

ГИН РАН

Лаборатория сравнительного анализа осадочных бассейнов

2015-2017 гг.

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

по Теме № 115042370040:

**ВЛИЯНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА РАЗВИТИЕ
ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА
ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ**

Москва

РЕФЕРАТ

Изучены региональные закономерности влияния тектонических процессов на формирование и промышленный потенциал полигенных комплексов осадочных чехлов Среднерусского, Каспийско-Предкавказского, Волго-Уральского, Сырдарьинского и Баренцевоморского регионов. Специальное внимание уделено вопросам региональной нефтегазоносности.

При проведении исследований использовался междисциплинарный подход к изучению строения и корреляции структурно-вещественных комплексов чехла с применением методов сеймостратиграфии, палеогеографических и палинспастических реконструкций. Тектонические события и обстановки на платформе сопоставлялись с характером развития смежных складчатых областей.

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
1. СРЕДНЕРУССКО-БЕЛОМОРСКАЯ ПРОВИНЦИЯ	7
1.1 Межрегиональная корреляция элементов чехла	7
1.2. Среднерусский регион в неопротерозое	10
1.2.2 Первичное строение Солигаличского и Рослятинского осадочных бассейнов и развитие обращенных структур.....	22
1.2.3 Оценки глубин и темпов погружения сегментов авлакогена на плитном этапе	26
1.2.4 Обсуждение результатов.....	28
1.2.5 Заключение и выводы.....	35
2. КАСПИЙСКИЙ РЕГИОН	37
2.1 Постановка задачи.....	37
2.2 Полученные результаты.....	37
2.3 Выводы.....	40
3. КРЫМСКО-КОПЕТДАГСКИЙ РЕГИОН	41
3.1. Постановка проблемы.....	41
3.2. Анализ данных и результаты	42
3.3. Выводы.....	45
5. ПРЕДКАВКАЗЬЕ	46
5.1 Природа Предкавказского прогиба	46
5.1.2 Результаты исследований	46
5.1.2 Выводы.....	48
5.2 Хадумские отложения Восточного Предкавказья.....	49
5.2.1 Результаты исследования.....	49
5.2.2 Выводы.....	51
6. ЮГО-ВОСТОК ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ	53
6.1 Постановка задачи.....	53
6.2 Результаты исследования.....	54
6.3 Заключение	56
7. СЫРДАРЬИНСКИЙ РЕГИОН	57
7.1 История изучения и существующие проблемы	57
7.2 Геологическое положение	59
7.3 Характеристика палеозойских отложений	61
7.4 Палеогеография.....	67
7.5 О перспективах нефтегазоносности	68
7.6 Заключение	69
8. БАРЕНЦЕВОМОРСКИЙ РЕГИОН	71
8.1 Постановка задач	71
8.2 Полученные результаты.....	71
8.3 Выводы.....	74
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ	79

ОПРЕДЕЛЕНИЯ, ОБОЗНАЧЕНИЯ И СОКРАЩЕНИЯ

В настоящем отчёте о НИР применяют следующие термины с соответствующими определениями.

Осадочный чехол (sedimentary cover) — верхний (плитный) структурный ярус платформы, сложенный обычно неметаморфизованными осадочными горными породами. Магматические образования, как правило, представлены породами трапповой формации. В основании осадочного чехла иногда присутствуют кислые вулканические образования.

Отложения осадочных чехлов характеризуются пологим залеганием и небольшой мощностью; они сравнительно медленно изменяют свою мощность и фации по площади и осложнены лишь пологими структурами платформенного типа. От нижнего структурного яруса (фундамента платформы) осадочный чехол обычно отделён поверхностью резкого регионального несогласия. Нередко между фундаментом и чехлом располагаются отложения промежуточного яруса, что особенно свойственно молодым платформам. В этом случае граница, разделяющая породы осадочного чехла от подстилающих образований, становится менее отчётливой. На древних платформах под плитным чехлом часто встречаются авлакогены — грабены, наложенные на фундамент. Сходные грабены входят в состав промежуточного яруса молодых платформ.

Доплитные — структуры и осадочные образования чехла, сформированные в рифейско-ранневендское время в условиях значительной тектонической активности на «авлакогенной» или «доплитной» стадии развития платформы.

Сейсмостратиграфия — изучение строения и корреляция элементов осадочного чехла на основе анализа разрезов ОГТ (суммы сейсмических трасс с общей глубинной/средней точкой (common midpoint)).

Сейсмокомплекс — дистанционно картируемый сейсмический элемент, представленный группой отражений, параметры которых (конфигурация, непрерывность, амплитуда, частота или интервальная скорость) отличаются от соседних элементов волнового поля. Сейсмокомплекс может быть продолжением установленного бурением или прямыми наблюдениями реального геологического тела, но, как правило, является предполагаемым по характеру конфигурации отражений комплексом минеральных масс. Составляющими элементами сейсмокомплекса являются сейсмофации и набор сейсмических последовательностей (sequences).

ОБ – осадочный бассейн

ВЕП – Восточно-Европейская платформа

СБП – Среднерусско-Беломорская провинция

Тектонопара – система из двух пространственно и парагенетически взаимосвязанных структурных элементов.

ВВЕДЕНИЕ

Теснейшую связь тектоники и седиментации одним из первых показал в XIX веке Н.А. Головкинский, который объяснил формирование слоистой структуры осадочных толщ колебательными движениями. Такой подход к пониманию процессов формирования осадочного разреза позволил ему на четверть века раньше немецкого геолога К. Вальтера установить, что вертикальная последовательность фаций повторяет их распределение в плане.

Необходимость литолого-тектонических исследований поняли и обосновали ведущие ученые российской геологической школы: А.Д. Архангельский, В.В. Белоусов, И.М. Губкин, А.П. Карпинский, А.Н. Мазарович, В.Е. Хаин, Ю.Г. Леонов и др. Огромный вклад в развитие фациально-циклического, фациально-парагенетического, фациально-геотектонического анализа внесли Д.В. Наливкин, Л.Б. Рухин, Н.Б. Вассоевич, Г.А. Иванов, Ю.А. Жемчужников, В.И. Попов, И.В. Хворова, В.Т. Фролов, П.П. Тимофеев и др.

Большое внимание комплексным тектоно-седиментационным исследованиям уделяют и зарубежные учёные. Крупные обобщения и методические разработки выполнили В.С. Крамбейн, Л.Л. Слосс, А.Х.Г. Митчелл, Д.Е. Кариг, А.Д. Майэлл, Г.Д. Мур, А. Аллен, Ф. Аллен, Г.Э. Рейнек, И.Б. Сингх, Ф.Дж. Петтиджон, У.Р. Дикинсон, Р.В. Ингерсолл, К.Дж. Басби и др.

Важнейшим продуктом и объектом влияния тектонических процессов на характер седиментации являются осадочные чехлы – главные месторождения такого широкого спектра полезных ископаемых как вода, россыпи, углеводороды, редкие и радиоактивные элементы, строительные материалы. С этими факторами связана актуальность изучения структурно-формационных комплексов осадочного чехла, реконструкции их тектонической предыстории и закономерностей развития, выявления разрывных и пликативных деформаций.

Сложность объекта исследования определяет необходимость комплексного междисциплинарного подхода к его изучению с применением методов сейсмостратиграфии, палеогеографических и палинспастических реконструкций, а также корреляции геодинамических событий в платформенных и смежных складчатых областях. При таком подходе объектом изучения является не только выполнение осадочного чехла, но и весь объем горных пород, вовлеченных в его формирование. Они представляют собой единую систему, все части которой – осадочный чехол, фундамент, кора – находятся во взаимодействии, и между ними происходит обмен энергией, водой и флюидами. В результате этих сложных процессов происходит перераспределение и преобразование вещества, формирование разных видов полезных ископаемых, в том числе залежей углеводородов, которые могут быть сосредоточены не только в осадочном чехле, но и в породах фундамента.

Осадочные чехлы не являются статическими образованиями. Они представляют собой динамические постоянно меняющиеся объекты, структура которых формируется в результате

длительной и часто многоэтапной эволюции. В частности, взаимовлияние тектонических и осадочных процессов не прекращается на стадии седиментогенеза. Существует чрезвычайно тесное и многоплановое взаимодействие тектонического режима и процессов преобразования уже накопившихся осадочных толщ в породу (литогенез). Взаимодействие это взаимное: тектонический режим способен увеличить скорость и интенсивность литогенеза, но и образование структур и форм рельефа может инициироваться не тектоническими, а осадочными процессами, прежде всего благодаря активной роли воды и флюидов. В этом отношении показательным является появление термина «тектоническая литология» [1]. Действительно, структурообразование при галокинезе по степени влияния на осадочный чехол вполне сопоставимо с тектоническими процессами, инициированными эндогенными причинами. Сходные процессы имеют место и в областях развития вечной мерзлоты, где криогенный литогенез приводит к сложным деформациям и переработке осадочного чехла.

В настоящее время, частью в результате расширения возможностей исследования (глубокое бурение, возросшая разрешающая способность геофизических, в особенности сейсмических, методов, успехи минеральной петрологии и минералогии, развитие изотопной геохимии, компьютерного моделирования и т.д.), частью вследствие более глубокого проникновения в суть процессов, протекающих в осадочной оболочке и консолидированной коре, появляются новые методы и подходы к исследованию осадочных чехлов.

Анализ закономерностей развития осадочных чехлов производился в характерных для определенных тектонических режимов (тектонотипических) регионах, которые определялись по пространственному распределению и положению стратиграфических комплексов, тектонических структур и форм поверхности (по [2]). Региональные закономерности влияния тектонических процессов на формирование и промышленный потенциал осадочного чехла, оценка состояния исследований и определение существующих проблем приведены в нижеследующих разделах. В соответствии с планом работ 2015-2017 гг. исследования были сосредоточены на полигенных комплексах осадочных чехлов Среднерусского, Каспийско-Предкавказского, Волго-Уральского, Сырдарьинского и Баренцевоморского регионов.

Описание проведенных исследований логично начать с классического полигона в составе древней Восточно-Европейской платформы, где, собственно и был впервые выделен такой важный структурный элемент как Русская плита.

1. СРЕДНЕРУССКО-БЕЛОМОРСКАЯ ПРОВИНЦИЯ¹

Среднерусско-Беломорская провинция (далее СБП или Провинция) расположена в пределах древней Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и охватывает территорию от Кандалакшского залива Белого моря до верховьев рек Волги, Днепра и Западной Двины (рис. 1.1).

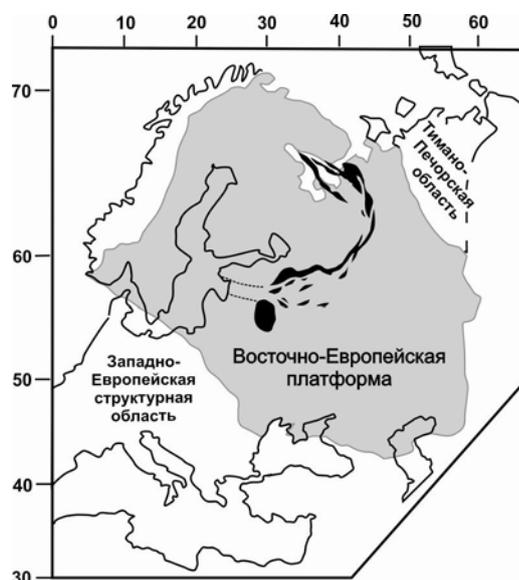


Рисунок – 1.1. Положение Среднерусско-Беломорской Провинции в составе ВЕП

Это сложный полигенный мегабассейн развивавшийся от неопротерозоя до позднего фанерозоя и структурно эволюционировавший от зоны рифтогенеза до зрелой платформы. По ориентировке структур фундамента и пространственному положению основных катаплатформенных тектоно-седиментационных систем в составе Провинции различаются три региона — юго-западный (Оршанский), центральный (Среднерусский) и северо-восточный (Беломорско-Пинежский) [3].

В отчетный период были существенно уточнены вопросы межрегиональной корреляции элементов чехла в масштабе Провинции и получены принципиально новые данные о тектонической и осадочной эволюции Среднерусского региона на рубеже доплитной и плитной этапов развития ВЕП.

1.1 Межрегиональная корреляция элементов чехла

Межрегиональная корреляция элементов доплитного чехла Провинции выполнена на междисциплинарной основе путем сопоставления материалов сейсморазведки и результатов бурения [3, 4]. Анализ разрезов ОГТ позволил выявить и проследить на территории Провинции характерные сейсмокомплексы и увязать их с лито-стратиграфическими элементами, выявленными при изучении керна глубоких скважин (рис. 1.2).

