманской зоны и Туапсинского прогиба, можно выделить гораздо больше, однако это выходит за рамки регионального рассмотрения, представленного в диссертационной работе. Хроностратиграфическая привязка отражающих горизонтов сделана с учетом скважинных данных в акватории Черного моря [Gozhyk et al., 2010; Maynard et al., 2020; Tari et al., 2018; Palabiyik et al., 2020].

Дополнительный отражающий горизонт *U1.1* скважинами в акватории не вскрыт, предположительно приурочен к границе синрифтового средне-верхнеюрского комплекса и складчатого фундамента. Прослеживается фрагментарно в районе вала Шатского и Гудаутского поднятия. Согласно региональным представлениям, по аналогии с разрезами

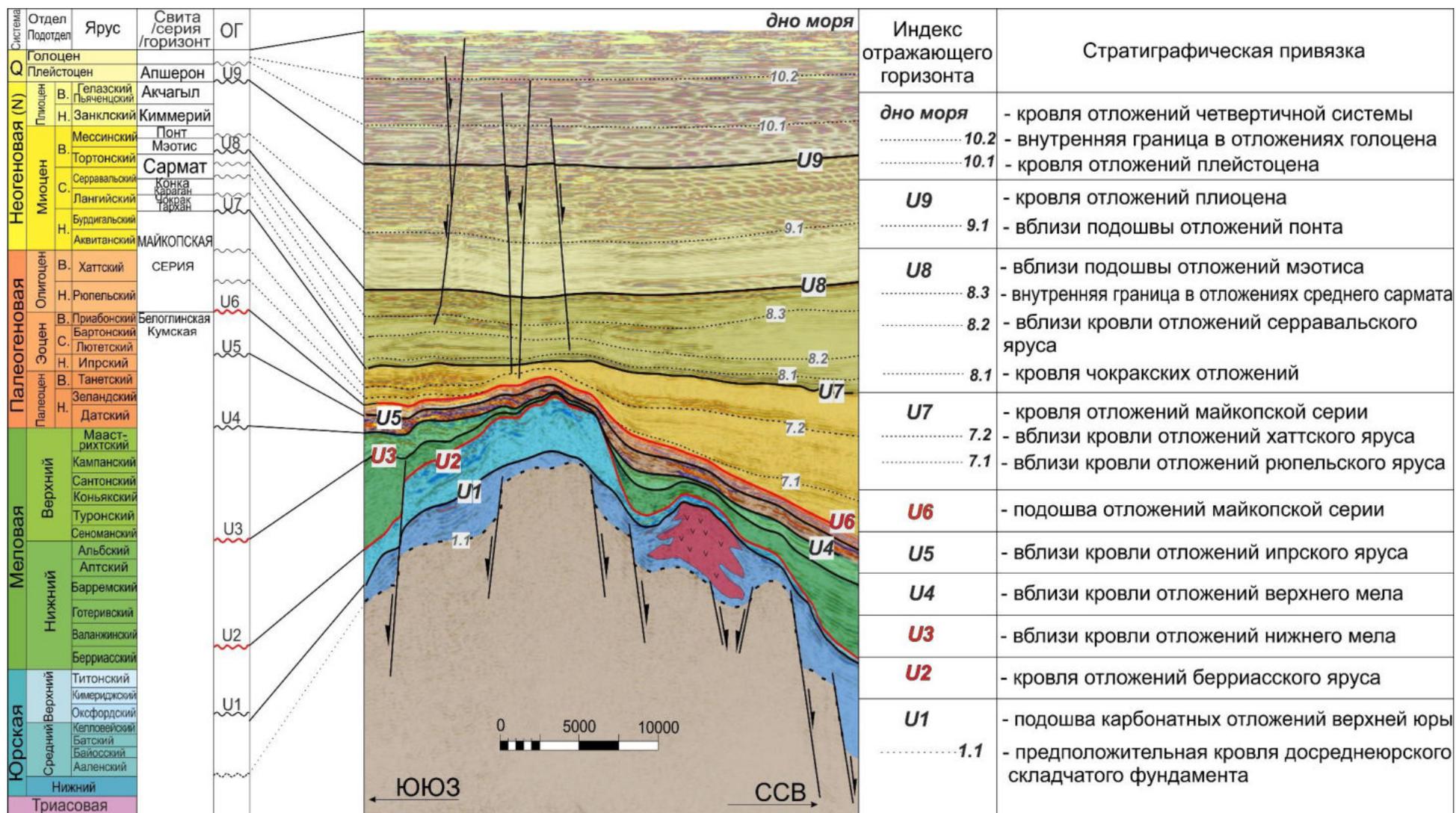


Рис. 3.1. Схема стратиграфической привязки опорных отражающих горизонтов. Красным выделены границы тектоностратиграфических единиц. Подробное описание приведено в тексте (составлено Г.В. Баскаковой)

Грузии и Абхазии на породах фундамента с угловым несогласием залегают ниже-среднеюрские отложения. Стратиграфическая приуроченность ОГ неоднозначна.

Отражающий горизонт *U1* – первая поверхность несогласия, достаточно хорошо прослеживаемая на всей площади исследований, скважинами в акватории не вскрыт. Этот горизонт отвечает подошве верхнеюрских карбонатных пород. Ниже него расположен акустического фундамент, в который автором включены нерасчлененные породы досреднеюрского складчатого комплекса и синрифтовые отложения средней-верхней юры, граница между которыми на большей части площади условная и однозначно не прослеживается.

Отражающий горизонт *U2* соответствует кровле карбонатного комплекса. В пределах большей части района работ уверенно прослеживается и является опорным. Согласно описаниям разрезов естественных выходов горных пород и данным бурения этот горизонт отвечает кровле берриасского яруса нижнего мела. На площади работ комплекс имеет переменную мощность. Наибольших значений она достигает в зоне развития изолированных карбонатных платформ.

Отражающий горизонт *U3* – поверхность углового несогласия, которая отождествляется с кровлей альба и является границей рифт/пострифт. Ниже нее в волновом поле выделяются предполагаемые вулканы.

Отражающий горизонт *U4* протрассирован вблизи кровли верхнего мела. Наиболее уверенно горизонт прослеживается в областях увеличенной толщины синрифтового комплекса, маркируя его кровлю на вале Шатского. Верхний мел вскрыт скважиной Синоп-1 на Андрусова и представлен преимущественно мергелями [Maunard et al., 2020].

Отражающий горизонт *U5* соответствует региональной поверхности несогласия в эоцене. По аналогии с районами Крыма и Кавказа поверхность приурочена примерно к рубежу ипра–лютеция.

Подошва майкопской серии (граница эоцена–олигоцена) *U6* уверенно трассируется на всей площади исследований и является одним из основных реперов на сейсмических разрезах в регионе. Стратификация этого отражения подтверждена несколькими скважинами в акватории. ОГ соответствует нижней границе мегасеквенции, отвечающей синорогенному этапу развития региона.

Отражающий горизонт *U7* отождествляется с кровлей майкопской серии, его положение обосновано материалами бурения. Ниже этой поверхности выделяется

сейсмокомплекс с прозрачной волновой картиной, характерной для глинистых пород майкопской серии. Между ОГ *U7* и *U6* выделены две дополнительных поверхности (*U7.2*, *U7.1*), маркирующие смену обстановок осадконакопления в олигоцен–раннемиоценовое время.

Горизонт *U8* характеризует начало этапа высокого стояния уровня моря и погружения бассейна. Согласно современным представлениям о стратиграфическом расчленении разреза, отражающий горизонт соответствует поверхности вблизи кровли тортонского яруса (вблизи подошвы мэотиса) верхнего миоцена. Отражение уверенно прослеживается на всей площади исследований. Между ОГ *U8* и *U7* выделены три дополнительных поверхности несогласия *U8.3*, *U8.2*, *U8.1*, ограничивающие разные этапы развития каньонов и системы конусов выноса.

Отражающий горизонт *U9* отождествляется с кровлей плиоцена, уверенно прослеживается на всей площади исследований. Ниже него выделен дополнительный ОГ *U9.1*, характеризующий начало мессинского кризиса в районе работ. Выше ОГ *U9* в интервале плейстоцен-голоценовых отложений протрассированы ОГ *U10.1* и *U10.2*. В рамках этой диссертационной работы история геологического развития в четвертичное время подробно не рассмотрена.

ОГ *Дно моря* отвечает яркое динамически выдержанное положительное отражение, прослеживаемое на всей площади исследования.

Пример выделения значимых для региона отражающих горизонтов представлен на сейсмогеологическом профиле (рис. 3.2). Поверхности несогласия обозначены на рисунке *U1–U9*, сейсмокомплексы между ними – *S1–S10*.

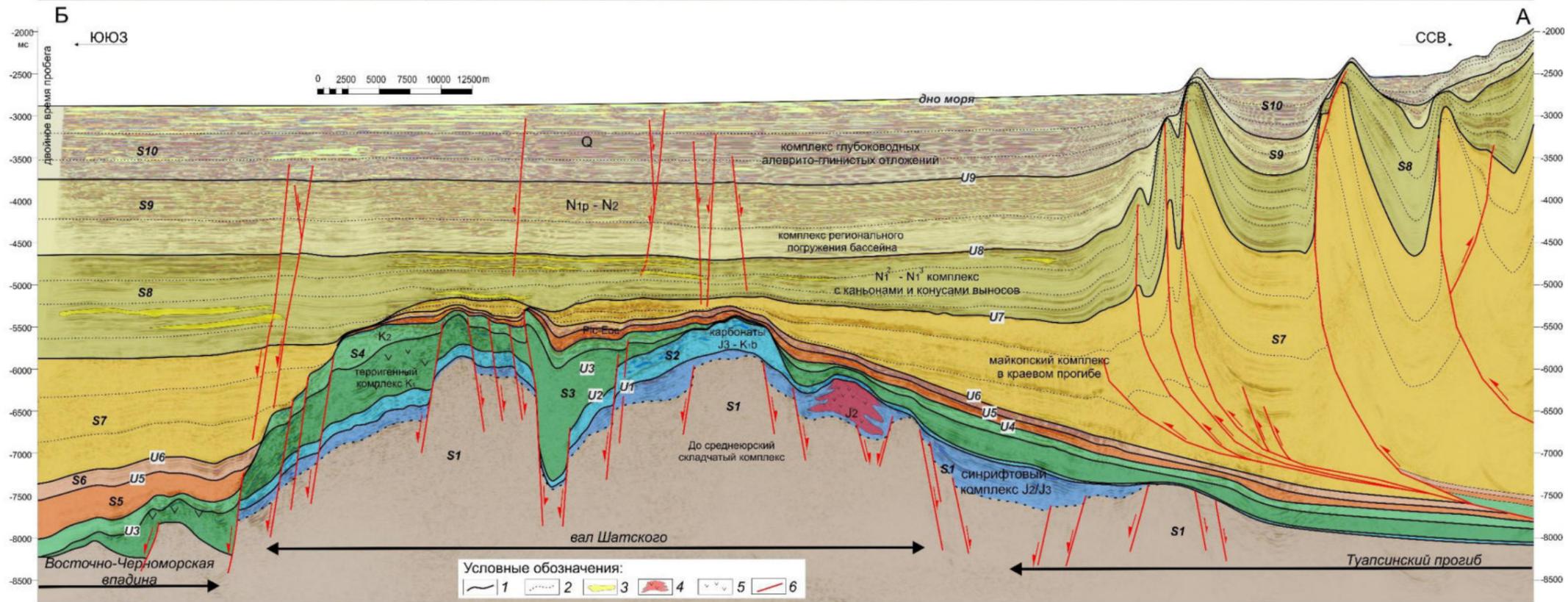
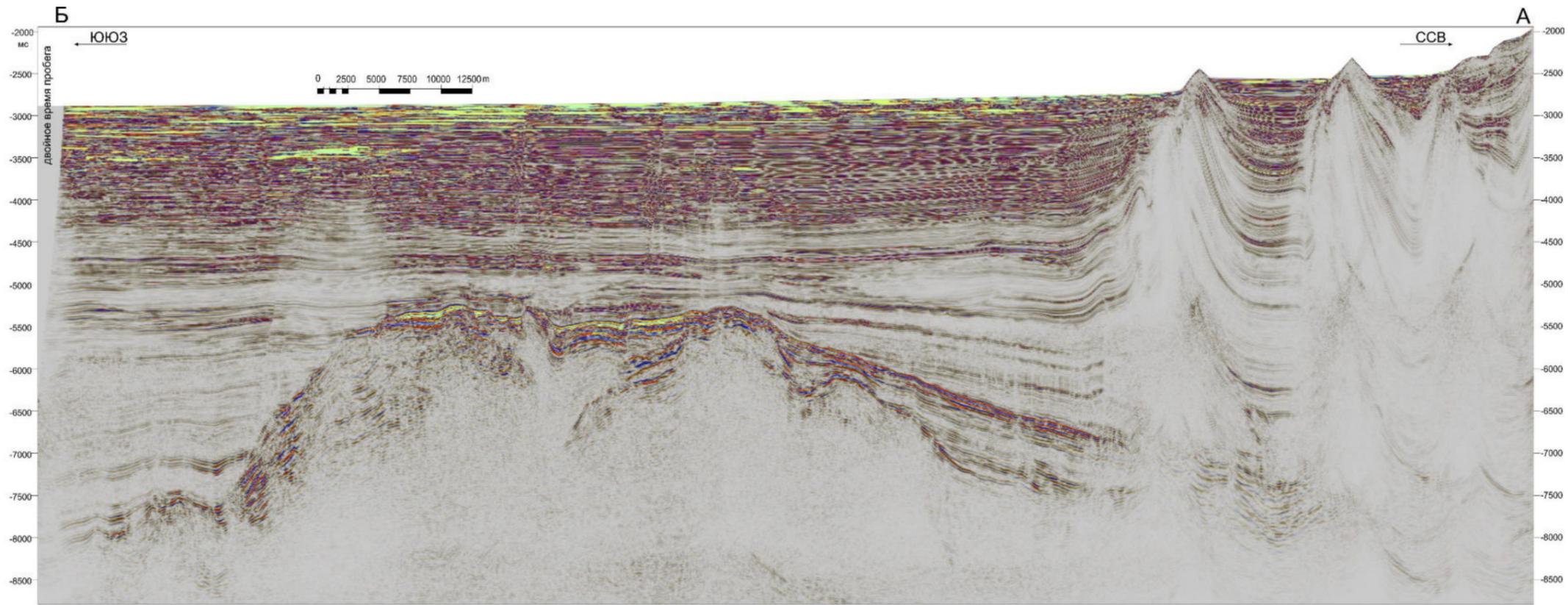


Рис. 3.2. Сейсмический профиль 2D с выделением региональных отражающих горизонтов и сейсмокомплексов

1 – региональные отражающие горизонты; 2 – дополнительные отражающие горизонты; 3 – предполагаемые конусы выноса; 4 – предполагаемая вулканическая постройка; 5 – предполагаемые вулканогенно-осадочные породы; 6 – разрывные нарушения



3.2. Виды тектонических процессов на исследуемой площади

На площади исследований по сейсмическим данным выделяются тектонические нарушения, связанные со следующими процессами: растяжение, сжатие, сдвиг, транпрессия, инверсия бассейна, гравитация, уплотнение.

Структуры растяжения (грабены и полуграбены) характерны для мелового этапа развития района и связаны с раскрытием Восточно-Черноморской впадины. Эти структуры широко развиты непосредственно во впадине и на валах Шатского и Андрусова (рис. 3.3). Прямолинейность границы Восточно-Черноморской впадины может свидетельствовать о том, что рифтинг сопровождался сдвиговыми деформациями [Афанасенков и др., 2007]. Также грабенообразные структуры фрагментарно выделяются в среднеюрском интервале разреза на вале Шатского и Гудаутском поднятии.

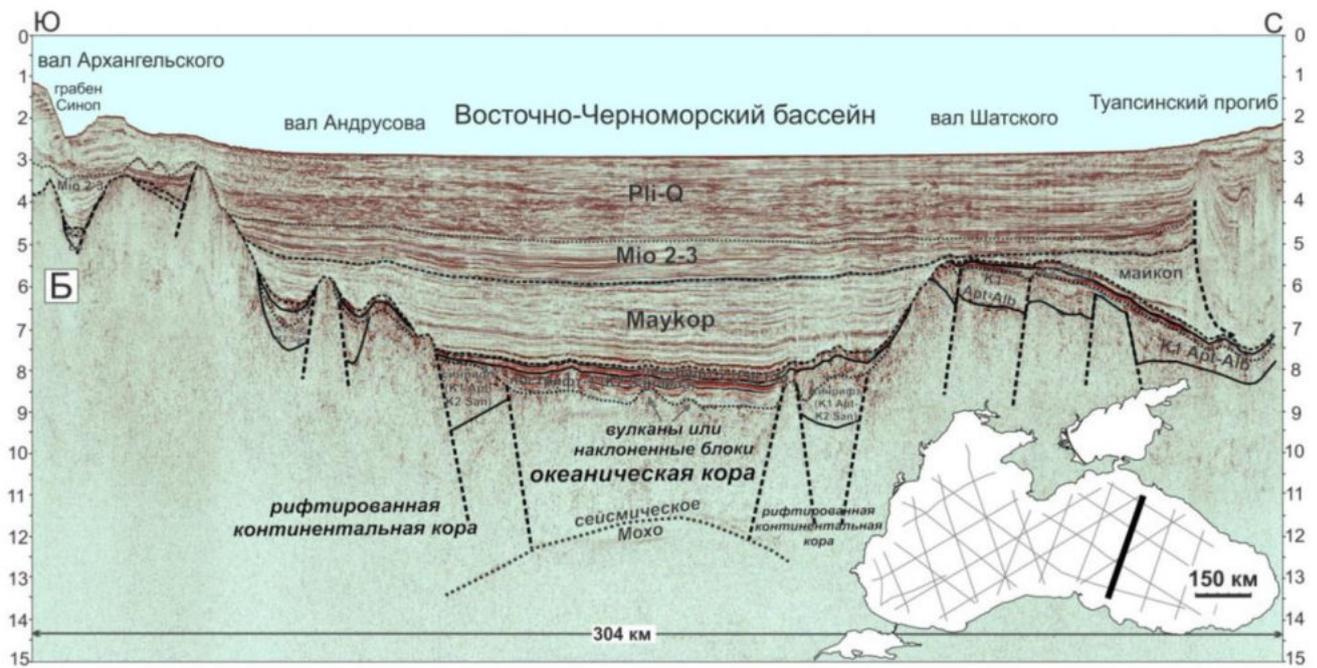


Рис. 3.3. Геологическая интерпретация сейсмического профиля BS-90. Рифтовый комплекс мелового возраста Восточно-Черноморской впадины. Рифтовые структуры с раннемеловыми сбросами характерны для валов Шатского и Андрусова [Nikishin et al., 2015a]

На протяжении кайнозойского времени площадь исследований находится в обстановке сжатия. В Туапсинском прогибе на сейсмических профилях выделены взбросо-надвиговые деформации с общим базальным детачментом вблизи подошвы майкопской серии [Альмендингер, 2011], связанные с формированием складчато-надвигового пояса орогена Большого Кавказа. На границе Анапского выступа,

погруженной части палеотрога Большого Кавказа, и Туапсинского прогиба выделяется инверсионная структура бывшего рифтового прогиба (рис. 3.4). Формирование надвигов в меньшем масштабе выделено также в верхней части разреза майкопской серии (рис. 3.5).

В обстановке сжатия, предположительно в майкопское время, также реактивировались некоторые сдвиговые зоны субширотного простирания мелового возраста. Вдоль этих зон формировались структуры сжатия (горсты), ограниченные взбросами и структуры растяжения (грабены, структуры «пулл-аппарт»), ограниченные сбросами (рис. 3.6).

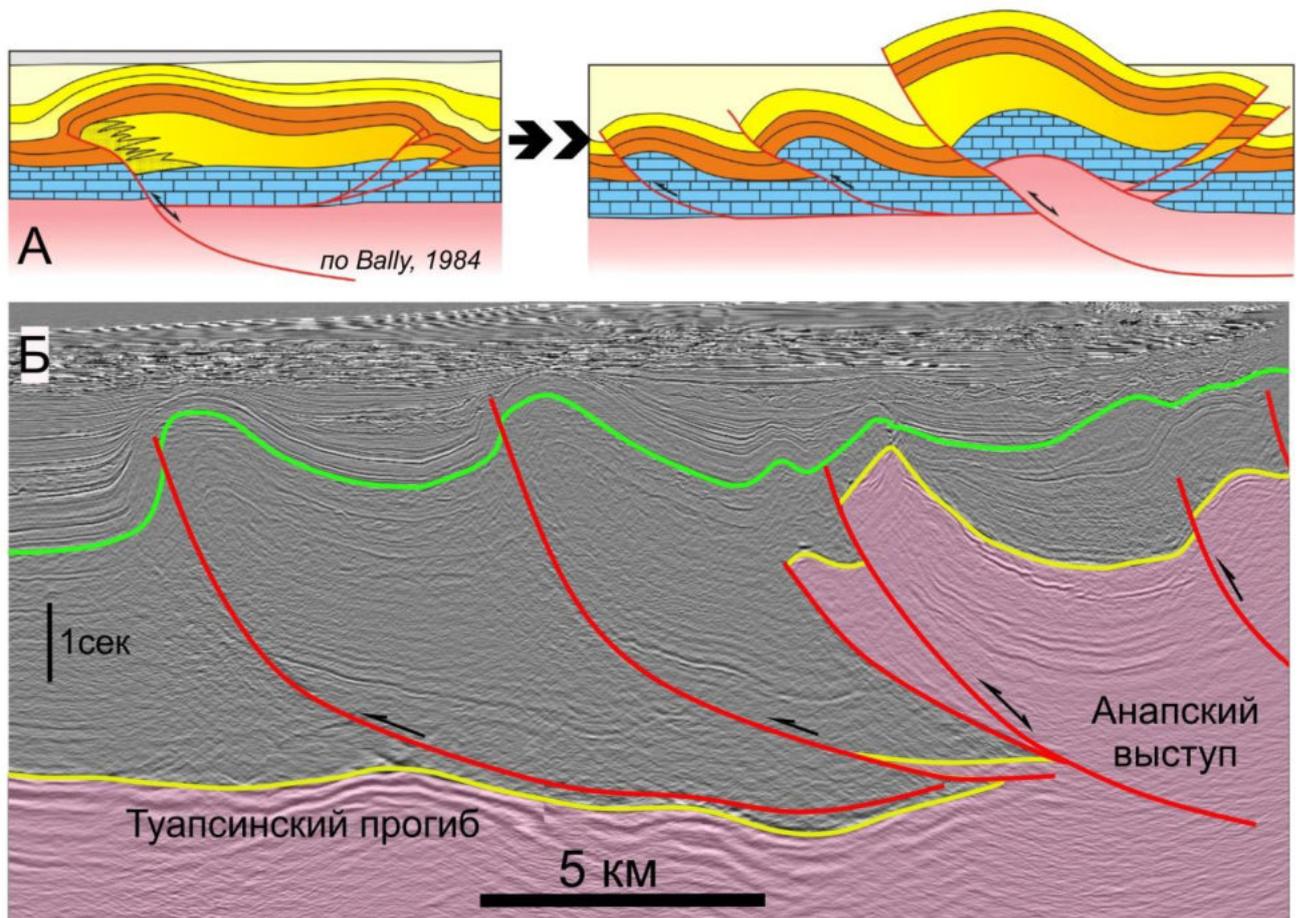


Рис. 3.4. А - модель формирования инверсионной структуры [Bally, 1984; Tari et al., 2020]. Б - сейсмогеологический разрез, иллюстрирующий надвиговую систему с общим базальным детачментом в Туапсинском прогибе и инверсионную структуру Анапского выступа (палеотрога Большого Кавказа). Желтый ОГ – подошва, салатный ОГ – кровля майкопской серии

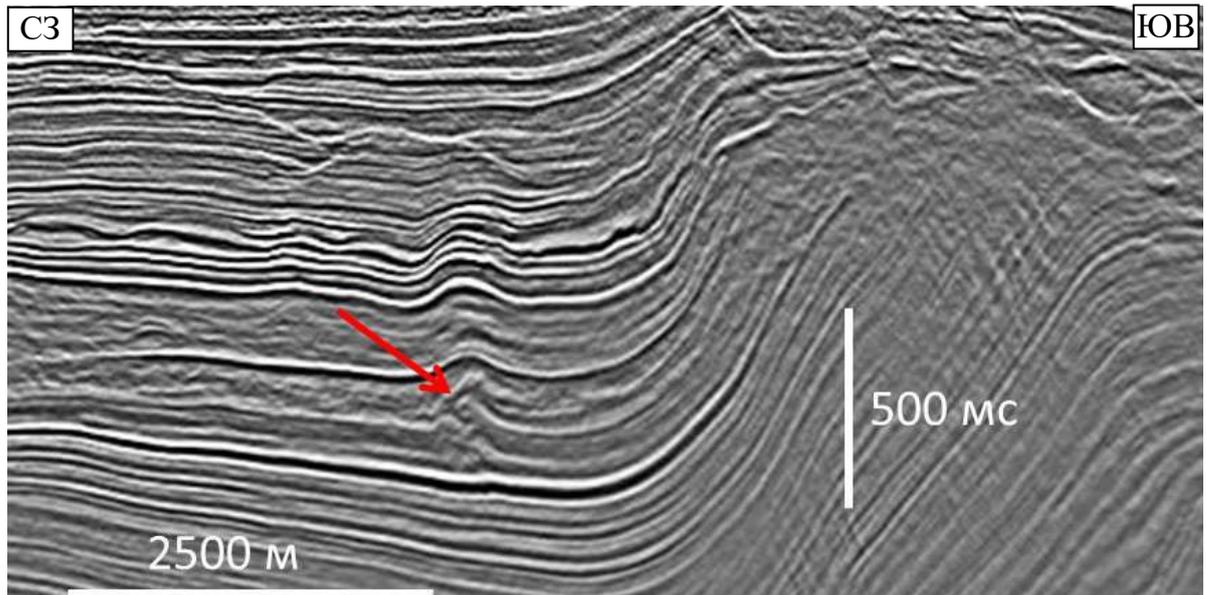


Рис. 3.5. Формирование надвига внутри глинистого слоя в верхней части разреза майкопской серии

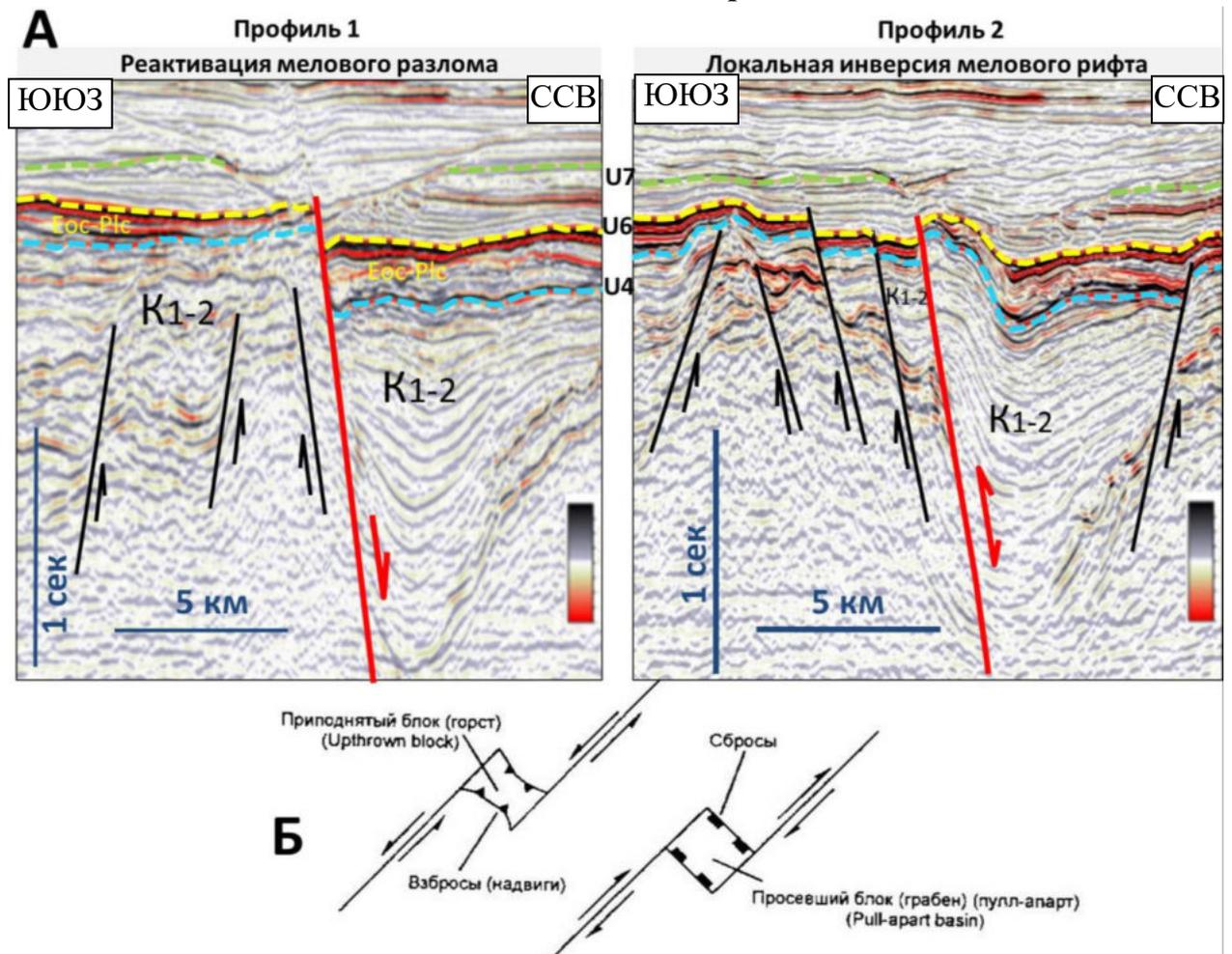
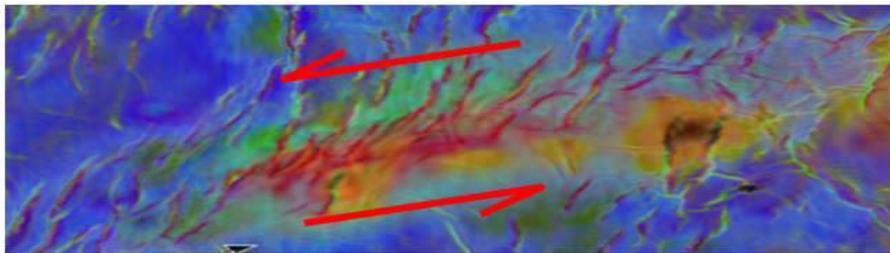


Рис. 3.6. А – Реактивация сдвиговых зон мелового возраста в майкопское время с формированием локальной инверсионной структуры. Профиль 2 расположен восточнее профиля-1 на 5 км. Б – Модель формирования в зоне сдвига структур сжатия и растяжения [Hatcher, 1990; Прокопьев и др., 2004]

Сдвиговые зоны хорошо выделяются при анализе горизонтальных и стратиграфических слайсов по сейсмическим или атрибутивным кубам (рис. 3.7).

На наличие транспрессионных обстановок также указывают надвиговые структуры, выделяемые в области Анапского выступа и на границе с Керченско-Таманской зоной, называемые цветковые или пальмовые структуры (flower или palm-tree) (рис. 3.8). Подобные складки возникают при поперечном изгибе за счет выталкивания вверх блоков фундамента.

Район вала Шатского



Dooley, Schreursb, 2012

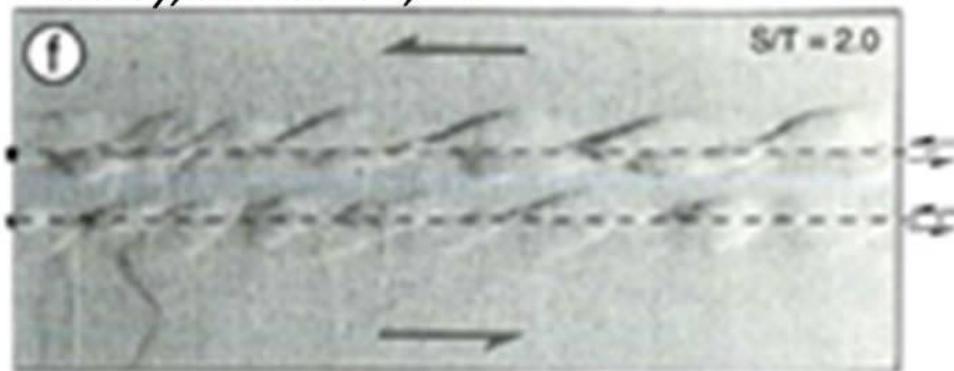


Рис. 3.7. Выделение сдвиговых зон на вале Шатского и модель формирования левостороннего сдвига [Dooley&Schreursb, 2012]

Другой вид тектонических нарушений связан с различной степенью уплотнения осадочной толщи. Такие разломы типичны на границе Восточно-Черноморской впадины с валами Андрусова и Шатского (рис. 3.9).

Для миоцен-плейстоценового комплекса в области современного склона широко развиты гравитационные процессы с формированием листрических сбросов (рис. 3.10). У таких сбросов выделяется поверхность срыва. Обычно это пластичные глинистые породы, развитые на разных уровнях разреза.

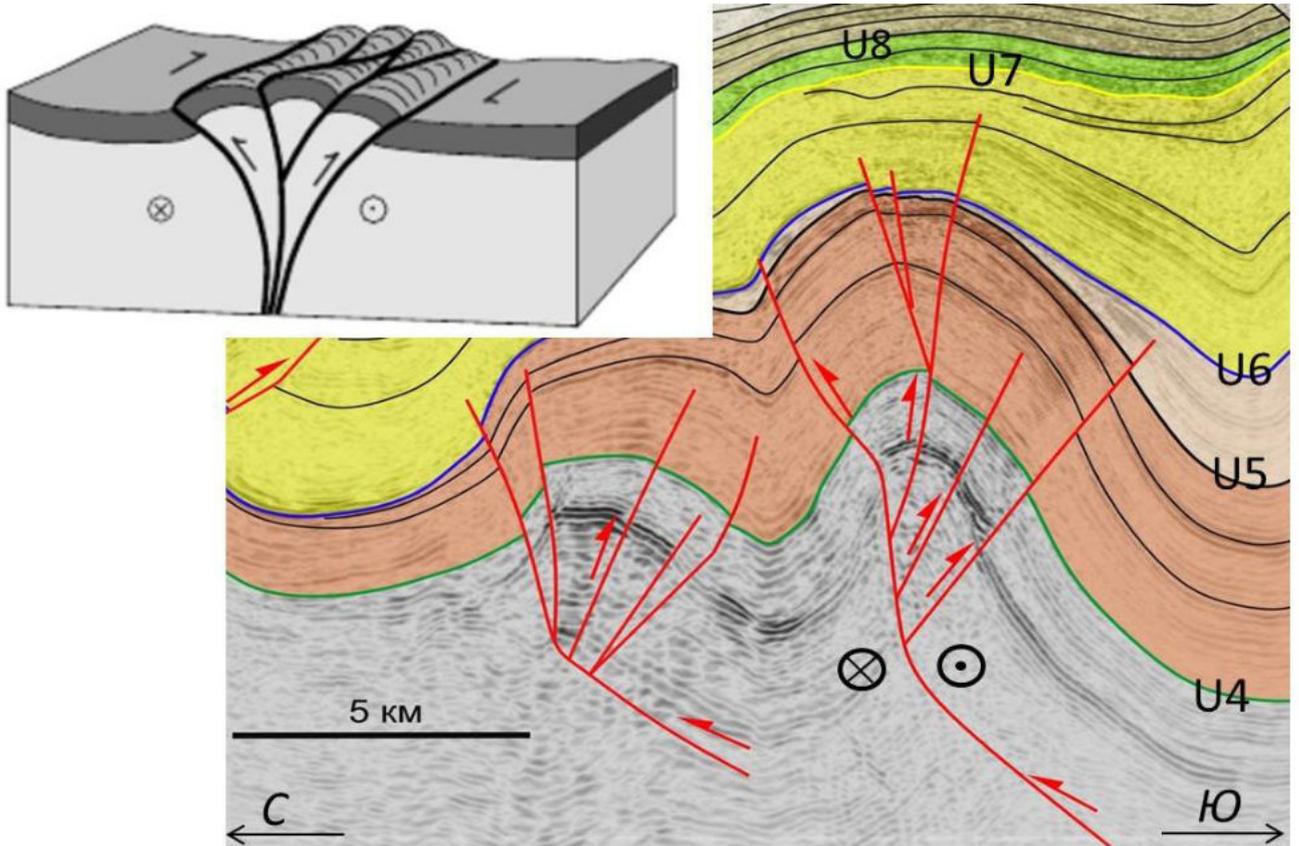


Рис. 3.8. Разрез через положительную присдвиговую структуру в виде цветка в районе Анапского выступа. Модель формирования по Sylvester (1988)

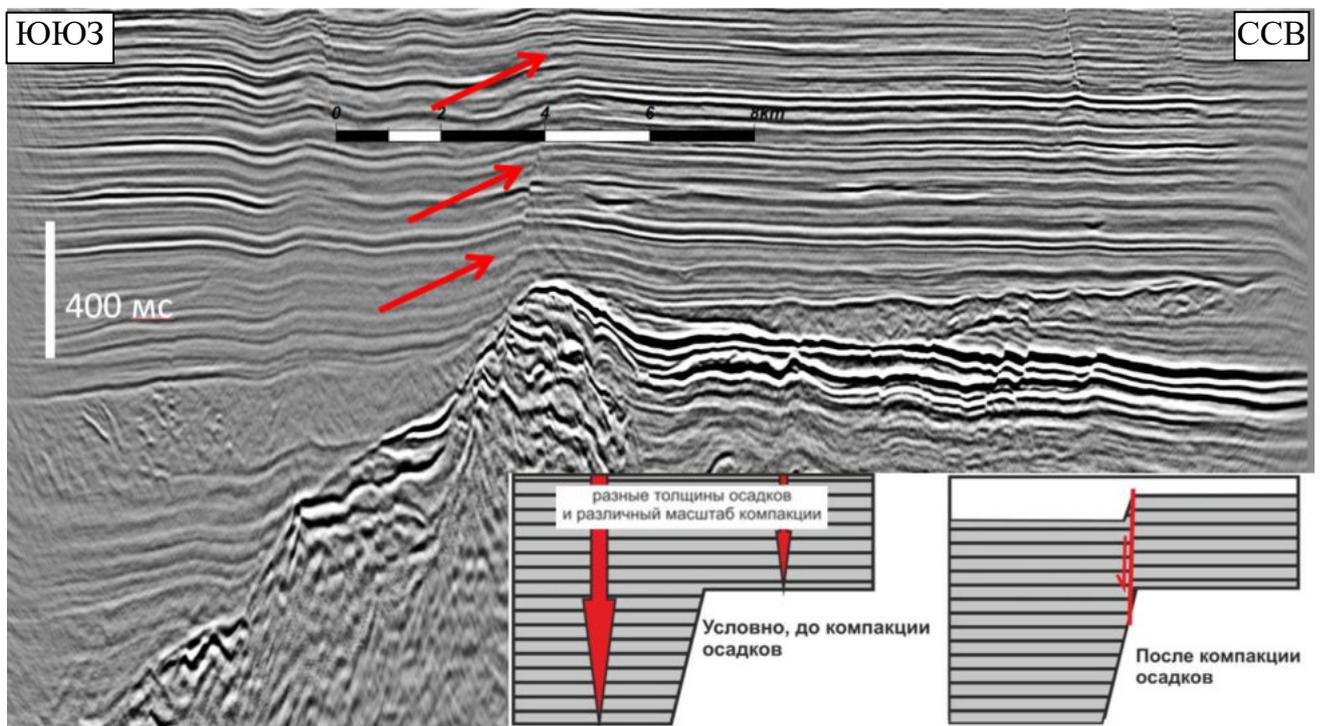


Рис. 3.9. Компакционные разломы на границе вала Шатского и Восточно-Черноморской впадины (отмечены красными стрелками). Модель формирования по А.М. Никишин (2019)

Из-за наложенных процессов складкообразования подобные сбросы иногда трудно идентифицировать в волновом поле.