¹ Исполнитель раздела темы – Н.П. Чамов

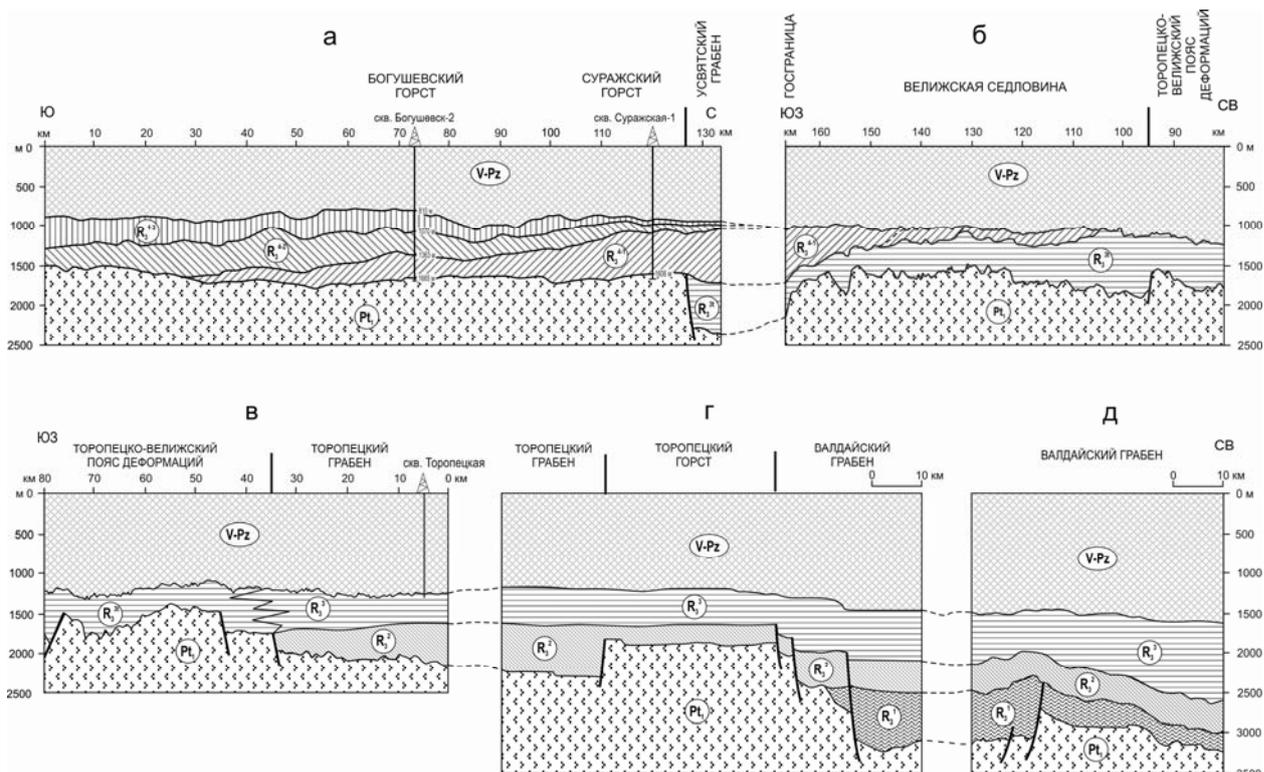


Рисунок – 1.2. Сейсмогеологический разрез по фрагментам профилей МОГТ [4]: а – Чериков-Орша-Усвяты, б, в – Торопец-Велиж-госграница, г – 09009-09008-09010, д – Валдай-Демянск-Наход.

Совместный анализ сейсмических и буровых материалов показывает, что выделенные по протяженности, углам наклона и динамической интенсивности ограничивающих и внутренних отражений, сейсмокомплексы согласуются с границами литолого-стратиграфических элементов разреза, установленных по результатам бурения, и могут быть использованы для картирования геологических тел в составе катаплатформенного чехла.

Для строения и залегания всех сейсмокомплексов Провинции характерны некоторые общие закономерности – прежде всего структурное омоложение и гипсометрическое воздымание в юго-западном направлении от Беломорско-Пинежского региона к Оршанскому. В этом направлении происходит постепенное замещение пелитовых и мелкообломочных сероцветных осадков псаммитовыми и псефитовыми красноцветными образованиями. Изменение фациальных остановок сопровождается и сменой минерального состава: типично аркозовые отложения северо-восточных частей разреза уступают место олигомиктовым и кварцевым терригенно-минеральным ассоциациям.

Строение и взаимное расположение сейсмокомплексов, а также состав и фациальный облик литологических разностей отложений характеризуют стадии тектоно-седиментационной истории развития Провинции (рис. 1.3). В строении катаплатформенного чехла снизу вверх отчетливо выражены три этапа его формирования: 1) главная фаза грабенообразования в Среднерусском и

Беломорско-Пинежском регионах, 2) завершающая стадия грабенообразования – начальная стадия пострифтового погружения во всех регионах провинции и 3) образование не рифтогенной Оршанской депрессий – «протосинеклизы» в Оршанском регионе.

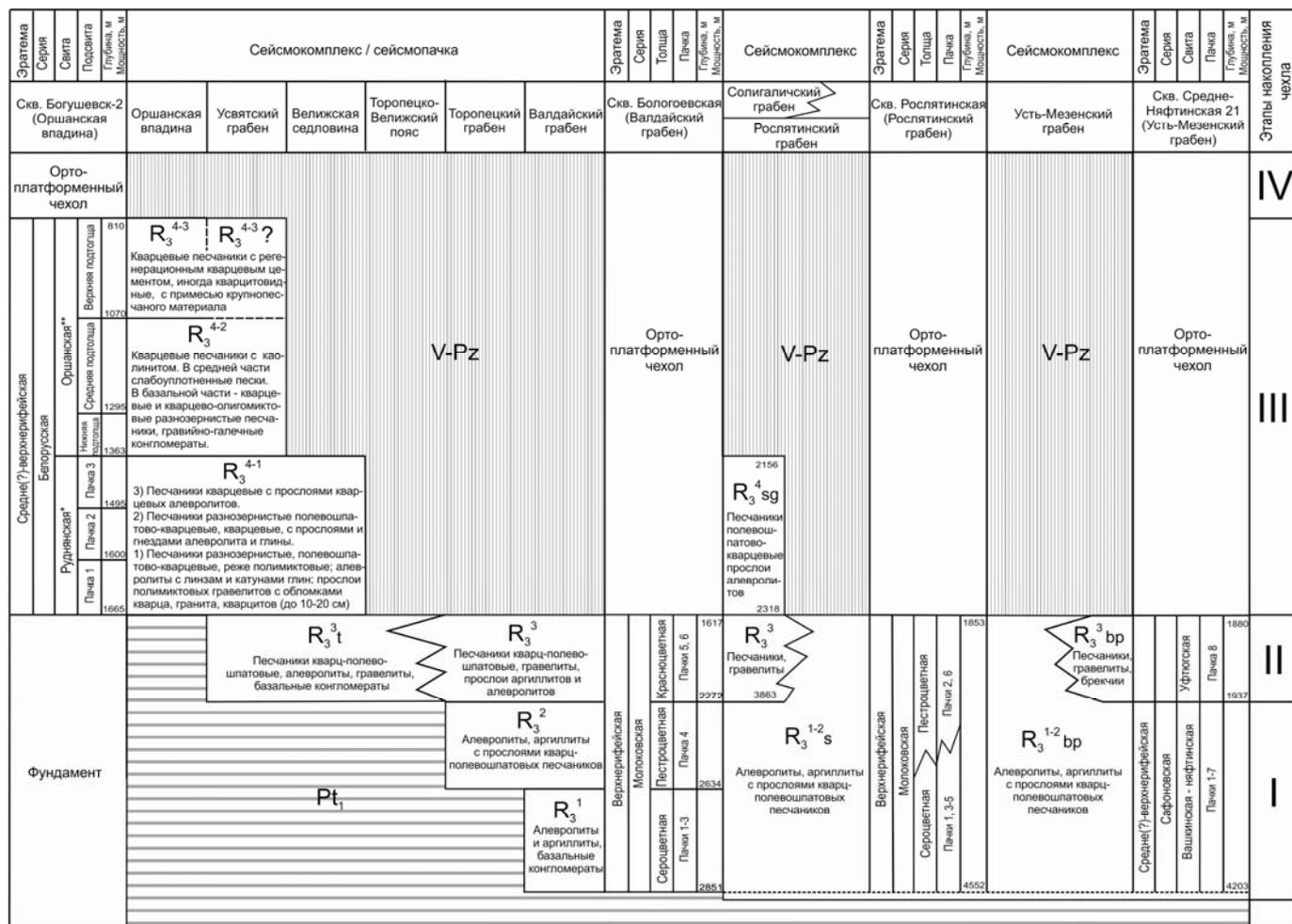


Рисунок – 1.3. Соотношение сейсмокомплексов и стратиграфических элементов разреза [4].

I- IV – этапы накопления осадочного чехла: I-III – катаплатформенный: I – главной фазы грабенообразования, II – завершающей стадии грабенообразования – начальной стадии пострифтового погружения, III – «протосинеклизы»; IV – ортоплатформенный: синеклизный.

Различия в строении катаплатформенного мегакомплекса Среднерусско-Беломорской провинции свидетельствуют о разной тектонической и седиментационной истории развития ряда ключевых структур. Имеющиеся структурные, литолого-фациальные и сейсмостратиграфические данные позволяют рассматривать неопротерозойские тектоно-седиментационные системы Среднерусского и Беломорско-Пинежского регионов в качестве геодинамически сопряжённых структурных элементов кратона – Среднерусско-Беломорской тектонопары. Развитие тектонопары происходило в ходе единого (но не одностадийного) геодинамического процесса, создавшего сходные по энергетике, но разноориентированные в смежных регионах поля напряжений.

Вероятно, что рассматриваемые структуры Среднерусско-Беломорской тектонопары характеризуют лишь небольшую часть надрегиональной системы, значительная часть которой переработана в процессе палеозойско-кайнозойского развития Земли.

Оршанская впадина отличается от других тектоно-седиментационных систем Провинции по целому комплексу структурных, фациальных, минералогических и сейсмических параметров, которые нельзя объяснить с позиций рифтогенеза (грабенообразования) или пострифтового погружения. Приуроченность впадины к специфической области Новгородского синтаксиса, уверенно устанавливаемое по материалам сейсморазведки наращивание клиноформных проградационных осадочных тел с севера на юг (от области предполагаемого максимального сжатия – Слободского узла) позволяют рассматривать Оршанскую впадину как компенсационный бассейн, сформированный на рубеже перехода от ката- к ортоплатформенному мегаэтапу развития Восточно-Европейской платформы.

1.2. Среднерусский регион в неопротерозое

Современное строение Среднерусского региона является результатом теснейшего и длительного (сотни миллионов лет) взаимодействия тектонических и осадочных процессов на уровне верхней коры и осадочного чехла [3, 4а].

Основной объем осадочного чехла региона локализован в пределах Среднерусского авлакогена и Московской синеклизы (рис. 1.4). Авлакоген представляет собой композитную структуру, образованную цепочкой приразломных грабенов вдоль оси синеклизы, которая намного превосходит его по площади распространения.

Природа этих осадочных бассейнов различна: авлакоген рассматривают как доплитную рифтогенную структуру позднебайкальской (рифейско-ранневендской) деструкции кратона, а синеклизу — как надрифтовую депрессию верхневендско-палеозойского плитного этапа развития платформы [7; 8; 9; 10; 11; 12; 13; 14; 15; 16; 17; 18 и многие другие]. Наибольший интерес представляет пограничный период между этими этапами, когда контрастные движения земной коры способствовали выдвиганию в зону эрозии блоков фундамента. Следы этих событий следует искать в вариациях мощностей, распределении фаций и в минеральном составе отложений.

Многие вопросы о характере тектонических движений и сопутствовавших им обстановках седиментации остаются дискуссионными. Несмотря на очевидную преемственность в заложении синеклизы над авлакогеном и установленные закономерности строения каждого из этих осадочных бассейнов, остается неясным, как именно доплитные структуры влияли на седиментационные обстановки плитного этапа развития платформы?