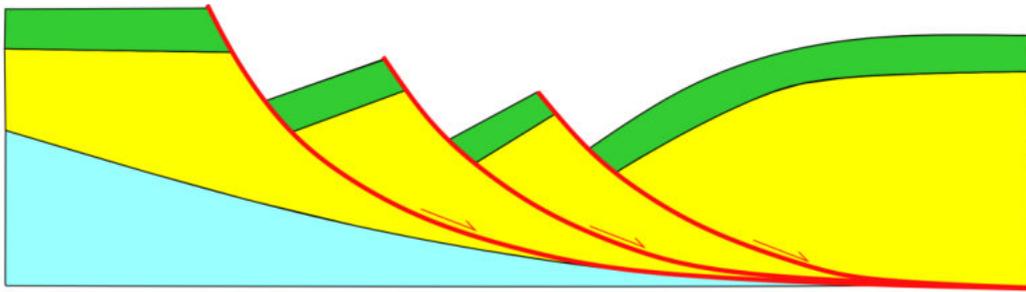


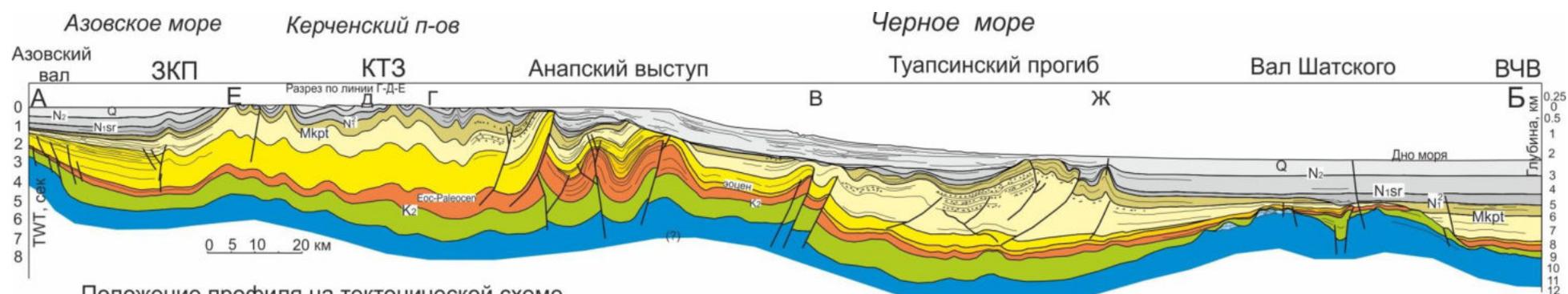
Рис. 3.10. Модель формирования листрического сброса по Twiss&Moore's (1992) с изменениями

3.3. Палеотектонический анализ района Керченско-Таманской зоны, Анапского выступа и Туапсинского прогиба методом балансировки разреза¹

На основе регионального композитного сейсмогеологического профиля, проходящего через шельф Азовского моря, Керченский п-ов, шельф, склон и глубоководный бассейн Черного моря, была выполнена палеорекострукция геологической истории исследуемой области, главным образом для кайнозойского интервала разреза (рис. 3.11). Стыковка морских съемок в акватории Черного и Азовского морей была сделана с использованием сухопутного геологического профиля по линии Г–Д–Е (листы L-37-XIX, L-37-XXV геологической карты СССР, серия Крымская) через Керченский п-ов с некоторым смещением. Композитный профиль включает такие тектонические элементы, как Керченско-Таманская зона, Анапский выступ, Туапсинский прогиб и вал Шатского.

¹ При подготовке данного раздела диссертации использованы материалы публикации автора, в которой согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. Баскакова Г.В., Никишин А.М. История формирования района Керченско-Таманской зоны на основе реконструкции сбалансированного регионального разреза // Вестник Московского университета. Серия. 4: Геология. 2018. № 4. С. 23–29 (0,8085 п.л., личный вклад — 90%).
2. Баскакова Г.В., Никишин А.М. Особенности строения района Керченско-Таманской зоны на основе палеорекострукции регионального разреза // Материалы I Тектонического совещания «Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии». М.: ГЕОС. 2018. Том 1. С. 57–60 (0,23 п.л., личный вклад — 95%).



Положение профиля на тектонической схеме

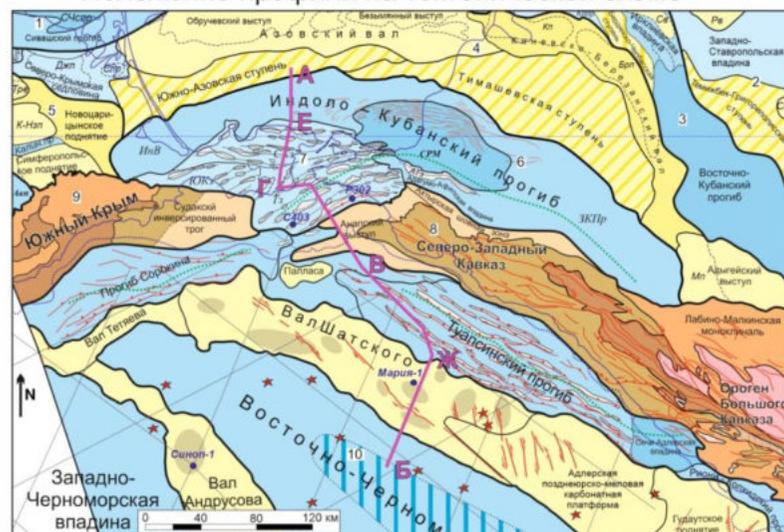


Рис. 3.11. Исходный композитный сейсмогеологический профиль А–Б и его положение (буквами обозначены отрезки профиля). Сокращения: КТЗ – Керченско-Таманская зона, ЗКП – Западно-Кубанский прогиб, ВЧВ – Восточно-Черноморская впадина

1 – плейстоцен; 2 – плиоцен, понт–мэотис; 3 – сармат; 4 – средний миоцен (нижний сармат, конка, караган, чокрак, тархан); 5–6 – майкопская серия: 5 – нижний миоцен, 6 - олигоцен; 7 – эоцен; 8 - палеоцен/палеоцен-эоцен в районе КТЗ и ЗКП; 9 – меловая система; 10 – юрская система; 11 – отложения транспорта масс; 12 – юрские рифовые постройки

На первом этапе работы выполнена увязка морских сейсмических профилей между собой и с геологическим профилем на суше, интерпретация основных поверхностей несогласия и выделение тектонических нарушений, принципиально важных для понимания геологической истории исследуемого региона.

Ниже описаны основные особенности геологического строения вдоль сейсмогеологического профиля.

В северной части профиля, расположенной на шельфе Азовского моря, комплексы палеоцена – эоцена объединены в единую пачку из-за их небольшой мощности. В породах майкопской серии выделяются клиноформы. В сухопутной части геологического профиля границы ниже кровли майкопа из-за отсутствия данных проведены согласно вышележащим. В районе Анапского выступа выделяется синкинематическая толща мощностью до 500 м, отождествляемая с средним-верхним эоценом. Подобное увеличение мощности эоцена не наблюдается в других частях площади исследований. Майкопская серия характеризуется сокращенной относительно прогибов толщиной. Породы мелового и палеоценового возраста смяты в пологие складки. Туапсинский прогиб характеризуется большой мощностью майкопской серии, в которой проявлена система субпараллельных взбросов – надвигов с поверхностью срыва в низах майкопа. Наиболее древние складки расположены в зоне примыкания Туапсинского прогиба к южному склону Большого Кавказа. Наиболее молодые складки отмечены в северо-западной части Туапсинского прогиба в области сочленения с валом Шатского. Стоит отметить, что для определения величины сокращения разреза из-за деформаций в Туапсинском прогибе положение профиля выбрано не оптимально. На вале Шатского майкопская серия отсутствует либо имеют малую мощность. Породы верхнего миоцена в некоторых местах залегают на меловых и палеоценовых.

Сейсмический разрез был пересчитан из временного масштаба в глубинный по скоростной модели, построенной с учетом сейсмических скоростей и зависимостей ВСП по близлежащим скважинам. Результаты реконструкции геологической истории представлены на рис. 3.12. Рассмотрим основные этапы формирования Анапского выступа и сопряженных структур.

Основные объекты исследований – Керченско-Таманская зона и Анапский выступ. Часть Туапсинского прогиба и вала Шатского, через которые проходит профиль рассмотрены в качестве дополнительных соседних тектонических элементов.

3.3.1. *Домайкопское время (мел–эоцен)*

Породы юры, мела, палеоцена и эоцена в большинстве случаев без дополнительных данных по скважинам трудно различаются на сейсмических разрезах из-за схожих акустических свойств слагающих их пород. Исключением является вал Шатского, где в рассматриваемом интервале выделены поверхности несогласия и обоснована их стратификация. Зона Анапского выступа представляет собой продолжение глубоководного палеотрога Большого Кавказа. На суше Анапский выступ переходит во флишевую зону Большого Кавказа, в пределах которой наблюдаются мел-палеоценовые относительно глубоководные отложения с турбидитами. Можно предполагать, что в зоне Анапского выступа верхний мел–эоцен сложены более глубоководными образованиями относительно сопредельных структур.

Породы, залегающие ниже подошвы майкопа (олигоцена) образуют три разных зоны: Керченско-Таманский прогиб, Туапсинский прогиб и зону Анапского выступа (рис. 3.12, д). В первых двух зонах ниже майкопа нет толщ с резко переменной толщиной. В зоне Анапского выступа выделяется комплекс с переменной мощностью, ассоциируемый с толщами среднего-верхнего эоцена, которые формировались синхронно с деформациями. В синклиналях мощность резко увеличивается, а в антиклиналях уменьшается вплоть до исчезновения. Наличие подобного комплекса позволяет сделать вывод, что в зоне Анапского выступа первые тектонические движения начались до олигоценового возраста. Точный возраст формирования комплекса без данных бурения не может быть достоверно обоснован, предположительно тектонические движения начались на рубеже раннего и среднего эоцена и продолжались вплоть до олигоцена. Этот интервал обосновывается данными по сопредельной суше. В Крыму фаза тектонических движений и эрозии до 200-400 метров приходится на время перед накоплением толщи нуммулитовых известняков в ипре (раннем эоцене), следующая фаза деформаций – перед накоплением майкопских отложений приблизительно на границе эоцена и олигоцена [Nikishin et al., 2015, a, b].

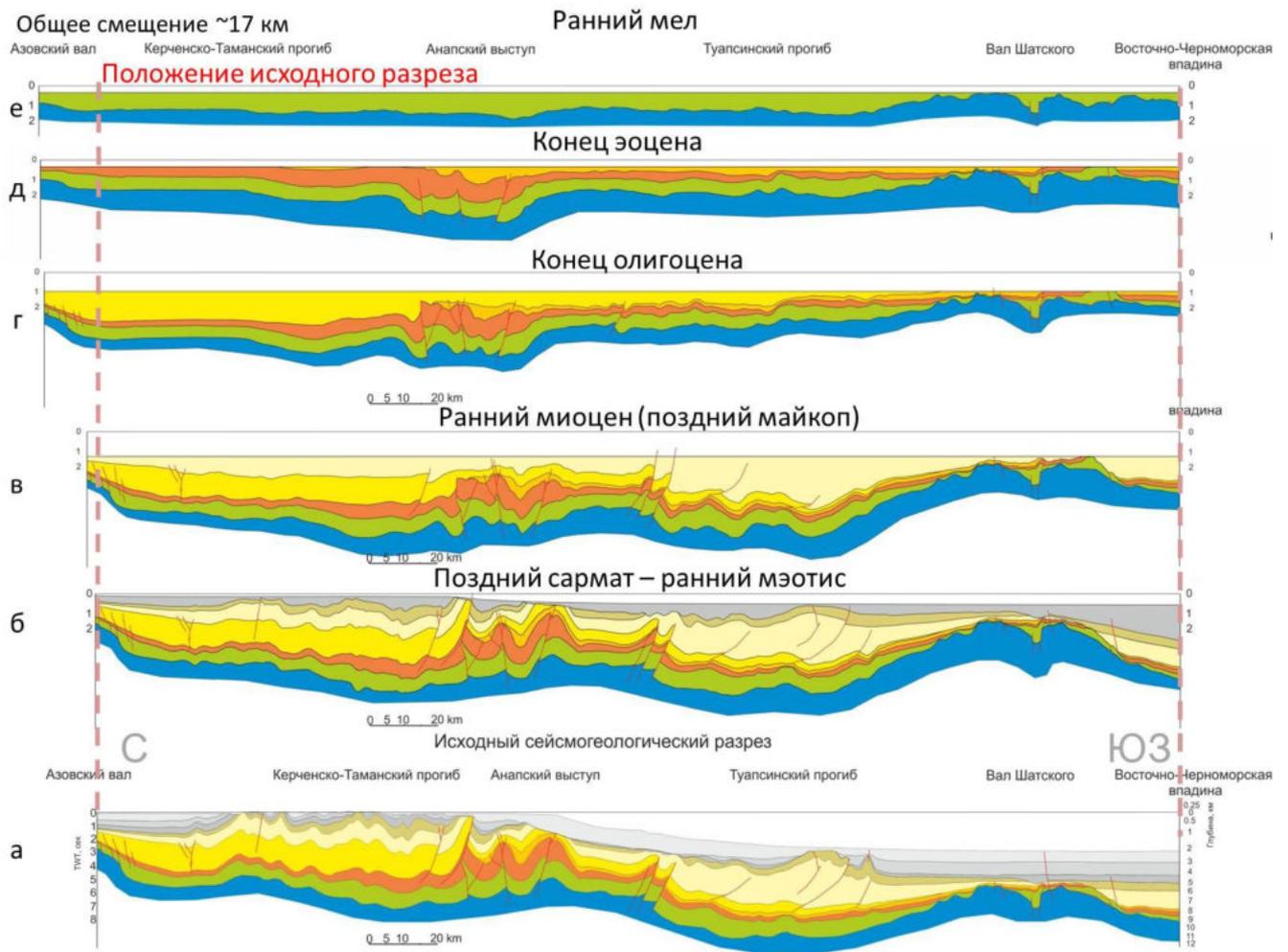


Рис. 3.12. Реконструкция геологической истории развития зоны погружения орогена Большого Кавказа и сопряженных территорий. Положение профиля показано на рис. 3.11

В Черном море в Абхазии на Гудаутском поднятии выделенное на сейсмических профилях основное угловое несогласие предполагается как внутри ипрское [Nikishin et al., 2015, a, b], хотя его возраст в настоящее время не обоснован результатами бурения. В Азовском море имеется так называемый Азовский вал. В его пределах породы майкопа перекрывают более древние толщи с угловым несогласием, при этом эоценовые отложения характеризуются изменчивой мощностью и формировались синхронно со складчато-надвиговыми деформациями [Афанасенков и др., 2007]. Полевые работы на Западном Кавказе также показывают, что первые фазы альпийских деформаций начались в эоцене [Маринин и др., 2011; 2017].

3.3.2. Майкопское время (олигоцен–ранний миоцен)

В разрезе майкопской серии была проведена дополнительная поверхность несогласия примерно вблизи кровли олигоцена. Для нижнего комплекса вдоль разреза выделено три зоны: Керченско-Таманский прогиб, зона Анапского выступа и Туапсинский прогиб (рис. 3.12, г). Керченско-Таманская зона являлась продолжением Западно-Кубанского прогиба, мощность нижнего комплекса майкопской серии в ней больше, чем в Туапсинском прогибе. Туапсинский прогиб в олигоцене испытал быстрое погружение и депоцентр осадконакопления в нем был расположен западнее положения рассматриваемого профиля - в районе современного Адлера. В зоне Анапского выступа майкопская серия несогласно залегает на флишевых отложениях эоцена.

К позднему майкопу сохранились три выделенные зоны (рис. 3.12, в). Важное отличие состоит в том, что главной зоной седиментации стал Туапсинский прогиб. В раннем миоцене в зоне Анапского выступа началась вторая фаза деформаций, связанная с инверсией бывшего прогиба, которая на сейсмических разрезах выделяется в виде углового несогласия и синорогенной толщи, выполняющей небольшие прогибы. В эту фазу деформаций начался рост структур в примыкающей зоне Керченско-Таманского прогиба и в Туапсинском прогибе. Верхний комплекс майкопской серии, выделенный во всех трех зонах, характеризуются сейсмокомплексом с хаотичной волновой картиной, который интерпретируются как осадки транспорта масс. Отложения такого типа формируются на склонах при оползании нелитифицированных осадков и включают обломки пород со смесью воды и глины. Источником сноса этих потоков служили растущие острова Большого Кавказа. В зоне Анапского выступа и Керченско-Таманского прогиба выделяются две пачки МТД, разделенные слоистым комплексом, предположительно песчано-глинистого состава. В Туапсинском прогибе выделяются три пачки МТД, также разделенных комплексами с параллельно-слоистыми отражениями. Общая толщина МТД сокращается в направлении Восточно-Черноморской впадины. В следующих разделах этот комплекс рассмотрен подробнее.

3.3.3. Постмайкопское время (средний-поздний миоцен)

Постмайкопские толщи единым чехлом перекрывают вал Шатского и Туапсинский прогиб, что свидетельствует об общих глубоководных условиях осадконакопления вплоть до настоящего времени. Наиболее интенсивные деформации в Туапсинском

прогибе отмечаются со среднего миоцена и продолжается в настоящее время. Большинство антиклиналей выражены в рельефе в виде подводных хребтов с относительным превышением над уровнем морского дна до 400–600 метров [Альмендингер и др., 2011]. Поверхность срыва для складчато-надвиговых структур Туапсинского прогиба хорошо выделяется по сейсмическим данным и проходит по глинистым породам низов майкопа. К концу раннего миоцена произошло постепенное обмеление зоны Керченско-Таманского бассейна, однако условия осадконакопления вплоть до конца среднего миоцена оставались в целом глубоководными. Подъем Кавказских островов сопровождался лавинным сносом грубого обломочного материала.

В позднем миоцене произошло обмеление предкавказского шельфа, связанное с одним из этапов сжатия в регионе, что привело к размыву ниже–среднемиоценовых отложений в сводах складок. С позднего миоцена условия осадконакопления в пределах Анапского выступа и соседней с ней Керченско-Таманской зоны стали близки к современным. Породы майкопа и миоцена в этих зонах частично размывы. На приподнятых участках Анапского выступа ближе к береговой линии в размыв попадают образования вплоть до палеоценовых.

Выводы

В зоне Анапского выступа до эоцена существовал относительно глубоководный бассейн, переходящий во флишевую зону Большого Кавказа, эта гипотеза предлагалась ранее [Афанасенков А.П. и др., 2007; Nikishin et al., 2015 a, b] и обосновывается с помощью представленного разреза.

Деформации с конседиментационным ростом пологих подводных складок в районе Анапского выступа начались до майкопа (олигоцена). Предположительно первые деформации произошли на рубеже раннего и среднего эоцена и продолжались вплоть до олигоцена. Основная фаза инверсии в подводной обстановке приходится на олигоцен–ранний миоцен (майкопская серия). Формирование крупных надвиговых структур со стороны Керченского-Таманского прогиба происходило в среднем миоцене.

Породы майкопского возраста в пределах Анапского выступа по литологическому составу могут отличаться от одновозрастных отложений в Туапсинском и Керченско-Таманском прогибах, так как в майкопское время зона Анапского выступа представляла собой относительное поднятие.

По мере развития инверсионной зоны в районе Анапского выступа постепенно менялся стиль деформаций. В эоцене формировались очень пологие конседиментационные складки. В майкопское время происходило формирование складок и взбросов. В миоцене образовались крупные надвиги на границе с прогибами. Общее сокращение по длине разреза при формировании складчатой зоны в районе Анапского выступа составило около 17 км.

Основные результаты, изложенные в разделе, были опубликованы в следующих работах: [Баскакова, Никишин, 2018; 2018].

3.4. История геологического развития Восточно-Черноморского региона²

Как отмечено в главе 3.1 в геологической истории Восточно-Черноморского региона можно выделить четыре крупных этапа: (1) этап развития, предшествующий началу формирования Восточно-Черноморской впадины; (2) этап развития, синхронный формированию Восточно-Черноморской впадины; (3) фаза относительного тектонического покоя после формирования Восточно-Черноморской впадины; (4) этап развития, синхронный росту Большого Кавказа (альпийским складчатым деформациям). В рамках диссертационной работы на сейсмических профилях были выделены и стратиграфически обоснованы четыре мегасеквенции, характеризующие эти этапы, ограниченные поверхностями несогласия *U2*, *U3*, *U6*.

² При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации автора, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. Баскакова Г.В., Васильева Н.А., Никишин А.М., Доронина М.С., Ихсанов Б.И. Выделение основных тектонических событий по данным 2D–3D сейсморазведки в Восточно-Черноморском регионе // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2022. № 4. С. 21–33 (1,5015 п.л., личный вклад — 80%).
2. Баскакова Г.В., Никишин А.М. Выделение основных тектонических событий по данным 2D–3D сейсморазведки в районе Туапсинского и Керченско-Таманского прогибов и прилегающих территорий // Материалы LI Тектонического совещания «Проблемы тектоники континентов и океанов». М.: ГЕОС. 2019. Том 1. С. 60–64. (0,29 п.л., личный вклад — 90%).

3.4.1. Геологическая история, предшествующая началу формирования Восточно-Черноморской впадины

Этап до начала формирования Восточно-Черноморской впадины в раннемеловое время (приблизительно валанжин–апт) включает обширный диапазон геологического времени со сменой тектонических обстановок. Его можно разделить на два интервала – докелловейский и келловейско-раннемеловой.

Докелловейский этап развития. В конце палеозоя во всем Черноморском регионе образовался складчатый пояс, включающий герциниды Большого Кавказа и Предкавказья, степного Крыма, северной части Турции (Центральные и Восточные Понтиды) и значительную часть Балкан, включая Добруджу [Афанасенков и др, 2007].

В триасе–средней юре (до келловейского века) в разных тектонических обстановках развивались глубоководные бассейны Большого Кавказа, Южного Крыма и ранне-среднеюрские надсубдукционные вулканические пояса. Среднеюрский (байосский) вулканический пояс прослеживается от Севастополя вдоль вала Шатского и южного склона Большого Кавказа [Афанасенков и др, 2007; Okay&Nikishin, 2015].

В предкелловейское время произошла фаза деформаций и тектоническая перестройка территории. В келловее–оксфорде установлена новая фаза рифтинга вдоль трога Большого Кавказа и в Южном Крыму. Главный пояс рифтогенных глубоководных прогибов проходил вдоль Большого Кавказа и вдоль восточной части Южного Крыма в районе Судака [Афанасенков и др, 2007]. Синхронно с этими событиями за счет формирования многочисленных сбросов в северной части вала Шатского и в западной части Южного Крыма образовывался горст-грабеновый палеорельеф. Система сбросов, приуроченных к келловейскому этапу рифтинга, образует полуграбены. Амплитуда смещения по сбросам достигает ~1000 м, разломы имеют преимущественно северо-западное–юго-восточное простирание и прослеживаются на расстояния более 6–10 км (рис. 3.13).

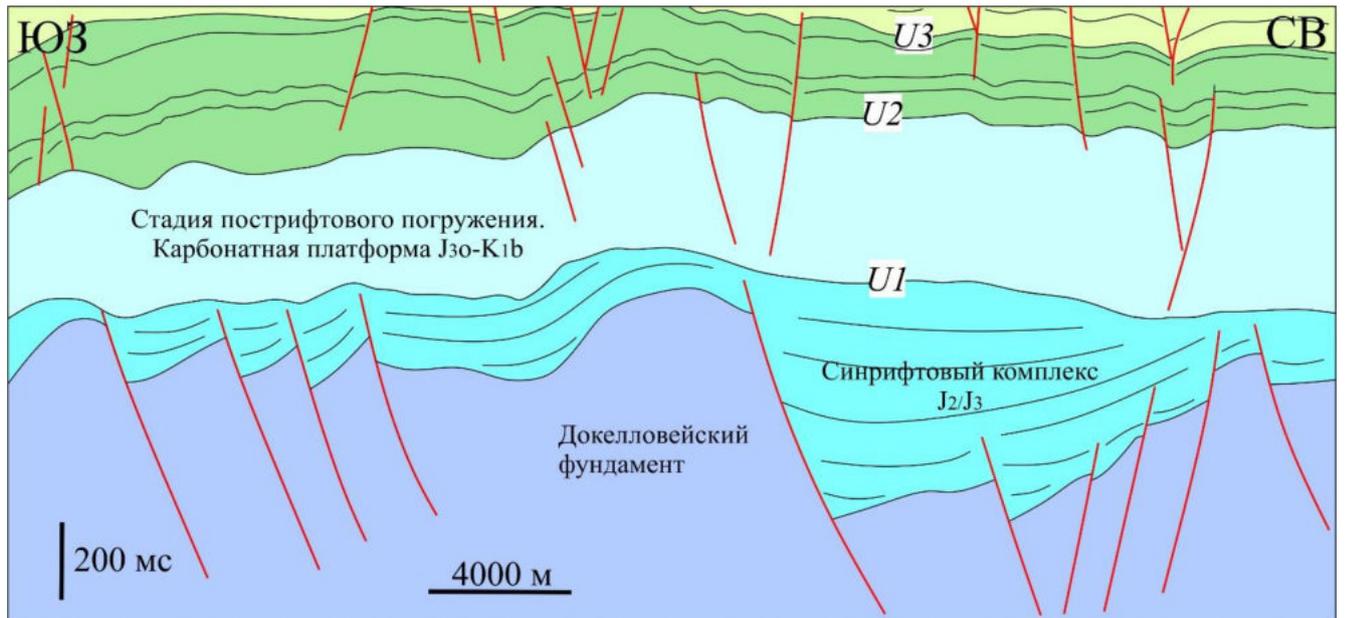


Рис. 3.13. Модель строения комплексов, отвечающих докелловейско-неокомскому этапу развития района вала Шатского (составлено Г.В. Баскаковой с использованием интерпретации композитного сейсмического профиля)

На сейсмических профилях рассматриваемому этапу развития отвечает сейсмокомплекс *S1*, выделяемый в пределах вала Шатского и ограниченный в кровле поверхностью несогласия *U1*. В этот комплекс, как отмечено выше, включены нерасчлененные породы досреднеюрского складчатого основания и синрифтовые средне-верхнеюрские отложения, граница между которыми на большей части площади прослеживается фрагментарно. Например, на вале Шатского и Гудаутском поднятии, где юрские породы залегают на относительно небольшой глубине на сейсмических данных видны отражения, характеризующие внутреннее строение сейсмокомплекса. На северном склоне вала Шатского по результатам комплексного анализа сейсмических и магнитометрических данных выделены локальные тела, формирующие поднятия в рельефе дна бассейна, интерпретируемые как ранне-среднеюрские вулканы (рис. 3.14, рис. 3.15).

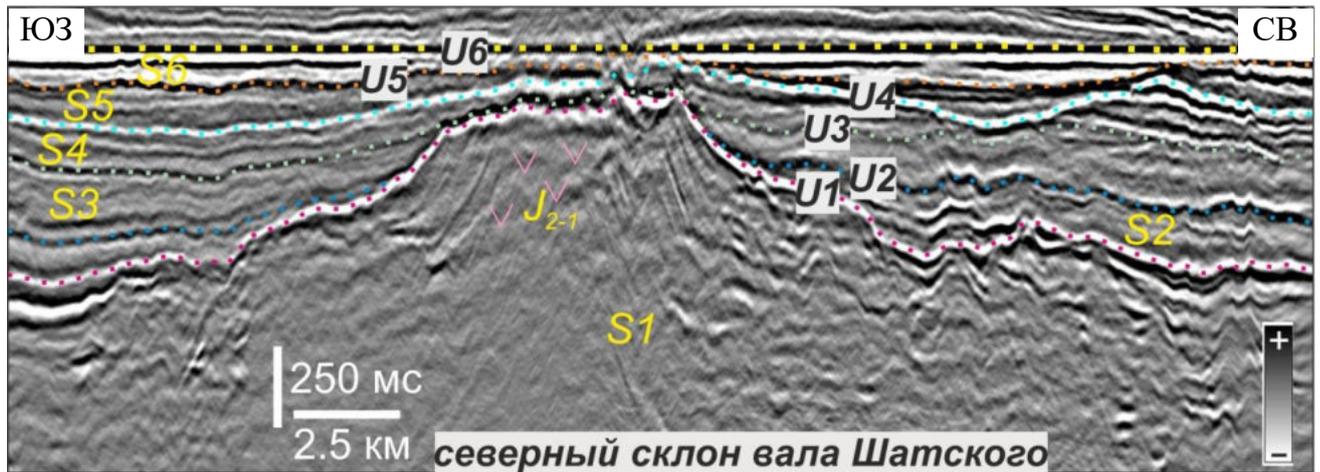


Рис. 3.14. Особенности волнового поля докелловейско-эоценового комплекса. Пример выделения ранне-среднеюрских вулканических тел

Келловейско–раннемеловой этап пострифтового погружения охарактеризован сейсмокомплексом S2. С келловей–оксфорда началось потепление климата. Келловей–оксфордские отложения подробно описаны в Крыму, на Кавказе и на севере Турции в Понтидах [Никишин и др., 2006; Афанасенков и др., 2007; Nikishin et al., 2015 b; Okay et al., 2015]. Представлены они разнообразными фациями – от грубообломочных континентальных до мелководно-морских карбонатных. Верхнеюрско-неокомский карбонатный комплекс, покрывающий большую часть блоков современного Черноморского региона, имеет сходный облик во всем регионе от Добруджи (Румыния) и Понтид в Турции до районов Южного Крыма, Кавказа, Среднего Каспия и Узбекистана. К главным зонам накопления отложений относятся изолированная карбонатная платформа и окаймленный карбонатный шельф.

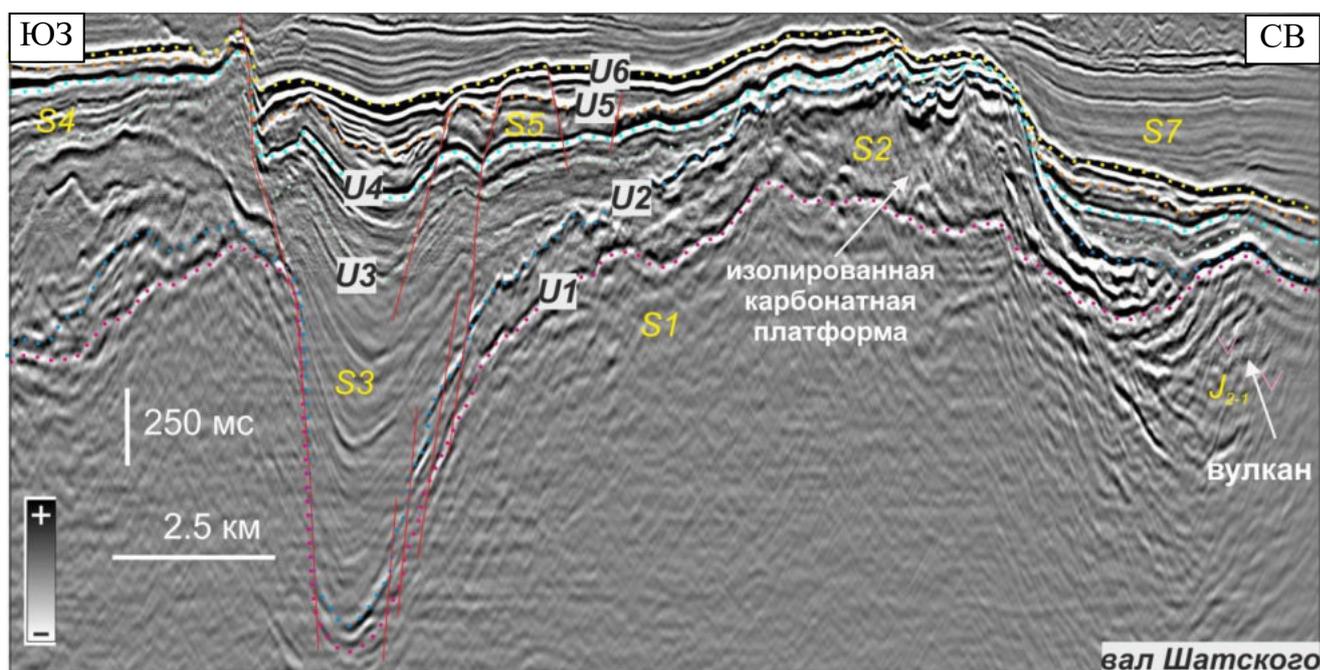


Рис. 3.15. Особенности волнового поля докелловейско-эоценового комплекса. Грабен апт-альбского возраста (сейсмокомплекс S3), изолированная карбонатная платформа (сейсмокомплекс S2) и ранне-среднеюрский вулкан

Изолированные карбонатные платформы приурочены к приподнятым блокам фундамента, в пределах которых они формируются на фоне быстрого регионального погружения в условиях тропического климата. Между ними происходило некомпенсированное осадконакопление. По сейсмическим данным такие платформы выделяются в северо-западной части вала Шатского и, предположительно, в северной части вала Андрусова (рис. 1.6, рис. 3.16, рис. 3.17). Примеры изолированных платформ, формировавшихся вдоль южного борта Судакского келловей-позднеюрского глубоководного трога, описаны в Восточном Крыму в районе г. Судак (Алчак-Кая и Коба-Кая) [Nikishin et al., 2015; Hippolyte et al., 2018].

В юго-восточной части вала Шатского и на Гудаутском поднятии по сейсмическим данным прогнозируется развитие отложений мелководного карбонатного шельфа в пределах окаймленной платформы с краевой рифовой системой барьерного типа. Классическим примером построек барьерного типа на краю окаймленной платформы считается Хадыженский рифовый пояс, который прослеживается вдоль всего северного Кавказа на краю позднеюрского палеошельфа (Афанасенков и др., 2007, с.38-39). Отложения мелководной карбонатной платформы описаны в Южном Крыму (например, Ай-Петри), Абхазии, Турции. В неокоме (берриасе–барреме) климат стал относительно

менее жарким. В южной части Черноморского региона – в Понтидах, в Грузии, в юго-восточной части вала Шатского – продолжали формироваться карбонатные платформы. В районе Южного Крыма и Северного Кавказа накапливались как карбонатные, так и терригенные разнофациальные осадки. В северо-западной части вала Шатского локально мог продолжаться рост карбонатных построек.

3.4.2. Геологическая история, синхронная времени формирования Восточно-Черноморской впадины

В истории формирования Восточно-Черноморской впадины можно выделить две основных стадии: континентальный рифтинг и спрединг океанической коры.

Стадия континентального рифтинга в Восточно-Черноморском регионе по исследованиям многих авторов длилась с валанжина до конца альба [Monteleone et al., 2019; Sosson et al., 2017; Nikishin et al., 2015; Tari&Simons, 2018]. При этом выделяется несколько фаз: валанжин–ранний баррем, поздний баррем–апт, альб. Первые две фазы проявились в виде начала вертикальных движений и небольшого сбросообразования. Они известны, в частности, в Крыму. Главная фаза континентального рифтинга в регионе происходила в альбское время, что подтверждается результатами исследования Каркинитского грабена на Одесском шельфе и сбросов альбского возраста при полевых работах в южной части Крыма [Nikishin et al., 2015].

Эта фаза рифтинга наиболее ярко проявлена в северной и центральной частях вала Шатского. На сейсмических материалах выделяются узкие протяженные грабены, выполненные образованиями, предположительно, апт–альбского возраста (рис. 3.6, сейсмокомплекс S3 на рис. 3.15). Грабены простираются субпараллельно главному разлому, ограничивающему Восточно-Черноморскую впадину (восточная часть вала Шатского на рис. 1.6, рис. 3.16).

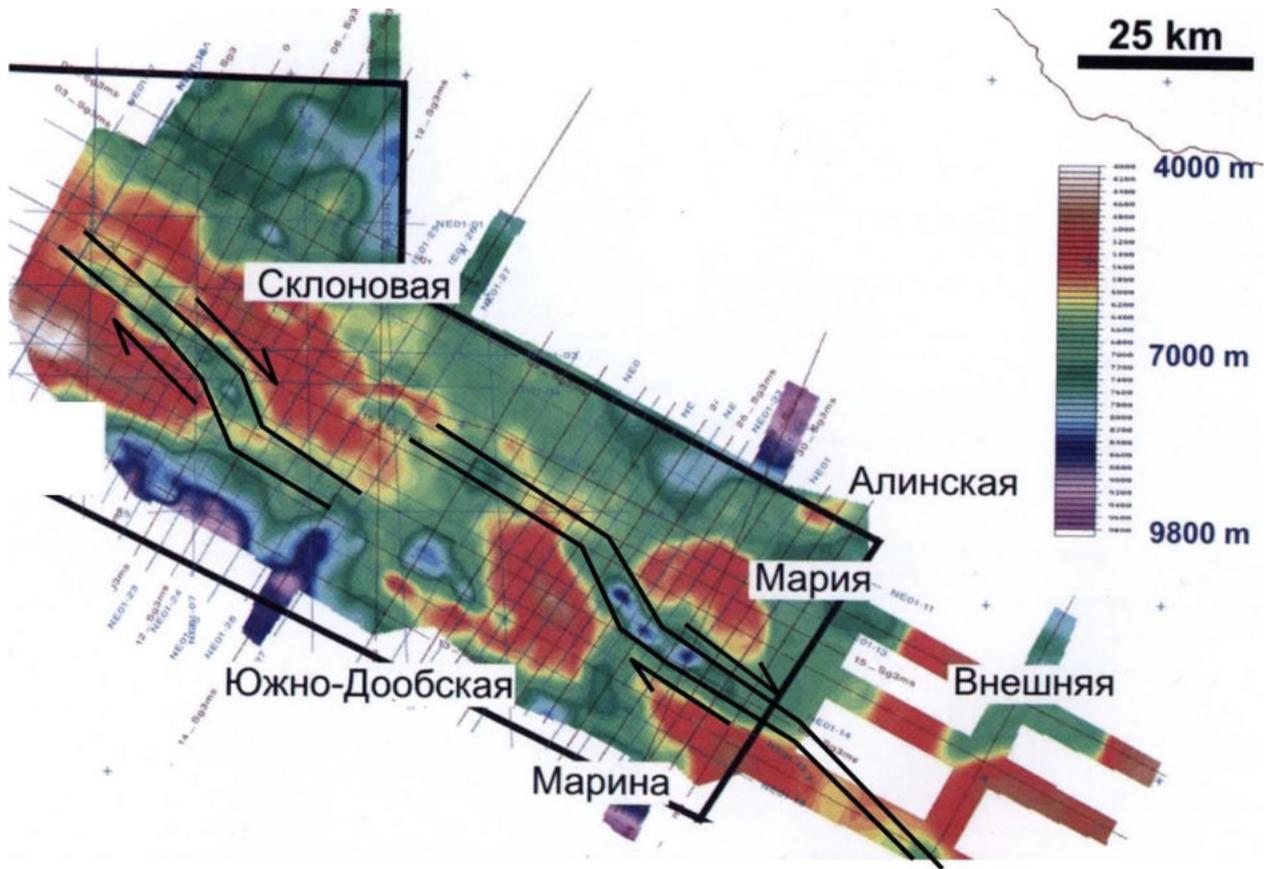


Рис. 3.16. Структурная карта по кровле юрских отложений [Афанасенков и др., 2007]. Стрелками показана зона правостороннего сдвига апт-альбского возраста на вале Шатского (интерпретация Н.А. Васильевой, А.М. Никишина)

В результате анализа стратиграфических срезов сейсмических данных 3D сделано предположение о трансензионной природе грабенов с элементами правостороннего сдвига и локальным формированием бассейнов типа пулл-апарт. Синхронно с альбским (или валанжино-альбским) многофазным грабенообразованием в пределах вала Шатского происходили вертикальные движения: воздымание плечей рифтов (межграбеновых горстов), с возможным выводом их на поверхность и эрозией. В краевых частях Восточно-Черноморской впадины на сейсмических профилях также выделяются полуграбены, предположительно, альбского возраста [Nikishin et al., 2015a]. Согласно результатам интерпретации сейсмических данных, мощность нижнемелового комплекса значительно варьируется в пределах района исследования. Максимальные толщины фиксируются между изолированными карбонатными платформами, в зоне грабенов и пулл-апарт, а также отвечают областям развития вулканизма и магматизма. Многочисленные проявления последнего отчетливо картируются в пределах вала Шатского по сейсмическим профилям и подтверждаются данными магниторазведки.