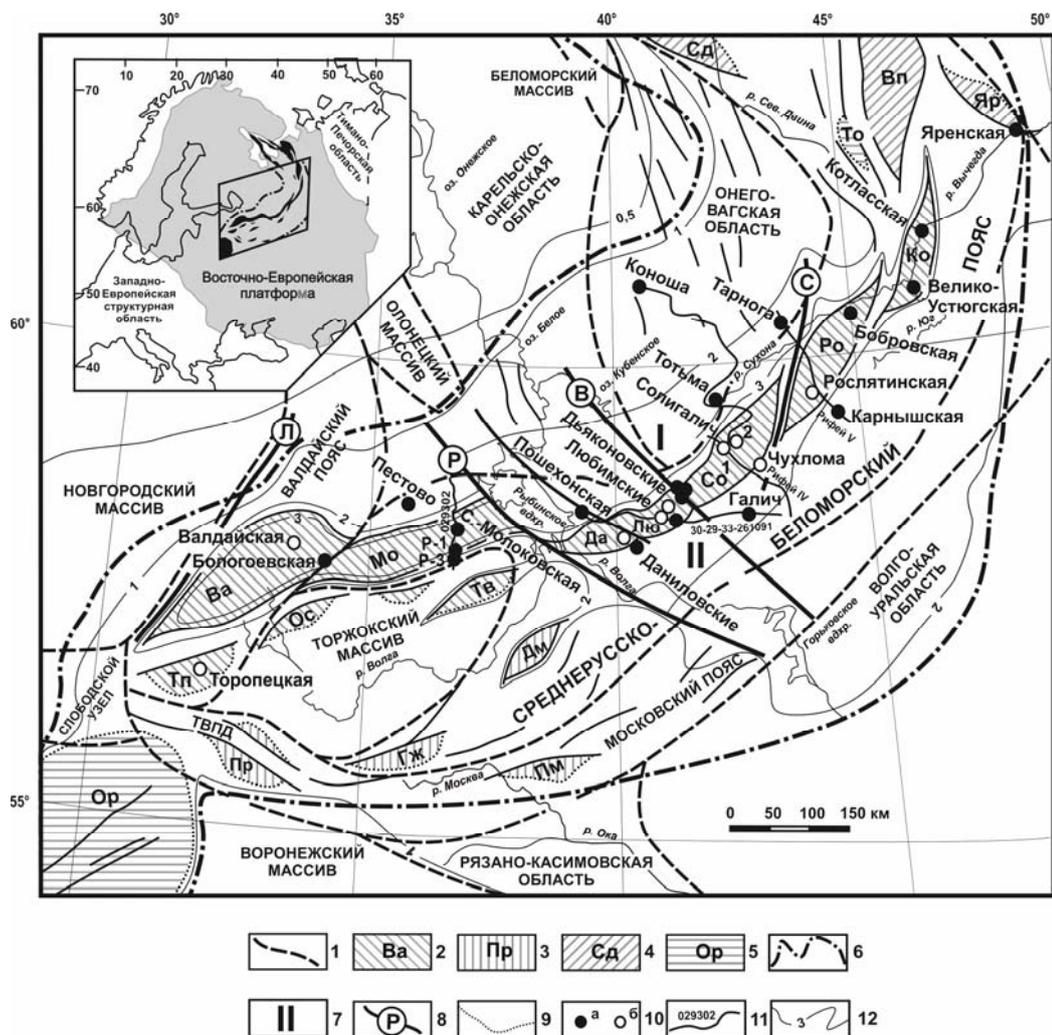


Рисунок – 1.4. Среднерусский регион Среднерусско-Беломорской провинции Восточно-Европейской платформы [4а].

1 — границы структурно-вещественных комплексов фундамента; 2—5 — доплитные тектоно-седиментационные системы: 2—4 — грабены (2 — Среднерусского авлакогена: Ва — Валдайский, Мо — Молоковский, Тп — Торопецкий, Ос — Осташковский, Тв — Тверской, Да — Даниловский, Лю — Любимский, Со — Солигаличский, Ро — Рослятинский, Ко — Котласский; 3 — Подмосковные: Пр — Пречистенский, Гж — Гжатский, Пм — Подмосковный, Дм — Дмитровско-Ярославский; 4 — Беломорско-Пинежские: Яр — Яренский, Вп — Верхнепинежский, Сд — Северодвинский), 5 — впадины: Ор — Оршанская, То — Верхне-Тоемская; 6 — границы распространения плитного комплекса (Московско-Мезенской области погружения); 7 — плитные прогибы: I — Грязовецкий, II — Галичский; 8 — разломы установленные и предполагаемые, в том числе: Л — Ловатский, Р — Рыбинский, В — Вологодский, С — Сухонский; 9 — линии выклинивания осадочного выполнения бассейнов; 10 — скважины: а — достигшие кристаллического фундамента, б — остановленные в осадочных породах рифея; 11 — сейсмические профили МОГТ; 12 — изогипсы поверхности фундамента, км.

Не ясны причины клавишных движений фундамента и сопутствующей эрозии части доплитного чехла на Даниловско-Любимском участке авлакогена, где наблюдается резкое сокращение рифейских отложений на фоне возрастания мощностей верхнего венда (рис. 1.5). Не объяснена природа наблюдаемого в плане трансферного смещения продольной оси авлакогена по Рыбинскому разлому (см. рис. 1.4). Данное смещение не только нарушает линейность авлакогена,

но и делит синеклизу на две резко асимметричные части. Если к западу от разлома наибольшие глубины залегания фундамента приурочены к относительно узкой полосе Валдайского и Молоковского грабенов, то к востоку от него глубины в 2–3 км установлены на значительном (первые сотни км) удалении от оси авлакогена и маркируют обширные прогибы — южный Галичский и северный Грязовецкий (см. рис. 1.4). Кроме того, только в восточной части синеклизы установлены деформации плитного чехла, образующие крупный (Сухонский) мегавал над грабенами авлакогена.

К решению этих вопросов можно подойти, если рассмотреть генетически разные осадочные бассейны в составе единой тектоно-седиментационной системы с полигенной и продолжительной (около 380 млн лет) историей формирования. Тектоно-седиментационная система понимается как совокупность процессов и явлений, которые происходят при обязательном участии структурообразования и осадконакопления. Только совместное изучение структурного и седиментационного аспектов позволяет выявить характер развития отдельных элементов и общую эволюционную направленность развития системы. В этом случае многие закономерности строения плитного чехла могут быть увязаны со структурной организацией и петрофизическими свойствами нижележащих осадочных комплексов и пород консолидированной коры.

В ходе реконструкции полигенной истории долгоживущей тектоно-седиментационной системы были последовательно рассмотрены строение сегментов авлакогена и их палеотектоническое развитие, возможные тектоно-седиментационные обстановки на разных этапах развития авлакогена, предплитной тектонической революции и плитного погружения синеклизы.

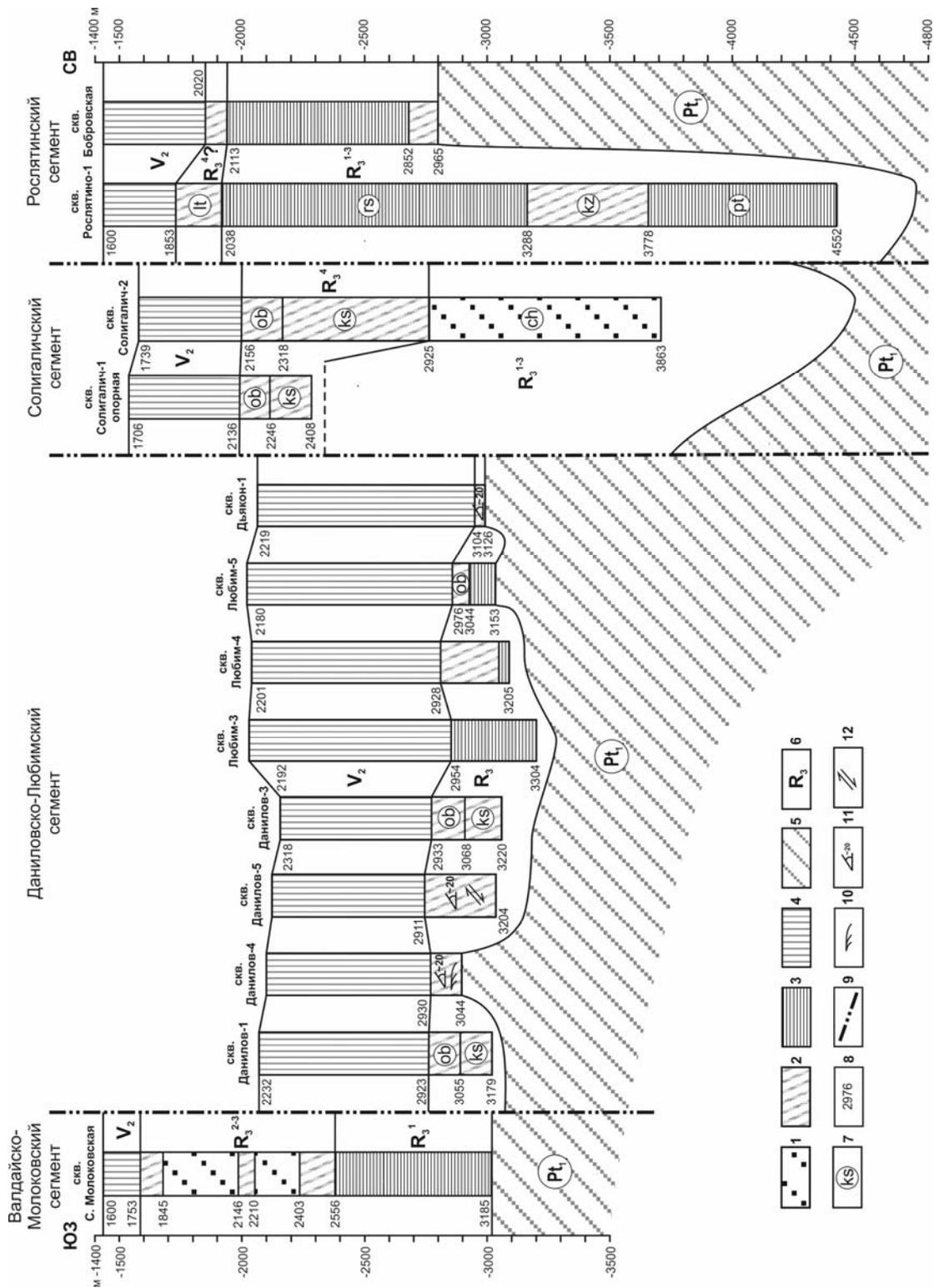


Рисунок – 1.5. Строение неопротерозойского осадочного чехла разрезов в разных сегментах авлакогена [4а].

1-4 — отложения: 1 — красноцветные гравелисто-песчаные, 2 — пестроцветные песчано-алеврито-глинистые, 3 — сероцветные алеврито-глинистые, 4 — нерасчлененные песчано-алеврито-глинистые; 5 — кора авлакогена; 6 — сейсмокомплексы: Pt₁ — нижнепротерозойский фундамента, R₃ — верхнерифейский доплитный, V₂ — верхневендский плитный; 7 — свиты: ob — обнорская, ks — костромская, ch — чухломская, lt — литоминская, rs — рослятинская, kz — кожуховская, pt — путиловская; 9 — границы сегментов; 10 — косяя слоистость; 11 — угол запрокидывания параллельнослоистых разностей; 12 — зеркала скольжения.

1.2.1 Сегменты авлакогена

Грабены авлакогена (за исключением Валдайского) развиты в осевой части Среднерусско-Беломорского пояса (см. рис. 1.4), который существенно отличается по петрофизическим свойствам от разделяемых им областей земной коры. Мощность нижней коры здесь увеличена до 18–20 км, но пластовые скорости в ней понижены до 6.8–6.9 км/с, а поверхность Мохо залегает на глубинах от 39 до 42 км [19; 20]. В динамометаморфизованных породах (бластомилонитах) верхней части коры пластовые скорости оказываются еще меньше. Так, в основании Молоковского грабена пластовая скорость прохождения сейсмических волн от кровли фундамента до глубины около 350 м составляет около 5.3 км/с. Низкая плотность (около 2.8 г/см³) пород этой низкоскоростной части фундамента подтверждена и прямыми исследованиями керна Северо-Молоковской скважины, пройденной в осевой части грабена [21]. Сходная картина наблюдается и в параллельном Молоковскому Тверском грабене, где скорости близ кровли фундамента составляют всего 4.9–5.0 км/с. При этом скорости прохождения волн на бортах грабенов, в частности, в породах Торжокского массива, и под низкоскоростным пластом фундамента составляют около 6.2–6.4 км/с [21]. Характерной особенностью пояса является отчетливо выраженная «прозрачность» магнитного поля при отсутствии преимущественной директивной организации в расположении аномалий. Величина намагниченности составляет менее 500 и даже 300×10^6 СГС [22]. Результаты бурения показывают широкое распространение в пределах пояса слабомагнитных мигматитов, микроклиновых гранитов, гранодиоритов и развитых по ним бластомилонитов [3].

Строение осадочного чехла в разных грабенах авлакогена не идентично (см. рис. 1.5). В составе авлакогена отчетливо выявляются четыре сегмента, отличающихся по строению и мощности осадочных разрезов, глубинам залегания кровли фундамента и поверхности раздела доплитных (верхнерифейских) и плитных (верхневендских-палеозойских) отложений.

Валдайско-Молоковский сегмент протягивается от Валдайской возвышенности до Рыбинского водохранилища (см. рис. 1.4). Структуру одноименных сегменту грабенов определяют встречно падающие сбросы (рис. 1.6).

Фундамент залегает на глубинах от 3 до 3.5 км. Породы представлены мигматитами по амфиболитам с характерными крутыми падениями директивных структур от 60–65° до 75–80° по отношению к плоскости, перпендикулярной оси керна. С мигматитами ассоциируют бластомилониты, образующие характерные низкоскоростные (5.4–5.7 км/с) пласты, маркирующие палеопротерозойские зоны внутрикоровых срывов (детачменты) [3].

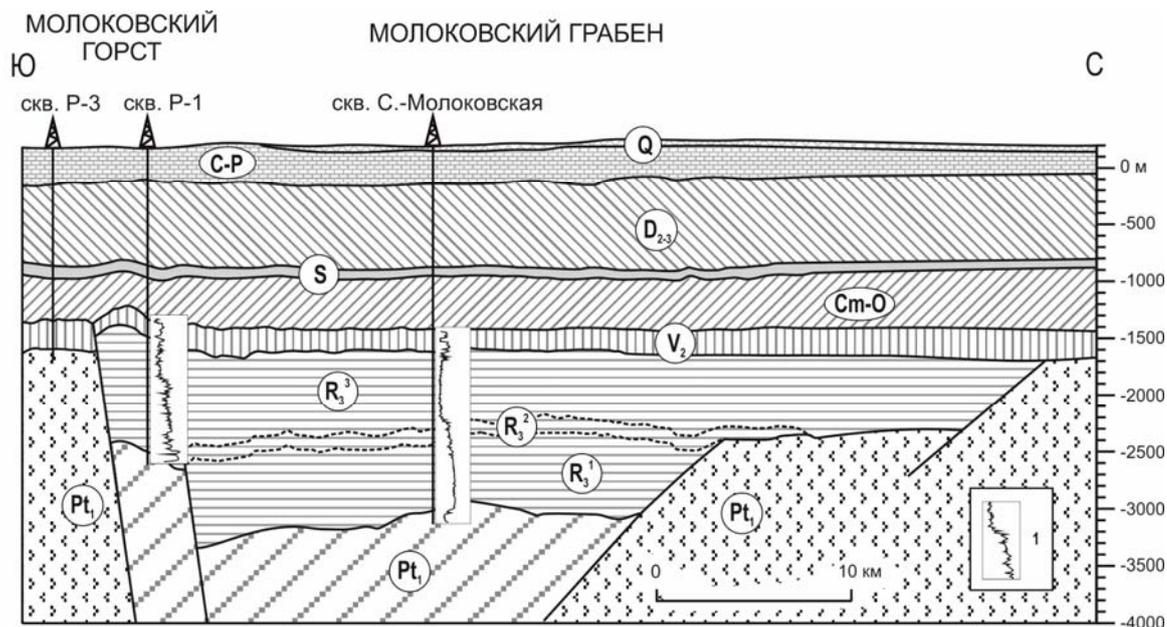


Рисунок – 1.6. Сейсмогеологический разрез по фрагменту профиля МОГТ 029302 [21].

1 — каротажные кривые ПС, диапазон значений $-50 \dots +50$ мВ. Положение профиля и скважин см. рис. 1.4.

Доплитный комплекс имеет сходное строение во всех грабенах сегмента и подробно описан в ряде публикаций как молоковская серия верхнего рифея [21; 3]. Разрез имеет отчетливое регрессивное строение с необратимым переходом от нижних сероцветных пелитовых к верхним красноцветным псефитовым отложениям (см. рис. 1.5). Фациальные признаки отложений указывают на смену озерной седиментации проллювиально-аллювиальными обстановками рифтовых долин. Появление красноцветных псефитов отчетливо проявлено на каротажных кривых (см. рис. 1.6). К границе этих отложений приурочена пачка переслаивания бурых, коричневых, серых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Заметная мощность пачки (153 м в Северо-Молоковской, 362 м в Бологоевской скважинах), выраженность ее на сейсмопрофилях МОГТ и совпадение с ней градиента интенсивности значений на диаграммах ДС и ПС, дали основание рассмотреть ее как самостоятельный стратон в составе разреза Валдайско-Молоковского сегмента [21]. В то же время, следует отметить, что сходные пачки пестроцветных отложений присутствуют на разных уровнях в разрезах всех сегментов авлакогена и рассматриваются как фациальный индикатор мелководно-озерной седиментации.

Все толщи молоковской серии сходны по составу и представлены полевошпат-кварцевыми олигомиктовыми и аркозовыми песчаниками, полевошпат-кварцевыми алевролитами и в различной степени алевролитистыми хлорит-гидрослюдисто-каолинитовыми аргиллитами. В некоторых интервалах сероцветной части разреза доплитного комплекса отмечено резкое

обогащение тяжелой фракции песчаников эпидотом из бластомилонитов раннепротерозойского возраста. Это явление прослежено по всему авлакогену и подробно рассмотрено в работах [23, 3].

Плитный комплекс налегает на грабены и борта авлакогена по эрозионной поверхности, которая плавно воздымается на юго-запад и в сторону Ладожской моноклинали Балтийского щита. Так, подошва плитного комплекса ("высокоомная толща" верхнего венда) залегает на северном борту Молоковского грабена на глубине –1455 м (скв. Пестовская), в осевой части — на отметке –1588 м (скв. Северо-Молоковская), а на южном борту фиксируется на отметке –1773 м (скв. Р-1). Амплитуды деформаций плитного чехла невелики.

Даниловско-Любимский сегмент приурочен к Рыбинско-Вологодской полосе деформаций, ограниченной одноименными разломами, резко дискордантными простираению Среднерусского авлакогена (см. рис. 1.4).

На глубинной модели Московской синеклизы [20] полоса деформаций отчетливо прослеживается до границы с Волго-Уральской областью. В ее пределах глубина подошвы коры варьирует от 38 до 42 км. Два локальных выступа поверхности Мохо установлены в области пересечения полосы с Московским поясом. В пределах авлакогена наиболее высокое положение Мохо наблюдается под Даниловским грабеном и на границе Любимского и Солигаличского грабенов вблизи куста Дьяконовских скважин (см. рис. 1.4). Другие грабены Среднерусского авлакогена не имеют закономерной приуроченности к участкам утоненной коры.

Амплитуда правостороннего смещения Даниловско-Любимского сегмента по Рыбинскому разлому относительно Валдайско-Молоковского сегмента превышает 100 км. Первичные структуры Даниловского и Любимского грабенов значительно искажены более поздними разноамплитудными движениями земной коры (рис. 1.7). В сейсмическом разрезе МОГТ по Профилю III «Рифей» наблюдаются пакеты отражений, которые можно интерпретировать как сладчато-глыбовые деформации. Фундамент расчленен на многочисленные мелкие блоки с глубинами залегания поверхностей от –2890 м до свыше –3200 м. С движениями этих блоков в предвендское время исследователи территории связывают неравномерный размыв части доплитного чехла [24; 25].

Фундамент вскрыт скважинами Данилов-4 и 7 на глубинах –2890 м и –3019 м, соответственно. В керне представлены кварцито- и гранито-гнейсы коричневатого-серого и зеленоватого-серого цвета, разнотекстурные со сланцеватой текстурой, с гнездами кварца.

Даниловские скважины вскрыли рифейские отложения мощностью от 114 м (скв. Данилов-4) до 293 м (скв. Данилов-5). Разрез слагают пестроцветные (коричневые, розоватые) и сероцветные (голубовато- и темно-серые) терригенные песчаники и алевролиты [24]. В песчаных разностях установлены косая и косоволнистая слоистость, изменчивость углов напластования. Наклон

параллельной слоистости к плоскости перпендикулярной оси керна достигает 20°. В отдельных интервалах разреза установлены зеркала скольжения.

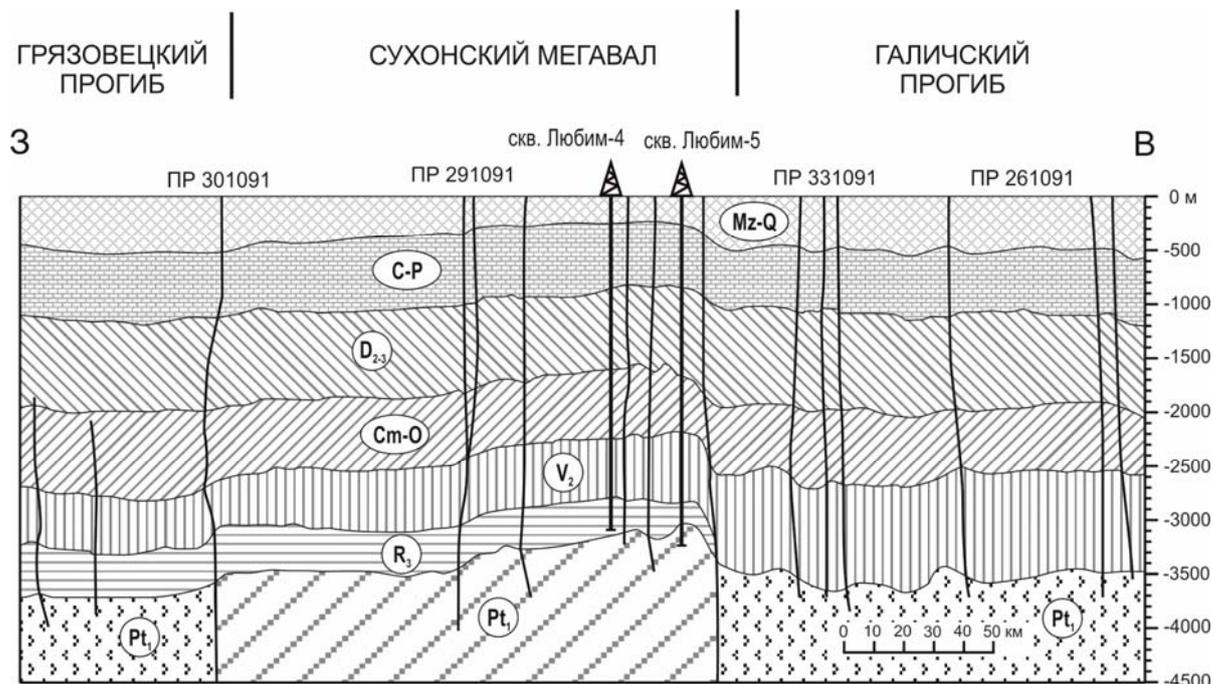


Рисунок – 1.7. Сейсмогеологический разрез по фрагменту композитного профиля МОГТ 30-29-33-261091 [28]. Положение профиля и скважин см. рис. 1.4.

Доплитный комплекс в грабенах сегмента имеет наименьшие (остаточные) мощности по сравнению с остальными сегментами авлакогена (см. рис. 1.5).

Любимские скважины вскрыли рифейские осадочные образования мощностью от 159 (скв. Любим-6) до 382 м (скв. Любим-3) (см. рис. 1.5). Разрез сложен в основном песчаниками темно-коричневыми, фиолетово-темно-коричневыми, реже голубовато-светло-серыми, кварцево-полевошпатовыми, разнозернистыми, местами переходящими в гравелиты, реже — в конгломераты [26].

Дьяконовские разведочные скважины 1, 2 и 4 вскрыли доплитный комплекс с наибольшей мощностью 88 м (скв. Дьяконово-2). В скважине 1 доплитные отложения мощностью 22 м залегают на породах фундамента [25]. Отмечена значительная изменчивость углов напластования по керну, что, по мнению В.А. Лапченко, свидетельствует о наличии более мелких структурных подразделений в рифейском структурном этаже. Он же ставит проблему происхождения рифейских осадков: «...на сегодняшний день остается еще не ясным, являются ли отложения рифея, лежащие на приподнятых блоках фундамента, одновозрастными с базальными слоями рифея, или они синхронны более поздним рифейским образованиям, являясь следствием общего погружения или воздымания этих блоков» [25, с. 113]. К этой проблеме мы вернемся позже.

Плитный комплекс заметно отличается от других сегментов авлакогена по ряду признаков. Во-первых, он залегает на глубинах от –2800 до –3000 м, что намного превосходит глубины залегания (от –1600 до –2000 м) в других сегментах (см. рис. 1.5). Во-вторых, только в этом сегменте мощности верхнего венда составляют около 700 м в Даниловском и до 900 м в Любимском грабенах. В-третьих, только здесь установлены значительные мощности (до 1000 м) отложений кембрия–ордовика, сокращенные или полностью отсутствующие в других сегментах.