В пределах юго-восточной части Вала Шатского на сейсмических данных отчетливо выделяются различные интрузивные тела, предположительно апт-альбского возраста, в том числе и внедрившиеся в карбонатную толщу. В волновом поле выделяются тела конической формы, отождествляемые с вулканическими постройками (рис. 3.17). Отсутствие признаков эрозии свидетельствует о вероятном подводном характере вулканизма, что исключает большое количество туфового и пеплового материала.

Предполагается, что выделяемые вулканы образованы в основном андезитами и андезито-базальтами, поскольку такой вулканизм наиболее типичен для надсубдукционных вулканических поясов. На прилегающей суше альбский вулканизм широко известен в Крыму и на Одесском шельфе [400 миллионов..., 2005].

Граница рифт–пострифт, также соответствующая кровле комплекса с признаками магматизма (ОГ U3), уверенно выделяется на сейсмических профилях на вале Шатского. По увязке со скважинными данными и результатами полевых работ граница, фиксирующая этап окончания континентального рифтинга, приходится на границу альба и сеномана, но локально она может быть и внутри позднего альба.

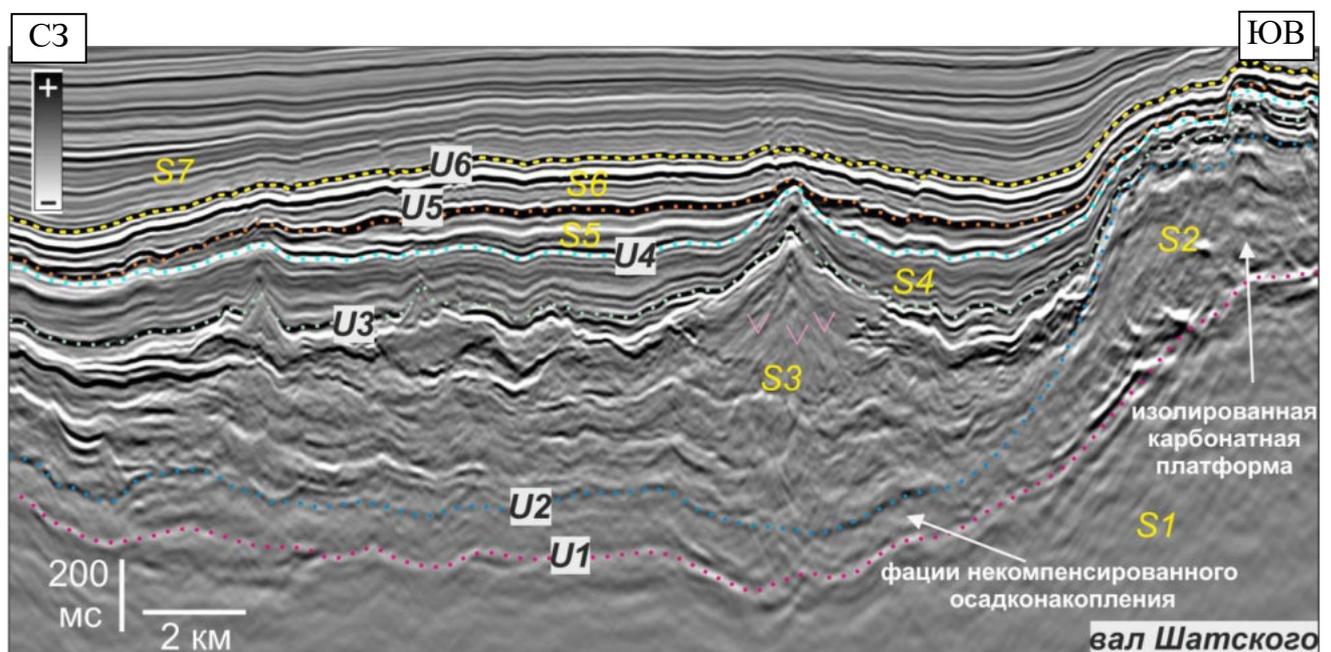


Рис. 3.17. Особенности волнового поля докелловейско-эоценового комплекса. Пример выделения апт-альбских вулканических тел (сейсмокомплекс S3) и изолированной карбонатной платформы (сейсмокомплекс S2)

Как уже было отмечено, предполагается, что раннемеловой рифтинг имел задуговой надсубдукционный характер. Зона субдукции проходила южнее пояса Понтид в Турции, где в раннем мелу был океан Тетис [Nikishin et al., 2015, Okay et al., 2015; Robinson et al., 1996].

Стадия спрединга океанической коры. Обычно граница рифт–пострифт (breakup unconformity) на шельфе маркирует начало спрединга океанической коры в сопряженном глубоководном бассейне [Atlas of structural geological..., 2018]. Континентальный рифтинг в зоне Восточно-Черноморской впадины привел к гиперутонению континентальной коры и спредингу океанической коры в осевой части бассейна. На основе анализа данных полевых работ в Крыму и наличию внутри сантонского яруса поверхности несогласия, исследователи предполагают, что стадия спрединга океанической коры длилась примерно до середины сантона [Nikishin et al., 2015; Афанасенков и др., 2007].

В сеноманское время в регионе был широко проявлен базальтовый вулканизм. Лавы исследованы в обнажениях Сочи-Адлерского района [Афанасенков и др., 2007]. В Восточных Понтидах в сеномане происходил надсубдукционный вулканизм [Okay et al., 2015]. Развитие вулканогенных пород прогнозируется и в юго-восточной части Вала Шатского. В сейсмическом волновом поле в западной части вала Шатского выделены локальные изометричные в плане тела, часто имеющие клиноформное строение и уплощенную форму, в отличие от вулканов альбского возраста, что свидетельствует в пользу базальтового состава этих тел (рис. 3.18). По результатам интерпретации сейсмических данных для сеномана также выделены возможные лавовые горизонты. Сеноманский вулканизм носил внутриплитный характер и был в основном подводным.

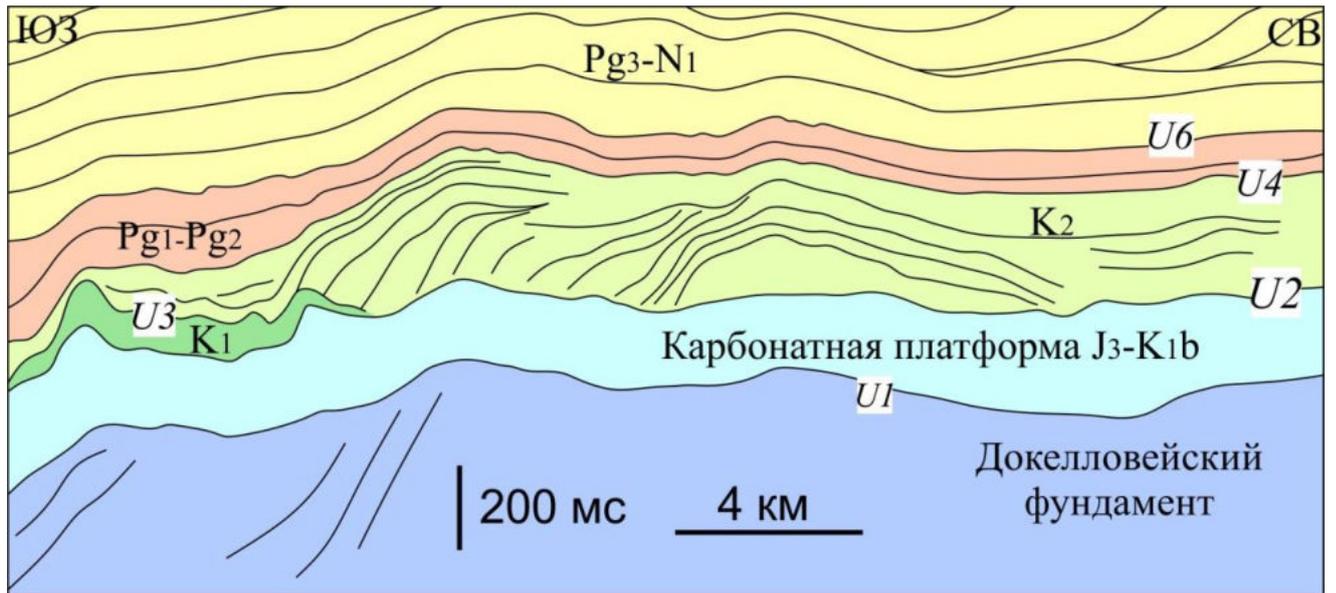


Рис. 3.18. Модель строения локальных тел с клиноформным строением в верхнемеловом комплексе (составлено Г.В. Баскаковой с использованием интерпретации сейсмического профиля 2D, выполненного Н.А. Васильевой)

Синхронно с началом раскрытия Восточно-Черноморской впадины в пределах вала Шатского в сеномане, вероятно, была фаза небольшой активизации сбросообразования. В туроне-коньяке и раннем сантоне вал Шатского был погруженной платформой, на которой накапливалась толща относительно маломощных нанопланктонных карбонатов [Афанасенков и др., 2007; Nikishin et al., 2015 b]. Судя по характеру сейсмической записи в сейсмокомплексе *S4*, в пределах северо-восточного окончания вала Шатского сохранялись локальные поднятия, на которых верхний мел отсутствует либо размыт, и осадочный комплекс нижнего палеоцена залегает на нижнемеловых породах.

3.4.3. Фаза относительного тектонического покоя после окончания формирования Восточно-Черноморской впадины

Относительно спокойная тектоническая обстановка с преимущественным карбонатным осадконакоплением в Восточно-Черноморском регионе длилась с середины сантона до конца мела. На кампанское время приходится максимальное развитие как подводного, так и островного вулканизма в Понтидах Турции, поэтому для кампана типичны вулканогенно-осадочные отложения и туфы. Скважина Синоп-1, пробуренная на вале Андрусова, вскрыла, по-видимому, именно такие породы [Maynard et al., 2020; Tari et al., 2018]. Присутствие горизонтов вулканических пеплов в виде бентонитовых

глин прогнозируется в пределах вала Шатского. Такие слои с мощностью не более 0,5–1 м известны, в частности, в Южном Крыму [Афанасенков и др., 2007].

3.4.4. Геологическая история, синхронная кавказским (альпийским) складчатым деформациям

Альпийские складчатые деформации на Большом Кавказе и в Южном Крыму в слабой форме начали проявляться примерно с границы мела и палеоцена. Дальнейшая история развития Восточно-Черноморского региона тесно связана с ростом орогенов Большого Кавказа и Понтид. В истории тектонических деформаций, синхронных росту Кавказа, были выделены три эпохи: палеоцен-эоценовая, майкопская (олигоцен-нижний миоцен) и среднемиоцен-четвертичная [Баскакова и др., 2022].

Палеоцен-эоценовая эпоха геологического развития. В Восточных Понтидах Турции на палеоцен и начало эоцена приходится основная стадия орогении с внедрением интрузий [Okaу et al., 2015]. Разрезы палеоцена–эоцена хорошо изучены в обнажениях Южного Крыма [Копяевич и др, 2010; Lygina et al., 2016; Лыгина и др., 2019, Дубкова и др., 2019], где этапы эрозии выделены на границе мела и палеоцена, а также в подошве танета и в середине ипра. Пред-ипрская эрозия составляла до 100–500 м. Эта фаза, возможно, включает в себя и пред-танетскую, поскольку местами нижний мел перекрыт верхним ипром [Nikishin et al., 2015]. В Крыму отмечены синкомпрессионные вертикальные движения с воздыманием Симферопольского поднятия. Несогласие наблюдается в районе горы Ак-Кая, где нуммулитовые известняки среднего эоцена перекрывают карбонаты верхнего мела. Палеоцен здесь либо отсутствует, либо имеет малые толщины (до 1м). Трещины в меловых известняках заполнены обломками нуммулитов, что свидетельствует об активной сейсмологической обстановке в эоцене (рис. 3.19).



Рис. 3.19. Результат синкомпрессионных вертикальных движений – воздымание Симферопольского поднятия. Интра-ипрское несогласие в районе г. Ак-Кая (составлено Г.В. Баскаковой)

в. – верхний, н. - нижний

Для вала Шатского палеоцен-эоценовое время было эпохой контрастных синкомпрессионных вертикальных движений. На сейсмических профилях в районе вала Шатского, Анапского выступа (рис. 3.20, рис. 3.21, рис. 3.22) и Гудаутского поднятия (рис. 3.23) в интервале палеоцен–эоцена выделены три поверхности несогласия: пред-датская – $U4$ (породы палеоцена залегают на нижнемеловых), пред-лютетская – $U5$ (вероятно, соответствует интра-ипрскому несогласию в Южном Крыму), а также пред-олигоценая – $U6$. На вале Шатского поверхности несогласия, хорошо проявлены в межрифовых впадинах, где мощность толщ достаточно большая (рис. 3.20). На фрагменте сейсмического профиля, выровненного на границу вблизи подошвы майкопской серии, четко выделяется пред-лютетское несогласие с налеганием субгоризонтально залегающего средне-верхнего эоцена. В зонах палеоподнятий, рассматриваемый комплекс значительно сокращен по мощности (правая часть рис. 3.20). В сводовых частях этих поднятий эрозионная поверхность фиксируется прекращением прослеживания (полного или частичного) комплексов $S4$, $S5$ и $S6$.

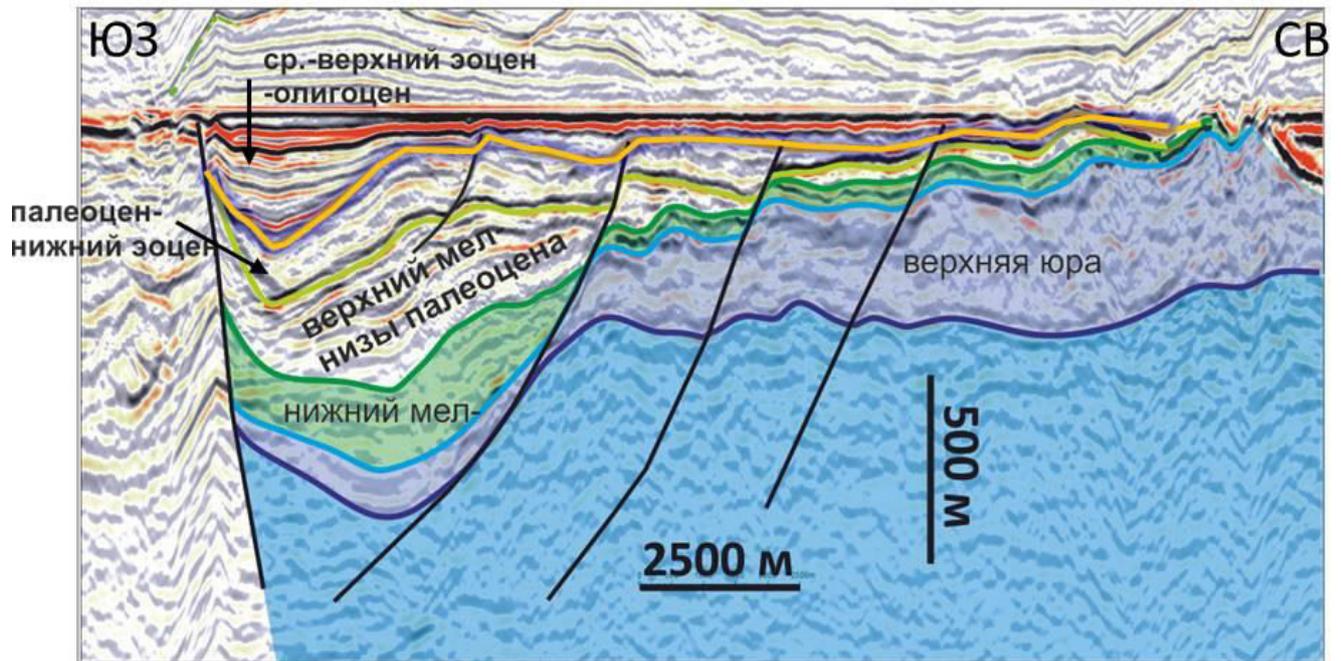


Рис. 3.20. Стрoение мел-эоценового комплекса в районе вала Шатского. Сейсмический разрез выравнен на подошву майкопа (интерпретация Г.В. Баскаковой)

В районе Анапского выступа локально можно наблюдать пред-лютетское (или интра-ипрское) и более раннее (в палеоцене) поверхности несогласия, характеризующие время начала вертикальных движений и пологих складчатых дислокаций. По аналогии с выделенной поверхностью несогласия в Крыму, возраст палеоценового несогласия предполагается в подошве танетского яруса (рис. 3.21, рис. 3.22, рис. 3.24). Это означает, что в районе Анапского выступа тектонические движения начались не позже среднего эоцена [Баскакова и др., 2018]. По наличию эрозии в своде складки, можно сделать предположение о региональной перестройке структурного плана исследуемого района в это время (рис. 3.22).

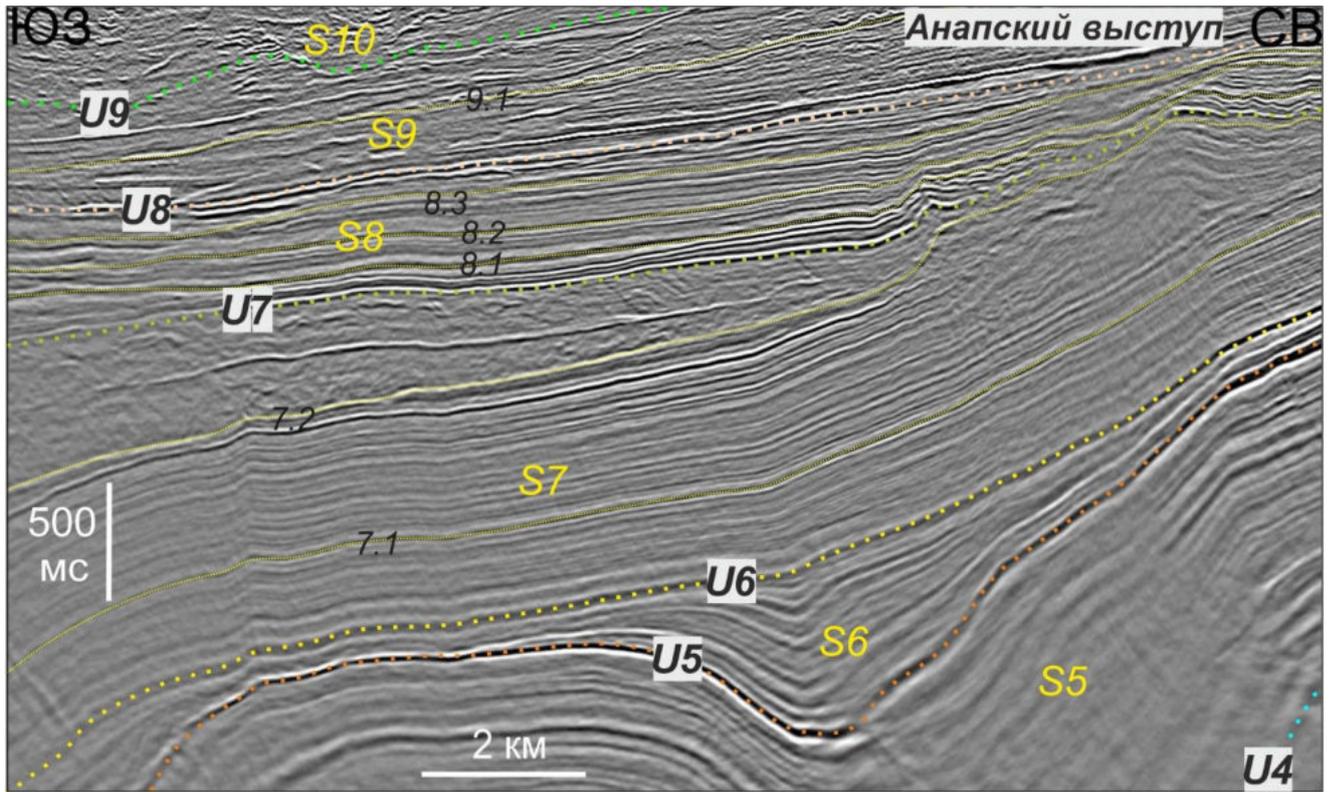


Рис. 3.21. Особенности волнового поля палеоцен-плиоценового комплекса. Пример выделения поверхностей несогласия

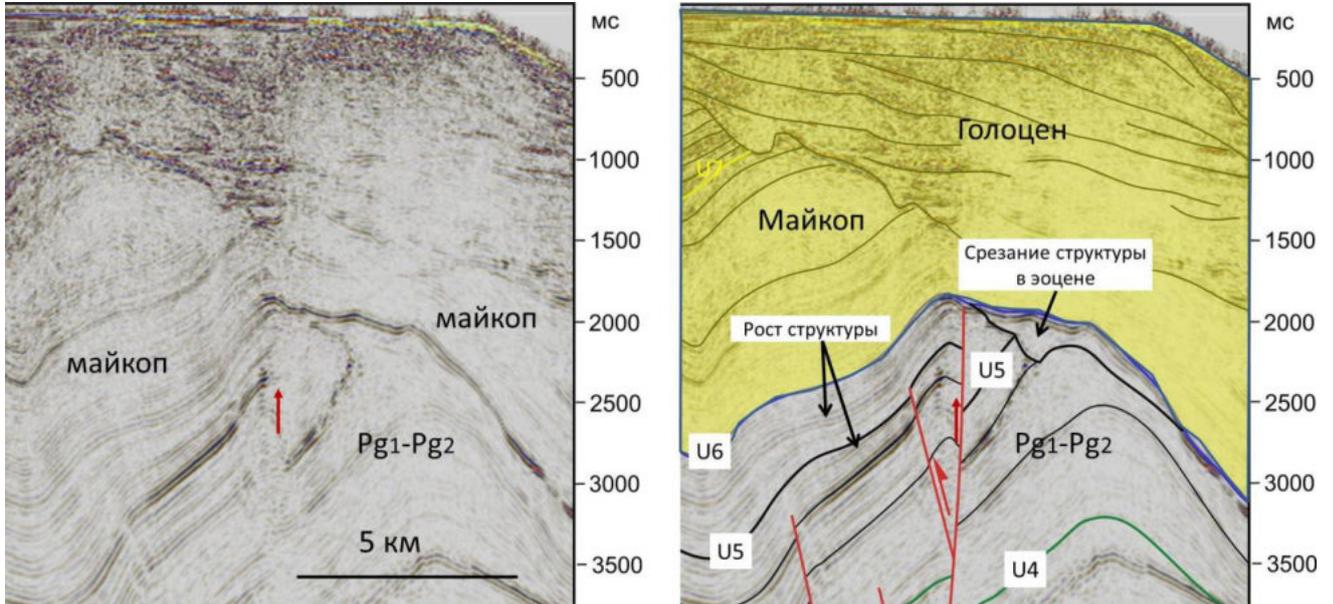


Рис. 3.22. Фрагмент сейсмического профиля рис. 3.24, показывающий рост пологих складок в районе Анапского выступа и пред-олигоценую эрозию (составлено Г.В. Баскаковой)

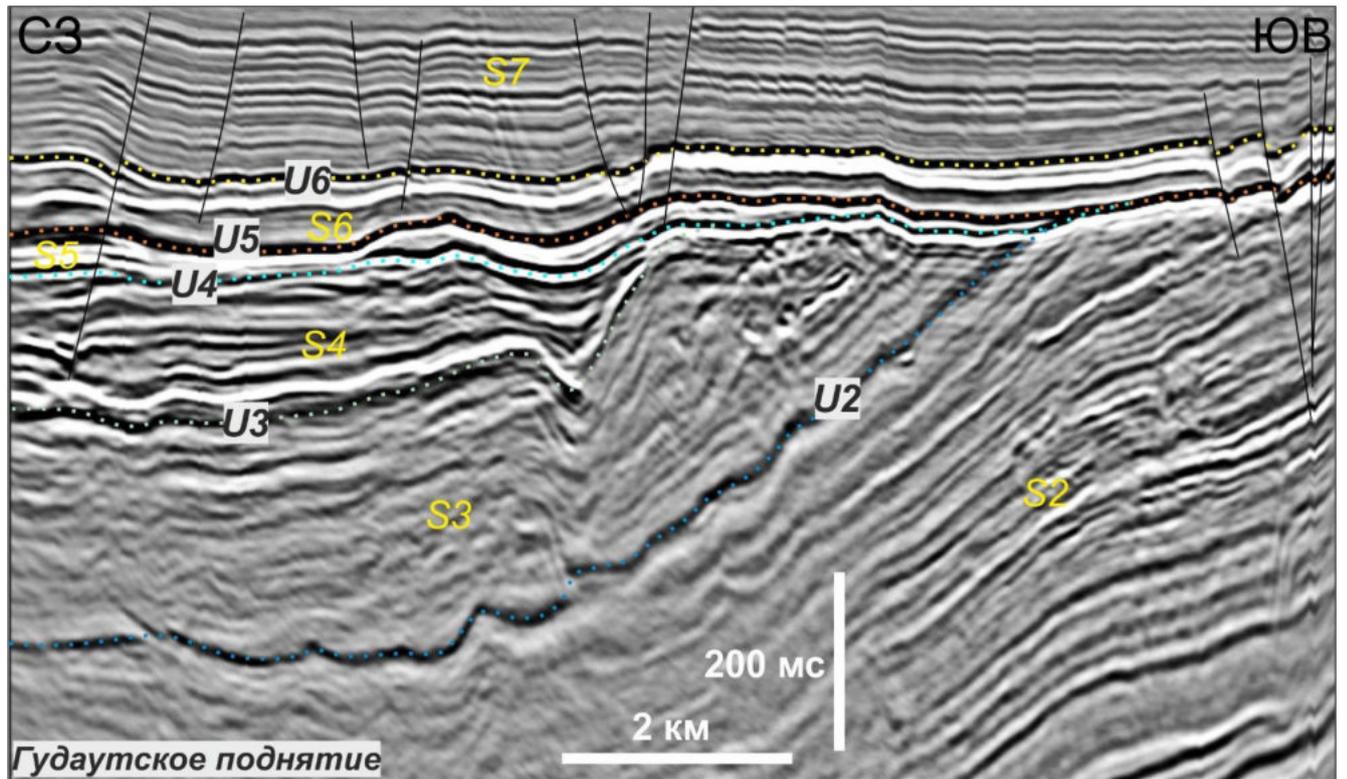


Рис. 3.23. Особенности волнового поля докелловейско-эоценового комплекса (S2-S6). Пример выделения поверхностей несогласия. Эрозионное срезание (U4 и U5) и область отсутствия меловых пород

Пред-лютетское угловое несогласие намечено и в Туапсинском прогибе. В целом можно отметить, что региональные складчатые деформации и синкомпрессионные вертикальные движения в Восточно-Черноморском регионе начались с середины эоцена. Для палеоэоцена и раннего эоцена установлены локальные деформации сжатия. В конце эоцена происходило обширное затопление рассматриваемой области и формирование регионально развитой нефтегазоматеринской толщи – кумской свиты.

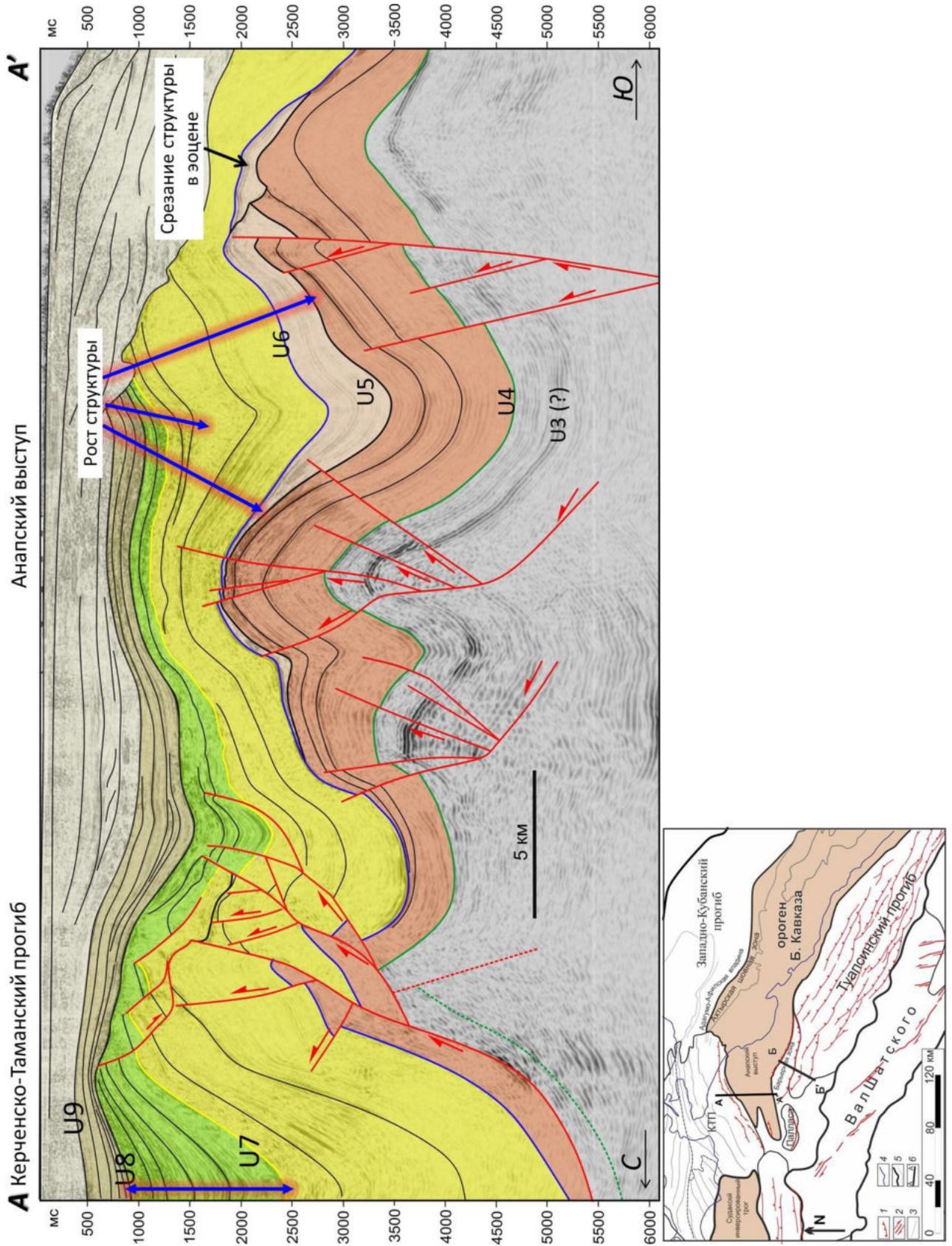


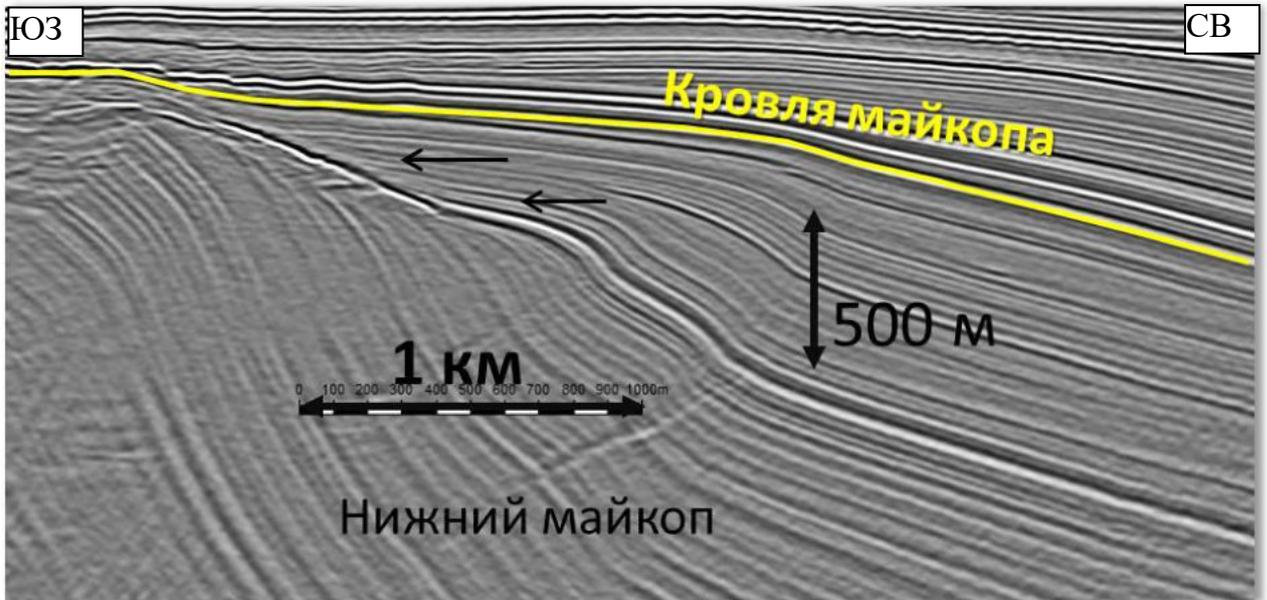
Рис. 3.24. Сейсмогеологический профиль на границе Керченско-Таманского прогиба и Анапского выступа (условные обозначения к карте см. на рис. 3.2)

Майкопская (олигоцен-раннемиоценовая) стадия геологического развития характеризуется сейсмокомплексом *S7*. Граница эоцена и олигоцена прослеживается как региональная поверхность несогласия *U6*, которая в волновом поле фиксируется подошвенным налеганием (рис. 3.2). Эта же граница маркирует начало синорогенного этапа развития региона, синхронного росту орогена Большого Кавказа. На рубеже эоцена и олигоцена началось формирование прогибов (Туапсинского, Сорокина и Керченско-Таманского), которые и стали основным депоцентром осадконакопления. Разрезы майкопской серии (олигоцен–раннего миоцена) хорошо изучены в Южном Крыму и на Большом Кавказе. Эти породы выполняют краевые прогибы и перекрывают все структуры Черноморского бассейна. В обнажениях вдоль р. Псахо между г. Адлер и Красной Поляной майкопская серия, представленная глинами с горизонтами турбидитов, залегает на глинах и мергелях верхнего эоцена согласно и без стратиграфического перерыва [Митюков и др., 2012; Хлебникова и др., 2014]. Подобный прогнозный разрез предполагается и в пределах большей части Туапсинского прогиба. Примерно на рубеже олигоцена и миоцена в прогибах начались складчатые дислокации. Определение времени тектонических движений проведено по анализу времени появления «слоев роста» в районе структур – уменьшение мощности комплексов к сводам растущих структур (рис. 3.25, рис. 3.26). А также по особенностям волновой картины в районе поверхностей несогласия.

Для складчато-надвиговых структур Туапсинского прогиба по сейсмическим профилям выделены разные механизмы деформаций: с детачментом по глинистым породам майкопской серии [Альмендингер и др., 2011, Митюков и др., 2012] и со взбросо-надвиговыми деформациями, затрагивающими отложения мела–эоцена (возможно детачмент по глинистым породам мелового возраста). На рис.3.27 представлен сейсмогеологический профиль, характеризующий зону контакта Туапсинского прогиба с Анапским выступом. На этом профиле показаны несколько механизмов образования складок и пример определения времени роста структур.

В Керченско-Таманском прогибе поверхность срыва по текущим сейсмическим материалам не выявлена. Данные хорошего качества доступны только в районе Анапского шельфа. Предположительно, деформации охватывают одновременно породы мезозоя и кайнозоя, либо складки бескорневые. Наиболее высокоамплитудные складки выделены на границе с Анапским выступом (рис. 3.24). Вертикальные движения

отмечаются вблизи некоторых структур, расположенных на стыке Керченско-Таманской зоны и прогиба Сорокина примерно на границе олигоцена/миоцена (рис. 3.26).



*Рис. 3.25. Поверхность несогласия в майкопском интервале разреза в пределах Туапсинского прогиба
Стрелками показано налегание слоев*

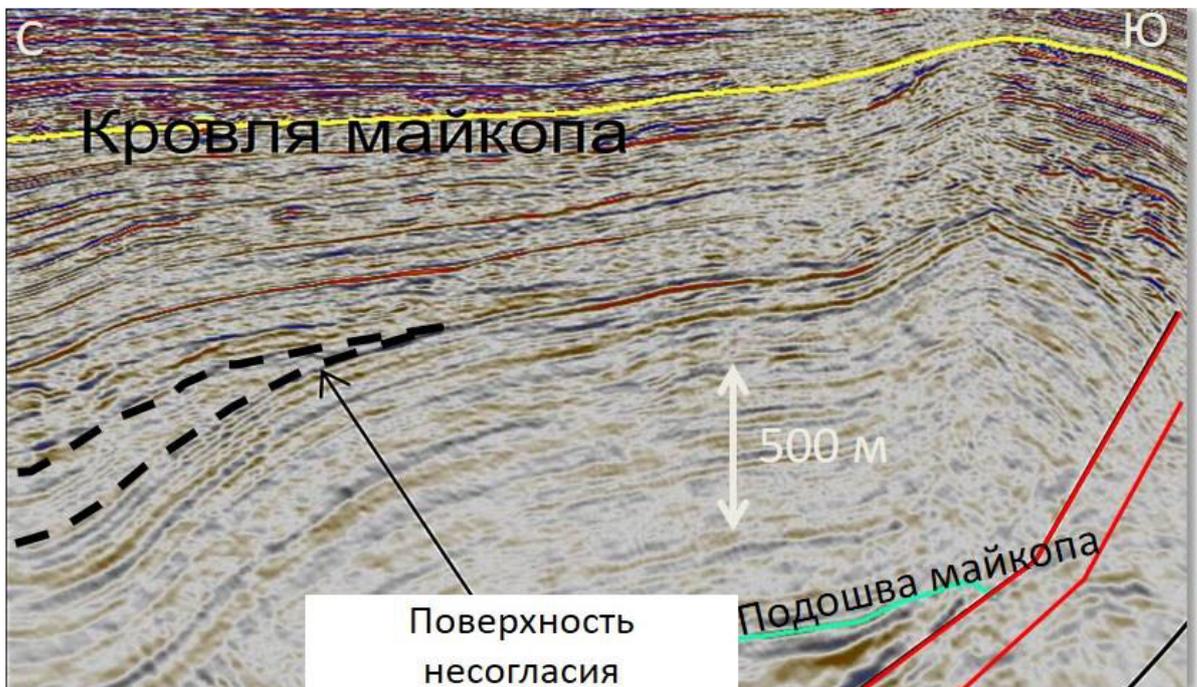
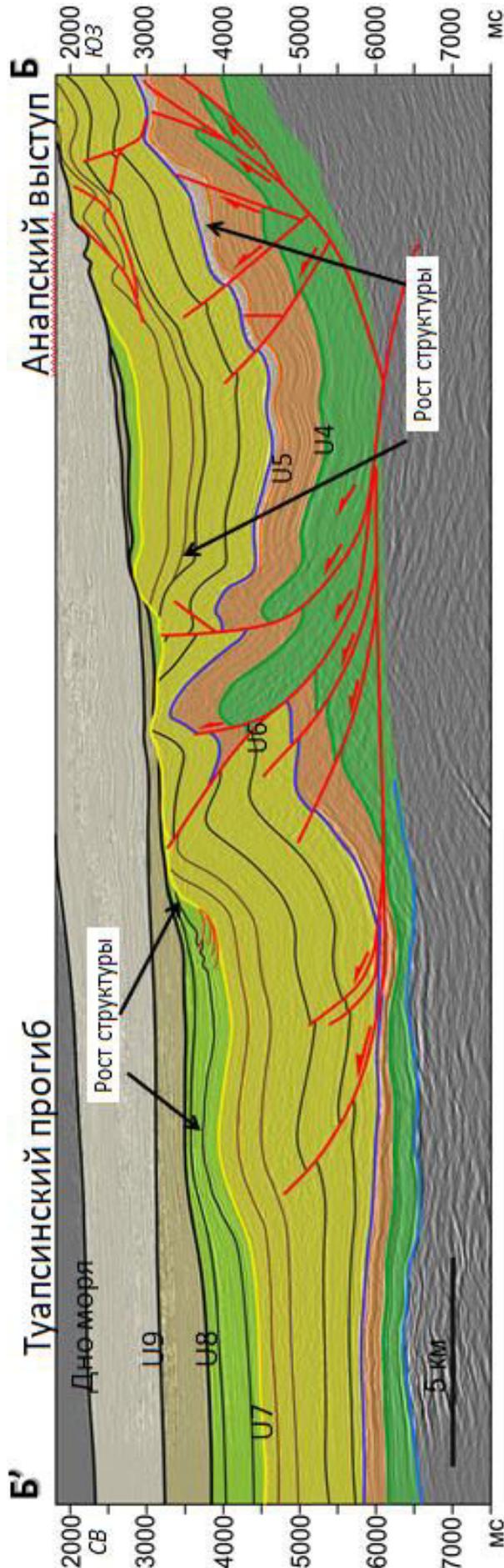


Рис. 3.26. Несогласное залегание слоев в майкопском интервале разреза в пределах Керченско-Таманского прогиба



В конце эоцена-начале олигоцена началось быстрое флексурное погружение северной части вала Шатского в сторону зарождающегося Туапсинского прогиба. Южная часть при этом испытывала относительное воздымание. Сам вал в майкопское время представлял собой периферическое поднятие и находился далеко от основных источников сноса обломочного материала. В Крыму в районе Белогорска в разрезах горы Ак-Кая и в карьере возле села Пролом относительно глубоководные глины позднего олигоцена (майкоп), с размывом залегают на нуммулитовых известняках верхнего ипра-нижнего лютетия (рис. 3.28). Такой тип разреза является примером того, как майкоп может залежать на относительных поднятиях, в частности на поднятиях в пределах вала Шатского. В северо-восточной части вала Шатского по сейсмическим данным выявлены области, где верхнемайкопский комплекс картируется непосредственно над верхнемеловым, а на отдельных участках и над нижнемеловым комплексами. Отсутствие в разрезе отложений эоцена и олигоцена интерпретировано как проявление в это время фазы тектонических деформаций с подводной эрозией.

Рис. 3.27. Сейсмогеологический профиль на границе Туапсинского прогиба и Анапского выступа (положение профиля на рис. 3.24)

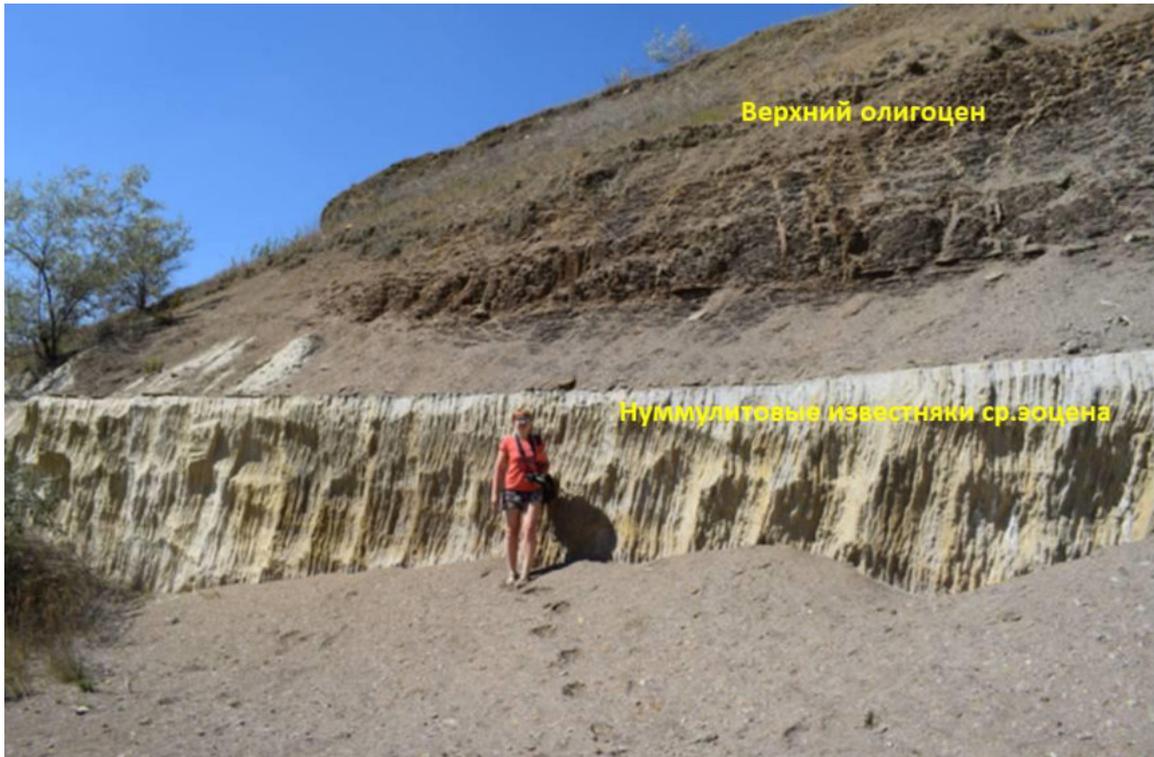


Рис. 3.28. Контакт нуммулитовых известняков среднего эоцена с глинами верхнего олигоцена в карьере возле села Пролом

В ходе интерпретации сейсмических данных 3D впервые были выявлены значительные деформации, имевшие место в майкопское время в пределах вала Шатского (рис. 3.29). По карте изохрон отражающего горизонта *U6* выделены системы микрограбенов субмеридионального простирания шириной несколько километров и малоамплитудные складки субширотного простирания в отложениях верхней юры–майкопа.

Диагонально к основному направлению выделены надвиги с детачментом вблизи основания толщи юрских карбонатов (рис. 3.29, г) и сдвиговые зоны (рис. 3.29, б). Общий структурный рисунок указывает на значительное сжатие вала Шатского северо-западного–юго-восточного направления, проявившееся в майкопское время (рис. 3.29, а). В этой обстановке также реактивировались некоторые главные сдвиговые зоны субширотного простирания на южном краю вала Шатского (Рис. 3.16, Рис. 1.6).

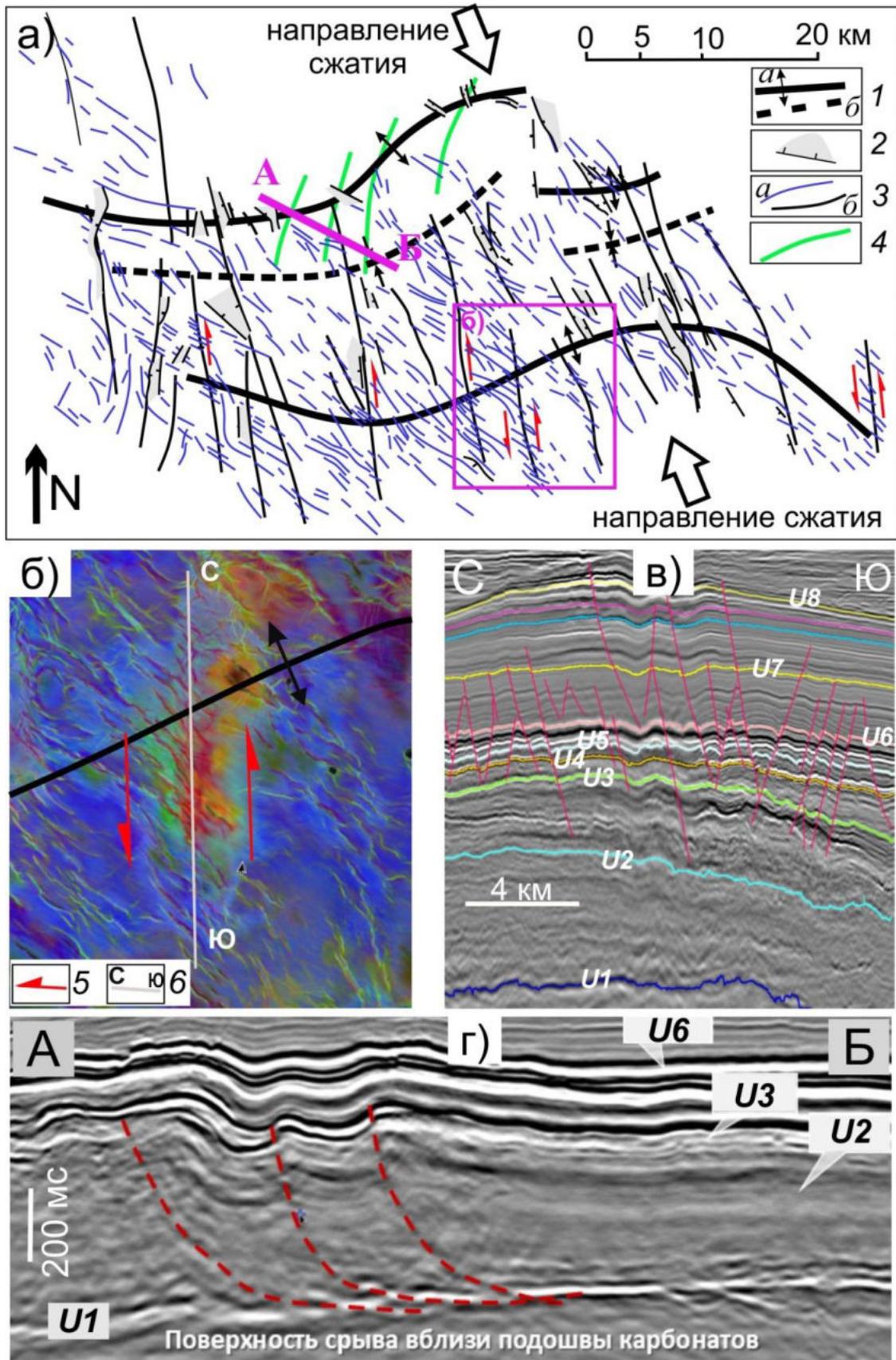


Рис. 3.29. Структурный рисунок выделенных дизъюнктивных систем майкопского времени на вале Шатского:

Условные обозначения к Рис. 3.29: 1 – оси антиклиналей (а) и синклиналей (б); 2 – грабены; 3 – сбросы (а), разломы без указания кинематики, преимущественно сдвиги (б); 4 – оси складок с детачментом вблизи подошвы карбонатов. Положение фрагмента на рис. 3.34

Район Анапского выступа в майкопское время также находился в транспрессионных обстановках. На это указывает форма складок Анапского выступа в виде цветка (рис. 3.24). Разрывные нарушения в этих структурах затухают в породах эоцена и майкопа.

В конце майкопа произошел важный этап в развитии региона – образование комплексов гравитационного оползания или транспорта масс. В верхней части разреза майкопской серии выделено три комплекса МТД, имеющих разную площадь распространения (рис. 3.30). Подобные комплексы были также обнаружены в шельфовой части Керченско-Таманской зоны и на границе орогена Большого Кавказа и Западно-Кубанского прогиба. Последний, вероятнее всего, имеет локальную площадь распространения на северном борту орогена и не соединяется с черноморскими. Образование комплексов гравитационного оползания, по мнению автора, связано с перемещением пластичных глинистых пород майкопской серии вдоль палеосклона в активные этапы роста горно-складчатого сооружения и перестройки морфологии дна бассейна. Эти образования также рассмотрены в разделах 2.2.8 и 4.2. В акватории Черного моря единое тело МТД сформировалось от Анапского выступа до северной части Восточно-Черноморского бассейна и вала Шатского [Баскакова и др., 2021]. Это означает, что Туапсинский прогиб закончил свое развитие как отдельный депоцентр в Черноморском бассейне. Возник единый обширный бассейн с наклоном дна к западной части Восточно-Черноморской впадины. Этот момент соответствует и окончанию майкопских деформаций сжатия в пределах северо-западной части вала Шатского.



Рис. 3.30. Распространение по площади комплекса транспорта масс (MTD) в майкопском интервале разреза.

Линиями обозначены границы комплексов: розовая линия – нижний комплекс; фиолетовая – средний комплекс; оранжевая – верхний комплекс

Среднемиоцен–голоценовая эпоха геологического развития характеризуется сейсмокомплексами $S8-S10$ (рис. 3.31). В среднем миоцене–квартере основные деформации сконцентрировались в зонах Большого Кавказа, Южного Крыма и в примыкающих к ним прогибах: Туапсинском, Сорокина и Керченско-Таманском, при этом происходило последовательное расширение суши Кавказских гор и Южного Крыма.

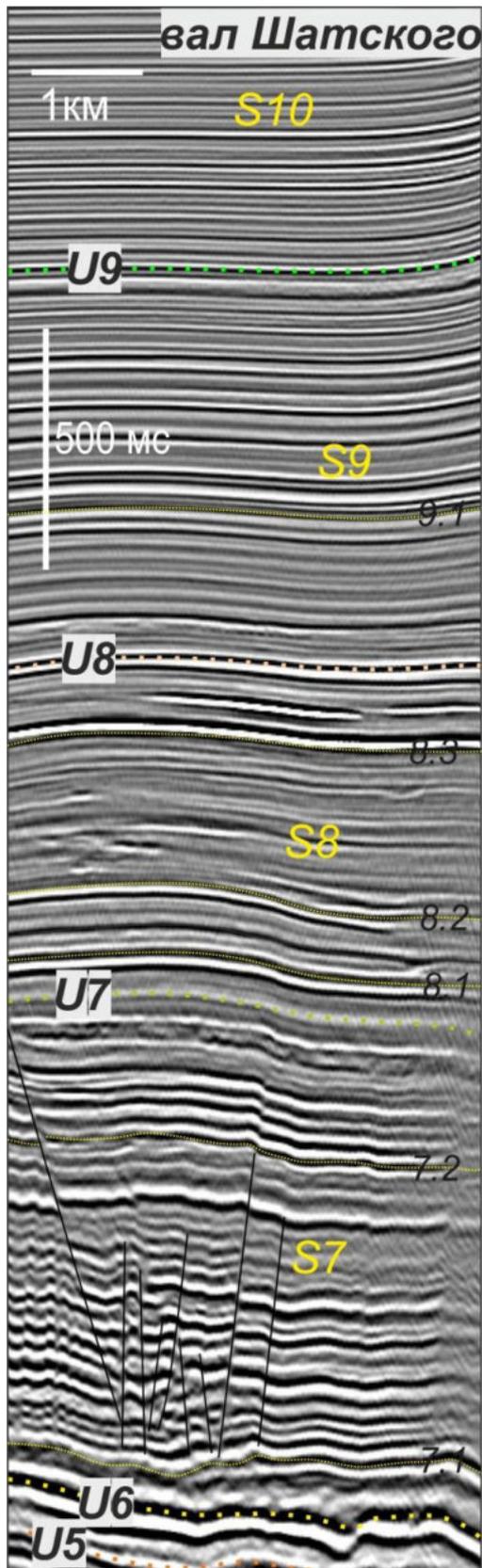


Рис. 3.31. Особенности волнового поля миоцен-голоценового комплекса. Пример выделения поверхностей несогласия.

Время роста складок в Туапсинском прогибе занимает широкий диапазон времени от границы олигоцена/миоцена до настоящего времени. При этом разные складки начинали рост в разное время и образовывали гряды на дне моря, которые подвергались подводной эрозии [Альмендингер, 2012]. Процесс седиментации происходил одновременно с ростом складок. Фазы складчатых деформаций для Туапсинского прогиба показаны на рис. 3.32 и рис. 3.33. Возраст складчатых деформаций омолаживается от орогена к валу Шатского. В результате анализа сейсмических данных была составлена схема с зонами времени начала тектонических движений (Рис. 3.34). Хорошо прослеживается зональность во времени начала складчатых движений и омоложение возраста деформаций по направлению от орогена Большого Кавказа к валу Шатского. В области с началом тектонических движений в раннем миоцене в надвиговые деформации вовлечены отложений доолигоценового (майкопского) возраста.

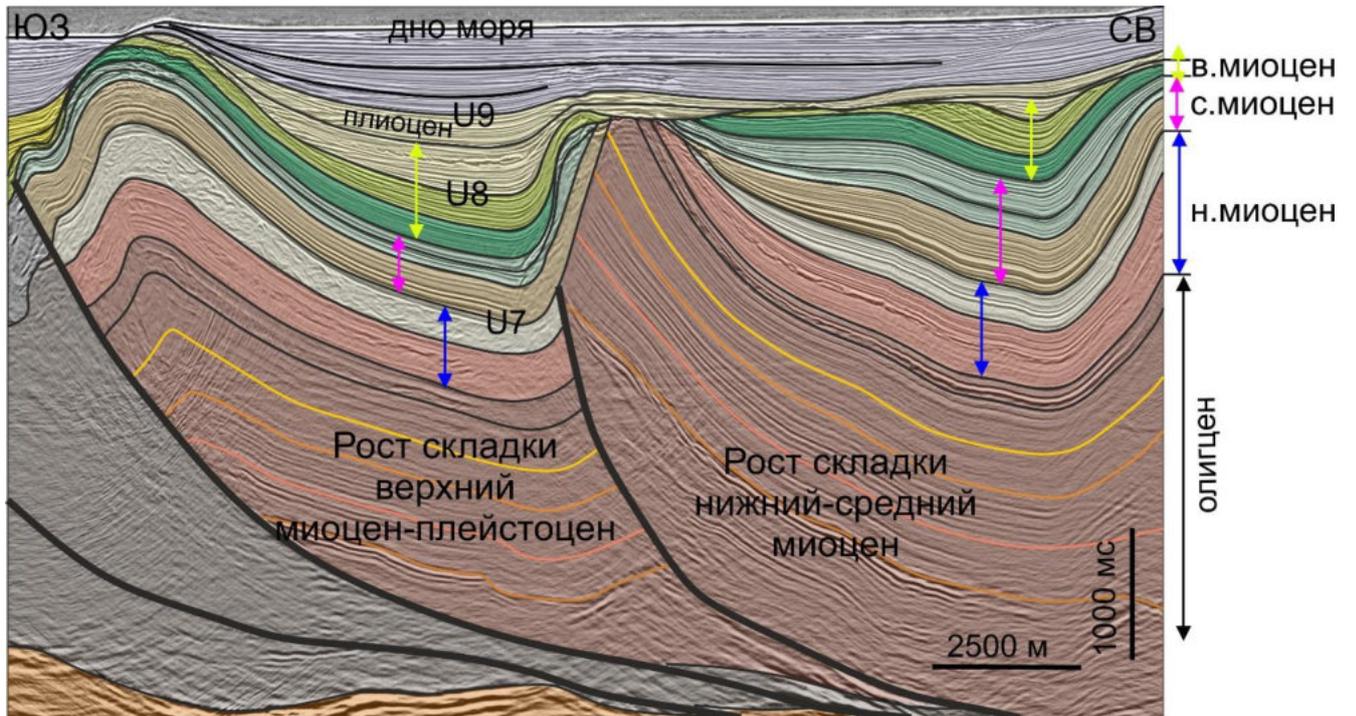


Рис. 3.32. Фазы деформаций в Туапсинском прогибе
в. – верхний; с. – средний; н. - нижний

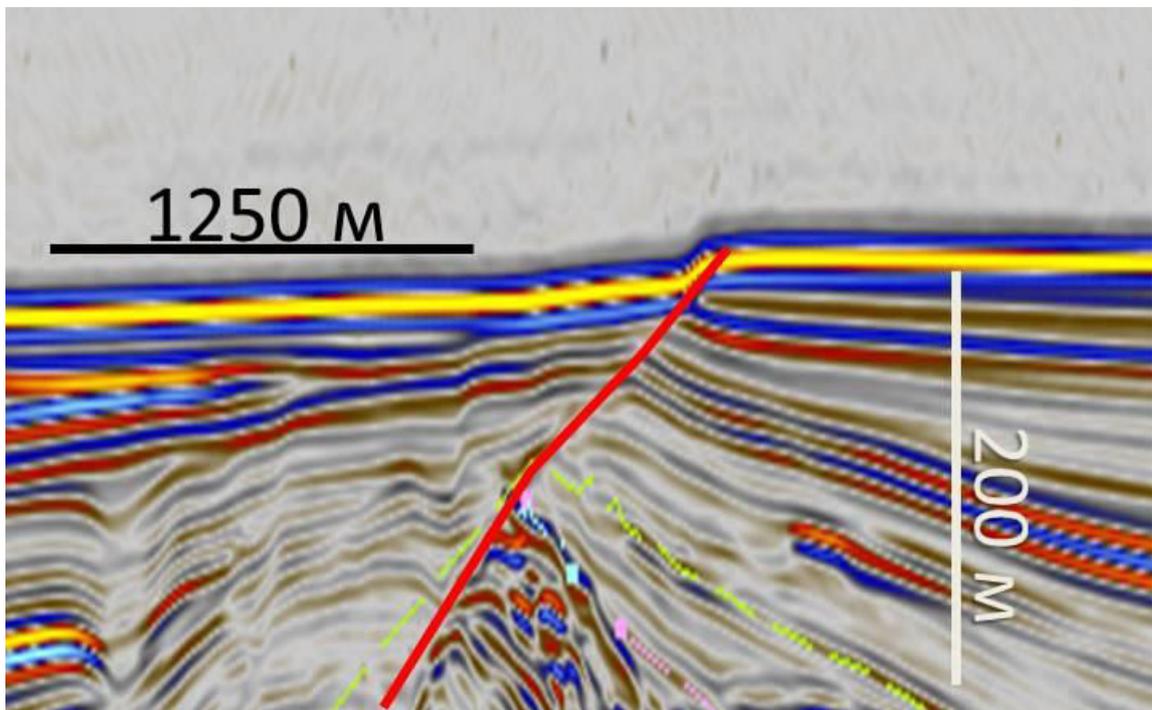


Рис. 3.33. Современные проявления тектонических движений на морском дне в Туапсинском прогибе

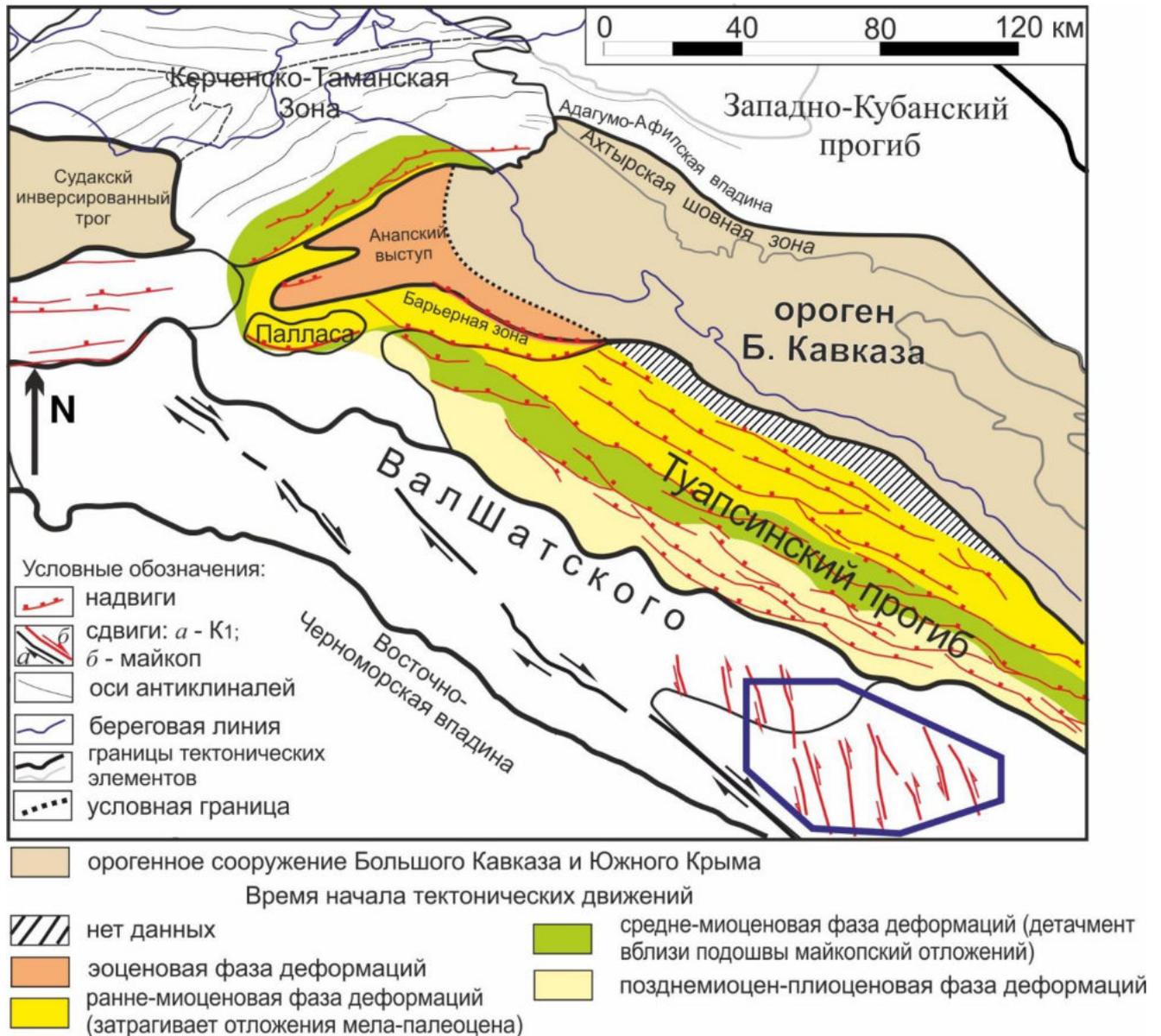


Рис. 3.34. *Время начала тектонических движений в Туапсинском прогибе. Синим многоугольником отмечена область рис. 3.29*

Складчатые дислокации сопровождалась глиняным диапиризмом и грязевым вулканизмом. По результатам интерпретации сейсмических данных сделан вывод, что грязевой вулканизм начался не ранее позднего миоцена.

Вдоль северной границы вала Шатского и в районе структуры Мария [Афанасенков и др., 2007] в среднемиоценом комплексе выделены подводные каналы с несколькими стадиями врезания. Более подробно формирование подводных каналов в разные периоды геологической истории рассмотрено в работе главе 4.2.

Юго-восточная часть вала оставалась палеоподнятием вплоть до плиоцена. С плиоцена обстановки осадконакопления в акватории Черного моря были близки к

современным. Основное время взбросо-надвиговых тектонических движений со стороны Керченско-Таманского прогиба на Анапский выступ – средний миоцен (рис. 3.24). На сейсмических профилях выделяются конседиментационные среднемиоценовые отложения (рис. 3.35). В районе Таманского п-ва в обнажениях были обнаружены конседиментационные складки в породах сармата (рис. 3.36).

В районе Керченско-Таманского прогиба с сармата произошло обмеление шельфа и вывод сводов складок в зону эрозии, некоторые складки могли выходить на поверхность, формируя систему островов. Отложения голоцена мощностью ~40 м перекрывают дислоцированные породы миоцена-плейстоцена в районе современного Анапского шельфа и не выражены в рельефе дна (рис. 3.37). В сухопутной части в обнажениях на Керченском и Таманском п-вах выделяются области с современными тектоническими движениями [Гайдаленок, 2020].

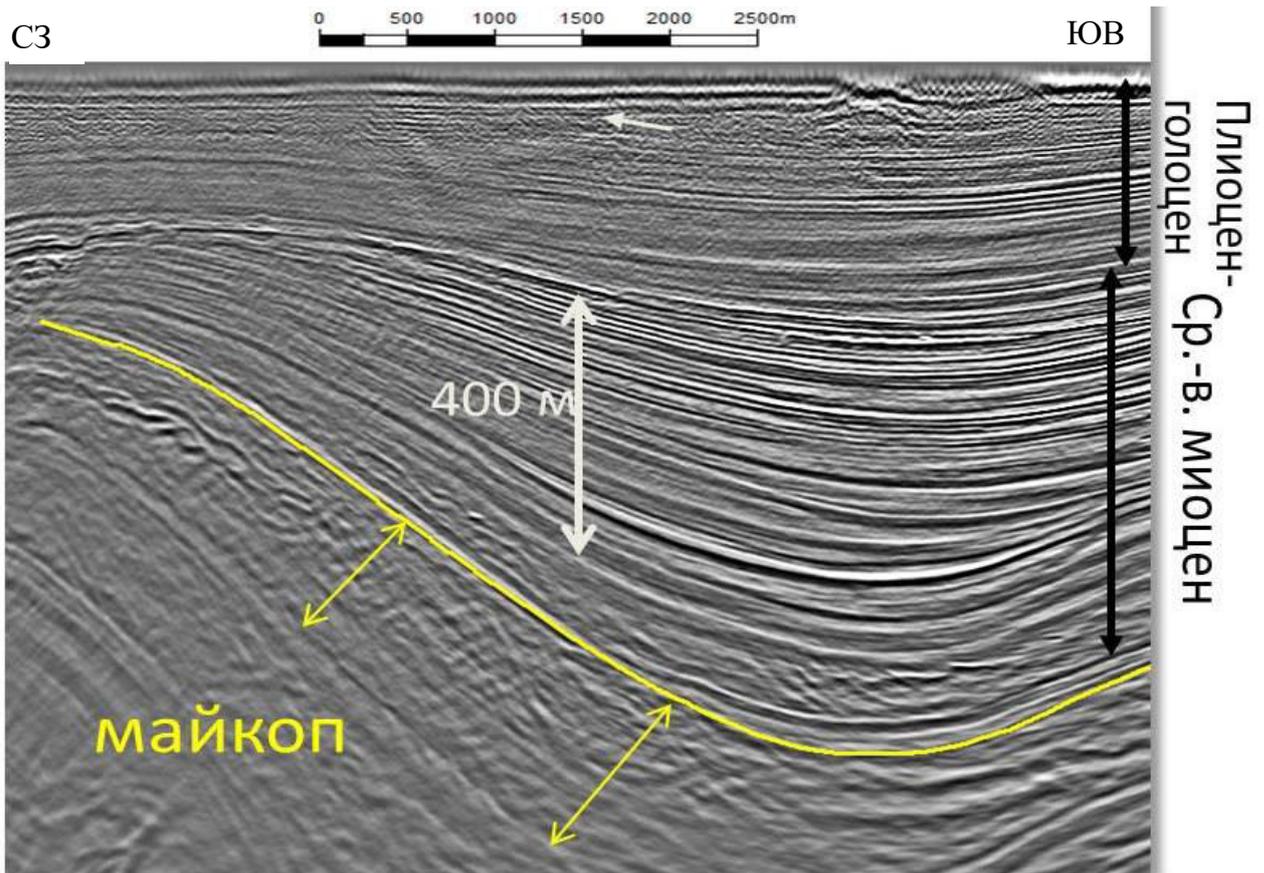


Рис. 3.35. Конседиментационные складки в Керченско-Таманской зоне
Ср. – средний; в. - верхний



Рис. 3.36. Сарматский региоярус. Переслаивание глин и карбонатных песчаников (калькаренитов). Конседиментационная складка, увеличение мощности пород на крыле складки. Район точек 1-8 на рис. 1.5 (интерпретация А.М. Никишина, 2018)

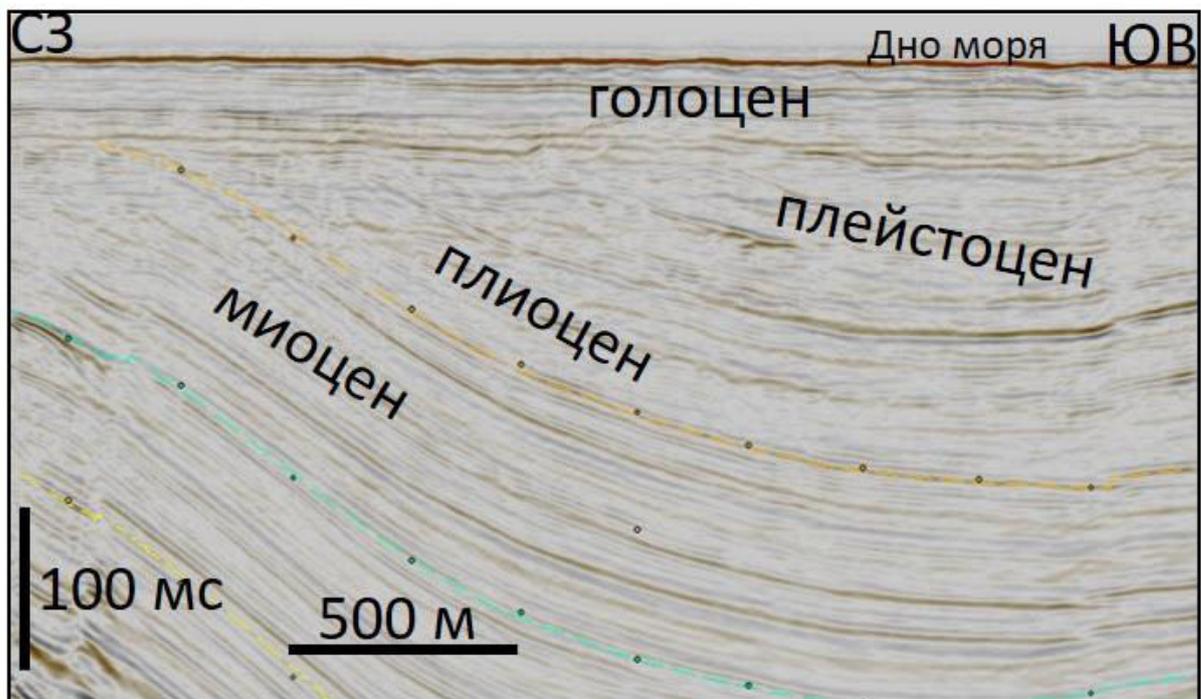


Рис. 3.37. Размыв миоцен-плиоцена в Керченско-Таманской зоне

3.4.5. Тектоностратиграфическая схема Восточно-Черноморского региона

Комплексная интерпретация геолого-геофизических данных с использованием методов тектоностратиграфии, анализ результатов полевых работ в Краснодарском крае, опубликованных [Sosson et al., 2017; Nikishin et al., 2003, 2015; Okay et al., 2015; Лыгина и др., 2019; Monteleone et al., 2019; Hippolyte et al., 2018; Maynard et al., 2020; Афанасенков и др., 2007; Tari et.al., 2018] и фондовых материалов [Сенин, 2003] позволил составить обобщенную тектоностратиграфическую схему для рассматриваемого региона. На нее вынесены поверхности несогласий, обобщенный литологический состав пород и особенности геологического развития каждого тектонического элемента (рис. 3.38). Схема отображает основные события в истории геологического развития региона, и в прикладном назначении может быть использована для оценки потенциала его нефтегазоносности и геологических рисков, связанных с элементами нефтегазовых систем.

В результате анализа построенной тектоностратиграфической схемы сделан вывод [Баскакова и др., 2022], что тектонические движения, в районе северо-западного Кавказа, начиная с эоцена и по настоящее время, происходят практически непрерывно (рис. 3.39). Из этого следует, что для Большого Кавказа не корректно выделять отдельные фазы деформаций, а можно объединить их в непрерывную кавказскую складчатость с разной степенью интенсивности.

Выводы

В истории развития Восточно-Черноморского региона по комплексу данных, включающему материалы сейсморазведки и бурения, результаты изучения обнажений выделено четыре тектоностратиграфические единицы:

- 1) дорифтовый комплекс, отвечающий этапу развития до начала формирования Восточно-Черноморской впадины (триас - берриасский век раннего мела);
- 2) синрифтовый комплекс (валанжинский век раннего мела – сантонский век позднего мела) – этап, синхронный с формированием Восточно-Черноморской впадины;

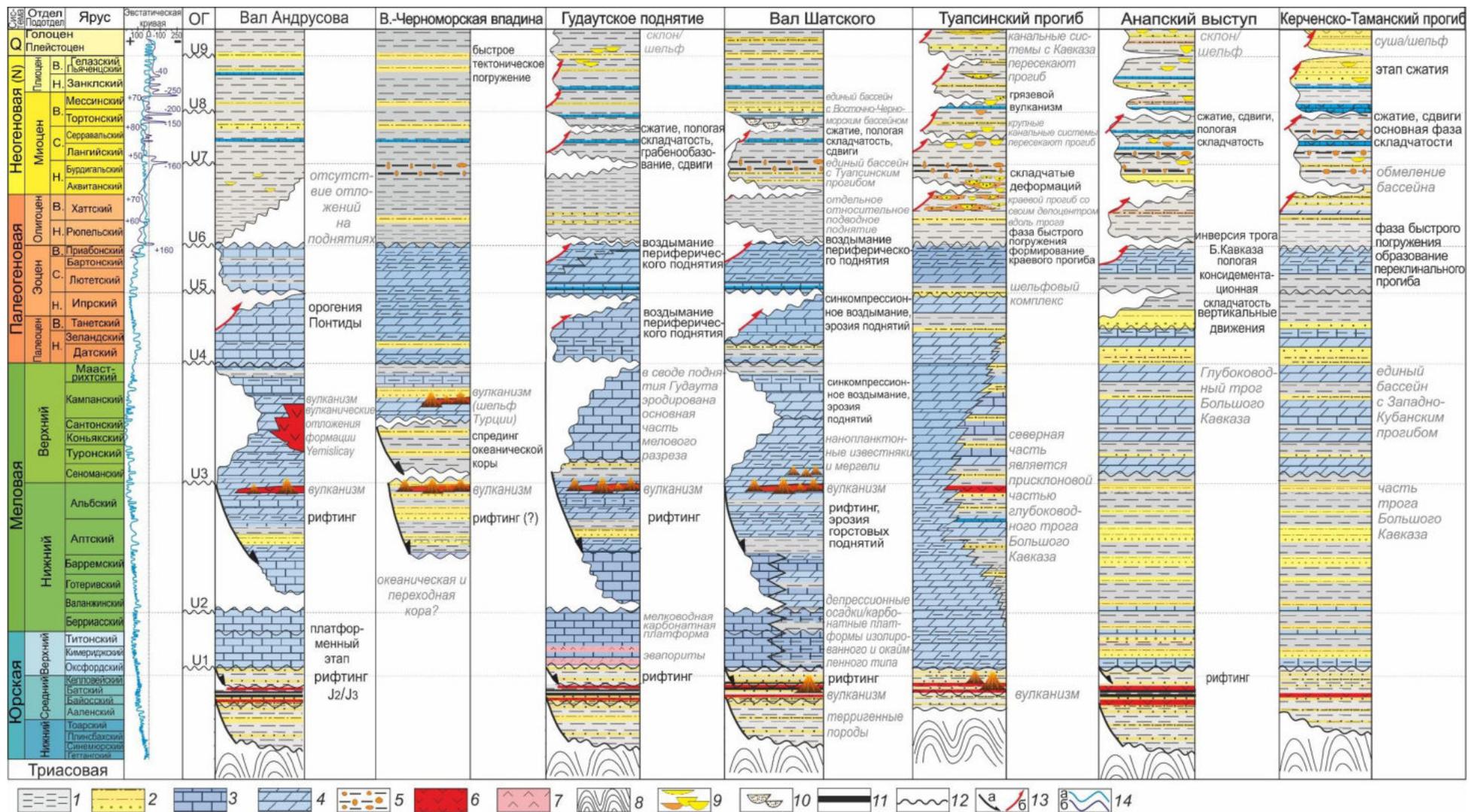


Рис. 3.38. Тектоностратиграфическая схема для Восточно-Черноморского региона

1 – глины, аргиллиты; 2 – песчано-алевритистые отложения; 3 – известняки; 4 - мергели; 5 – отложения транспорта масс; 6 – вулканогенно-осадочные породы; 7 – карбонатно-сульфатные отложения;

Продолжение условных обозначений Рис. 3.38: 8 – отложения докелловейского складчатого фундамента; 9 – отложения каналов и конусов выноса; 10 – эрозионные каньоны; 11 – угленосные толщи; 12 – несогласия; 13 – тектонические события: этапы растяжения (а) и сжатия (б); 14 – эвстатическая кривая: глобальная (а) и локальная (б)

Отдел Подотдел	Ярус	ОГ	Тектонические события
Голоцен			↑ рост складок, размыв отложений в сводах
Плейстоцен		U9	
Плиоцен	В. Гелазский Пьяченцкий	U8	↑ складчатые деформации в прогибах, грязевой вулканизм
	Н. Занкльский		
Миоцен	В. Мессинский	U8	↑ рост складок в центральной части ТП
	В. Тортонский		
	С. Серравальский	U7	↑ крупная фаза деформаций, детачмент в ТП и рост складок в КТП, развитие каньонов
	С. Лангийский		
Н. Бурдигальский	U6	↑ сжатие, пологая складчатость в прогибах областях ближе к орогену, сдвиги	
Н. Аквитанский			
Олигоцен	В. Хаттский	U6	↑ начало складчатых деформаций в прогибах
	Н. Рюпельский		
Эоцен	В. Приабонский	U5	↑ инверсия трога Б.Кавказа региональные синкомпрессион- ные вертикальные движения
	С. Бартонский		
	Н. Лютетский		
Палеоцен	Н. Ипрский	U4	↑ локальные деформации сжатия
	В. Танетский		
	Н. Зеландский Датский		

Рис. 3.39. Обобщенная схема тектонических событий Северо-Западного Кавказа (в. – верхний, с. – средний, н. – нижний)

3) пострифтовый комплекс (сантонский век позднего мела - рубеж позднего мела и палеоцена), который соответствует фазе относительного тектонического спокойствия после формирования Восточно-Черноморской впадины;

4) синорогенный комплекс – характеризует этап развития, синхронный росту Большого Кавказа – альпийским складчато-надвиговым деформациям (эоцен – квартал).