В сечении авлакогена на сейсмограммах МОГТ выражено конформное воздымание отражений кровли фундамента и всех элементов осадочного чехла в районе скважин Любим 4 и 5 (см. рис. 1.7). Наблюдаемая антиформа с амплитудами 100–150 м относится к крупному образованию плитного чехла — Сухонскому (Рыбинско-Сухонскому, Солигаличско-Сухонскому) мегавалу, впервые установленному Е.М. Люткевичем по замерам падений слоев в сухонских обнажениях. В плане мегавал имеет вид узкого горста, разделяющего Грязовецкий и Тарногский прогибы. При ширине около 50 км он протягивается в северо-восточном направлении от г. Данилова к поселкам Рослятино и Бобровскому, где постепенно "расплывается" и полностью исчезает [6]. Мегавал объединяет систему протяженных асимметричных валов, которые, в свою очередь, состоят из четкообразно или кулисообразно сочленяющихся поднятий (Рослятинское, Зеленцовское, Бобровское и др.). Крылья валов осложнены флексурами с падением слоев до 5–6° и более, которые фиксируют бортовые разломы, ограничивающие авлакоген [22; 27]. Примечательно, что флексуры осадочного чехла во всех блоках приурочены к наиболее крутым бортам впадин фундамента [22].

Солигаличский сегмент протягивается вдоль р. Сухоны от Вологодского до Сухонского разлома на северо-востоке (см. рис. 1). Первичная структура Солигаличского грабена искажена, и ее реконструкция требует специальных построений. В отличие от Даниловско-Любимского сегмента на сейсмограмме МОГТ наблюдается крупная обращенная² структура видимой шириной около 90 км, но и с учетом нелинейной прокладки профиля, не менее 70 км (рис. 1.8). Большая часть структуры нарушена разрывными нарушениями. По подошве венда суммарное вертикальное смещение по южному разлому составляет 1300 м, по северному — 950 м. В центральной части сегмента мощность отложений доплитного комплекса превышает 1700 м, но резко сокращается (до 900–1000 м) в стороны бортовых разломов. К югу и к северу от бортовых разломов авлакогена между поверхностью фундамента и подошвой вендских отложений выделяется пачка пород,

² Под обращенными (обратными геологической структуре — reversed) понимаются антиклинальные формы в плитном чехле (валы), расположенные над отрицательными структурами фундамента. Описательное определение «обращенная структура» представляется более широким и потому предпочтительным, нежели часто применяемый к подобным формам термин «инвертированная» (inverted). Последний содержит узкую генетическую интерпретацию, определяя главным структурообразующим фактором изменение направления тектонического движения на обратное [2]. Ниже будет показано, что инверсионные движения не являлись необходимым условием для формирования Солигаличской и Рослятинской обращенных структур.

предположительно относящаяся к рифею [28]. Вблизи бортовых разломов эти отложения имеют мощность около 1 км, к северу и к югу от авлакогена на расстоянии около 15 км их мощность постепенно уменьшается до полного выклинивания.

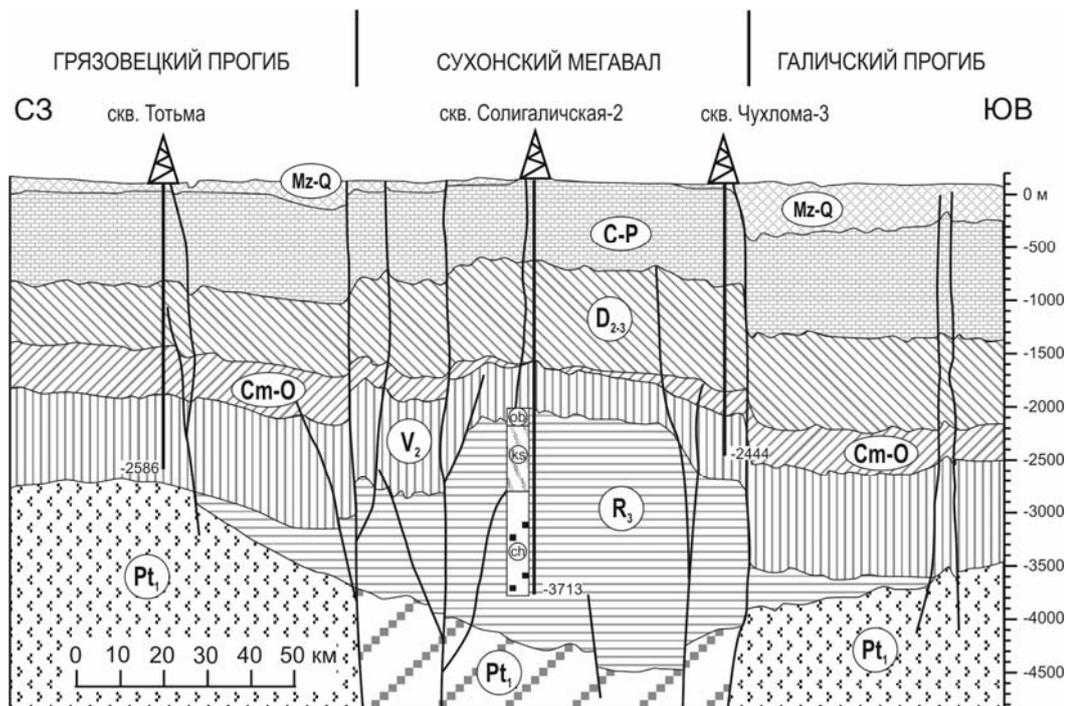


Рисунок – 1.8. Сейсмогеологический разрез по фрагменту профиля МОГТ IV-IV [28]. Положение профиля и скважин см. рис. 1.4.

Фундамент бурением не вскрыт. По данным сейсморазведки предполагается на глубинах до –4500 м [22].

Доплитный комплекс по литологическому составу вскрытой бурением части отличается от прочих сегментов авлакогена (см. рис. 1.5). По результатам бурения скв. Солигаличская-2 установлены три пачки преимущественно грубообломочных псаммитовых пород.

В смежной опорной скважине Солигалич-1 верхняя пачка встречена в интервале 2136–2246 м, т.е. сокращена по мощности по сравнению со скважиной Солигалич-2 (по материалам З.П. Ивановой и В.В. Кирсанова) (см. рис. 1.5). Обращает на себя внимание положение границ вскрытых бурением осадочных комплексов относительно структурных элементов доплитной обращенной структуры. Так, верхняя пачка тяготеет к кровле, а граница средней и нижней пачек расположена на уровне перегибов в ее средней части (см. рис. 1.8).

Плитный комплекс сегмента слагает верхнюю часть обращенной структуры в составе Солигаличского мегавала. На сейсмограммах МОГТ во всех горизонтах плитного чехла отчетливо проявлены положительные деформации, которые практически конформны кровле рифейского осадочного комплекса (см. рис. 1.8). При этом уменьшение мощностей или полное исчезновение некоторых отложений свидетельствует о многостадийной и длительной истории

развития этих деформаций. Строение прилегающих к сегменту Грязовецкого и Галичского прогибов отражает различную динамику и рассогласованность времени погружения. Большая глубина (около -3500 м) Галичского прогиба vs. -3100 м для Грязовецкого определяет и наибольшие амплитуды смещений по южному бортовому разлому.

Рослятинский сегмент расположен к северо-востоку от Солигаличского, прослеживается от пос. Рослятино к пос. Бобровскому и вскрыт одноименными скважинами (см. рис. 1). Видимая ширина сегмента, ограниченного в поперечном сечении бортовыми разломами авлакогена, составляет около 50 км (рис. 1.9).

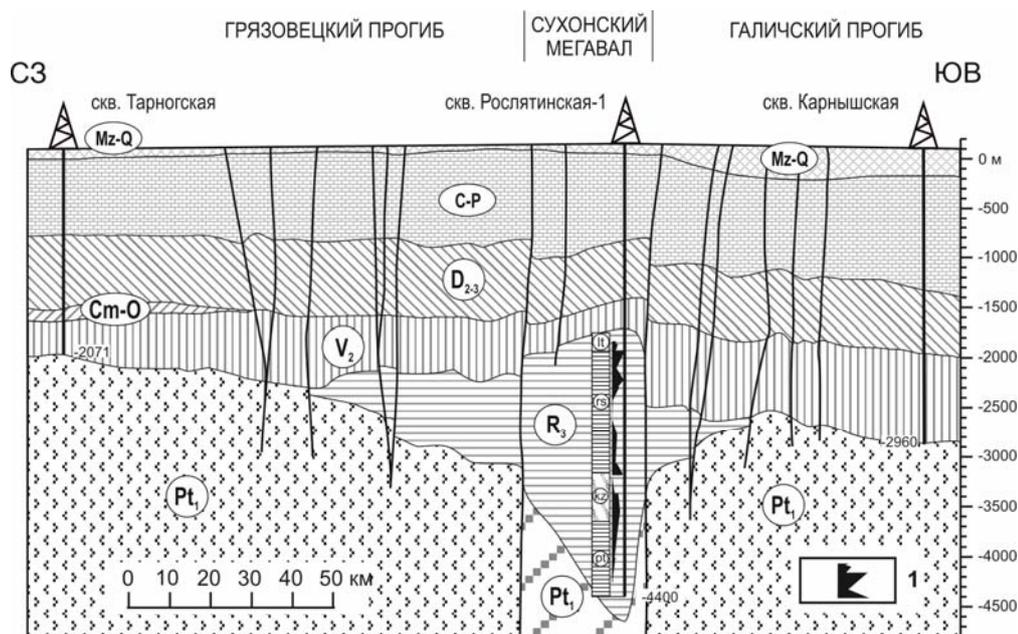


Рисунок – 1.9. Сейсмогеологический разрез по фрагменту профиля МОГТ V-V [28]. 1 — интервалы с повышенным содержанием эпидота в тяжелой фракции отложений [23]. Положение профиля и скважин см. рис. 1.4.

Несмотря на деформированность, первичная структура Рослятинского грабена, прослеживается довольно уверенно. Крутой юго-восточный и более пологий ступенчатый северо-западный борта определяют характерную структуру полуграбена. Амплитуды смещений по бортовым разломам составляют 550 м для северо-западного и 850 м для юго-восточного. При этом глубины погружения венда на смежных с сегментом участках значительно меньше, чем в Солигаличском сегменте и составляют -2200 м со стороны Грязовецкого и -2500 м со стороны Галичского прогибов.

Фундамент бурением не вскрыт — Рослятинская скважина остановлена в осадочной толще рифея на отметке -4400 м, а поверхность фундамента по данным ЗСМ предполагается на отметке -4750 м [22]. Бобровская параметрическая скважина № 1 на глубине -2794 м вскрыла тонко- и крупнокристаллические габбро-диабазы с признаками регрессивного метаморфизма [30].

Доплитный комплекс имеет наибольшую в масштабах всего авлакогена мощность – 2699 м (см. рис. 1.5). В силу асимметричности грабена рифейские отложения быстро выклиниваются в северо-западном направлении (см. рис. 1.9). Качество сейсмических данных не позволяет однозначно утверждать, что к юго-востоку от главного бортового разлома рифейские отложения действительно присутствуют. По результатам бурения скважины Рослятинская-1 в составе разреза установлено 6 пачек рифейских отложений. Сходный по строению разрез рифея мощностью 945 м вскрыт Бобровской параметрической скважиной № 1 на северо-восточном фланге сегмента [30].

Плитный комплекс сегмента слагает верхнюю часть обращенной структуры в составе Сухонского мегавала. Непосредственно над грабеном во всех горизонтах плитного чехла наблюдаются положительные изгибы пластов, конформные кровле рифейского осадочного комплекса (см. рис. 1.9). Как и для Солигаличского сегмента, эти формы часто считают результатом инверсионных процессов. В силу того, что подошва плитного комплекса занимает гипсометрически наиболее высокое положение в пределах Сухонского мегавала, ряд исследователей полагает, что по масштабу инверсии Рослятинский грабен занимает лидирующее положение [31; 20].

Представления об инверсионной природе Рослятинской обращенной структуры и других элементов Сухонского вала далеко неоднозначны и будут рассмотрены ниже. В данном разделе отметим два положения, связанные со строением Рослятинской антиформы — резкое сокращение мощности верхнего венда над наиболее выступающей частью рифейских отложений (см. рис. 6) и рассогласованность мнений исследователей о положении кровли рифея. Последняя в настоящее время вслед за М.И. Островским с коллегами принята на глубине –1701 м (по стволу скважины 1853 м) [5]. Ранее В.Н. Делюсин относил положение кровли рифея к отметке –2008 м (по стволу скважины 2160 м), поскольку эта глубина соответствует самому нижнему четкому реперу на диаграмме электрокаротажа ПС [22]. Другой аргумент В.Н. Делюсина относился к общей геологической структуре: при нахождении кровли рифея на отметке –2008 м амплитуда его превышения над бортами составляет 500–600 м, что совпадает с полной амплитудой возвышения Сухонского мегавала (в данном сечении) по подошве казанских отложений — 483 м (по скв. 23-н и 11-с).