Дорифтовый комплекс разделен на докелловейский, который фрагментарно можно выделить по имеющимся сейсмическим данным, и келловейско-раннемеловой, хорошо изученный по обнажениям и сейсмическим данным, частично охарактеризованный данными бурения в акватории.

В апт-альбе в Черноморском регионе имела место региональная фаза рифтинга. В сеномане-раннем сантоне (в позднем мелу) в пределах Восточно- и Западно-Черноморских впадин предполагается фаза спрединга океанической коры.

В палеоцен-эоценовом интервале разреза выделены три поверхности несогласия. Внутриэоценовое несогласие выделяется на всех рассмотренных тектонических элементах, что отмечено в тектоностратиграфической схеме значительными стратиграфическими перерывами.

На вале Шатского сбросовые тектонические нарушения субширотного простирания, образовавшиеся в меловое время, претерпели реактивацию в майкопское время. В юрско-нижнемеловых карбонатных отложениях впервые выявлены признаки складчато-надвиговых и сдвиговых деформаций майкопского возраста. Регион исследований в майкопское время испытывал значительное сжатие ССЗ-ЮЮВ простирания.

В Туапсинском прогибе складчатые дислокации начались не позже раннего миоцена и происходили с разной степенью интенсивности. Возраст деформаций омолаживается по направлению от орогена Большого Кавказа к валу Шатского.

К концу майкопского времени в Восточно-Черноморском регионе сформировался единый обширный бассейн с уклоном палеоповерхности морского дна по направлению к Восточно-Черноморской впадине. Туапсинский прогиб закончил свое развитие как отдельный депоцентр.

В зоне контакта Анапского выступа и Керченско-Таманского прогиба основная фаза надвиговых деформаций произошла в среднем миоцене, начало тектонических движений отмечено в майкопское время.

Основные результаты, изложенные в данном разделе, были опубликованы в следующих работах: [Баскакова и др., 2019; Баскакова и др., 2022].

Глава 4. РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ³

Классификация сейсмофаций и анализ соответствующих им обстановок осадконакопления был проведен для территории Туапсинского прогиба, вала Шатского и северной прилегающей части Восточно-Черноморской впадины. Для построения схем условий осадконакопления использованы преимущественно 3D сейсмические данные. Палеогеографическая подложка для карт составлена с учетом соответствующих рассматриваемым интервалам разреза карт толщин и опубликованных ранее региональных карт для области Паратетиса [Роров et al., 2004].

Данными бурения в юрско-голоценовом интервале разреза подтверждено наличие карбонатных и терригенных обстановок осадконакопления. Для каждой из них характерны определенные типы волновой картины. Выделенные типы сейсмофаций сопоставлены с ожидаемой волновой картиной для этих условий. Также закартированы тела, относящиеся, к проявлениям процессов магматизма и вулканизма. Малое количество скважин в районе исследований не всегда позволяет идентифицировать выделенные фациальные зоны. Для некоторых выделенных типов волновой картины были подобраны возможные аналоги в мировой литературе.

Для исследований выбрано шесть интервалов, которые позволили восстановить историю геологического развития изучаемого региона в олигоцен-плиоценовое время. Отдельная схема приведена для современного дна бассейна Черного моря. Для более ранних комплексов был проведен только анализ сейсмофаций и их геологическая интерпретация, без построения схем условий осадконакопления, которые принципиально не отличаются от уже ранее опубликованных [Афанасенков и др., 2007].

³ При подготовке этой главы диссертации использованы материалы публикации автора, в которой согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. **Баскакова Г.В.**, Кулюкина Н.А., Арзамасцева Т.А., Малышев Н.А., Альмендингер О.А., Никишин А.М. Палеогеоморфологический анализ олигоцен-неогеновых отложений северо-восточной части Черного моря // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2021. № 4. С. 38–52 (1,73 п.л., личный вклад — 85%).

2. **Баскакова Г.В.**, Кулюкина Н.А., Андреева Т.А., Верещагина М.И., Покатилов В.Н., Никишин А.М. Развитие глубоководной системы осадконакопления в северо-восточной части Черного моря в олигоцене-неогене тезисы // Материалы ЛП Тектонического совещания «Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики». М.: ГЕОС. 2020. Том 1. С. 55–60 (0,34 п.л., личный вклад — 90%).

Представленные в диссертационной работе схемы обстановок осадконакопления отвечают следующим стратиграфическим интервалам: майкопская серия (олигоцен, конец олигоцена–начало раннего миоцена, конец раннего миоцена), средний миоцен (чокрак–ранний сармат), поздний миоцен (поздний сармат–мэотис) и поздний миоцен–плиоцен (понт–киммерий). Каждый из них характеризует определенный этап развития рассматриваемой территории. Представленные схемы охватывают длительные периоды времени с чередой регрессий и трансгрессий, но в целом отражают условия осадконакопления на этапах регрессии и максимального выноса осадочного материала в глубоководную часть бассейна. Эти этапы наиболее интересны с точки зрения поиска зон развития потенциальных коллекторов (порода, обладающая такими геолого-физическими свойствами, которые обеспечивают физическую подвижность флюида в ее пустотном пространстве). Этапы трансгрессии, не отраженные в виде карт, будут отвечать времени образования пород с высокими флюидоупорными свойствами - потенциальным покрышкам для скоплений УВ.

4.1. Выделение и классификация типов сейсмофаций

Сейсмические фации выделены на основе анализа совокупности параметров, таких как непрерывность отражений, т.е. выдержанность ОГ по площади, амплитуда и частота отражений, внутренняя геометрия сейсмических отражений и форма осей синфазности, вид на стратиграфическом слайсе и др.

Согласно приведенной в главе 2.2.5 классификации сейсмофаций по конфигурации отражений и форме внешних поверхностей, на площади работ были встречены и описаны следующие типы сейсмофациальных единиц: параллельная, субпараллельная, расходящаяся, сигмовидно-косослоистая, косослоистая, бугристая, хаотичная, с признаками первоначальной слоистости, волнистая, холмистая, акустически прозрачная.

Параллельная сейсмофация с разной динамической выраженностью отражающих горизонтов и разной степенью их протяженности, часто характеризуется выдержанностью временных толщин, представлена практически в каждом интервале. Подобные сейсмофации чаще всего образуются в условиях широкого шельфа или в глубоководных обстановках на удалении от источника сноса. В интервале разреза олигоцен-голоцена этим сейсмофациям часто соответствуют глинисто-алевритовыми породами с прослоями песчаников и редкими прослоями карбонатных разностей.

Волнистая сейсмофация также выделяется в миоцен-голоценовом интервале разреза. Субпараллельная сейсмофация может свидетельствовать о наличии в разрезе локальных геологических тел, типа русел, баров и др. с размерами, меньшими, чем разрешающая способность сейсмических данных.

Хаотичная сейсмофация часто встречается в комплексе заполнения каньонов, в оползневых телах и сильнодислоцированных областях.

Сейсмофация с *отсутствием отражений* или *акустически прозрачная* отвечает однородной по литологическому составу толще пород. Часто, подобная сейсмофация выделяется в зонах развития магматизма, сильно дислоцированных пород и карбонатных платформ.

Бугристая сейсмофация широко развита в областях развития вложенных каналов и конусов выноса.

Расходящаяся сейсмофация развита в области синкинематических осадков и при заполнении каналов и каньонов.

Сигмовидно-косослоистая и *косослоистая* сейсмофации в волновом поле представлены серией наклонных отражений переменной амплитуды и протяженности, нижняя граница сейсмофации фиксируется в волновом поле как поверхность подошвенного прилегания. Наиболее яркие примеры этих сейсмофаций выделены в областях развития магматизма, в толще заполнения каньонов и в комплексе гравитационного оползания пород (MTD). Классические для образования подобных рисунков в волновом поле обстановки, связанные с относительным изменением колебания уровня моря и продвижением бровки шельфа на площади работ не выявлены.

Сейсмофация с *признаками первоначальной слоистости* характерна для оползневых тел, MTD, а также для сильно дислоцированных областей с малой амплитудой смещения между слоями.

Холмистая сейсмофация соответствует поднятию или выступу, которые чаще всего относятся к возвышениям палеорельефа. Подобные сейсмофации широко развиты в юрско-меловом интервале разреза и связаны с вулканической деятельностью и карбонатными постройками. Также такая волновая картина выделяется для оползневых лопастей.

4.2. Палеогеоморфологический анализ

Наличие в районе исследований сейсмических съемок 3D позволяет использовать методологические подходы палеогеоморфологического анализа для восстановления палеобстановок осадконакопления. Данные анализировались в границах выделенных интервалов в главе 3.1. Основное внимание уделялось тем особенностям волновой картины, которые позволяют сделать вывод об обстановках осадконакопления в то или иное геологическое время. Все вышперечисленное позволило пересмотреть и существенно дополнить результаты предыдущих исследований в этой части Черного моря [Афанасенков и др., 2007; Митюков и др., 2012; Никишин и др., 2012].

В *среднеюрском интервале разреза* выделены тела с сигмовидно-косослоистой волновой картиной (рис. 4.1 (В), Рис. 3.14, Рис. 3.15), отождествляемые с вулканами.

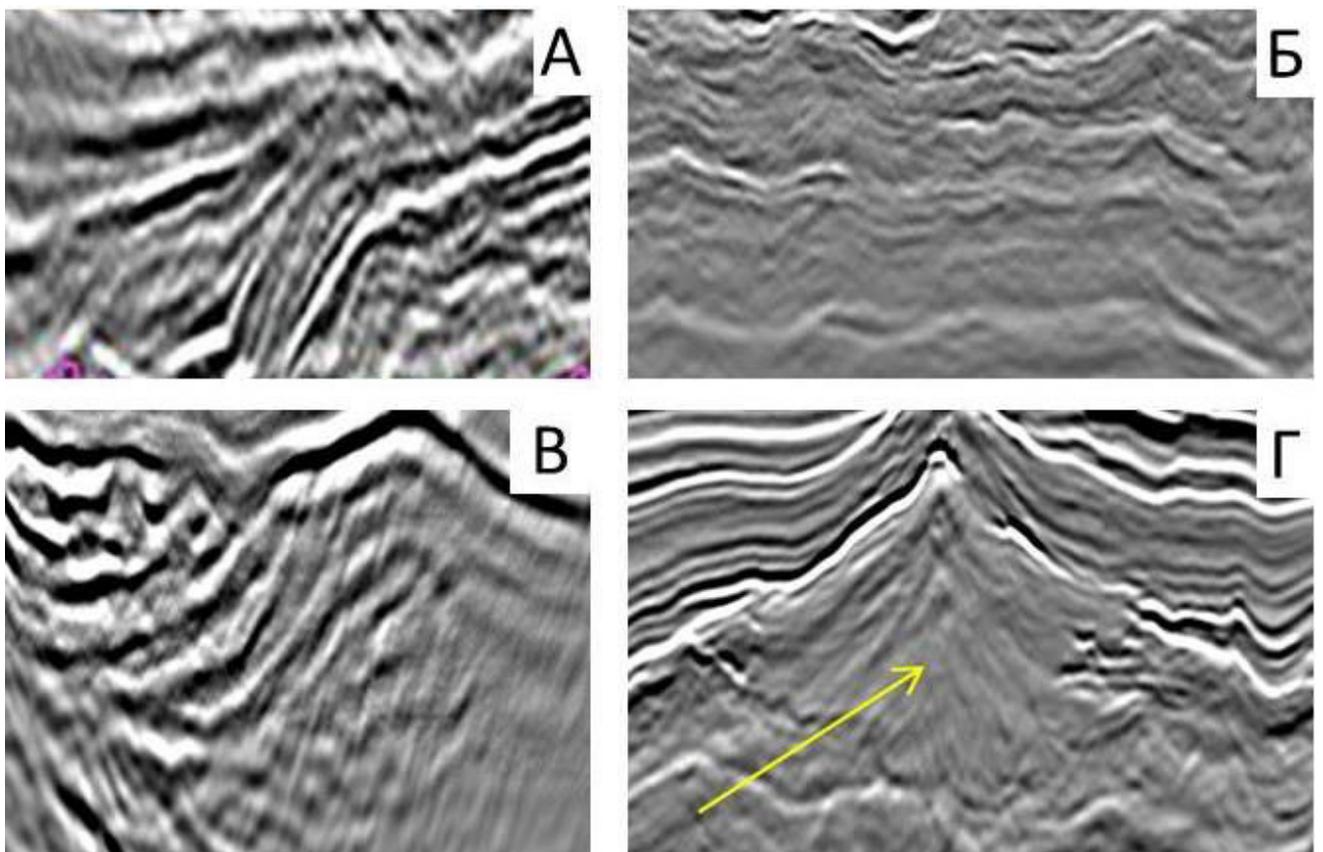


Рис. 4.1. Особенности волнового поля, связанные с процессами вулканизма и магматизма: А – пример сигмовидно-косослоистой сейсмофации в верхнемеловом интервале разреза; Б – апт-альбский интервал разреза в области развития процессов вулканизма; В – пример сигмовидно-косослоистой сейсмофации в среднеюрском интервале разреза; Г – пример конусообразного тела, предположительно связанного с вулканом в апт-альбском интервале разреза

Юрско–нижнемеловой (неоком) интервал разреза. Сейсмокомплекс в интервале между отражающими горизонтами *U1* и *U2*. По региональным данным и результатам бурения на площади работ ожидается преимущественно карбонатный разрез.

Области осадконакопления – изолированные карбонатные платформы (рис. 4.2 Б; рис. 3.15) и окаймленный карбонатный шельф (рис. 4.2 А). Сейсмокомплекс, характеризующий этот интервал, в кровле и подошве маркирован высокоамплитудными отражениями. Внутри комплекса волновая картина преимущественно слабоконтрастная, иногда акустически прозрачная, иногда с редкими прерывистыми отражениями. Между карбонатными платформами выделаны области некомпенсированного осадконакопления.

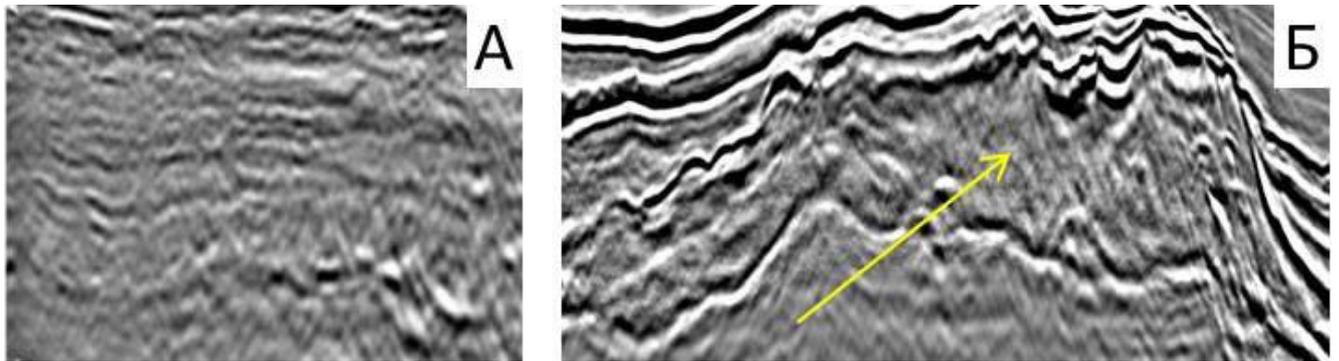


Рис. 4.2. Особенности волновой картины юрско-неокомского интервала разреза. Карбонатные платформы

Нижнемеловой (апт-альб) интервал разреза характеризуется сейсмокомплексом между ОГ *U2* и *U3*. В этом интервале проявляются особенности волновой картины, связанные с процессами вулканизма. На сейсмических разрезах в пределах вала Шатского, Гудаутского поднятия, Восточно-Черноморской впадины выделены тела, имеющие форму конусов с острыми либо округлыми вершинами (рис. 4.1 Г, рис. 3.17). В плане большинство тел изометричны, диаметром от 1 до 4 км. Субвертикальные подводящие каналы выделяются с помощью атрибутного анализа, без дополнительных преобразований в волновом поле они практически не различимы на сейсмических разрезах.

В этом же интервале разреза выделены разноамплитудные отражения, секущие основное напластование, интерпретируемые как интрузии. Амплитуды этих отражений зависят от литологического состава вмещающей толщи. В терригенном разрезе

амплитуды могут быть высокими, в карбонатном – низкими, ввиду небольшого различия скоростей распространения продольных волн в интрузивных и карбонатных породах. На горизонтальных срезах сейсмических кубов такие отражения имеют преимущественно изометричные, часто овальные или округлые очертания. Пример внедрения, предположительно в меловое время, интрузии в терригенные среднеюрские породы показан на рис. 4.3. Внедрение интрузии после накопления среднеюрских пород предполагается из-за локально приподнятой кровли среднеюрского комплекса.

Эти особенности волнового поля скважинами на площади работ не подтверждены, однако в береговых обнажениях можно увидеть вулканические породы ранне- и позднемелового возраста.

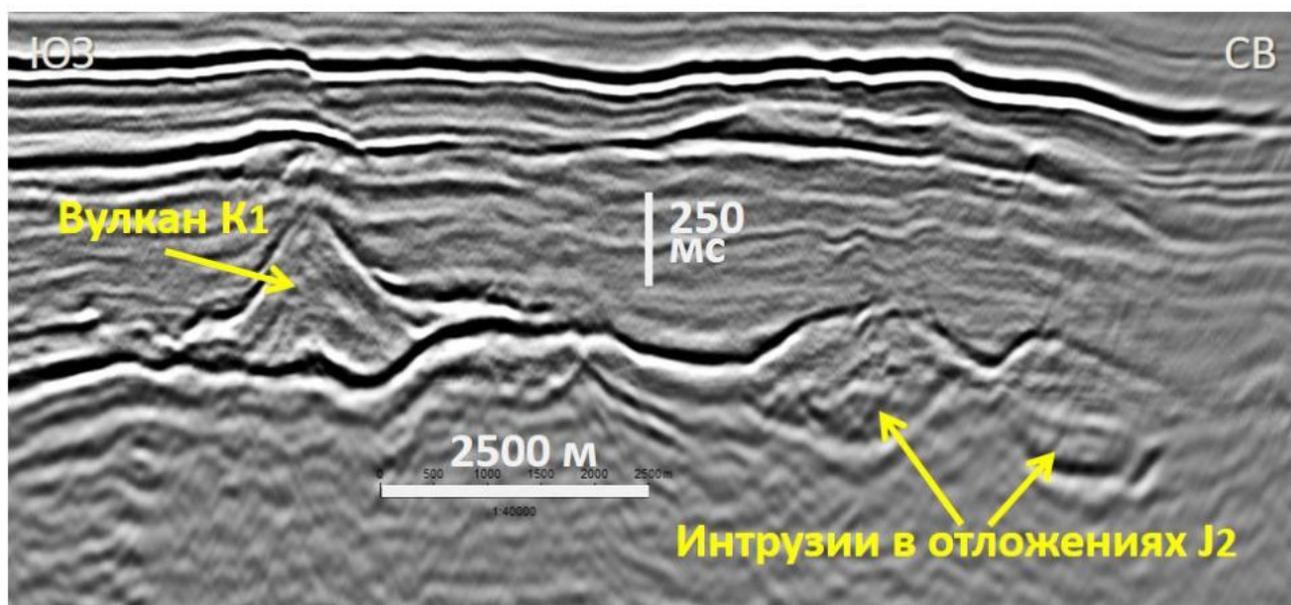


Рис. 4.3. Пример выделения особенностей волнового поля, связанных с вулканом и интрузиями

Палеоцен-эоценовый интервал разреза на сейсмических профилях представлен параллельной и субпараллельной сейсмифациями без локальных особенностей. Для этого времени предполагается преимущественно глинисто-карбонатный тип осадконакопления в условиях умеренно-глубоководного шельфа.

Интервал майкопской серии. Наиболее полно разрез майкопской серии представлен в Туапсинском прогибе, где он изучен только по сейсмическим данным. На суше породы майкопа исследованы в обнажениях Сочи-Адлерского района и представлены преимущественно глинисто-алевритистой толщей с прослоями песчаников

[Митюков и др., 2012, Хлебникова и др., 2014]. В волновой картине для этого сейсмокомплекса выделены следующие сейсмофации: параллельная, субпараллельная, бугристая, хаотичная и без признаков отражения. На сейсмических разрезах майкопский комплекс характеризуется преимущественно относительно высокочастотными, протяженными, параллельными и субпараллельными отражениями. Амплитуды отражений переменные, что зависит от однородности литологического состава пород, а также степени их дислоцированности. Для большей части сейсмокомплекса относительные значения амплитуд от низких до средних. Амплитуда отражений в сильно дислоцированных породах меньше, чем в более тектонически стабильных зонах. Подобные сейсмофации могут характеризовать относительно глубоководные условия осадконакопления.

В майкопском комплексе выделены более яркие субпараллельные и бугристые пакки отражений разной степени протяженности, иногда с локальным повышением амплитуды вдоль осей синфазности. В Западно-Кубанском прогибе отражения с увеличенной относительно вмещающей толщи амплитудой связаны с пластами Нефтегорской песчаной зоны [Гайдук и др., 2008]. Подобные яркие отражения, по аналогии с Западно-Кубанским прогибом, предположительно связаны с более песчанистым составом в Туапсинском прогибе и Керченско-Таманской зоне. По морфологии стратиграфических срезов 3D данных, взаимоположению отражений внутри комплекса и сопоставлению с волновыми картинками аналогов [Posamentier et al., 2003, 2016] сделано предположение о принадлежности выделенных сейсмофаций к разным частям глубоководной системы конусов выноса с питающими и подводящими каналами (рис. 4.4).

Выше отражающего горизонта, отвечающего приблизительно границе олигоцена–миоцена, на большей части площади работ выделен сейсмокомплекс с хаотичной волновой картиной. Иногда внутри комплекса можно выявить прерывистые наклонные отражения, фиксирующие систему оползневых надвигов с подошвенным детачментом, и ярко-амплитудные включения. В подошве комплекса фиксируется эрозионное несогласие (рис. 4.5). На слайдах по 3D сейсмическим данным отчетливо выделяются внутренние особенности строения комплекса,

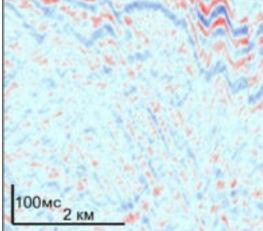
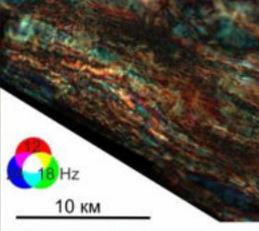
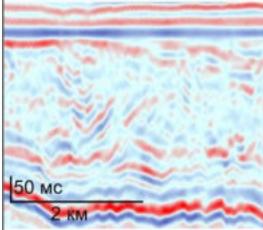
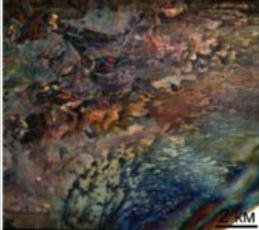
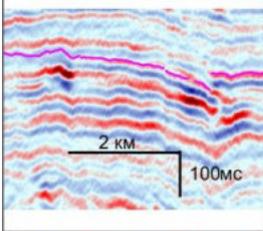
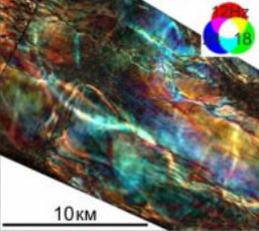
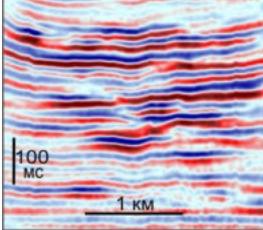
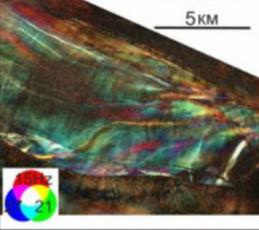
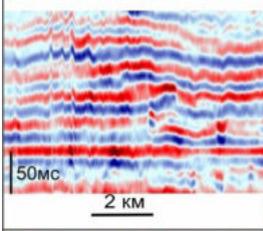
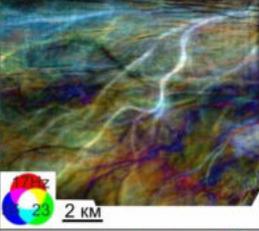
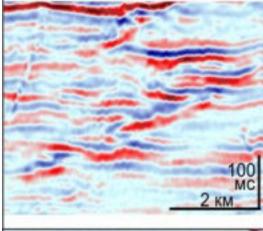
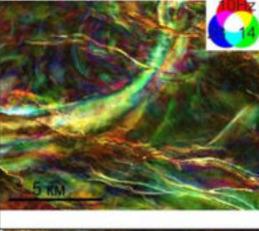
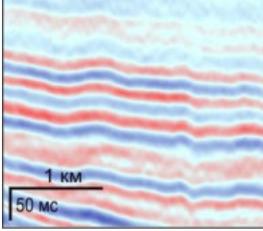
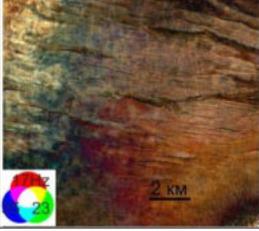
Сейсмофация		Параметры отражений волнового поля	Предполагаемый литологический состав и условия осадконакопления
Вертикальный разрез	Горизонтальный срез		
		Хаотичные, иногда акустически прозрачные, сильно прерывистые, низкоамплитудные, высокочастотные отражения. Хаотичный рисунок на горизонтальном слайсе.	Отложения нижнего майкопа, преимущественно глинистые, сильно дислоцированные в позднем миоцене-плиоцене. Накапливались в относительно глубоководных условиях.
		Хаотичные, прерывистые, низкоамплитудные с локальными включениями высокоамплитудных отражения. В подошве комплекса часто выделяется эрозионное срезание. Чешуйчатый рисунок на горизонтальных слайсах.	Осадки гравитационного оползания. В толще встречаются олистолиты размером до 1 км, которые хорошо выделяются на горизонтальных срезях. Характеризуются значительной внутренней дислоцированностью. По составу преимущественно глинистые.
		Субпараллельные, умеренно непрерывные, среднеамплитудные отражения. Локальные увеличения амплитуд и уменьшение частоты вдоль отражения, соответствует линейным объектам на горизонтальных слайсах.	Фации осевой части глубоководного конуса выноса, характерны для глубоководных отложений нижнего майкопа. Системы палеоканалов в разрезах обнажений Сочи-Адлеровского района заполнены в основном песчаниками
		Субпараллельные и бугристые, разной степени протяженности, высоко- и среднеамплитудные, отражения с локальным увеличением амплитуды. На горизонтальном слайсе - система расходящихся линейных объектов в виде «русел»	Фации проксимальной части конуса выноса с системой распределительных каналов и лопастей. По литологическому составу предположительно песчанистые с прослоями глинистого и алевролитового материала, который накапливается в периоды повышения уровня.
		Субпараллельные или расходящиеся, разной степени протяженности, среднеамплитудные с локальным увеличением амплитуд отражения. Нижняя граница характеризуется подошвенным прилеганием. На горизонтальном слайсе - сеть многочисленных ветвящихся каналов.	Фации центральной и дистальной частей конуса выноса с распределительными каналами и лопастями, сложенными тонкозернистым песчаником и алевролитом с глинистыми прослоями.
		Бугристые, прерывистые, среднеамплитудные с локальным увеличением амплитуд отражения. В подошве выделяется граница эрозионного срезания. На горизонтальных слайсах выделяются линейные тела.	Система вложенных каналов. Заполнены предположительно песчаниками, с постепенным уменьшением зернистости вверх по разрезу.
		Параллельные протяженные отражения разной степени динамической выразительности в зависимости от однородности фациального состава. Амплитуды от средних до низких. Однородная область на горизонтальных слайсах с системой трещин и разломов.	Фации глубоководных условий осадконакопления на удалении от источников сноса, представленные пелагическими глинами с прослоями алевролитов.

Рис. 4.4. Сейсмофации, выделенные в разрезе отложений олигоцен-раннемиоценового возраста, майкопская серия (Баскакова и др., 2021 с изменениями)

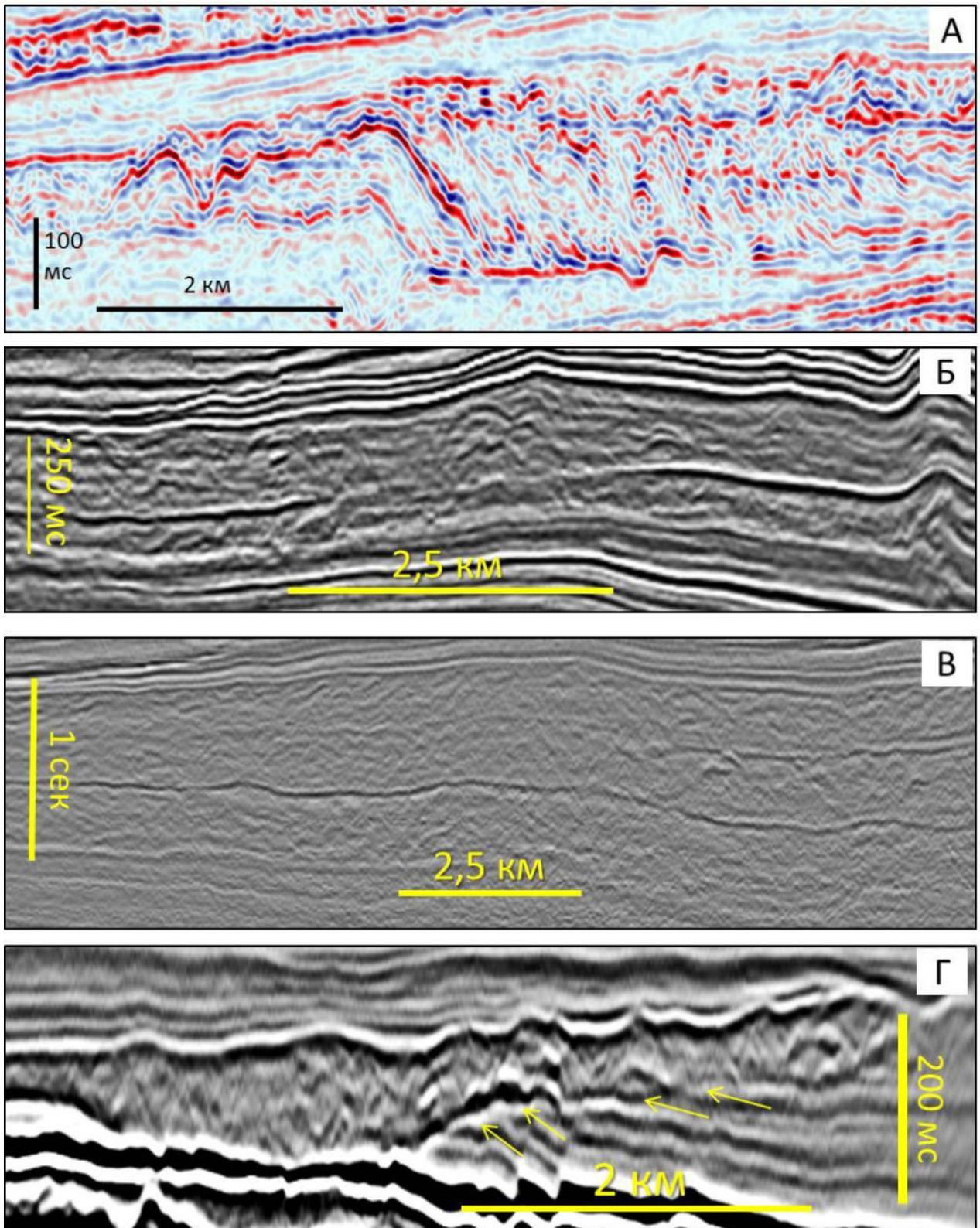


Рис. 4.5. Фрагменты сейсмических профилей с отложениями транспорта масс: А – голоценовые отложения в районе современного Анапского склона; Б – майкопский интервал разреза в зоне контакта Керченско-Таманского прогиба и Анапского выступа; В – три сейсмокомплекса в разрезе майкопской серии западной части Туапсинского прогиба; Г – комплекс в районе вала Шатского с отчетливой эрозионной границей в подошве

например, обособляются олистолиты с поперечным размером до 500 м (рис. 4.6). Вышеописанные признаки позволили отнести эти образования к отложениям транспорта масс (МТС/МТД, раздел 2.2.8).

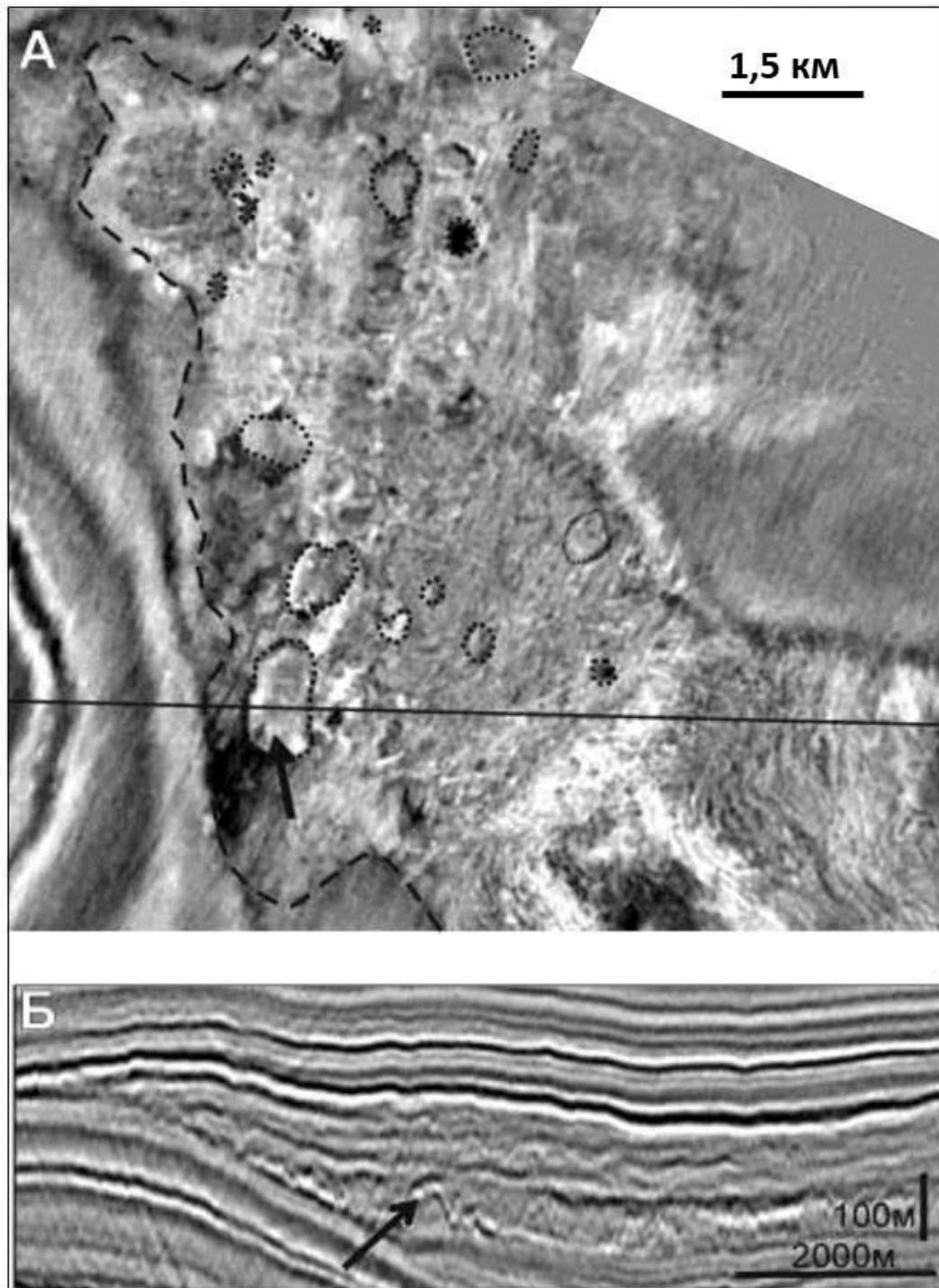


Рис. 4.6. Вид на сейсмическом слайсе комплекса оползневого тела с олистолитами (А) и сейсмический разрез к нему (Б).

Стрелкой показано одно и то же тело на слайсе и разрезе. Пунктиром ооконтурены отдельные вероятные олистолиты и олистоплаки. Район вала Шатского [Митюков и др., 2012]

Присутствие отложений транспорта масс в разрезе характерно для относительно глубоководных условий осадконакопления в пределах склона и чаще приурочено к тракту низкого стояния уровня моря. На рассматриваемой площади наличие в разрезах комплексов МТС может быть связано с началом активизации тектонических движений и горообразованием в пределах Большого Кавказа. Подобные отложения изучены в разрезах обнажений Западного Кавказа и Крыма [Никишин и др., 2012], а также распространены на современном склоне Черного моря [Хлебникова и др., 2018].

В восточной части Туапсинского прогиба в верхней части разреза майкопской серии выделены области, где субпараллельные отражения пересечены наклонными. Выше и ниже этого интервала этих секущих отражений не выявлено, следовательно, их появление не связано с последующими деформациями, которые проявились бы по всему разрезу. Кроме того, при палеовыравнивании разреза на отражающий горизонт ниже этого интервала – четко видна седиментационная природа образования наклонных границ. Ярко выраженный наклон отражений, секущих напластование границ в толще майкопа, по мнению автора, связан с наложенными тектоническими движениями в среднем миоцене. Эти области на стратиграфических слайдах выстраиваются в субпараллельные линии (рис. 4.7). На рассматриваемой площади подобная волновая картина в верхней части разреза майкопской серии отождествлена с областями развития осадочных волн (раздел 2.2.8). Выше по разрезу осадочные волны встречаются практически во всех интервалах, что указывает на относительно глубоководные условия осадконакопления. Поскольку такой тип волновой картины наиболее типичен для континентальных склонов и их подножий. На современном склоне Черного моря также выделяются подобные зоны (рис. 4.8) и, как видно на карте, они приурочены к областям развития глубоководных каналов.

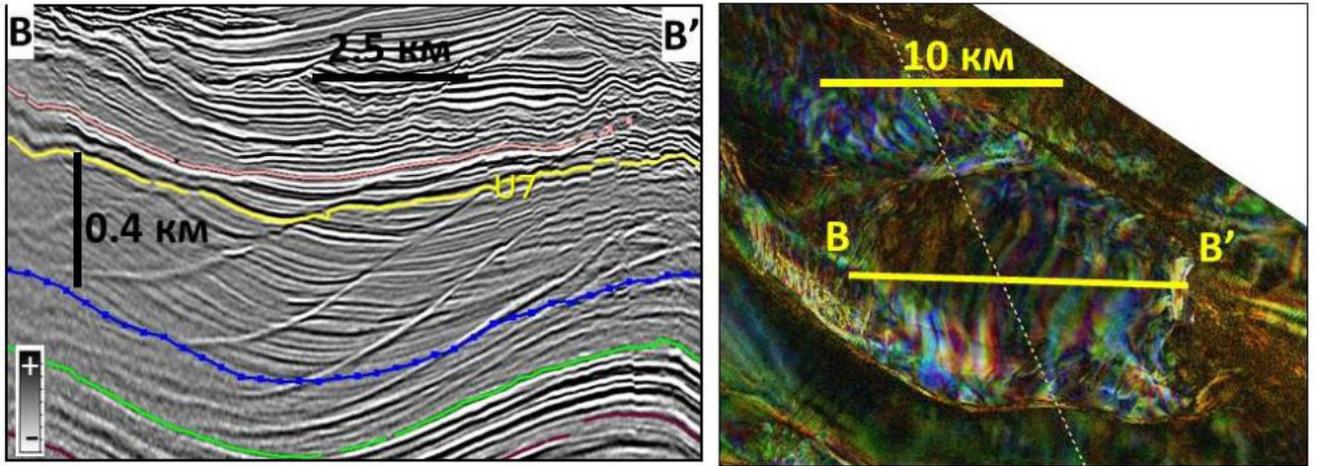


Рис. 4.7. Фрагмент сейсмического профиля и стратиграфических слайс спектральной декомпозиции вблизи кровли майкопской серии, показывающий осадочные волны

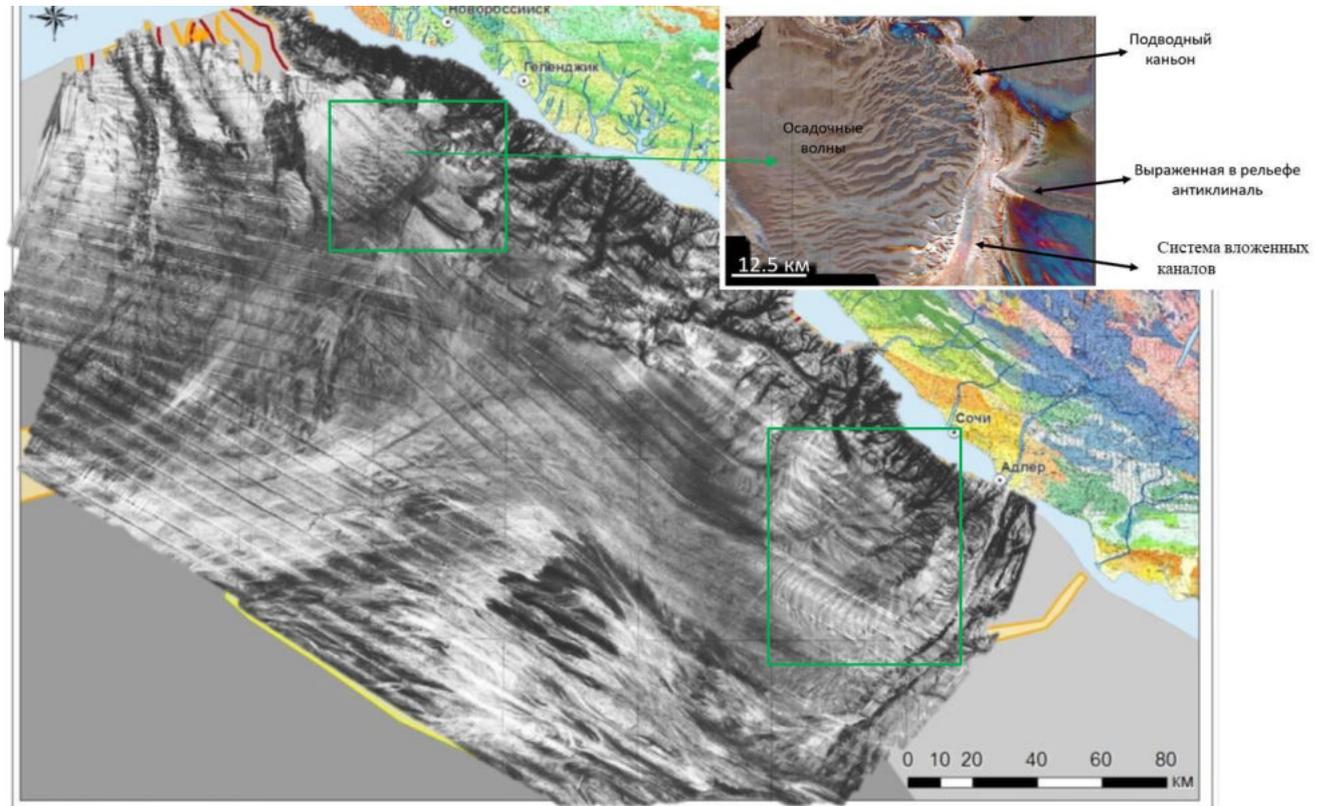


Рис. 4.8. Сонарное изображение морского дна Черного моря (АО «Южморгеология, 1996-1998, по Е.А. Глазырин, 2019 с дополнениями), показывающее зоны развития осадочных волн (зеленые прямоугольники) и увеличенный фрагмент спектральной декомпозиции вдоль ОГ морское дно (составлено С.А. Осокиным, Г.В. Баскаковой)

Среднемиоцен-плиоценовый интервал разреза. Наиболее полный разрез среднемиоценовых отложений представлен в западной части вала Шатского и в южной части Туапсинского прогиба. Породы среднего миоцена Таманского п-ова представлены

глинами известковистыми и неизвестковистыми, мергелями, известняками песчанистыми, органогенно-обломочными, локально распространенными мшанковыми и строматолитовыми известняками (рис. 1.4). В разрезах обнажений пород верхнего миоцена Сочи-Адлерского района преобладают конгломераты с прослоями песчаников разной зернистости, глины однородные плитчатые, с многочисленными отпечатками листьев.

На площади Туапсинского прогиба и вала Шатского в волновой картине среднемиоцен-плиоценового комплекса по аналогии с майкопским интервалом разреза выделены следующие виды сейсмической записи: параллельная, субпараллельная, волнистая, холмистая, бугристая, расходящиеся и хаотичная. Параллельные и субпараллельные протяженные отражения отвечают глинисто-алевритистой толще (рис. 4.9).

Сейсмокомплекс между ОГ *U7* и *U8* включает в себя разнообразные сейсмофации, характеризующие каньоны, каналы и конуса выноса. Система каньонов начала образовываться вблизи ОГ *U8.1*, отвечающего кровле чокракских отложений. На стратиграфических слайсах спектральной декомпозиции отрисовывается внутреннее строение стенки каньона (рис. 4.9, верхние две строчки). Ранее эти каньоны были выделены по сейсмическим данным 2D и отнесены к речной долине, образовавшейся в период резкого падения уровня моря [Афанасенков и др., 2005]. Различить по волновой картине каньон, сформированный флювиальными процессами от глубоководного не всегда возможно, поскольку их строение идентично. Однако, характер заполнения каньона различается: в «сухопутных» каньонах наблюдается латеральное наращивание; в подводных каньонах происходит заполнение центральной части канала (рис. 4.10, по материалам онлайн лекции Н.В. Posamentier [AAPG, 2020]). По характеру заполнения каньона по типу «прорезание-заполнение» в центральной части вала Шатского был сделан вывод о его подводном генезисе (рис. 4.11). Распространение каньонов с подобным механизмом образования в мире рассмотрено в работе [Fisher et al., 2021], один из таких примеров – подводный каньон вблизи Монтерея с глубинами воды около 2км.

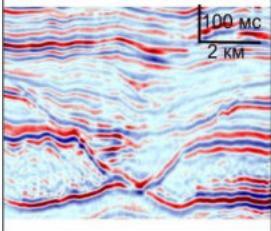
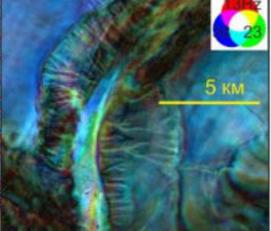
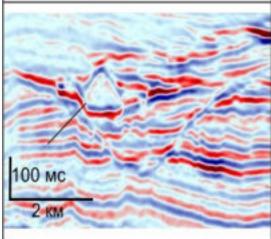
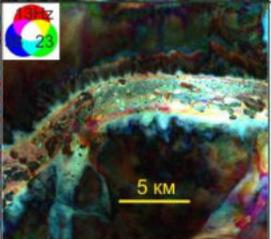
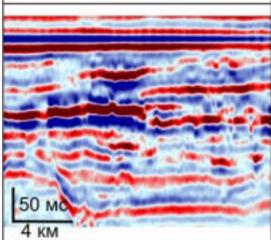
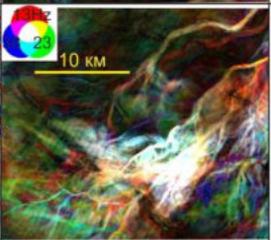
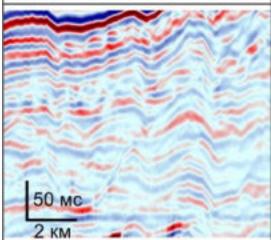
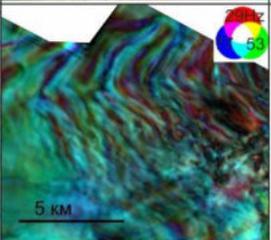
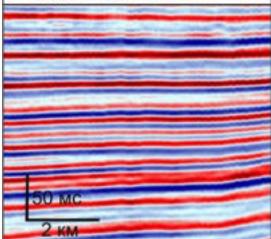
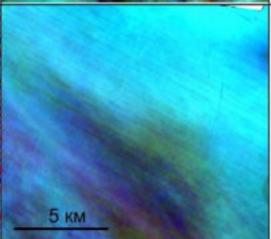
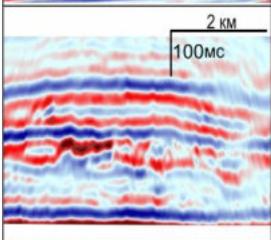
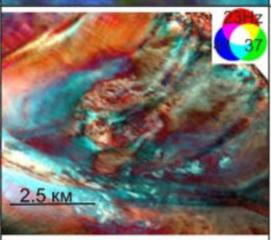
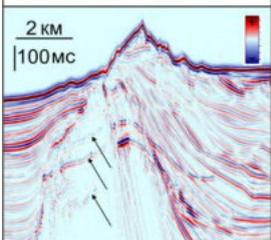
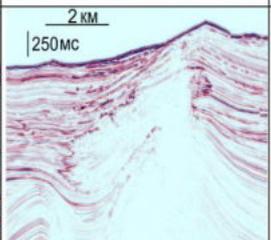
Сейсмофация		Параметры отражений волнового поля	Предполагаемый литологический состав и условия осадконакопления
Вертикальный разрез	Горизонтальный срез		
		От расходящихся до бугристых, иногда хаотичные, прерывистые, разноамплитудные отражения. Эрозионное срезание в подошве комплекса. На горизонтальных слайсах каньон с каналом в центральной части и оврагами на бортах.	Врезанные каньоны. Подобные каньоны образуются в районе бровки шельфа при падении уровня моря. Глубина палеобассейна в районе каньонов предположительно до 200м. В районе работ выделено два каньона.
		Характеристика внутреннего заполнения каньонов: изометричные объекты, акустически-прозрачные. На горизонтальных слайсах выделяются в виде округлых объектов разных размеров.	Изображение олистолитов в центральной части каньона. Размеры некоторых до 1,5 км. На слайсах видны следы волочения. Сложены предположительно карбонатными породами с северного склона вала Шатского.
		Бугристые, разной степени протяженности, высоко- и среднеамплитудные с локальным увеличением амплитуды отражения. На горизонтальном слайсе - сеть многочисленных ветвящихся	Фация проксимальной части конуса выноса с подводящими каналами и лопастями. Обстановки осадконакопления - глубоководные, дно бассейна вблизи подножия склона.
		Волнистые, протяженные и умеренно протяженные, низкоамплитудные отражения. На горизонтальных слайсах параллельные, волнистые протяженные линии. Расстояние между хребтами зависит от расстояния от подножия склона.	Фации отождествляемые с осадочными волнами. Их образование может быть связано как с подводными течениями, так и с гравитационными процессами. Характерны для склона с небольшим углом падения, вблизи его подножия.
		Параллельные, протяженные, высокочастотные, часто высокоамплитудные отражения. Динамическая выразительность зависит от однородности фациального состава. Однородная область на горизонтальных слайсах.	Фации глубоководных обстановок осадконакопления, характеризуются выдержанностью толщин, представлены глинисто-алевроитовой толщей с прослоями песчаником и карбонатных разностей.
		Холмистые, линзовидные, непротяженные, среднеамплитудные отражения. На горизонтальном слайсе видны прямолинейные каналы и лопасти без питающих каналов.	Фации отождествляемые с мутьевыми потоками и оползнями с локальных источников сноса в виде растущих складок. Локальные потоки впадают в более крупные с удаленных источников сноса, что ведет к неоднородности в сортировке осадочного материала.
		Яркие отражения, имеющие противоположную фазу относительно дна моря. Повторяют морфологию палеодна. Граница связана с зонами стабильности газогидратов (BSR) - фазовым переходом газа в свободное состояние.	Акустически прозрачные тела изометричной формы на горизонтальных слайсах. Приурочены к надвиговым зонам. Связаны с грязевым вулканизмом в верхнемiocен-голоценовом интервале разреза Туапсинского прогиба.

Рис. 4.9. Сейсмофации, выделенные в разрезе отложений среднемиоцен-голоценового возраста (Баскакова и др., 2021 с изменениями)

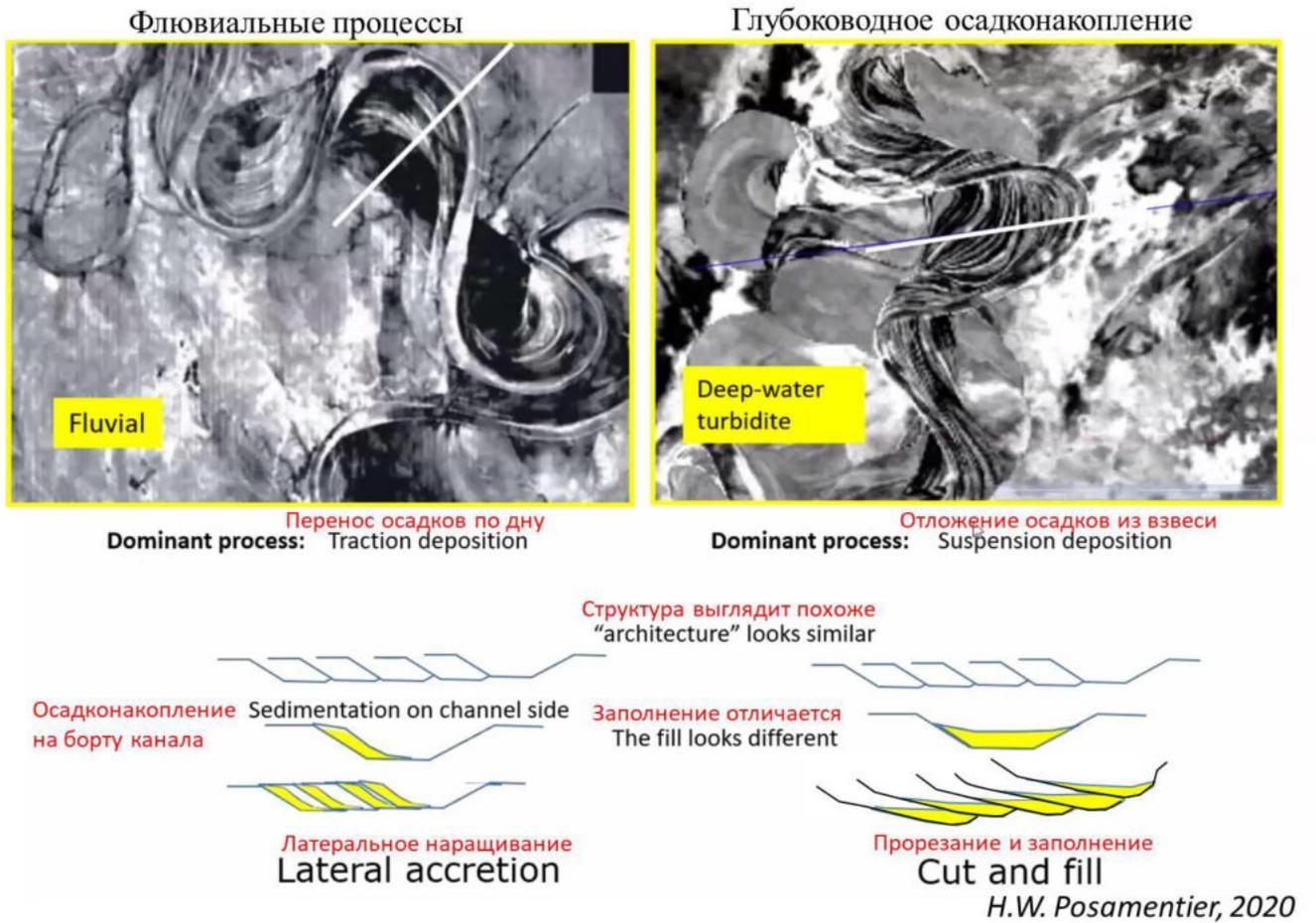


Рис. 4.10. Модели заполнения флювиальных и глубоководных каналов (по материалам лекции Г. Посаментьера, AAPG, 2020)

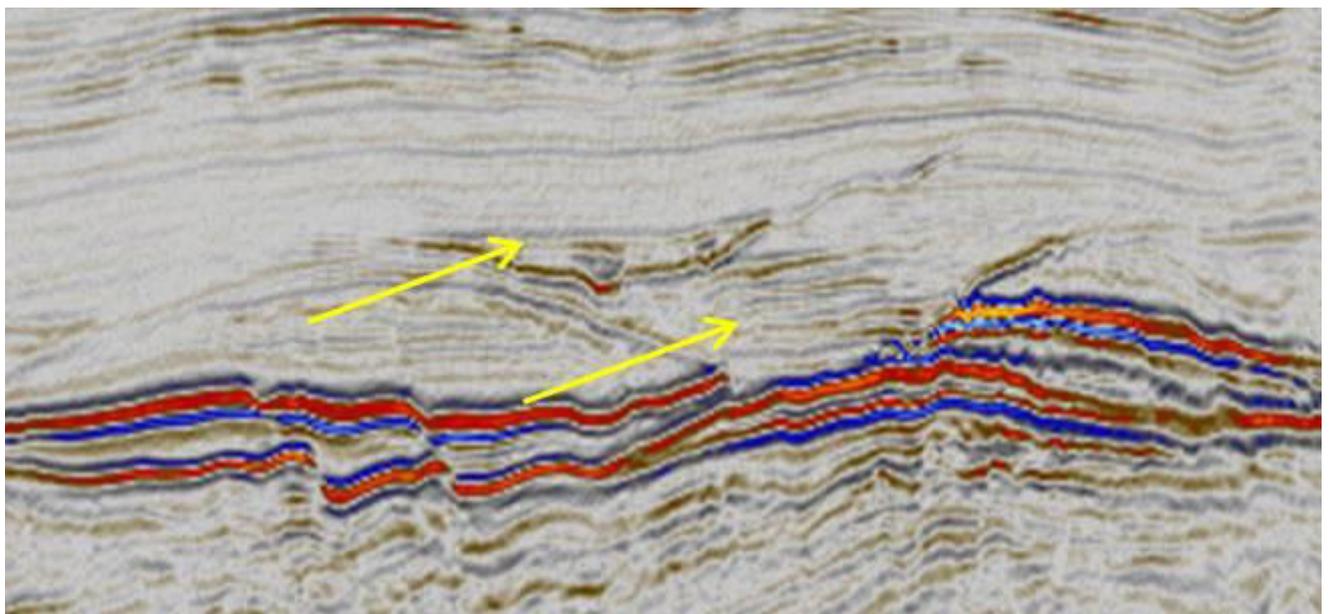


Рис. 4.11. Фрагмент сейсмического профиля через каньон в районе вала Шатского

В интервале между ОГ *U8.2* и *U8.3* каньоны полностью заполнены осадками, рельеф палеодна выровнен. В районе Гудаутского поднятия примерно в этом же интервале выделены «холмообразные» сейсмофации, отождествляемые с органогенными постройками «ленточного» типа (рис. 4.12). Появление подобных сейсмофаций указывает на мелководные шельфовые условия осадконакопления. Похожая волновая картина встречена на сейсмических профилях в пределах Азовского моря в более поздних интервалах разреза.

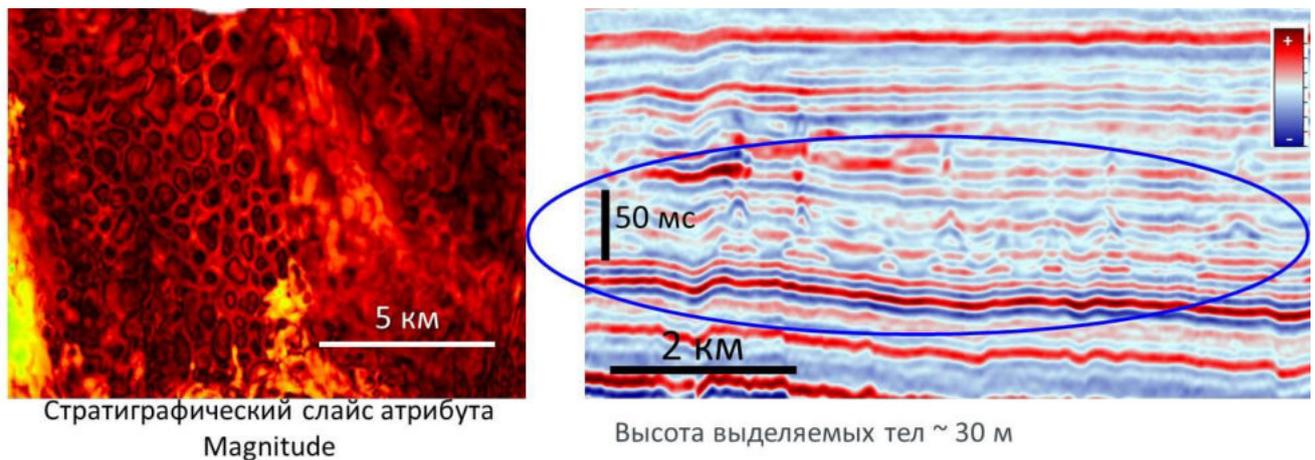


Рис. 4.12. Холмистая сейсмофация, предположительно связанная с органогенными постройками «ленточного» строения на мелководном шельфе (составлено М.С. Дорониной, Г.В. Баскаковой)

На следующем стратиграфическом уровне выше ОГ *U8.3* по слайсам выделены сейсмофации, отождествляемые с отложениями конусов выноса с подводящими и питающими каналами. Некоторые каналы еле различимы в волновом поле. Это связано с тем, что литологический состав заполняющих их осадков близок к составу вмещающей толщи. Другие имеют высокую амплитуду отражения и картируются как по разрезам, так и по картам атрибутов. Система конусов выноса сарматского возраста имеет наибольшую площадь распространения в районе работ. Между ОГ *U8* и *U9.1* в волновом поле не выделены значимые особенности. Этот интервал отвечает погружению рассматриваемого региона. Анализ стратиграфических слайсов вблизи ОГ *U8* показал довольно резкое прекращение развития выделенной системы конусов выноса. Это может быть связано с тектоническим перестроением и быстрым погружением площади большей части Туапсинского прогиба и вала Шатского. Еще один факт указывающий на возможное быстрое погружение рассматриваемого региона и тектонические события – наличие

субвертикальных аномалий в волновом поле вблизи ОГ *U8* в центральной части вала Шатского, предположительно обусловленных гидротермальными потоками (рис. 4.13). Некоторые из них оканчиваются в олигоцен-миоценовом интервале разреза. Положение этих аномалий совпадает с положением выделенных сдвиговых зон майкопского возраста (рис. 3.29). На горизонтальных срезах сейсмического куба и картах амплитуд эти аномалии отображаются как кольцевые формы (рис. 4.20). Детально они рассмотрены в работе [Хлебникова и др., 2020]. Модели формирования подобных провалов разобраны в работе А. McDonnell с соавторами [McDonnell et al., 2007].

Волнистая сейсмофация также, как и в майкопском интервале разреза соответствует осадочным волнам. Наиболее широко они развиты в интервалах развития конусов выноса вблизи расположения предположительных подводящих каналов. Наличие этой сейсмофации использовано для отрисовки положения палеосклона на схемах условий осадконакопления.

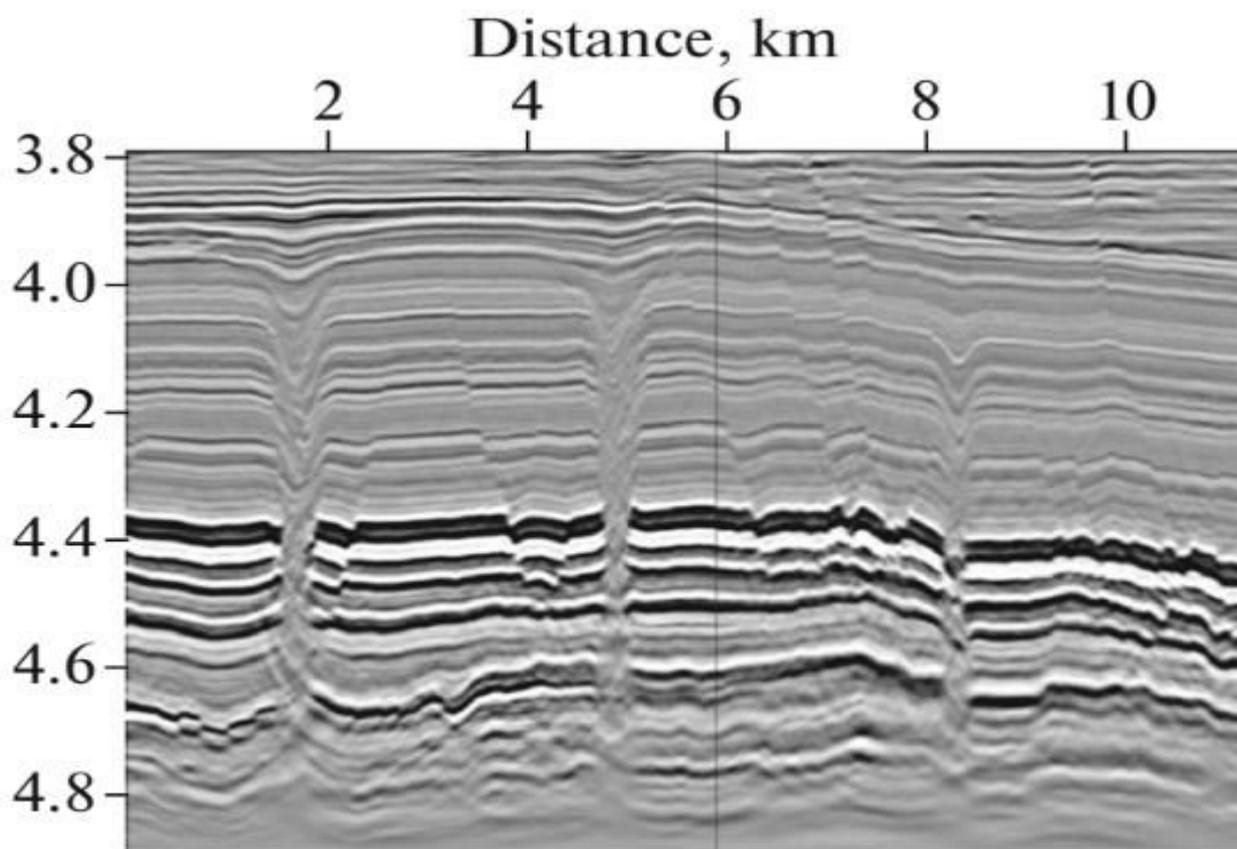


Рис. 4.13. Фрагмент сейсмического профиля с субвертикальными аномалиями в волновом поле в районе вала Шатского [Хлебникова и др., 2020]

В зонах растущих поднятий в Туапсинском прогибе выделены холмистые и линзовидные отражения, связанные с фациями склоновых потоков и оползней (рис. 4.9, вторая строка снизу).

В пределах северо-восточной части Черного моря широко развит грязевой вулканизм (рис. 4.9, нижний фрагмент). В рамках исследований МГУ имени М.В. Ломоносова по программе «Плавучий Университет» грязевые вулканы выявлены в прогибах Сорокина, Туапсинском и Керченско-Таманском, где они приурочены главным образом к тектоническим нарушениям. В Туапсинском прогибе грязевой вулканизм преимущественно развит в западной части, что связано более глинистым составом майкопской серии по сравнению с восточной части прогиба.

В верхней части разреза также выделены субвертикальные аномалии с «провалом» осей синфазности, приуроченные к надвиговым зонам. Их наличие связано с разгрузкой флюида и процессами грязевого вулканизма (рис. 4.14).

В интервале 450-500 м от дна моря по сейсмическим профилям выделены яркие отрицательные отражения, повторяющие морфологию палеодна. Эта граница связана с зонами стабильности газогидратов (BSR) и фазовым переходом газа в свободное состояние. Подобные отражения выделены повсеместно в акватории Черного моря [Конюхов А.И. и др., 1990; Menlikı et al., 2009] и широко распространены в мире, например, в Новой Зеландии [Wang et al., 2017], на Байкале [Клеркс и др., 2004], Карибах [Paganoni et al., 2017] и т.д. Границы BSR хорошо выделяются в зонах развития складчатых деформаций, поскольку пересекают оси синфазности, отвечающие положению слоев. На вале Шатского и в Восточно-Черноморской впадине, где слои залегают субгоризонтально, BSR трассируется по локальному раздвоению осей синфазности и увеличению амплитуды отражения.

Выделенные особенности волновой картины и анализ характерных для них условий осадконакопления совместно с картами толщин, использованы для построения схем обстановок осадконакопления.

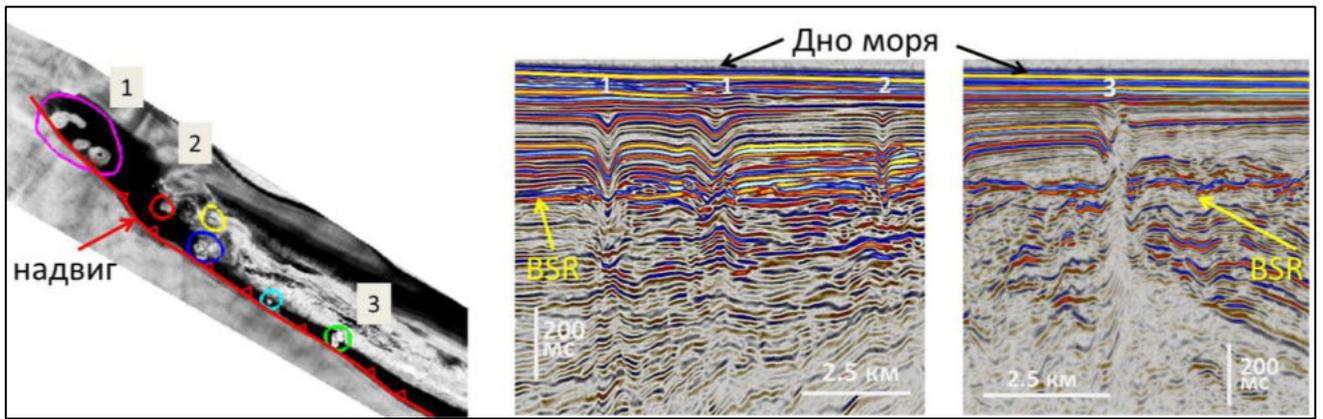
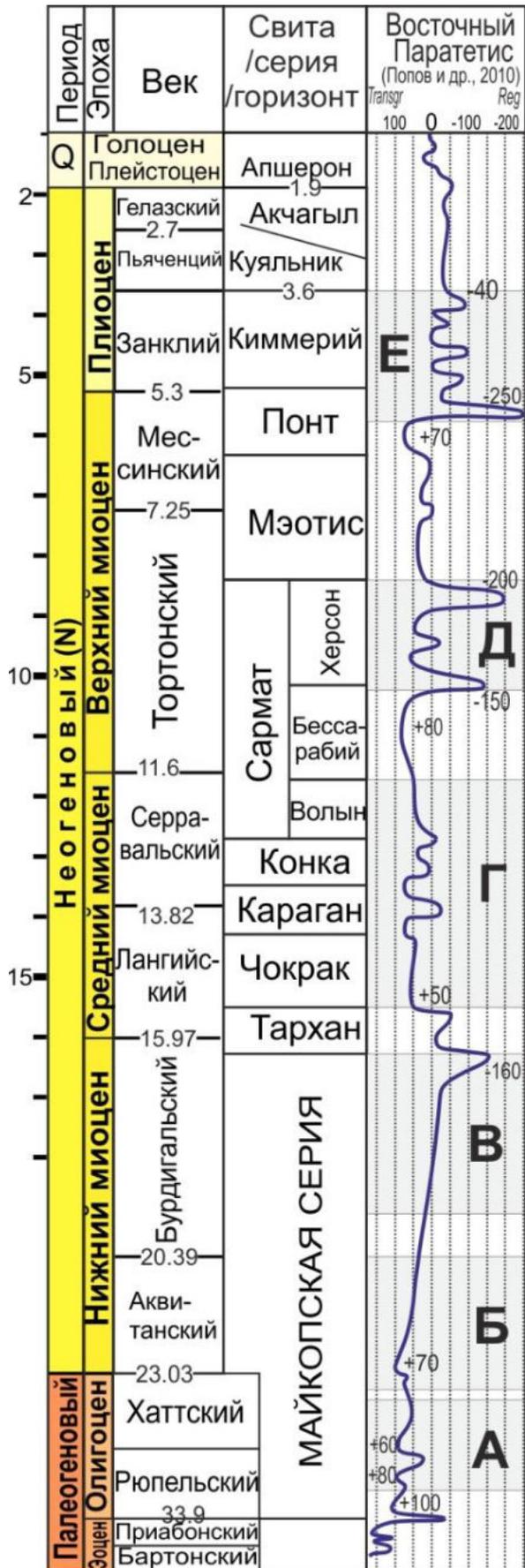


Рис. 4.14. Зона разгрузки флюида вблизи современного дна Черного моря. Глубина моря около 2 км. Цифрами обозначено положение соответствующих зон на слайсе и разрезе

4.3. Анализ условий осадконакопления в олигоцен-голоценовом интервале разреза

Реконструкция условий осадконакопления проведена для олигоцен-голоценового интервала разреза и основана на обобщении опорных разрезов обнажений суши, обрамляющей Черное море, скважинных данных по сопредельным областям, результатов комплексной интерпретации материалов сейсморазведки 3D и анализов публикация по мировым аналогам. Выделение элементов глубоководной системы осадконакопления проведено с использованием сейсмических атрибутов вдоль ОГ и в интервалах, спектральной декомпозиции и особенностей волновой картины сейсмической записи. Недостаточность данных бурения, в том числе исследований керна оставляет некоторую неопределенность при реконструкции обстановок осадконакопления. Появление новых данных может потребовать уточнения предложенной модели.

Территория орогена Большого Кавказа и Западно-Кубанского прогиба не входит в полигон картопостроения. Однако для целостного представления истории развития региона с олигоценового времени эта территория включена в схемы обстановок осадконакопления. Для построения схем в сухопутной части использованы материалы региональных исследований [Афанасенков и др., 2007, Сенин, 2003, Попов и др., 2010; Popov et al., 2016; Popov et al., 2004., Ю.В. Ростовцева и др., 2009а-с, 2012; Nikishin et al., 2015] и результаты полевых работ, в том числе при участии автора.



Условные обозначения к схемам представлены на рис. 4.23.

4.3.1. Обстановки осадконакопления в олигоцене-раннем миоцене (майкопское время)

Начиная с олигоценового времени, площадь работ находилась в глубоководных условиях с терригенным осадконакоплением. По выделенным в предыдущей главе особенностям волновой картины в олигоцен-миоценовом интервале разреза предполагается наличие пелагических осадков, конусов выноса и отложений транспорта масс. Для майкопского интервала разреза построено три схемы условий осадконакопления, примерно отвечающие временным диапазонам: олигоцен, конец олигодена – начало раннего миоцена, конец раннего миоцена (Рис. 4.15).

Выбранные интервалы характеризуют историю геологического развития рассматриваемого района в олигоцен-миоценовое время в региональном масштабе. Для целей детальных исследований целесообразно делать более дробное разбиение майкопского сейсмокомплекса. В настоящий момент в олигоцен-нижнемиоценовом интервале разреза выделено как минимум семь поверхностей несогласия.

Рис. 4.15. Интервалы построения схем условий осадконакопления

Олигоцен. В конце эоцена–начале олигоцена произошло быстрое углубление Туапсинского прогиба до глубины (по литературным данным) не менее 500 м [Афанасенков и др., 2007].

Сам прогиб в начале олигоцена представлял собой узкий глубоководный трог, вытянутый в северо-западном направлении. Максимальные толщины нижней части майкопа были приурочены к центральной части трога. Вблизи ОГ, отождествляемого с кровлей рюпельского яруса, по сейсмическим атрибутам выделены единичные глубоководные каналы, расположенные вдоль оси палеопрогиба, по которым происходил перенос терригенного материала. По геометрии выделяемых каналов источник сноса находился на востоке (в современных координатах). Осадочный материал поставлялся речной системой палеодолин рек Мзымта и Бзыбь, истоки которых предположительно находились в центральной части Большого Кавказа. Другие ранее предполагаемые источники сноса терригенного материала с севера и северо-запада для нижнего майкопа не выделены. Выше по разрезу каналы сменились системой конусов выноса, также расположенных вдоль оси палеопрогиба (рис. 4.16). На схеме представлен объединенный контур для нескольких систем конусов выноса.