Как видно из разреза (см. рис. 1.5 и 1.9) большая часть спорного интервала представлена отложениями пачки 6, которую В.В. Кирсанов [32] рассматривал как литоминскую свиту рослятинской серии. С рифейскими отложениями в смежных сегментах авлакогена свита не коррелируется, однако, судя по фациальному и минералого-петрографическому составу, она вполне могла бы войти в состав венда. В этом случае, в Рослятинской структуре подошва венда выровнялась бы за счет приращения мощности (по крайней мере, на 185 м), а амплитуда т.н. инверсии сократилась бы на эту величину. При этом, во-первых, были бы учтены справедливые

замечания В.Н. Делюсина, и, во-вторых, был бы снят вполне резонный вопрос: почему при ожидаемо одинаковых внешних факторах максимальная инверсия наблюдается над грабенom с меньшим (по сравнению со смежными сегментами) объемом накопленных осадков?

1.2.2 Первичное строение Солигаличского и Рослятинского осадочных бассейнов и развитие обращенных структур

Приведенные выше данные о современном строении сегментов авлакогена отражают разную степень деформации первичных структур грабенов. Так, грабены Валдайско-Молоковского сегмента не претерпели существенных изменений после своего образования. Напротив, в Даниловско-Любимском сегменте присутствуют реликты грабеновых структур, подвергшихся на доплитном этапе воздыманию и интенсивному размыву. Особенно специфичны осадочные бассейны Солигаличского и Рослятинского сегментов, которые избежали размыва на доплитном этапе, однако были существенно нарушены более поздними процессами с появлением в осадочном чехле обращенных структур. Как было отмечено выше, для понимания первичного строения этих сегментов требуются специальные построения. С этой целью были составлены палеоструктурные разрезы методом выравнивания четырех опорных сейсмостратиграфических поверхностей по подошве и кровле верхнего венда, кровле кембро-ордовика и девона (рис. 1.10).

На палеоструктурном разрезе Солигаличского сегмента для конца рифея (завершение накопления доплитного чехла) современный сейсмокомплекс R_3 (см. рис. 1.8) трансформируется в асимметричную структуру, напоминающую перевернутую тульей вниз шляпу (см. рис. 1.10a). Выделяются три примечательных элемента этой структуры. Верхний элемент («поля шляпы»), сложенный отложениями верхней и средней пачек, имеет характерный облик бассейнов прогибания (sag basins): при видимой ширине до 185 км он не обнаруживает разломных ограничений, выклинивается у рифейской поверхности и образует пологий прогиб до глубины – 769 м. Выклинивание отложений верхней пачки в сторону от центра бассейна отражает и уменьшение ее мощности в скважине Солигалич-1 (110 м) по сравнению со скважиной Солигалич-2 (165 м). Ширина среднего элемента составляет около 100 км, а его нижняя граница определяется на глубинах от –1100 м (северный борт) до –1400 м (южный борт). Соответственно, нижний элемент шириной до 70 км расположен на глубинах от –1400 до –2400 м. И средний и нижний элементы имеют прямолинейные ограничения, характерные для планарных сбросов. При этом для южных сбросов характерны большие амплитуды и крутые углы падения. Как было показано выше, сходно построены и асимметричные грабены Валдайско-Молоковского сегмента (см. рис. 1.6).

Соотношение элементов на палеоструктурном профиле указывает на то, что Солигаличская структура формировалась под влиянием разных механизмов в ходе, по крайней мере, трех этапов.

Первые два определялись сбросовой тектоникой с образованием грабена и его последовательным латеральным расширением. На третьем этапе доминировали процессы синеклизного типа с образованием пологой депрессии проседания. Такая этапность характерна для развития осадочных бассейнов Среднерусско-Беломорской провинции [3, 4].

Двухэтапное растяжение в грабенах авлакогена отчетливо проявлено в строении доплитного комплекса Валдайско-Молоковского сегмента, где сероцветные пелито-псаммитовые отложения перекрываются на более обширной площади красноцветными псефитами — сейсмокомплекс R_3^{2-3} (см. рис. 1.5). В Солигаличском разрезе последним по структурному положению, фациальному облику и минералого-петрографическому составу полностью соответствуют некоррелируемые с ближайшим окружением грубые красноцветы нижней вскрытой бурением толщи — чухломской свиты (см. рис. 1.10, фиг. а). Хотя скважина Солигалич-2 не вскрыла полный разрез рифея, но представление о том, что нижнюю часть грабена составляют озерные сероцветы и/или пестроцветы не противоречит закономерностям строения доплитного разреза в других грабенах авлакогена. Видимая в сечении профиля не вскрытая бурением мощность рифея составляет 600–700 м, что вполне сопоставимо с мощностями нижнего элемента молоковской серии (R_3^1) в других грабенах авлакогена.

Верхняя синформная часть Солигаличской структуры по отсутствию структурных ограничений, выклиниванию отложений от центра к периферии области прогибания и наиболее зрелому составу осадков вполне сопоставима, хотя и в уменьшенном масштабе, с Оршанской впадиной, классифицированной ранее как "протосинеклиза" [3, 4].

Композитный профиль Рифей IV имеет сложную конфигурацию, поэтому намеченные на рис. 1.10 границы осадочных комплексов следует рассматривать как приближение к реальной геологической обстановке (рабочую модель). Тем не менее, эта модель: 1) основана на данных сейсморазведки МОГТ, 2) согласована с результатами бурения и 3) не противоречит установленным этапам развития осадочных бассейнов Среднерусско-Беломорской провинции.

На палеоструктурном разрезе Рослятинского сегмента для конца рифея современный сейсмокомплекс R_3 (см. рис. 1.9) трансформируется в резко асимметричный грабен с крутым юго-восточным (главный сброс) и более пологим ступенчатым северо-западным бортами (см. рис. 1.10, фиг. б). Строение грабена отражает его прогрессивное расширение по мере роста. В структуре грабена обособляются две — нижняя и верхняя части. Нижняя наиболее мощная (2150 м) часть расположена в интервале глубин от –925 м до –3075 м. Она имеет отчетливо клиновидную форму и стремительно сужается вниз по разрезу от 30 км до полного исчезновения. Верхняя часть при мощности 925 м варьирует по ширине от 100–110 км в кровле до 30 км в основании.

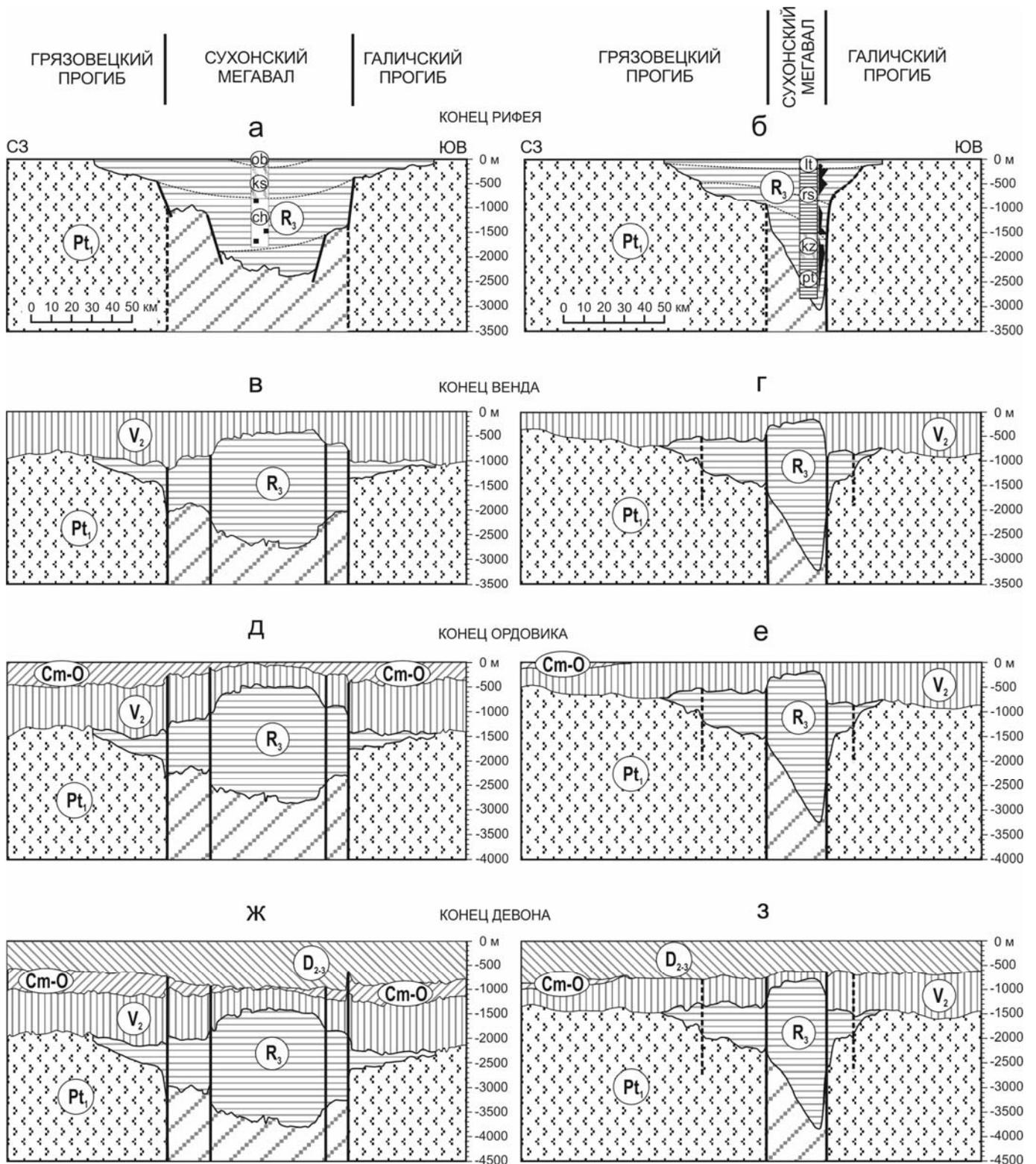


Рисунок – 1.10. Палеоструктурные разрезы Солигаличского и Рослятинского сегментов вдоль фрагментов профилей МОГТ IV-IV и V-V (см. рис. 1.8, рис. 1.9).

Выравнивание по: а, б — подошве V₂ (конец рифея); в, г — кровле V₂ (конец венда); д, е — кровле Cm-O (конец ордовика); ж, з — кровле D_{2,3}fm (конец девона).

Положение профилей и скважин см. рис. 1.4.

Модель развития Рослятинского грабена подробно изложена в работах [23, 3]. Принципиальным являются следующие положения. Морфология и глубина Рослятинского грабена определены развитием неопротерозойского сброса вдоль круто залегающего палеопротерозойского пласта бластомилонитов. Последовательное углубление Рослятинского грабена не только не приводило к изоляции бластомилонитового пласта, а, напротив, постоянно стимулировало его размыв. На фоне стабильного минерального состава слагающих разрез отложений установлено минимум три цикла резкого обогащения (до 70%) тяжелой фракции остроугольными зернами эпидота (см. рис. 1.10, фиг. б). Циклы обогащения отражают активизацию размыва локального источника и могут рассматриваться как маркеры сбросовых событий, каждое из которых приводило к последовательному углублению и расширению структуры. Реконструированные по ним промежуточные поверхности дна хорошо согласуются со структурой грабена и его осадочным выполнением. Как видно из разреза Рослятинской скважины, приведенного к палеоструктуре грабена, граничные поверхности соответствуют границам литологических пачек – третьей и четвертой, а также четвертой и пятой (см. рис. 1.10, фиг. б). Подошву верхней части пачки б (литоминская свита) можно принять за основание пострифтового бассейна прогибания.

Сопоставление палеоструктурных разрезов Солигаличского и Рослятинского сегментов показывает их значительные отличия уже на стадии грабенообразования (пулл-апарт vs. полуграбен). К началу плитного этапа в смежных сегментах авлакогена окончательно оформились Рослятинский асимметричный грабен с неизменной полярностью и Солигаличский полигенный осадочный бассейн, с грабеновым цоколем и верхней синформой прогибания (см. рис. 1.10, фиг. а, б).

Геологические процессы плитного этапа развития платформы усугубили различия в строении сегментов. К концу венда в обоих сегментах первичные структуры бассейнов были нарушены за счет блоковых движений фундамента с наибольшими амплитудами на участках, ограниченных бортовыми разломами (см. рис. 1.10, фиг. в, г). При этом наибольшим изменениям подверглись доплитные отложения Солигаличского полигенного бассейна — в общих чертах уже обозначилась знакомая по материалам сейсморазведки симметричная обращенная морфоструктура.

На более поздних этапах развития синеклизы дальнейшие деформации Солигаличского и Рослятинского доплитных комплексов продолжались вплоть до пермского времени, но их характер оставался неизменным. Внешние воздействия приводили к прогрессивной деформации доплитного комплекса и возрастанию амплитуд между его менее погруженными частями и днищами растущих вдоль авлакогена прогибов (см. рис. 1.10, фиг. д-з). К концу девона

морфология обращенных структур была полностью определена и не претерпела принципиальных изменений при прогрессивном погружении региона в карбоне и перми.

1.2.3 Оценки глубин и темпов погружения сегментов авлакогена на плитном этапе

Современная асимметричная структура синеклизы сложилась в ходе длительного и многостадийного погружения на плитном этапе развития платформы. Закономерным становится вопрос о возможном влиянии структур авлакогена на развитие данной асимметрии. В этой связи особый интерес представляет сопоставление характера погружения разных сегментов авлакогена. Для расчета темпов погружения отдельных сегментов были приняты следующие мощности сейсмокомплексов (табл. 1).

При оценке этих величин учтены данные сейсморазведки, однако преимущество отдавалось результатам бурения. Исключение сделано для Солигаличского сегмента, где скважины не вскрыли кембрийско-ордовикские отложения. В то же время, поскольку материалы сейсморазведки показывают наличие этих отложений на плечах обращенной структуры, их средняя мощность оценена в 50 м.

Таблица 1 – Мощности сейсмокомплексов в сегментах авлакогена

Сейсмокомплекс	Сегменты авлакогена и мощности сейсмокомплексов, м			
	Валдайско-Молоковский	Даниловско-Любимский	Солигаличский	Рослятинский
Верхнерифейский (R ₃)	1430	180	2500	3050
Верхневендский (V ₂)	150	680	420	250
Кембрийско-ордовикский (Ст-О)	500	530	50	0
Силурийский (S)	50	0	0	0
Девонский (D)	760	800	920	630
Карбон-пермский (С-Р)	270	590	720	920
Триасово-голоценовый (Т-Q)	30	260	50	50

На основании принятых мощностей были определены глубины положения кровли доплитного сейсмокомплекса в конце крупных геологических этапов (табл. 2) и построены графики темпов погружения четырех сегментов авлакогена (рис. 1.11).

Анализ полученных данных показывает, что геологическая история Валдайско-Молоковского сегмента заметно отличается от других тектоно-седиментационных частей авлакогена. На плитной стадии развития платформы этот сегмент испытывал постоянное прогрессивное погружение (см. рис. 1.11). В отличие от других сегментов, наименьшие по глубине и скорости нисходящие движения происходили здесь в поздневендское время и с карбона по голоцен. В интервале времени от кембрия до конца девона характер погружения сегмента сходен с таковым в Даниловско-Любимском сегменте. Хотя он и уступает последнему по глубинам погружения, но разрез его стратиграфически наиболее полон и включает отложения силура.

Таблица 2 – Глубины положения кровли доплитного комплекса в конце крупных геологических этапов

Геологические этапы и время их завершения, млн лет	Сегменты авлакогена и глубины кровли доплитного комплекса, м			
	Валдайско-Молоковский	Даниловско-Любимский	Солигаличский	Рослятинский
R ₃ , 630	0	0	0	0
V ₂ , 542	-150	-680	-420	-250
Cm-O, 444	-650	-1210	-470	-250
S, 428	-700	-1210	-470	-250
D, 360	-1460	-2010	-1390	-880
C-P, 251	-1730	-2600	-2110	-1800
T-Q, 0	-1760	-2860	-2160	-1850

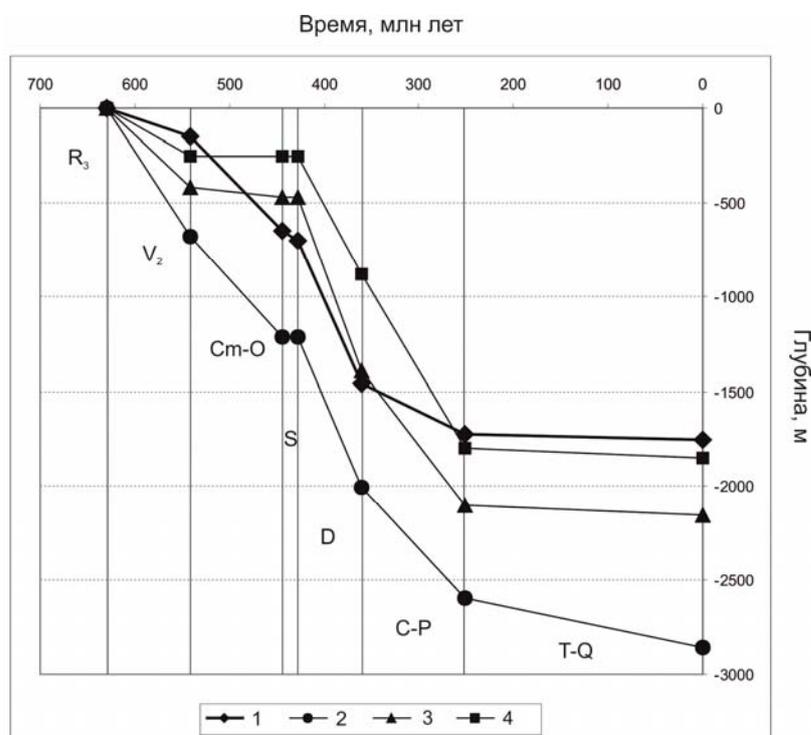


Рисунок – 1.11. Графики темпов погружения сегментов авлакогена 1–4 — сегменты: 1 — Валдайско-Молоковский, 2 — Даниловско-Любимский, 3 — Солигаличский, 4 — Рослятинский.

Сегменты, расположенные к востоку от Рыбинского разлома, очень сходны между собой по характеру погружения. Главное различие между ними относится к кембрийско-ордовикскому интервалу, где интенсивное погружение происходило только в пределах Даниловско-Любимского сегмента. Тем не менее, для всех сегментов отчетливо выражена общая закономерность — темпы и глубины погружения в этих сегментах возрастают по мере приближения к Рыбинскому разлому.

1.2.4 Обсуждение результатов

Основные положения приведенных выше данных и выполненных вспомогательных построений сводятся к следующим.

1. За исключением Валдайского грабена все структуры авлакогена пространственно приурочены к субширотной зоне в осевой части Среднерусско-Беломорского пояса. Глубинные срывы служат бортовыми разломами для ориентированных по ее простиранию грабенов Среднерусского авлакогена.

2. Доплитная часть разреза сокращена в Даниловско-Любимском сегменте в результате поднятия блоков фундамента. Приведшие к этому тектонические процессы воздействовали на всю кору сегмента, о чем свидетельствует подъем поверхности Мохоровичича на пересечении Даниловско-Любимского сегмента с полосой Рыбинско-Вологодских деформаций.

3. Полоса Рыбинского-Вологодских деформаций резко дискордантна простиранию авлакогена. Рыбинский разлом является важнейшей структурной границей для всех тектоно-седиментационных элементов Среднерусского региона по ряду параметров. По нему происходит трансферное смещение осевой линии авлакогена и граница резко асимметричных частей синеклизы. Пликативные и обращенные формы в плитном чехле присутствуют только к востоку от этого нарушения. Только для восточных сегментов авлакогена имеет место закономерное возрастание скорости и глубины погружения на плитном этапе по мере приближения к Рыбинскому разлому, что подчеркивается обратными соотношениями мощностей отложений верхнего венда и рифея в Даниловско-Любимском сегменте.

4. Строение и состав доплитной части осадочного разреза можно описать в рамках молоковской серии верхнего рифея. Исключение составляет верхняя часть разреза Солигаличского сегмента, занимающая более высокое стратиграфическое положение относительно верхней красноцветной толщи молоковской серии.

5. Низы разрезов молоковской серии сложены фациями базальных развалов (первые метры — десяток метров) и достаточно мощными (сотни метров) фациями глубоких частей озер. Исключение составляет Даниловско-Любимский сегмент, где наряду с характерными для низов серии глубоводными отложениями (скв. Любим 3) присутствуют грубые плохо сортированные пестроцветные отложения с грубой косой слоистостью, вариациями углов напластований и другими признаками тектонически неспокойного фона седиментации (скв. Даниловские). Обильное поступление граната — характерного минерала вендской седиментации — отражает интенсивный размыв слагающих фундамент сегмента гранат-биотитовых плагиогнейсов. Примечательно, что именно эти пестроцветные отложения сопоставляют с обнорской и костромской свитами, слагающими верхнюю часть доплитного разреза Солигаличского сегмента (см. рис. 1.5).

На основании рассмотренных выше закономерностей региональной структуры, взаимоотношения главных линеаментов пояса консолидированной коры, строения осадочных разрезов, а также с учетом выполненных структурных реконструкций и полученных оценок темпов погружения локальных сегментов, установлена последовательность тектонических и седиментационных событий, приведших к формированию современной структуры и строения осадочного чехла Среднерусского региона.

Доавлакогеновый этап. Реконструкция тектоно-седиментационной истории крупнейших элементов платформы будет не полной, если оставить без внимания тектоническую предисторию их формирования. Важнейшим событием этой предистории стало образование Среднерусско-Беломорского пояса, к осевой части которого впоследствии будут приурочены грабены авлакогена и продольная ось синеклизы.

Рассмотренные выше аномальные свойства консолидированной коры пояса являются следствием ряда тектонических и метаморфических процессов, завершившихся в палеопротерозое задолго до образования авлакогена. По мнению ряда исследователей, связанная с авлакогеном область земной коры до растяжения испытала влияние коллизионных процессов [11; 7; 33; 34 и др.]. В развитие этих представлений рассмотрена возможность существования палеопротерозойского коллизионного сооружения (корового кряжа) на месте заложения в неопротерозое Среднерусского авлакогена [3]. Внутрикоровое плавление в утолщенной коре кряжа привело к мигматизации тектонически совмещенных разнородных образований. При распаде кряжа (1.75 млрд лет назад) декомпрессионное плавление сопровождалось формированием гранитоидных масс. Образовавшиеся на гипабиссальных глубинах граниты/гранодиориты с плотностями около 2.9 г/см^3 , оказавшись в среде пород с более высокими плотностями, стремились к верхним горизонтам коры в соответствии с законами изостазии. Этому процессу способствовали внутрикоровые сдвиги, которые всегда сопутствуют (если не инициируют) распад орогенов. В ходе всплытия-выдавливания гранитизированных масс по сдвиговым зонам (детachmentам) формировались пласты динамометаморфизованных пород – бластомилонитов [3]. Именно пластинам бластомилонитов, как наиболее контрастным петрофизически и структурно ослабленным участкам в земной коре, предстояло сыграть в неопротерозое едва ли не главную роль в структурной организации авлакогена.

Доплитный этап. Начавшиеся в позднем рифее крупномасштабные процессы деструкции кратона привели к заложению структур растяжения, а наличие пояса гранитизированной и динамически переработанной коры предопределило их локализацию [3]. Осевая часть пояса, изначально связанная с областью наибольшей мигматизации вдоль оси кряжа, а затем подвергшаяся максимальным дислокациям при его распаде, стала наиболее проницаемым коридором для распространения регионального сдвига в неопротерозое.

Совпадение площадей развития грабенов с древними зонами динамической переработки фундамента широко проявлено в областях развития крупных рифтовых систем. Например, западная ветвь Восточно-Африканской рифтовой системы развивается по коровым структурам нескольких трансконтинентальных протерозойских сдвиговых зон [35; 36]. При этом организация результирующих структур отражает стремление растущего рифтогена развиваться таким образом, чтобы минимизировать механические затраты на деформирование [37].

В Среднерусском регионе развивающиеся одновременно с главным сдвигом вторичные сколовые трещины (сколы Риделя) компенсировали напряжения в сдвиговой зоне и определяли развитие участков растяжения. По мере развития эшелонированных трещин растяжения, ориентированных под острым углом против часовой стрелки по отношению к оси левостороннего сдвига, оформлялись структурные части грабенов вдоль общей линии роста авлакогена (рис. 1.12а).