Песчаники нижней части майкопа исследованы в обнажениях Сочи-Адлерского района. Минеральный состав их преимущественно кварцевый, генезис — заполнение глубоководных каналов [Митюков и др., 2012].

Вал Шатского представлял собой подводное поднятие. На сейсмических разрезах выделяется последовательное налегание осадочных слоев на вал со стороны Туапсинского прогиба. Породы олигоцена, предположительно, представлены здесь конденсированными образованиями с сильно сокращенной мощностью относительно осадочных образований в краевом прогибе.

Площадь современной Восточно-Черноморской впадины в раннем олигоцене была расположена в пределах глубоководного бассейна.

Поздний олигоцен – ранний миоцен. В позднеолигоцен-раннемиоценовое время южная граница Туапсинского прогиба смещается в сторону вала Шатского (рис. 4.17). Северный склон палеовала Шатского располагался на борту прогиба, а южный – на борту глубоководной Восточно-Черноморской впадины. Центральная часть вала представляла собой периферийное палеоподнятия, которое перекрывалось конденсированными отложениями.

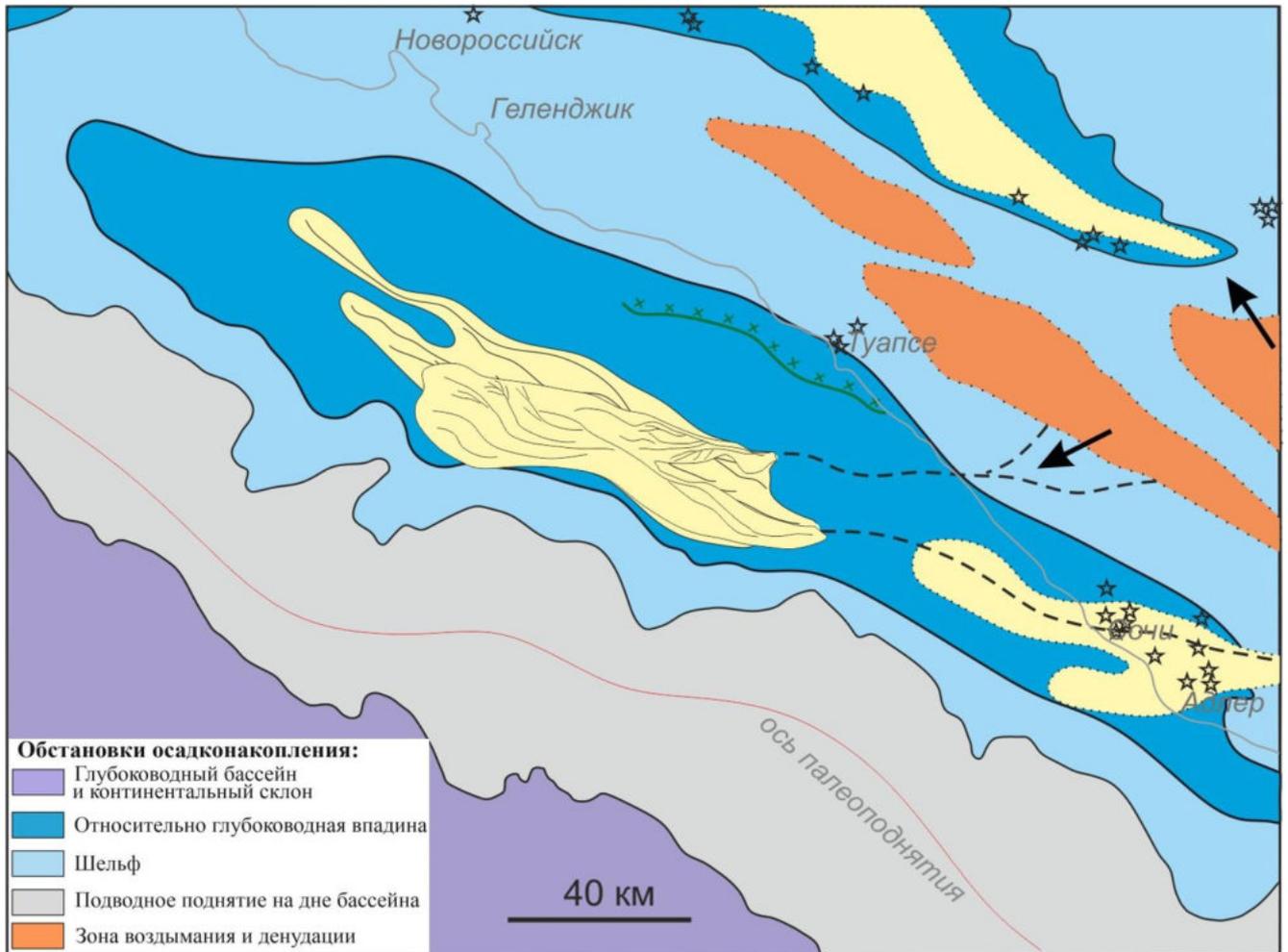


Рис. 4.16. Схема условий осадконакопления в олигоцене (условные обозначения на рис. 4.23)

По сейсмическим данным в Туапсинском прогибе выделены системы конусов выноса с подводными каналами в западной части прогиба и комплексы отложений транспорта масс на востоке. Положение конусов выноса изменяется относительно оси прогиба и частично покрывает площадь палеовала Шатского. По положению выявленных подводных каналов в это время можно выделить как минимум два крупных источника сноса — с востока и северо-востока.

В рассматриваемом интервале на площади Туапсинского прогиба выделено два комплекса отложений транспорта масс, сформированных вблизи кровли олигоценовых отложений и в верхней части аквитанского яруса раннего миоцена. Схожие образования представлены также в разрезах естественных обнажений в районе Агойского пляжа вблизи г. Туапсе. Формирование этого комплекса в Туапсинском прогибе связано со структурно-морфологическими изменениями палеодна бассейна, которые мы связываем

с началом орогенических процессов на месте Большого Кавказа. Эта гипотеза также подтверждена наличием углового несогласия на сейсмических разрезах в северной части вала Шатского и ростом складок в Туапсинском прогибе. По направлению движения МТС было сделано предположение о наклоне палеосклона на юг (зеленая стрелка на карте).

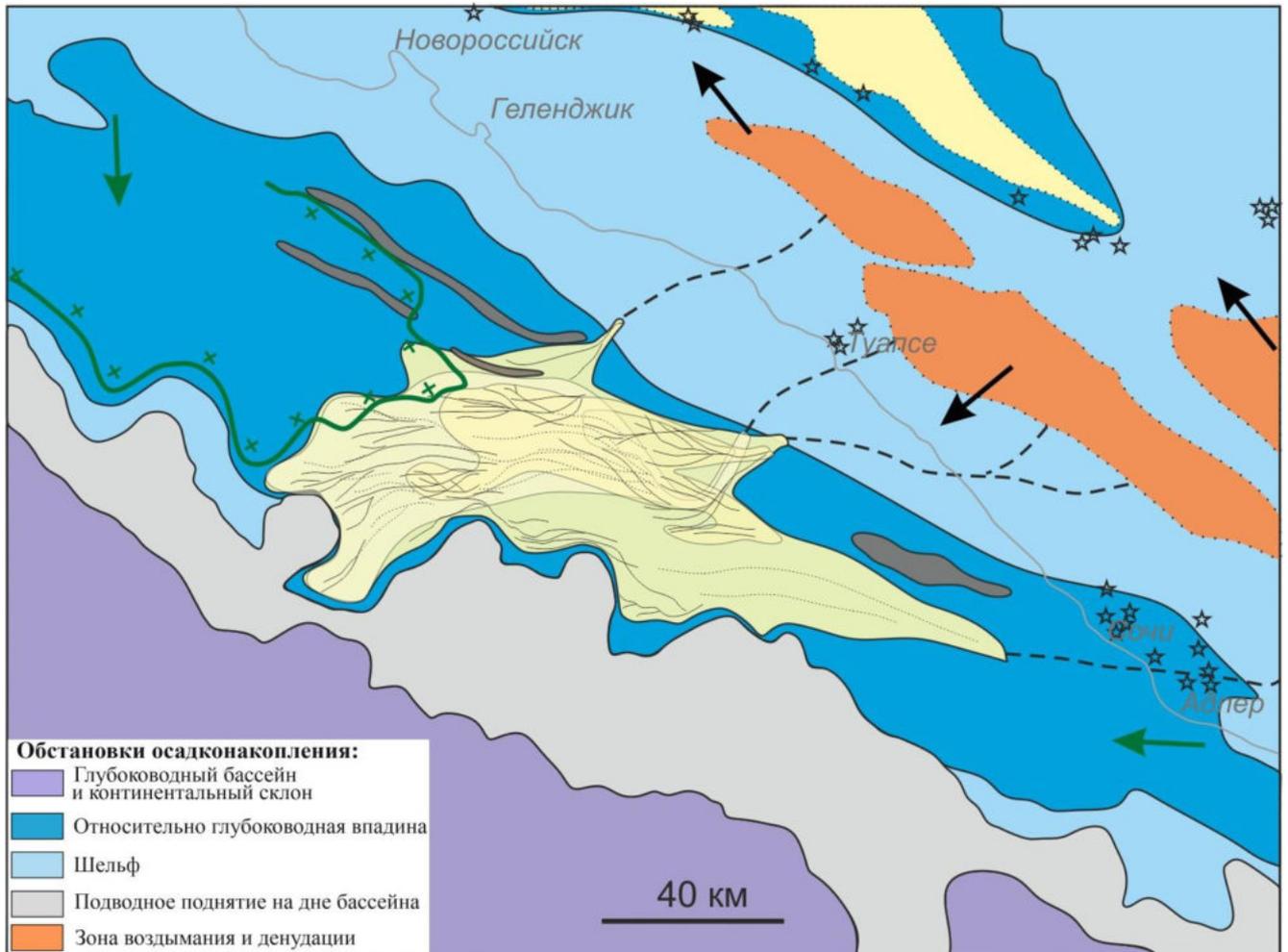


Рис. 4.17. Схема условий осадконакопления в позднем олигоцене–раннем миоцене.
Условные обозначения на рис. 4.23

Конец раннего миоцена. К концу раннего миоцена произошло нивелирование рельефа. Валы Шатского и Андрусова, прогибы Туапсинский, Сорокина и Керченско-Таманский были перекрыты единым чехлом отложениями майкопской серии. Наиболее погруженными зонами – остаются Восточно- и Западно-Черноморская впадины, ограниченные крутым склоном. Небольшие по площади конусы выноса выделены в центральной части района работ (рис. 4.18). Наличие турбидитовых песчаников в разрезе верхнего майкопа отмечено в обнажениях Сочи-Адлерского района. Система майкопских конусов выноса в пределах Туапсинского прогиба прекращает формирование.

В этом интервале разреза выделен один комплекс МТС, охватывающий более обширную площадь, чем нижележащие (рис. 3.30). По его кровле проведен отражающий горизонт, отождествляемый с кровлей майкопской серии *U7*.

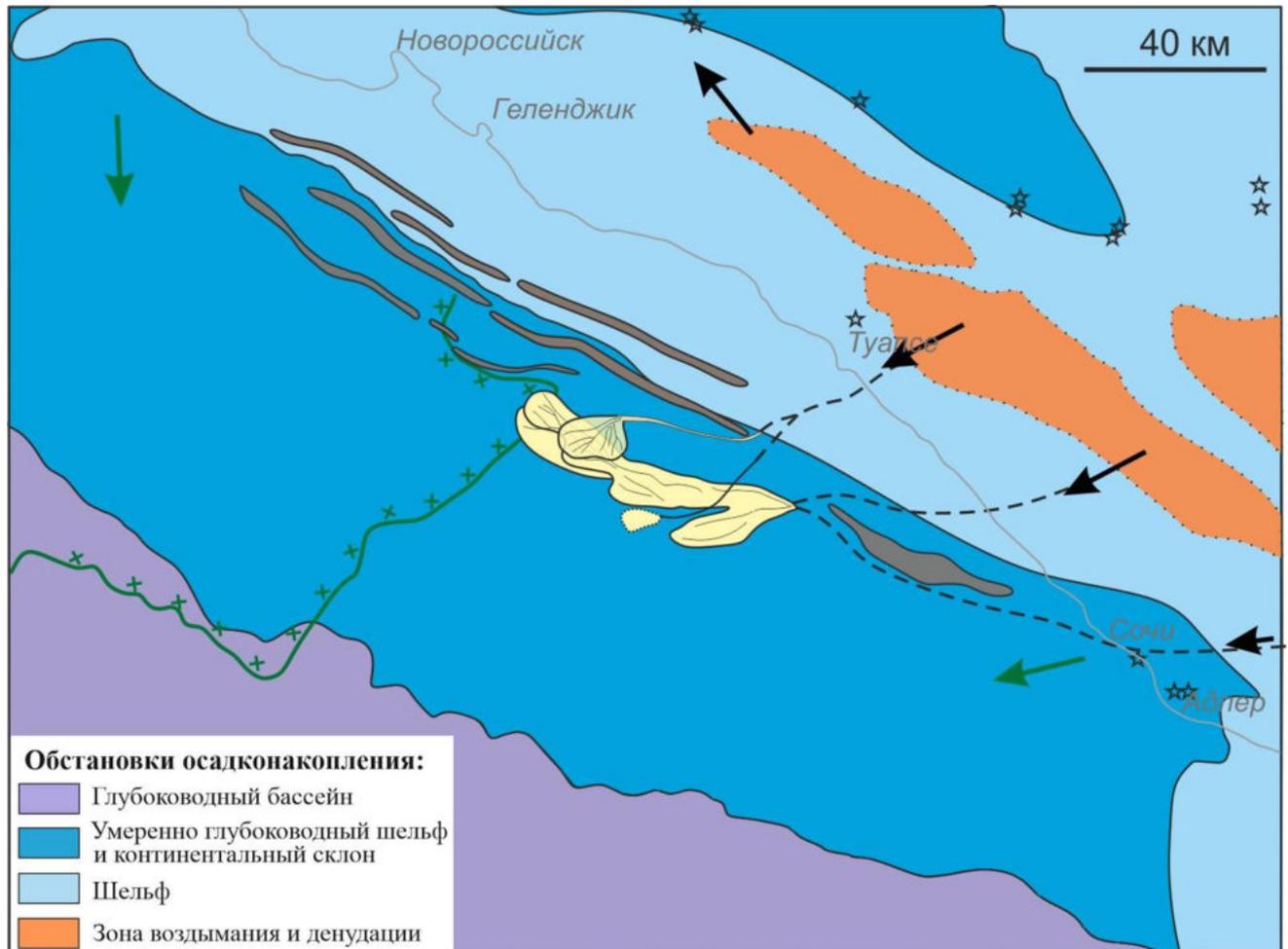


Рис. 4.18. Схема условий осадконакопления в конце раннего миоцена (условные обозначения на рис. 4.23)

4.3.2. Обстановки осадконакопления в среднем миоцене–голоцене

По результатам анализа обнажений в Керченско-Таманском районе в тарханское время, накапливались относительно глубоководные осадки. К концу чокрака произошло обмеление бассейна. Стратиграфическая привязка отражающих горизонтов в среднемиоценовом интервале в акватории дискуссионная, из-за недостаточности данных. Отражающий горизонт, отождествляемый с кровлей чокракского горизонта, — поверхность несогласия, приуроченная к развитию первой системы эрозионных каналов (рис. 4.11). В публикации С.В. Попова с соавторами отмечено несколько периодов

падения уровня моря в предсарматское время [Попов и др., 2010]. По сейсмическим профилям выделено как минимум три этапа врезания. Эрозионные каналы прорезают породы майкопа, а местами достигают эоценовые и палеоценовые отложения. Ширина каньонов составляет 6–12 км, а толщина заполняющих их осадков варьирует до 300–700 м. Формирование каналов носило унаследованный характер, что фиксируется врезанием молодой долины в относительно более древнюю.

Площадь Туапсинского прогиба и северная часть вала Шатского, вероятно, представляла собой широкий шельф. Южная часть вала представляла собой узкий, крутой склон в Восточно-Черноморскую впадину. Расширяется область суши, занимаемая островами будущего орогена Большого Кавказа. В районе подножия палеосклона (южная часть современного вала Шатского) существовал крутой обрыв в сторону Восточно-Черноморской впадины, где породы мела–олигоцена подвергались подводной эрозии.

В *среднемиоценовом комплексе* выделены три системы стратиграфически разноуровневых эрозионных каналов восточного и северо-восточного простираний. Отмечено новое направление сноса терригенного материала с севера (район г. Анапа), который предположительно может быть связан с деятельностью палео-рек, стекающих с Восточно-Европейской равнины (древней Восточно-Европейской платформы и молодой эпигерцинской Скифской платформы). Истоки восточной системы каньонов расположены в районе устьев современных рек Мзымта и Бзыбь, соответственно, вблизи г. Сочи и в Абхазии. Второй источник сноса, формирующий каньон северо-восточного простирания, был связан с системой рек с растущих островов орогена Северо-Западного Кавказа, расположенных между современными городами Геленджик и Туапсе. Оба вышеотмеченных источника сноса терригенного материала формируют единый каньон в центральной части вала Шатского. Конус выноса осадков по этому каньону выделен по сейсмическим профилям 2D в пределах Восточно-Черноморской впадины (рис. 4.19).

К *середине сармата* Восточно-Черноморская впадина и вал Шатского были перекрыты единым осадочным чехлом. Кромка палеошельфа сместилась на север, что сократило его ширину в районе Туапсинского прогиба, при этом расширилась область глубоководного бассейна. Эрозионные каньоны заполнились осадками, выше по разрезу их сменила система конусов выноса, что позволяет сделать вывод об увеличении глубины палеобассейна и выравнивании его дна. К позднему сармату расширяется область гористой суши Большого Кавказа. Растущие складки в Туапсинском прогибе (подводные

палеоподнятия), связанные с активизацией процессов орогенеза на Большом Кавказе, контролировали направление питающих каналов и сами служили дополнительным источником сноса материала. Направление источников сноса в целом было унаследовано от предыдущего этапа, однако отмечается меньшее поступление осадочного материала, связанного с деятельностью рек с северо-запада. В этой части района исследований в интервале верхнего сармата выделяется комплекс отложений транспорта масс (Рис. 4.20).

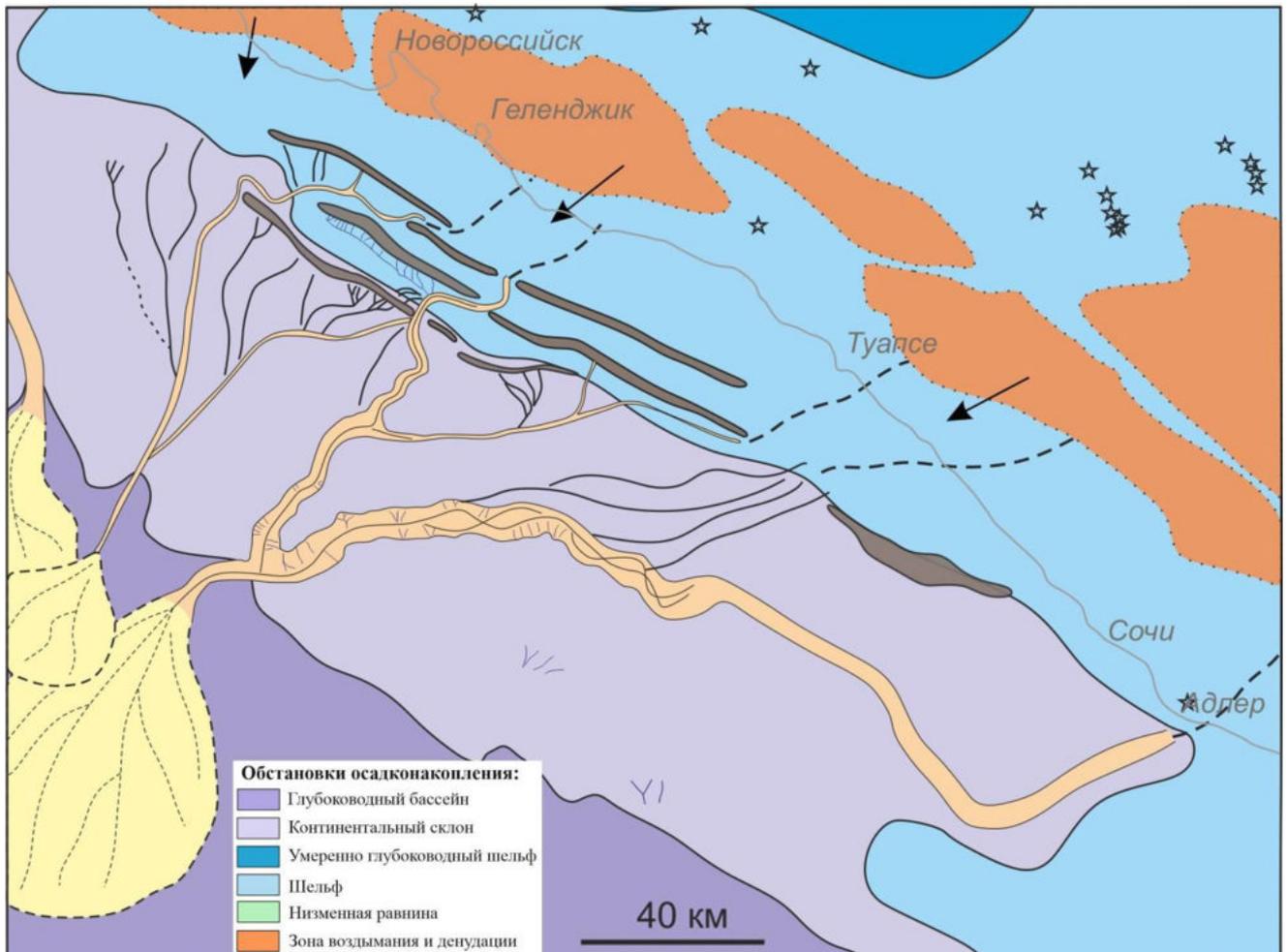


Рис. 4.19. Схема условий осадконакопления в среднемиоценовое время (чокрак-ранний сармат). Условные обозначения на рис. 4.23

Скважинами Сурмене-1 и Хопа-1 в восточной части Восточно-Черноморской впадины вскрыты верхнемиоценовые образования конусов выноса палео-рек бассейна Риони. Источником сноса для них служил Малый Кавказ. Породы, слагающие эти конусы, содержат большое количество вулканического материала и обладают плохими коллекторскими свойствами [Tari et al., 2018; Tari&Simmons, 2018].

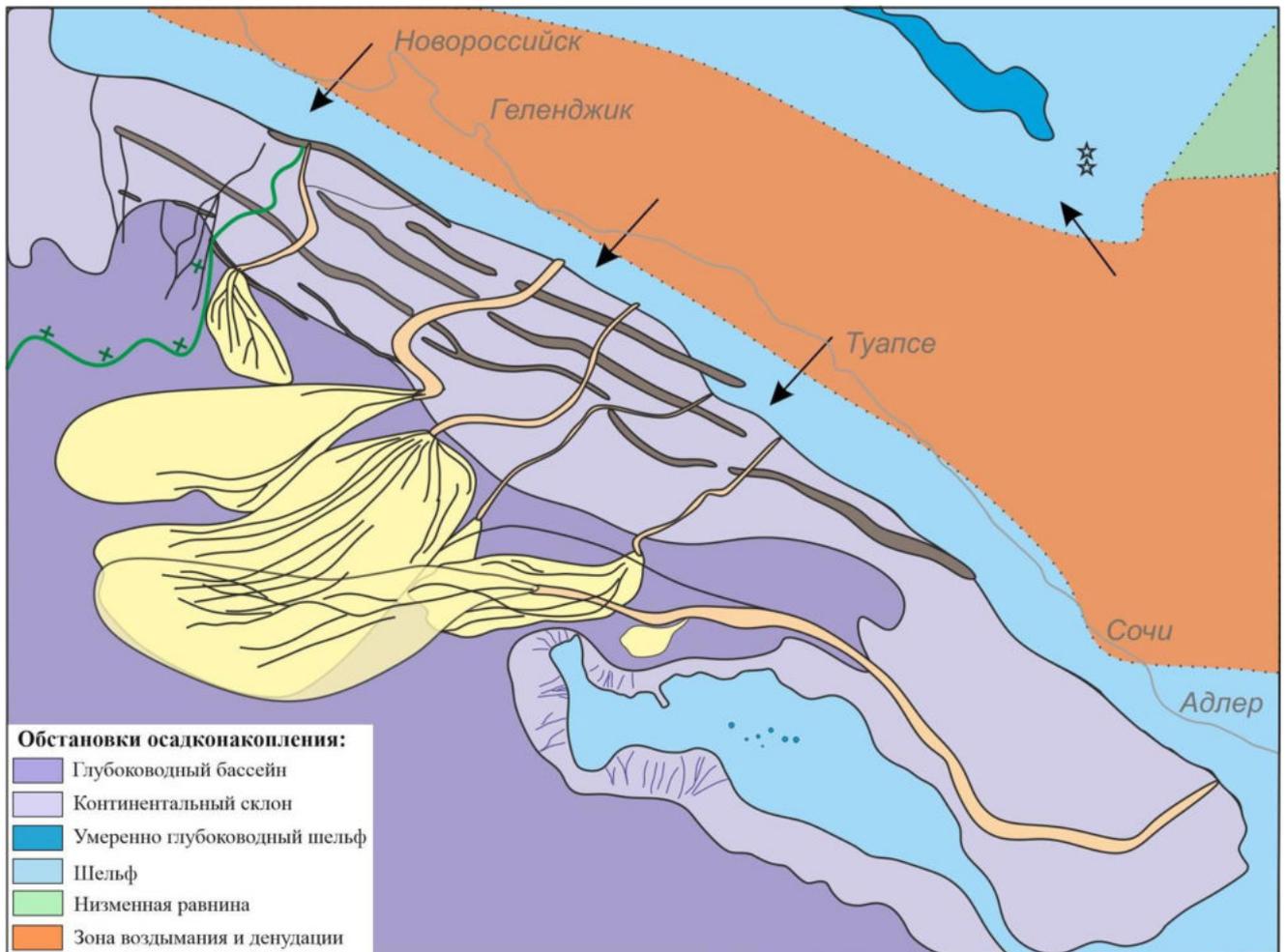


Рис. 4.20. Схема условий осадконакопления в позднемиоценовое время (конец среднего сармата – начало мэотиса). Условные обозначения на рис. 4.23

В начале мэотиса произошла обширная трансгрессия. Образования, для которых характерны сейсмофации глубоководных конусов выноса были перекрыты глубоководными отложениями глинистого состава, для которых характерны субпараллельные, динамически слабовыраженные отражения. К основанию этого комплекса приурочена поверхность максимального затопления, с которой автор связывает начало углубления бассейна Черного моря до глубин, близких к современным.

В понт-плиоценовое время в области Туапсинского прогиба, вала Шатского и Восточно-Черноморской впадины преобладают глубоководные условия осадконакопления (рис. 4.21). По сейсмическим данным разрез характеризуется выдержанными высокоамплитудными отражениями. Местами в разрезе выделены бугристые и хаотичные слабо динамически выраженные или прерывистые высокоамплитудные отражения, связанные с глубоководными конусами выноса и системой распределительных каналов. Формирование конусов выноса приурочено к

интервалу позднего понт–плиоцена и связано с падением уровня Мирового океана (мессинским кризисом).

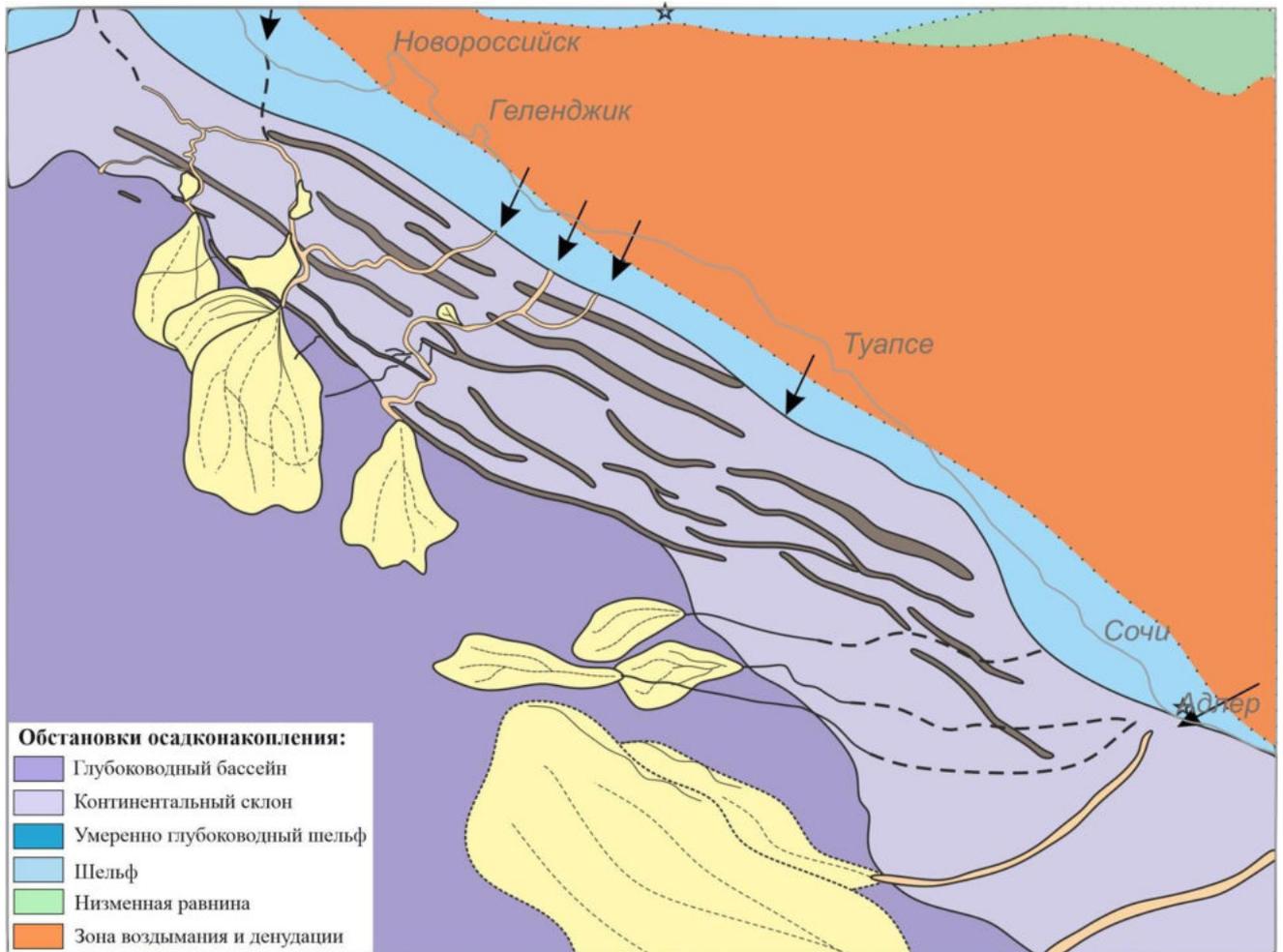


Рис. 4.21. Схема условий осадконакопления в позднем миоцене–плиоцене (понт–киммерий). Условные обозначения на рис. 4.23

Однако в этом интервале разреза обширных конусов выноса, подобных конусам сарматского возраста, не выделено. Положение склонового каньона и конуса выноса системы рек Мзымта-Бзыбь сместилось юго-восточнее. Основной бассейн седиментации для всех источников сноса с Большого и Малого Кавказа – Восточно-Черноморская впадина. Первостепенными источниками сноса для территории Туапсинского прогиба и вала Шатского являлись небольшие реки, протекавшие в полосе современных городов Сочи – Новороссийск, а также северо-западный источник, который автор связывает с деятельностью реки палео-Кубань.

В целом условия осадконакопления для рассматриваемой области с плиоцена близки к современным (рис. 4.22). Периоды трансгрессии и регрессии не оказывали

существенного влияния на глубоководные условия осадконакопления. Схема для обстановок осадконакопления голоценовых отложений построена с использованием батиметрических данных. По мнению автора, она отражает обстановки осадконакопления на период последнего падения уровня моря. В настоящее время обстановки осадконакопления в акватории восточной части Черного моря отвечают высокому стоянию уровня моря без существенного площадного распространения конусов выноса на дне бассейна.

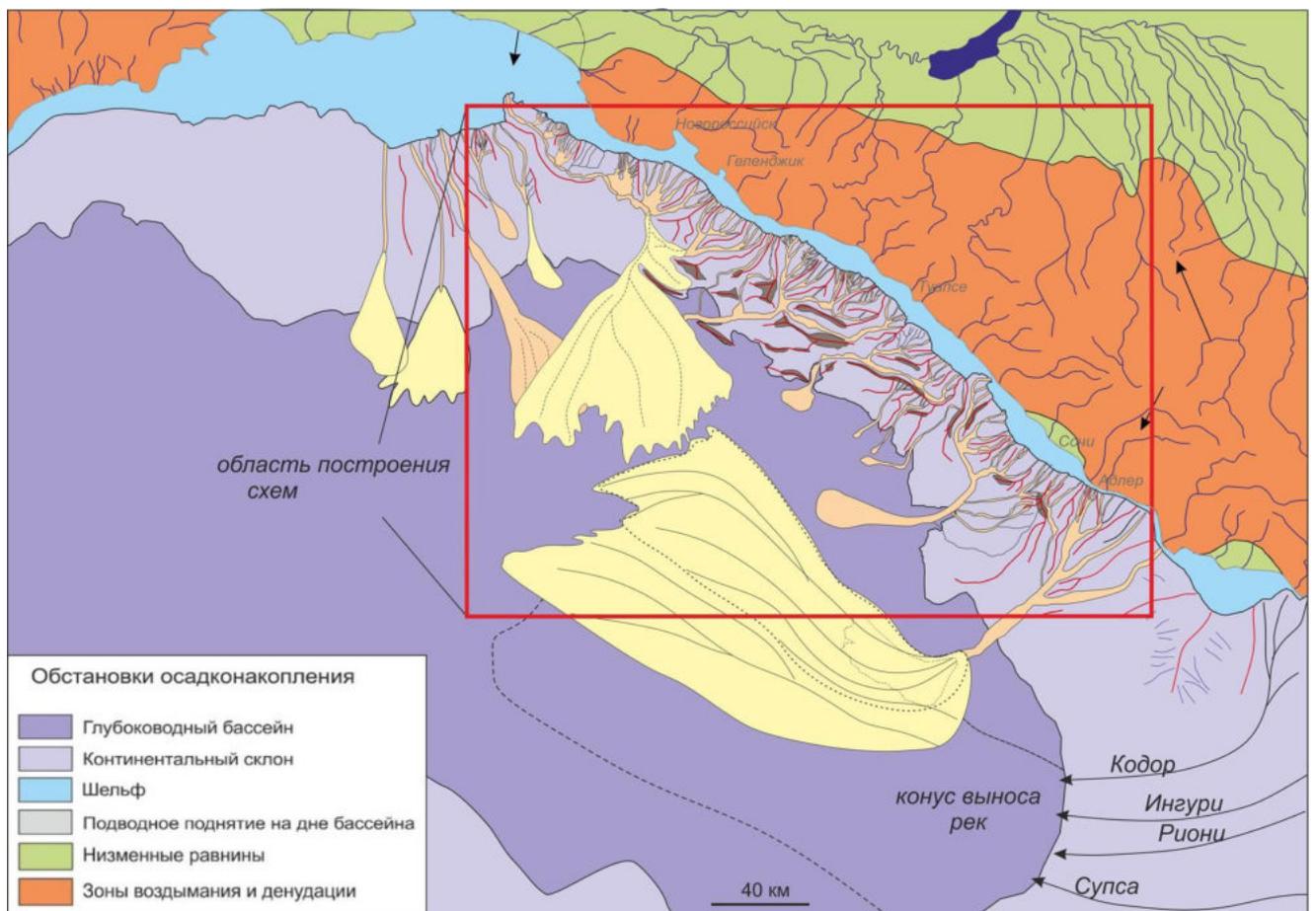


Рис. 4.22. Схема условий осадконакопления голоценовых отложений. Составлено с использованием данных: географической карты, батиметрии, сейсмоакустики и ГЛБО Южморгеология [Глазырин, 2019]. Условные обозначения на рис. 4.23

Условные обозначения:

	Границы: <i>a</i> - достоверные, основанные на сейсмических данных, <i>б</i> - предполагаемые.		Растущие складки/подводные поднятия.
Глубоководные конуса выноса, выделенные по:			Оси поднятий.
	сейсмическим данным 3D;		Предполагаемые источники сноса.
	сейсмическим данным 2D или предполагаемые.		Рамп/направление переноса осадков.
	Подводящие, распределительные, склоновые каналы и осевые зоны каньонов: <i>a</i> – достоверные, <i>б</i> – предполагаемые.		Зона развития отложений транспорта масс.
	Подводные каньоны.		Точки обнажений соответствующего возраста.
	Эрозионные овраги на склонах.		Гидротермы, выделенные по сейсмическим разрезам.
			Береговая линия

Рис. 4.23. Условные обозначения к схемам условий осадконакопления на Рис. 4.16 - Рис. 4.22

Выводы

Начиная с олигоценового времени в истории осадконакопления северо-восточной части Черного моря выделено несколько этапов (рис. 4.24):

1) в олигоцен-раннемиоценовое (майкоп) время основным депоцентром осадконакопления был Туапсинский прогиб. Основное время развития глубоководных конусов выноса – поздний олигоцен–ранний миоцен. Главным источником обломочного материала мог служить зарождающийся ороген Большого Кавказа, расположенный на северо-востоке от области осадконакопления. Депоцентр прогиба в течение майкопского времени смещался на юг, в направлении вала Шатского. В миоценовой части разреза майкопской серии в Туапсинском прогибе выделено три комплекса отложений транспорта масс, образование которых мы связываем с активизацией роста горно-складчатого сооружения Большого Кавказа. К концу майкопа вал Шатского и Туапсинский прогиб были перекрыты единым осадочным чехлом;

2) в среднем миоцене (чокрак–ранний сармат) депоцентр прогиба, в котором шло накопление сносимого материала, находился в пределах Восточно-Черноморской впадины. В это время появился источник сноса, расположенный в районе современных координат г. Анапы. Палеопотоки с ССВ формировали единый каньон в центральной части современного вала Шатского. К концу среднего миоцена произошло выравнивание дна палеобассейна на месте Восточно-Черноморской впадины и вала Шатского;

3) поздний миоцен (конец среднего сармата – начало мэотиса) – основной интервал развития глубоководных конусов выноса в пределах палеовала Шатского и южной части Туапсинского палеопрогиба. Выше по разрезу система конусов выноса становится менее выраженной. На северо-западе выделена область развития отложений транспорта масс. В раннем мэотисе произошла обширная трансгрессия и резкое увеличение глубины палеобассейна;

4) в позднем миоцене–плиоцене (понт–киммерий) зона развития конусов выноса сместилась севернее, в направлении Туапсинского палеопрогиба и стала занимать меньшую площадь. Обстановки осадконакопления стали приближенными к современным.

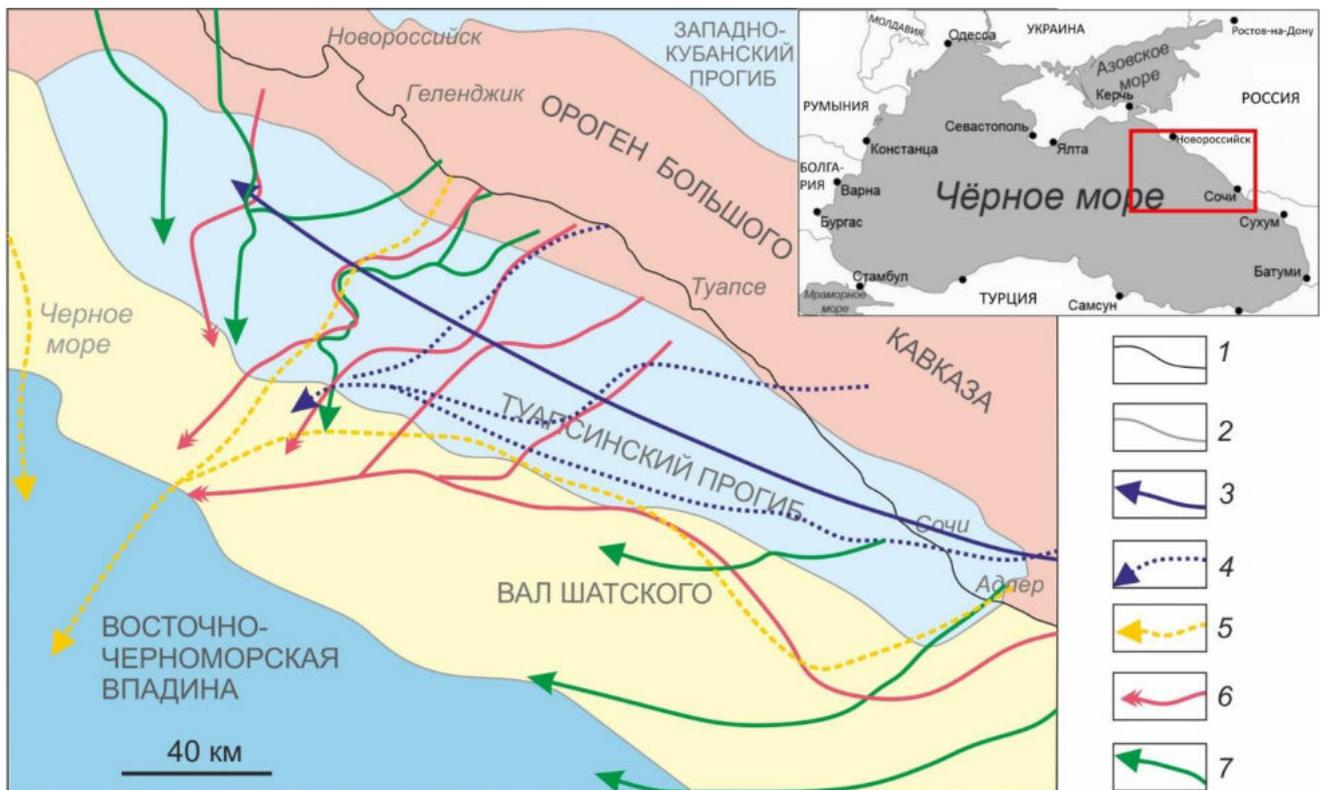


Рис. 4.24. Схема района работ с границами тектонических элементов и направлениями транспортировки осадочного материала в олигоцене–плиоцене
 1 – береговая линия; 2 – границы тектонических элементов; 3–7 – пути транспорта обломочного материала: 3 – в олигоцене; 4 – в позднем олигоцене–раннем миоцене; 5 – в чокраке–раннем сармате (в среднем миоцене); 6 – в конце среднего сармата–начале мэотиса (в позднем миоцене); 7 – в понте-киммерии (в позднем миоцене–плиоцене)

Основные результаты, изложенные в этой главе, были опубликованы в следующих работах: [Баскакова и др., 2020; Баскакова и др., 2021].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексный анализ материалов сейсморазведки 2D/3D, результатов бурения, изучения обнажений, фондовых и опубликованных источников позволил проследить мезозойско-кайнозойскую историю тектонического развития Восточно-Черноморского региона, построить схемы обстановок осадконакопления, начиная с олигоценового времени и обосновать все четыре сформулированных в диссертации защищаемых положения.

Для получения результатов диссертационного исследования на основе интерпретации сейсмических данных были выделены основные поверхности несогласия, определена их стратиграфическая принадлежность, дана характеристика сейсмокомплексов юрско-голоценового интервала разреза. Результаты работы представлены в виде обновленной тектонической схемы в районе акватории, палеореконструкции области Анапского поднятия и сопряженных с этим поднятием Туапсинского и Керченско-Таманского прогибов, тектоностратиграфической схемы для рассматриваемых тектонических элементов, палеогеоморфологического анализа для юрско-мелового сейсмокомплекса, схем условий осадконакопления и атласа типовых сейсмофаций в вертикальной и горизонтальной проекциях, характерных для олигоцен-голоценового интервала разреза.

Для обоснования первого и третьего защищаемых положений использованы результаты интерпретации региональных и детальных сейсморазведочных данных. Определено время роста складок на Керченском участке шельфа, в Туапсинском прогибе, Анапском выступе и на границе этих тектонических элементов. На основе результатов балансировки геолого-геофизического разреза определено время начало деформаций и инверсии погруженной части трога Большого Кавказа – Анапского выступа. Сделан вывод о заполнении Туапсинского прогиба к концу майкопского времени. Проведена корреляция кайнозойских тектонических событий от Азовского вала до Гудаутского поднятия и сопоставление этих событий, с событиями, выделенными на основании результатов полевых работ в Крыму и Западном Кавказе.

В истории развития Восточно-Черноморского региона по сейсмическим данным выделены следующие основные события в мезозойско-кайнозойской истории тектонического развития региона:

- дорифтовый этап развития - до начала формирования Восточно-Черноморской впадины (триас - берриасский век раннего мела). Разделен на докелловейский и келловейско-раннемеловой;
- синрифтовый этап, также разделенный на две части: апт-альб с региональной фазой рифтинга в Черноморском регионе и сеноман-ранний сантон с фазой спрединга океанической коры в пределах Восточно- и Западно-Черноморских впадин;
- пострифтовый этап (сантонский век позднего мела - рубеж позднего мела и палеоцена), который соответствует фазе относительного тектонического покоя после формирования Восточно-Черноморской впадины;
- синорогенный этап, синхронный росту Большого Кавказа – альпийским складчато-надвиговым деформациям (эоцен-квартер) и наиболее детально изученный по сейсмическим профилям.

При обосновании второго и четвертого защищаемых положений использованы материалы сейсмической съемки 3D и результаты их интерпретации. Проведен детальный анализа строения олигоцен-голоценового интервала разреза, выделены элементы глубоководных (подводящие и питающие каналы, лопасти конусов выноса и т.д.) шельфовых (карбонатные постройки) и склоновых (каньоны, системы вложенных каналов, осадочные волны, отложения транспорта масс) условий осадконакопления и определена морфология дна палеобассейна. Построены схемы условий осадконакопления, которые отражают эволюцию бассейна северо-восточной части Черного моря.

Полученные результаты использованы в региональных исследованиях по поиску и оценке углеводородного потенциала акватории и в качестве основы для бассейнового моделирования. Также представленные материалы могут быть использованы в учебных целях.

Не смотря на высокую степень изученности рассмотренного в диссертации района методами сейсморазведки, неравномерная изученность скважинными данными, оставляет ряд неопределенностей в стратификации миоцен-плиоценового комплекса и литологическом составе вещественного выполнения выделенных каналов и конусов выноса. Однако этот факт не уменьшает УВ потенциал российской части акватории Черного моря.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ

- 3D – Three-dimensional – 3-х мерный, про метод сейсморазведки
- 2D – Two-dimensional – 2-х мерный, про метод сейсморазведки
- BSR – Bottom-simulating reflector – отражения, повторяющие рельеф дна, связанные с зоной стабильности газогидратов
- DSDP – Deep Sea Drilling Project – проект глубоководного бурения
- MTD/MTC – Mass transport deposit / Mass transport complex
- ОГ – Отражающий горизонт
- ГСЗ – Глубинное сейсмическое зондирование
- МОГТ – Метод общей глубинной точки
- ОГТ – Общая глубинная точка
- МОВ – Метод отраженных волн
- МПВ – Метод преломленных волн
- НИС – Научно-исследовательская судно
- УВ – Углеводороды (-ов, -ный и т.п.)
- СВ, ЮЗ, СЗ, ЮВ, ССВ, ЮЮЗ – стороны света (С – север, Ю – юг, В – восток, З – запад)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Альмендингер О.А., Митюков А.В., Мясоедов Н.К., Никишин А.М., Гайдук В.В., Губарев М.В.* Объемная геологическая структура осадочных бассейнов на основе анализа 3D сейсмических данных. Преимущества для геологоразведки // Научно-технический вестник ОАО «НК «Роснефть». 2011. С.10–12.
2. *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 // Докл. РАН, 2011. Т. 439, № 1. С. 76–78.
3. *Альмендингер О.А.* Трёхмерные модели неоген-современных складчатых, седиментологических и эрозионных процессов в Туапсинском прогибе Черного моря: диссертация на соискание уч. степени кандидата геол.– мин. наук: 25.00.01 / М., 2011. 156 с.
4. *Андреев В.М.* Грязевые вулканы и нефтепроявления в Туапсинском прогибе и на валу Шатского (Черное море) // Доклады академии наук. 2005. Т. 401, № 3. С. 362–365.
5. *Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н.* Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона // М.: Научный мир, 2007. 172 с.
6. *Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н.* Неогеновая речная система вала Шатского в Черном море // Докл. РАН. 2005. Т. 403, № 1. С. 1–4.
7. ***Баскакова Г.В., Васильева Н.А., Никишин А.М., Доронина М.С., Ихсанов Б.И.*** Выделение основных тектонических событий по данным 2D–3D сейсморазведки в Восточно-Черноморском регионе // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2022. № 4. С. 21–33. RSCI (1,5015 п.л., личный вклад — 80%, импакт-фактор РИНЦ 0,753).
8. ***Баскакова Г.В., Кулюкина Н.А., Арзамасцева Т.А., Малышев Н.А., Альмендингер О.А., Никишин А.М.*** Палеогеоморфологический анализ олигоцен-неогеновых отложений северо-восточной части Черного моря // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2021. № 4. С. 38–52. RSCI (1,73 п.л., личный вклад — 85%, импакт-фактор РИНЦ 0,753).

9. **Баскакова Г.В., Никишин А.М.** История формирования района Керченско-Таманской зоны на основе реконструкции сбалансированного регионального разреза // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2018. № 4. С. 23–29. RSCI (0,8085 п.л., личный вклад — 90%, импакт-фактор РИНЦ 0,753).
10. **Баскакова Г.В., Кулюкина Н.А., Андреева Т.А., Верещагина М.И., Покатилов В.Н., Никишин А.М.** Развитие глубоководной системы осадконакопления в северо-восточной части Черного моря в олигоцене-неогене тезисы // Материалы LI Тектонического совещания «Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики». М.: ГЕОС. 2020. Том 1. С. 55–60 (0,34 п.л., личный вклад — 90%).
11. **Баскакова Г.В., Никишин А.М.** Выделение основных тектонических событий по данным 2Д-3Д сейсморазведки в районе Туапсинского и Керченско-Таманского прогибов и прилегающих территорий // Материалы LI Тектонического совещания «Проблемы тектоники континентов и океанов». М.: ГЕОС. 2019. Том 1. С. 60–64 (0,29 п.л., личный вклад — 90%).
12. **Баскакова Г.В., Никишин А.М.** Особенности строения района Керченско-Таманской зоны на основе палеорекострукции регионального разреза // Материалы L Тектонического совещания «Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии». М.: ГЕОС. 2018. Том 1. С. 57–60 (0,23 п.л., личный вклад — 95%).
13. **Бобылев В.В., Железняк В.Е., Шиманов Ю.В.** и др. Отв. ред. **Казмин Ю.Б.** Геология и нефтегазоносность шельфов Черного и Азовского морей // М.: Недра, 1979. 185 с.
14. **Богаетц А.Т., Бондарчук Г.К., Леськив И.В.** и др. Геология шельфа УССР. Нефтегазоносность // Киев: Наук. думка. 1986. 152 с.
15. **Брод И.О., Васильев В.Г., Высоцкий И.В., Кравченко К.Н., Лёвинсон В.Г., Львов М.С., Оленин В.Б., Соколов Б.А.** Нефтегазоносные бассейны Земного шара // М.: Недра. 1965. 600 с.
16. **Гайдаленок О.В.** Структура Керченско-Таманской зоны складчатых деформаций Азово-Кубанского прогиба: диссертация на соискание уч. степени кандидата геол.–мин. наук: 25.00.01. М., 2020. 128 с.
17. **Гайдук В.В., Галактионов Н.М., Губарев М.В., Прошляков С.Л., Мясоедов Н.К., Митюков А.В.** Методика прогноза коллекторов Туапсинского прогиба (Черное море) // Нефтяное хозяйство, № 6, 2008. С. 24–25.

18. *Гайдук В.В., Куксов С.В., Земцов П.А., Грищенко Д.В.* Технология структурного кинематического моделирования на этапах поиска и разведки в складчато-надвиговых зонах // Научно-технический Вестник ОАО «НК» Роснефть» Вып.37, № 4-2014. С. 4–10.
19. *Глумов И.Ф., Гулев В.Л., Сенин Б.В., Карнаухов С.М.* Региональная геология и перспективы нефтегазоносности Черноморской глубоководной впадины и прилегающих шельфовых зон / под ред. *Б.В. Сенина*. В 2-х частях. М.: Недра. 2014. 219 с.
20. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Черное море / под ред. *Симонова А.И., Рябинина А.И., Гершановича Д.Е.* Спб.: Гидрометеоздат. Вып. 2. Т. IV. 1992. 220 с.
21. *Глазырин Е.А.* Геоморфология и литодинамика подводных каньонов как инженерно-геологический фактор освоения углеводородных ресурсов (на примере Российского сектора Черного моря) // Нефтегазовая Геология. Теория и практика. Т. 14, № 2. 2019. С. 1–11. DOI: https://doi.org/10.17353/2070-5379/18_2019
22. Государственная геологическая карта СССР. Серия Крымская. Лист L-37-XIX, XXV. Масштаб 1:200000, 1971 г. Ред. *Муратов М.В.* // Днепрогеология, Крымнефтегазразведка.
23. *Губарев М.В.* Секвенс-сейсмостратиграфическая модель чокракских отложений Западно-Кубанского прогиба в связи с их нефтегазоносностью: диссертация кандидата геолого–минералогических наук. Кубанский государственный университет. Краснодар. 2006 г.
24. *Довжок Т.Э., Вакарчук С.Г., Харченко М.В., Ищенко И.И., Шевченко О.А., Мураста В.А.* Новые данные по геологическому строению месторождения Субботина // Тезисы конференции «Современные методы сейсморазведки при поисках месторождений нефти и газа в условиях сложнопостроенных структур «Сейсо-2010»», 2010.
25. Земная кора и история развития Черноморской впадины / под ред. Буланже Ю.Д., Муратов М.В., Субботин С.И., Балавадзе Б.К. М.: Наука. 1975. 358 с.
26. *Иванов М.К.* Фокусированные углеводородные потоки на глубоководных окраинах континентов: дис. на соискание уч. степени доктора геолого-минералогических наук: 25.00.12 / МГУ, 1999.

27. *Иванов М.К., Конюхов А.И., Кульницкий Л.М., Масатов А.А.* Грязевые вулканы в глубоководной части Черного моря // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. – 1989. - № 3. - С. 48–54.
28. *Иванов М.К., Лимонов А.Ф.* Грязевой вулканизм Черного и Средиземного морей. Нефтегазоносные и угленосные бассейны России / под ред. Б.А. Соколова. 1996. С. 205–231.
29. *Клеркс Я., М. де Батист, Гранин Н. Г., Земская Т. И., Хлыстов О.* Газогидраты пресноводного «океана» // Природа - первый «генный инженер». Т. 3 № 2. Н2004. С. 83–91.
30. *Конюхов А.И., Иванов М.К., Кульницкий Л.М.* О грязевых вулканах и газогидратах в глубоководной впадине Черного моря // Литология и полезные ископаемые. 1990. № 3. С. 12– 23.
31. *Лаврушин В.Ю.* Подземные флюиды Большого Кавказа и его обрамления // М.: ГЕОС. 2012. 348 с.
32. *Леончик М.И., Сенин Б.В., Хортов А.В.* Перспективы газоносности кайнозоя Черного моря // научно-технический сборник: Вести Газовой науки № 2 (22). 2015. С. 54–62.
33. *Лыгина Е.А., Никишин А.М., Тверитинова Т.Ю., Устинова М.А., Никитин М.Ю., Реентович А.В.* Эоценовые палеосейсмодислокации горы Ак-Кая (Белогорский район, Крым) // Вестник Московского университета. Серия. 4: Геология. 2019. № 1. С. 46–56. DOI: <https://doi.org/10.33623/0579-9406-2019-1-46-56>.
34. *Маринин А.В., Копяевич Л.Ф., Ступин С.И.* Геологическое строение долины р Убинка (Северо-Западный Кавказ) // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2011. № 5. С. 33–41.
35. *Маринин А.В., Ступин С.И., Копяевич Л.Ф.* Строение и стратиграфическое положение Агойской олистостромы (Северо-Западный Кавказ) // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2017. № 5. С. 29–40.
36. *Мейснер А.Л.* Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Туапсинского прогиба и вала Шатского: диссертация кандидата геолого–минералогических наук. МГУ им. Ломоносова. Москва. 2010 г. 186 с.
37. *Мейснер Л.Б., Туголесов Д.А.* Опорные отражающие горизонты в сейсмической записи осадочного выполнения Черноморской впадины (корреляция и стратиграфическая

- привязка) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. М.: Наука. 2003. Т.11. №6. С. 83–98.
38. Мейснер Л.Б., Туголесов Д.А., Хахалев Е.М. Западно-Черноморская грязевулканическая провинция // Океанология. – 1996. - № 1. С.119–127.
39. Митюков А.В., Никишин А.М., Альмендингер О.А. Седиментационная модель майкопских отложений Туапсинского прогиба в Черном море по данным 3D сейсморазведки и полевым работам на Западном Кавказе и в Крыму // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2012. № 2. С. 5–20.
40. Муратов М.В. История тектонического развития глубокой впадины Черного моря и ее возможное происхождение // Бюлл. МОИП, отд. геол. – 1955. - Т. 30 (5). С. 27–50.
41. Надежкин Д.В. Нефтематеринские свойства майкопских отложений и их роль в нефтегазоносности восточной части Черного моря: диссертация на соискание уч. степени кандидата геол.–мин. наук: 25.00.12 / М., 2011.169 с.
42. Наумова М.Н. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности верхнемиоценовых отложений северо-западной части Черного моря: диссертация на соискание уч. степени кандидата геол.– мин. наук: 25.00.12 / М., 2019. 156 с.
43. Непрочнов Ю.П. (ред.) Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения. М.: Наука, 1980. 212 с.
44. 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.
45. Никишин А.М., Копаевич Л.Ф. Тектоностратиграфия как основа палеотектонических реконструкций // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2009. № 2. С. 5–20.
46. Никишин А.М., Хотылев А.О., Бычков А.Ю., Копаевич Л.Ф., Петров Е.И., Япаскурт В.О. Меловые вулканические пояса и история формирования Черноморского бассейна. // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2013. № 3. С. 5–15.
47. Обласов Н.В., Гончаров И.В., Дердуга А.В., Куницына И.В. Генетические типы нефтей восточной части Крымско-Кавказского региона // Геохимия. М.: Наука. Т. 65 №11, 2020. С.1129–1150.

48. *Пинус О.В., Асеев А.А., Колосков В.Н., Хипели Р.В., Надежкин Д.В.* Интерпретация структурно-тектонического строения северо-западной акватории Черного моря с целью оценки перспектив ее нефтегазоносности // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2014. Т.9, № 1. С. 1–13.
49. *Пинус О.В., Колосков В.Н., Хипели Р.В., Надежкин Д.В.* Сиквенс-стратиграфия неоген-четвертичного разреза северо-западной акватории Черного моря // Геология нефти и газа. 2014. № 2. С. 46–53.
50. *Попадюк І.В.* Геодинаміка Чорноморського регіону на альпійському етапі: дис. на соискание уч. степени канд. геол.-мин. наук: / Львів, 2003. 205 с.
51. *Попков В.И.* Геодинамическая обстановка формирования структуры Западно-Кавказских кайнозойских прогибов // Геология, география и глобальная энергия. №3 (38). 2010. С. 23–26.
52. *Попов С.В., Антипов М.П., Застрожнов А.С., Курина Е.Е., Пинчук Т.Н.* Колебания уровня моря на северном шельфе восточного Паратетиса в олигоцене-неогене // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010. Т. 18. № 2. С. 99–124.
53. *Попов В.С., Ахметьев М.А., Запорожец Н.И., Воронина А.А., Столяров А.С.* История Восточного Паратетиса в позднем эоцене – раннем миоцене // Доклады РАН. Стратиграфия. Геологическая корреляция. Том 1, №6, 1993, с. 10-39.
54. Практика по полевым методам геологических исследований (дистанционная). Ред. *Никишина А.М., Правиковой Н.В. и Шаниной В.В.* // Москва, 2020. 1065 с.
55. *Ростовцева Ю.В.* Седиментогенез в бассейнах среднего и позднего миоцена восточного Паратетиса (стратотипический Керченско-Таманский регион): диссертация на соискание уч. степени доктора геол.–мин. наук.: 25.00.06 / М., 2012. 330 с.
56. Сейсмическая стратиграфия / под ред. Ч.Е. Пейтон. М.: Мир, 1982.
57. *Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б., Соловьев В.В., Хахалеев Е.М., Акилова Ю.В., Акентьева Г.П., Габидулина И.Н., Коломейцева С.А., Кочнева Т.Ю., Перетурина И.Г., Плашихина И.Н.* Тектоника мезозойских-кайнозойских отложений Черноморского бассейна // М.: Недра. 1985. с.215.
58. *Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики // Учебник – 2-е изд., испр. и доп. – М.: КДУ. 2005. 560 с.

59. Тектоника южного обрамления Восточно-Европейской платформы (объяснительная записка к тектонической карте Черноморско-Каспийского региона. Масштаб 1: 2 500 000) / под ред. Хаин В.Е., Попков В.И. // Краснодар: Кубан. гос. ун-т, 2009. 213 с.
60. Хлебникова О.А., Никишин А.М., Митюков А.В., Рубцова Е.В., Фокин П.А., Копаевич Л.Ф., Запорожец Н.И. Состав турбидитовых песчаников олигоценых отложений Туапсинского краевого прогиба // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2014. № 6. С. 23–34.
61. Хлебникова О.А., Терёхина Я.Е. Новые объекты в разрезе восточной котловины Черного моря по 3D сейсмическим данным // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2020. № 3. С. 138-143. <https://doi.org/10.33623/0579-9406-2020-3-138-143>
62. Хлебникова О.А., Иванова Анна Александровна, Никишин А.М., Росляков А.Г., Старовойтов А.В. Анализ гравитационных отложений материкового склона и его подножия в северо-восточной части Черного моря // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2018. № 6. С. 29–36.
63. Шрейдер А.А. Формирование глубоководной котловины Черного моря: диссертация на соискание уч. степени кандидата геол.– мин. наук: 25.00.01/ М., 2008. 146 с.
64. Abreu, V., Sullivan, M., Pirmez, C. & Mohrig, D. Lateral accretion packages (LaPs): an important reservoir element in deep water sinuous channels // Marine and Petroleum geology (20). 2003. pp.631-648.
65. Akhmetzhanov A.M., Ivanov M.K., Kenyon N.H., Mazzini A. (Eds). Deep-water cold seeps, sedimentary environments and ecosystems of the Black and Tyrrhenian Seas and the Gulf of Cadiz. // IOC Technical series № 72. 2007. 140 p.
66. Belde J., Reuning L., Back St. Bottom currents and sediment waves on a shallow carbonate shelf, Northern Carnarvon Basin, Australia // Continental Shelf Research, 138 (2017), p. 142–153.
67. 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 // AAPG Annual Meeting, May 14. 2003

68. *Beaubouef, R.T., Rossen, C., Zelt, F.B., Sullivan, M.D., Mohrig, D.C., and Jennette, D.C.* Deepwater sandstones of the Brushy Canyon Formation // West Texas, Field Guide, Am. Assoc. Petrol. Geol., Hedberg Field Research Conference, April 15-20. 1999. 48 pp.
69. *Beaubouef, R.T.* Deep-water leveed-channel complexes of the Cerro Torro Formation, Upper Cretaceous, southern Chile // AAPG Bulletin, 88 (11), 2004. P. 1471–1500.
70. *Bull S., Cartwright J., Huuse M.* A subsurface evacuation model for submarine slope failure Basin Research. // SEPM (Society for Sedimentary Geology). 2009. Vol. 21, Iss. 4, p. 433–443.
71. *Bull S., Cartwright J., Huuse M.* A review of kinematic indicators from Mass Transport Complexes using 3D seismic data // Marine and Petroleum geology. Vol. 26. 2009, p. 1132–1151.
72. *Catuneanu O., Galloway W.E., Kendall C.G., Mial A.D., Posamentier H.W., Strasser A. & Tucker M.E.* Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature // Newsletters on Stratigraphy, 44 (3), 2011. pp.173–245.
73. *Cardona S., Kobayashi H., Wood, L., Dugan B., Milkov A.V.* Assessing the sealing quality of submarine mass transport complexes and deposits // Marine and Petroleum geology. 2022. doi: <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2022.105748>.
74. *Dooley T. P.* Analogue modelling of intraplate strike-slip tectonics: A review and new experimental results // Tectonophysics. Vol. 574–575, 2012. P. 1–71.
75. Geological Map of the Caucasus. Scale 1:1000000. 2010. Editor: *Adamia Sh.* Compiled by: *Adamia Sh., Chabukiani A., Chkhotua T.* et al. // M. Nodia institute of geophysics. I. Javakhishvili Tbilisi state university. St. Andrew Georgian university.
76. *Gozhyk P.F., Maslun N.V., Voizizky Z.Ya., Ivanik M. M., Kliushyna I G. V. & Ivanik O. M.* Stratigraphic Structure of Cenozoic Deposits of Prekerch Shelf and East Black Sea Basin // AAPG European Region Ann. Conf. Kiev, 2010.
77. *Graham R., Kaymakci N., Horn B.W.* The Black Sea: something different? // GeO ExPro. 2013. Vol. 10, № 5. P. 58–62.
78. *Fisher W.L., Galloway W.E., Steel R.J., Olariu C., Kerans C., Mohrig D.* Deep-water depositional systems supplied by shelf-incising submarine canyons: Recognition and significance in the geologic record // Earth-Science Reviews. 2021. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103531>

79. *Ivanov M.K., Limonov A.F., van Weering Tj. C.E.* Comparative characteristics of the Black Sea and Mediterranean Ridge mud volcanoes // *Marine and Petroleum geology*. 1996, v.132. pp. 253 – 271.
80. *Hippolyte J.-C., Murovskaya A., Volfman Y., Yegorova T., Gintov O., Kaymakci N., Sangu E.* Age and geodynamic evolution of the Black Sea Basin: tectonic evidences of rifting in Crimea // *Marine and Petroleum geology*. 2018. Vol. 93. P. 298–314.
81. *Khriachtchevskaia O., Stovba S., Popadyuk I.* Hydrocarbon prospects in the Western Black Sea of Ukraine // *Leading Edge*. 2009. Vol. 28. P. 1024–1029.
82. *Lygina E.A., Fokin P.A., Kopaevich L.F.* Nummulitic facies of the Crimean-Caucasian Region // *Turkish Journal of Earth Sciences*. 2016. Vol. 25. P. 163–178.
83. *Maynard J.R., Erratt D.* The Black Sea, a tertiary basin: Observations and insights // *Marine and Petroleum geology*. 2020. Vol.118. P.621-636 DOI: <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104462>.
84. *McDonnell A., Loucks R. G. & Dooley T.* Quantifying the origin and geometry of circular sag structures in northern Fort Worth Basin, Texas: Paleocave collapse, pull-apart fault systems, or hydrothermal alteration? // *AAPG Bulletin*, v. 91, no. 9 (September 2007). pp. 1295–1318.
85. *Meisner A.L., Krylov O., Nemcok M.* Development and structural architecture of the Eastern Black Sea // *Leading Edge*. 2009. Vol. 28. P. 1046–1055.
86. *Menlikci C., Demirer A., Sipahioglu Ö., Körpe L. & Aydemir V.* Exploration plays in the Turkish Black Sea // *Leading Edge*. 2009. Vol. 28. P. 1066–1075.
87. *Misra A. A., Mukherjee S., (ed.).* Atlas of structural geological interpretation from seismic images // John Wiley&Sons Ltd, 2018. 289 p.
88. *Monteleone V., Minshull T.A., Marin-Moreno H.* Spatial and temporal evolution of rifting and continental breakup in the Eastern Black Sea Basin revealed by long-offset seismic reflection data // *Tectonics*. 2019. Vol. 38. P. 1–22.
89. *Nikishin A.M., Korotaev A.M., Ershov A.V., Brunet M.-F.* The Black Sea basin: tectonic history and Neogene–Quaternary rapid subsidence modelling // *Sedimentary Geology*. 2003. Vol. 156. P. 149–168.
90. *Nikishin A.M., Okay A., Tüysüz O., Demirer A., Amelin N., Petrov E.* The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Pt

1. Basins structure and fill // *Marine and Petroleum geology*. 2015a. Vol. 59. P. 638–655. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2014.08.017.
91. *Nikishin A.M., Okay A., Tüysüz O., Demirer A., Wannier M., Amelin N., Petrov E.* The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Pt 2. Tectonic history and paleogeography // *Marine and Petroleum geology*. 2015b. Vol. 59. P. 656–670. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2014.08.018.
92. *Nikishin A.M., Wannier M., Alekseev A.S., Almendinger O.A., Fokin P.A., Gabdullin R.R., Khudoley A.K., Kopaevich L.F., Mityukov A.V., Petrov E.I., Rubtsova E.V.* Mesozoic to recent geological history of southern Crimea and the Eastern Black Sea region // *Tectonic evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus // Geological Society London Special Publications*. 2015. Vol. 428. P. 241–264.
93. *Nichols G.* *Sedimentology and stratigraphy* // 2nd ed. John Wiley & Sons Ltd. 419 p.
94. *Oblasov N. V., Goncharov I. V., Derduga A. V., Kunitsyna I. V.* Geochemistry and carbon isotope characteristics of associated gases from oilfields in the NW Greater Caucasus, Russia // *Petroleum Geology*. 2022. Vol. 45 (3). c. 325–341.
95. *Okay A. I., Nikishin A.M.* Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region // *Intern. Geol. Rev.*, 2015. Vol. 57, № 5-8. P. 1051–1076.
96. *Okay A.I., Sahinturk O.* Geology of the Eastern Pontides // *Regional and petroleum geology of the Black Sea and Surrounding Areas. // AAPG. 1997. Memories*. 68 P. 291–311.
97. *Okay A.I., Tuysuz O.* Geology of the Eastern Pontides // *A guide book*. Istanbul, Turkey: Istanbul Technical University, 2003. P. 76.
98. *Paganoni M., Cartwright J.A., Van Rensbergen P.* *Three-dimensional seismic evidence of extensive gas hydrate deposits linked with large free gas columns suggests long-range advection mechanisms* // *Marine and Petroleum geology*. 2018. Vol. 96. p. 645
99. *Palabiyik Y., Ozdemir A., Karatas A.* The potential targets and drilling location suggested for hydrocarbon discovery of turkey in the Black Sea basin // *Intern. Black Sea Coastline Countries Scientific Res. Symp. IV. Turkey, Giresun, 2020*. P. 101–120.
100. *Popov S.V., Rostovtseva Yu.V., Fillippova N.Yu.* Paleontology and Stratigraphy of the Middle–Upper Miocene of the Taman Peninsula. Pt 1. Description of Key Sections and Benthic Fossil Groups // *Paleontological Journal*. 2016. Vol. 50. N 10. P. 1–168.

101. *Popov S.V., Rögl, F., Rozanov, A.Y., Steininger, F.F., Shcherba, I.G., & Kovac, M.* Lithological-Paleogeographic maps of Paratethys. 10 maps Late Eocene to Pliocene // Stuttgart: E.Schweizerbrat'sche Verlagsbuchhandlung, 2004. 73 p.
102. *Posamentier H.W.* Applications and Workflows of Seismic Stratigraphy and Seismic Geomorphology Applied to Deep-Water Settings // AAPG lecture, may of 2020. <https://www.youtube.com/watch?v=3Col260pCdg>
103. *Posamentier H.W., Erskine, R.D. & Mitchum R.M.* Submarine fan deposition in a sequence stratigraphic framework // eds. Weimer P. & Link M.H. Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems: New York, Springer-Verlag. 1991. 127–136.
104. *Posamentier H.W., Davies R. J., Cartwright J. A., Wood L.* Seismic geomorphology- an overview // Geological Society London Special Publications. 2016. Vol. 277. P. 1–14.
105. *Posamentier H.W., Kolla V.* Seismic geomorphology and stratigraphy of depositional elements in deep-water settings // J. of Sediment. Res. 2003. Vol 73. N 3. P. 367–388.
106. *Posamentier H.W., Ole M.* The character and genesis of mass transport complexes I: Geomorphology and process sedimentology from 3D seismic data // SEPM Res. Symposium: The Significance of Mass Transport Deposits in Deepwater Environments // AAPG Ann. Convention, Technical Program. 2006, April 9–12.
107. *Posamentier H.W., Walker R.G.* Deep-Water Turbidites and Submarine Fans Facies Models Revisited. // SEPM Special Publication No. 84, 2006. SEMP (Society for Sedimentary Geology), ISBN 1-56576-121-9, p. 1–122.
108. *Ribó M., Puig P., Muñoz A., C. Lo Iacono, Masqué P., Palanques A., Acosta J., Guillén J., Ballesteros M. G.* Morphobathymetric analysis of the large fine-grained sediment waves over the Gulf of Valencia continental slope (NW Mediterranean) // Geomorphology, 253 (2016). P. 22–37.
109. *Robinson A.G., Rudat J.H., Banks C.J., Wiles R.L.F.* Petroleum geology of the Black Sea // Marine and Petroleum geology. 1996. Vol. 13, № 2. P. 195–223.
110. *Ross D.A., Neprochnov Y.P., Supko P.R.* Introduction and explanatory notes, LEG 42B, Deep Sea Drilling Project // The Shipboard Scientific Staff, 1978.
111. *Simmons M.D., Tari G.C., Okay A.I.* Petroleum geology of the Black Sea: introduction // Geological Society London Special Publications. 2018. Vol. 464. P. 1 - 18

112. *Sosson M., Stephenson R.A., Adamia S.A.* (eds) Tectonic evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus: An introduction // Geological Society London Special Publications. 2017. Vol. 428 (16). P. 307–321.
113. *Stovba S.M., Khriachtchevskaia O.I., Popadyuk I.V.* Hydrocarbon-bearing areas in the eastern part of the Ukrainian Black Sea // *Leading Edge*. 2009. Vol. 28. P. 1042–1045.
114. *Stovba S.M., Popadyuk I.V., Fenota P.O., Khriachtchevskaia O.I.* Geological structure and tectonic evolution of the Ukrainian sector of the Black Sea // *Геофизический журнал* № 5, Т. 42, 2020
115. *Sprague A.R.G., Garfield T.R., Goulding F.J., Beaubouef R.T., Sullivan M.D., Rossen C., Champion K.M., Sickafosse D.K., Abreu V., Schellpeper M. E., Jensen G.N., Jennette D.C., Pirmez C., Dixon B.T., Ying D., Ardill J., Mohrig D.C., Porter M.L., Farrell M.E., Mellere D.* Integrated slope channel depositional models: the key to successful prediction of reservoir presence and quality in offshore West Africa // Conference: CIPM, Veracruz, Mexico. Vol. 5. 2005.
116. *Steeeght T.P.H.* 1997. Local power spectra and seismic interpretation. Doctoral dissertation, Delft University of Technology. 238 p.
117. *Sydorenko G., Stephenson R., Yegorova T. Starostenko V., Tolkunov A., Janik T., Majdanski M., Voitsitskiy Z., Rusakov O. & Omelchenko V.* Geological structure of the northern part of the Eastern Black Sea from regional seismic reflection data including the DOBRE-2 CDP profile // Geological Society London Special Publications. 2017. Vol. 428. P. 307–321.
118. *Tari G.C., Arbouille D., Schléder Z., Tóth T.* Inversion tectonics: a brief petroleum industry perspective // *Solid Earth* 2020. Vol. 11. P. 1865–1889. DOI: <https://doi.org/10.5194/se-11-1865-2020>
119. *Tari G.C., Simmons M.D.* History of deepwater exploration in the Black Sea and an overview of deepwater petroleum play types // Geological Society London Special Publications. 2018, Vol. 464. P. 439–475. DOI: <https://doi.org/10.1144/SP464.16>
120. *Tari G.C., Vakhania D., Tatishvili G.* Stratigraphy, structure and petroleum exploration play types of the Rioni Basin Georgia // Geological Society London Special Publications. 2018. Vol. 464 (14). P. 403–438.

121. *Temel R. Ö. Unal S. Ceylan M.* Petroleum System of Early Cretaceous Forearc Basin: Sinop Basin, Central Black Sea Onshore - Northern Turkey // Abstr. AAPG Conf. Istanbul, Turkey, 2014.
122. *Vail, P.R., Mitchum, R.M., Jr., Todd, R.G., Widmier et al.* Seismic stratigraphy and global changes in sea level. In: C.E. Payton, ed., *Seismic Stratigraphy // Applications to Hydrocarbon Exploration*, AAPG, Memoir 26. 1977. P. 49–212.
123. *Van Wagoner J.C., Mitchum R.M., Campion KM, Rahmanian V.D.* Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops: Concepts for High-Resolution Correlation of Time and Facies // AAPG. *Methods in Exploration Series*. 1990. Vol. 7.
124. *Wang H., Stern T., Crutchley G.J.* Gas hydrate formation in compressional, extensional and unfaulted structural setting – examples from new Zealand’s Hikurangi Magrin. *Marine and Petroleum geology*. Т.88. 2017. P. 69–80

Фондовые данные

125. *Дердуга А.В., Галактионов Н.М., Новоселова Л.Л., и др.* Научно-технический отчет: Выполнение работ по построению структурной модели перспективных объектов мелководной (Керченско-Таманской) зоны на лицензионном участке Туапсинский прогиб по результатам интерпретации материалов сейсморазведки МОГТ-3Д 2010 г. // Краснодар, 2012 г.
126. *Сенин Б.В., Кузьменко Л.И., Гуменюк Ю.Н., Козлов В.Н., Устьянцев В.Л.* Отчет по теме: Разработка сейсмогеологической модели Восточно-Черноморской впадины и вала Шатского на основе сети опорных профилей // Геленджик, 2003. 107 с.
127. *Сенин Б.В., Кузьменко Л.И., Устьянцев В.Л., и др.* Изучение геологического строения дна Прикавказской зоны Черного моря по сейсмическим данным // Геленджик, 2004г., 99 с, 1 кн.
128. *Мясоедов Н.К., Митюков А.В., Воробьев Д.В.* Комплексная интерпретация геолого-геофизических материалов Туапсинского лицензионного участка с целью подготовки поисковых объектов // Москва, 2006 г., 285 л, 1 кн.

Интернет источники

129. <https://expronews.com/exploration/is-sakarya-tuna-1-a-transformational-gas-discovery-for-turkey/>
130. <http://webmapget.vsegei.ru/index.html>
131. <https://rfgf.ru/ReestrGinPage/6413012>

132. <https://rfgf.ru/ReestrGinPage/6413043>
133. <https://rfgf.ru/ReestrGinPage/6413051>
134. <https://rfgf.ru/ReestrGinPage/6412927>
135. <https://rfgf.ru/ReestrGinPage/6413095>
136. <https://rfgf.ru/ReestrGinPage/6412671>