Строение локальных неопротерозойских грабенов (осадочных бассейнов) определялось характером взаимоотношения плоскостей молодых (неопротерозойских) сместителей и наклоном слагающих фундамент палеопротерозойских бластомилонитовых пластин: глубина бассейнов при сбросах, секущих пологие пластины, оказывалась вдвое меньше, чем в случаях совпадения сместителя с плоскостью крутонаклоненной пластины [23, 3]. Характер таких взаимоотношений отражен как в глубинах образованных бассейнов, так и в строении осадочных разрезов. При секущих сбросах, особенно в случаях пологого залегания бластомилонитовых пластов, формировались грабены с реологически обусловленным пределом их структурной глубины: погружение пород гранитоидного состава в более плотный амфиболитовый субстрат ограничивалось силами изостатического выравнивания. При неизменном региональном поле напряжений после достижения предела погружения грабены этого типа испытывали латеральное расширение, что приводило к накоплению регрессивных осадочных последовательностей с необратимым переходом от озерных к аллювиально-пролювиальным отложениям (молоковский тип грабенов).

Развитие грабенов, приуроченных к сбросам по крутопадающим бластомилонитовым пластинам, энергетически оказывалось более выгодным и приводило к образованию узких глубоких бассейнов, в которых обстановки седиментации радикально не изменялись со временем. Как было показано выше, в самом глубоком грабене авлакогена — Рослятинском озерный режим седиментации оставался неизменным, несмотря на любые структурные реорганизации в смежных сегментах.

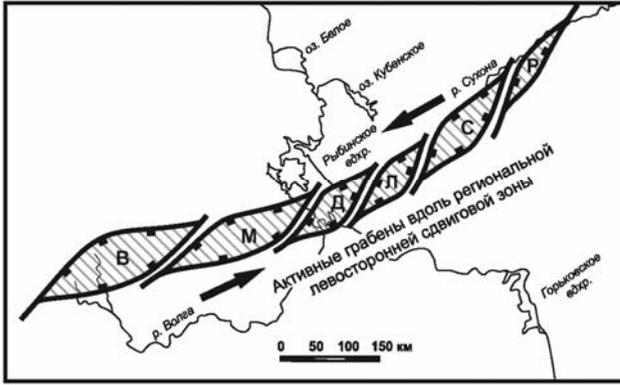
Сразу после накопления маломощных приразломных отложений ("базальных развалов") в грабенах устанавливались обстановки относительно глубоких озер и происходило накопление сероцветной толщи молоковской серии (R_3^1), в том числе в нескрытой бурением предполагаемой

сероцветной части разреза Солигаличского сегмента (см. рис. 9б). По мере дальнейшего развития фазы обмеления и/или тектонических движений приводили к накоплению пачек пестроцветов (R_3^2). В бассейнах молоковского типа дальнейшее распространение сдвига приводило к накоплению красноцветной толщи (R_3^3) молоковской серии.

Переходный этап. Полной смене тектонических режимов при переходе от доплитного к плитному развитию платформы предшествовал некоторый переходный период в течение которого локально накапливались достаточно специфические отложения сейсмокомплекса (R_3^4), налегающие на отложения молоковской серии и непосредственно перекрывающиеся плитным сейсмокомплексом V_2 . Наиболее широко развиты относящиеся к сейсмокомплексу R_3^4 отложения белорусской серии, слагающие Оршанскую впадину (см. рис. 1.4). Ранее было предположено, что Оршанская впадина развивалась как депрессия, компенсирующая присущие переходному этапу развития платформы значительные горизонтальные перемещения блоков [3, 4]. Логично допустить, что с этими событиями было связано и трансферное смещение по Рыбинскому разлому. Независимо от того, какая именно часть земной коры — к западу или востоку от разлома — испытала смещение с амплитудой около 100 км, на пути распространения изначально прямолинейного регионального сдвига оказался архейский жесткий Торжокский массив, что не могло не привести к изменению характера геологических процессов (см. рис. 1.12, фиг. в).

Закономерности появления областей сжатия и растяжения в связи с изгибом регионального сдвига достаточно подробно рассмотрены в геологической литературе [38; 39; 40; 41; 42; 37; 43 и др.]. В соответствии с общегеологическими закономерностями, правостороннее смещение по трансферному Рыбинскому разлому и появление жесткого препятствия на пути распространения Среднерусского сдвига должно было привести к появлению области интенсивного сжатия с сопутствующим выжиманием кверху блоков земной коры и полному или частичному размыву отложений доплитного комплекса (см. рис. 1.12, фиг. в, г). Поскольку данная область пространственно совпадает с Даниловско-Любимским сегментом авлакогена, то именно здесь произошел размыв большей части доплитного чехла. Кроме того, на фоне дифференцированных движений в целом приподнятых блоков происходило накопление более молодых по отношению к базальным отложений, совершенно верно интерпретированных В.А. Лапченко в 1975 г. (см. выше). Именно эти наиболее молодые из доплитных переотложенные в ходе тектоно-седиментационной эрозии отложения следует рассматривать как сейсмокомплекс R_3^4 (см. рис. 1.12, фиг. г). Эти грубые пролювиальные пестроцветы залегают как непосредственно на фундаменте (скв. Даниловская-4, Дьяконовская-1), так и на реликтах глубоводных озерных отложений, например, в скважинах Любимские 4 и 5 (см. рис. 1.5; 1.12, фиг. г).

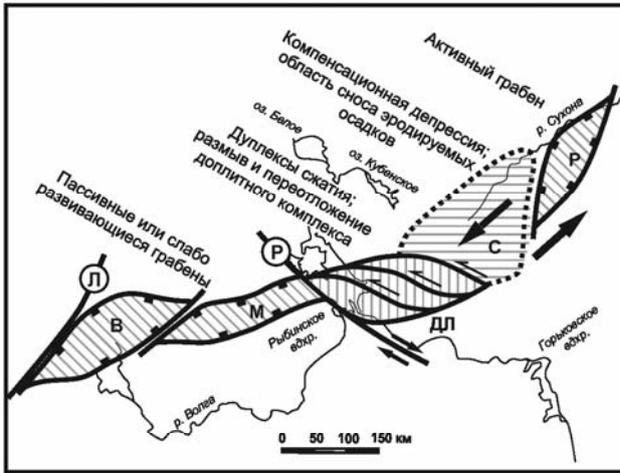
а



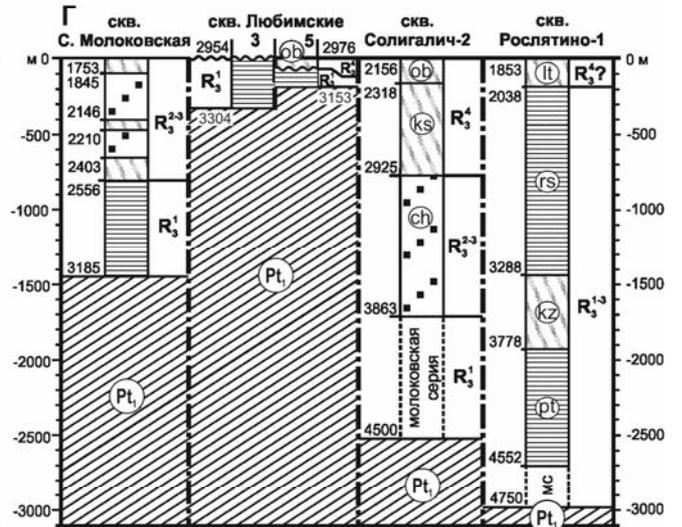
б



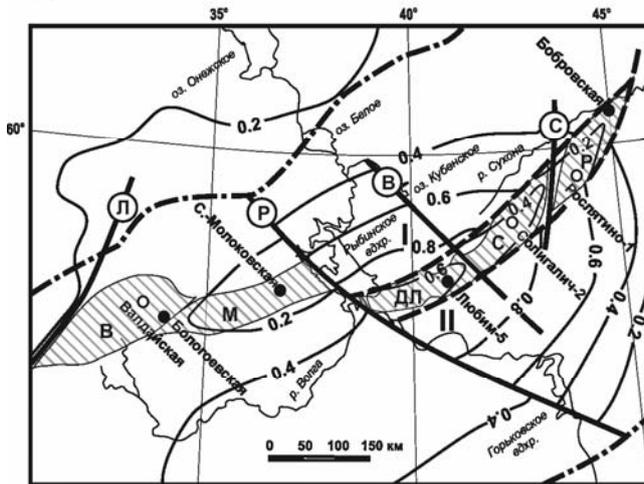
в



г



д



е

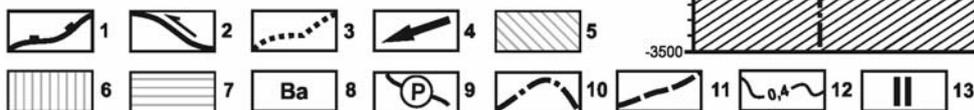
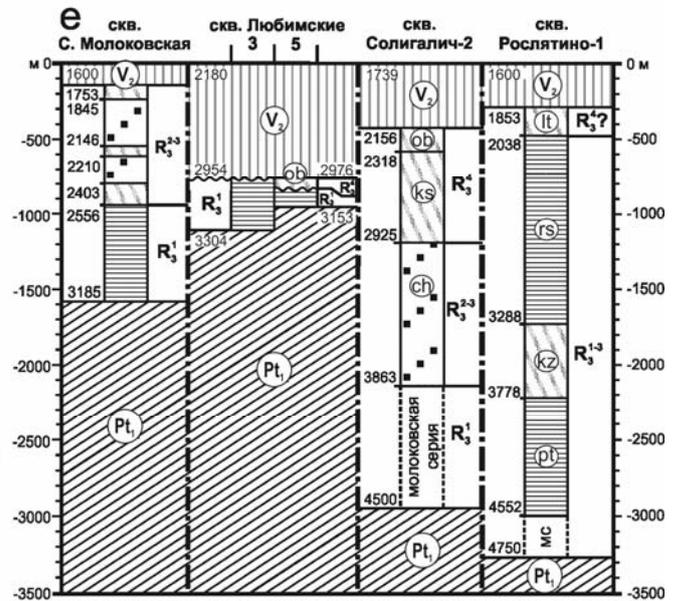


Рисунок – 1.12. Схема изменения тектоно-седиментационных обстановок на разных этапах развития авлакогена и синеклизы [4а].

1 — сдвига-сбросы; 2 — сдвига-взбросы; 3 — литологические границы депрессий: 4 — региональные сдвиги; 5-7 — отложения: 2 — грабенов авлакогена, 6 — реликтовые и новообразованные в области выжимания, 7 — новообразованные в области компенсационного проседания; 8 — грабены и сегменты авлакогена: В — Валдайский, М — Молоковский, Д — Даниловский, Л — Любимский, ДЛ — Даниловско-Любимский, С — Солигаличский, Р — Рослятинский; 9 — региональные разломы: Л — Локновский, Р — Рыбинский, В — Вологодский, С — Сухонский; 10 — контур синеклизы; 11 — активизированные бортовые разломы авлакогена; 12 — стратоизогипсы подошвы плитного комплекса для конца венда; 13 — вторичные полуграбены сброшенного блока: I — Грязовецкий, II — Галичский.

Выведение в область эрозии большого объема тектонически мобилизованного материала сопровождается появлением пригодных для седиментации пространств, компенсирующих сжатие и выполняемых выносимой из области выжимания кластикой [50]. К таким компенсационным депрессиям, не имеющих разломных ограничений, но непосредственно примыкающим к области эрозии может быть отнесен верхний структурный элемент («поля шляпы») полигенного Солигаличского осадочного бассейна. Выполняют компенсационную депрессию наиболее молодые из доплитных переотложенные из области Даниловско-Любимского размыва пестроцветные отложения сейсмокомплекса R_3^4 — вскрытые скв. Солигаличская-2 верхняя и средняя пачки разреза (обнорская и костромская свиты) (см. рис. 1.12, фиг. г).

Рослятинский грабен в это время продолжал развитие, однако некореллируемость его разреза с окружающими осадочными комплексами свидетельствует об изолированности его депоцентра от поступающей с Даниловско-Любимского поднятия кластики.

Развитие грабенов Валдайско-Молоковского сегмента, видимо, прекратилось из-за компенсации регионального сдвига за счет Рыбинско-Вологодских (Даниловско-Любимских) дуплексов сжатия.

Плитный этап. К началу позднего венда интенсивные тектонические процессы переходного этапа завершились. Сжатие и горизонтальное перераспределение масс сменились погружением обширных территорий. Отмирание регионального левостороннего сдвига в сочетании с общим режимом растяжения в регионе привело к релаксации области сжатия в Даниловско-Любимском сегменте с последующим образованием крупного субрегионального сброса (сбросо-сдвига) по Рыбинскому разлому. Погружение сброшенного блока к востоку от разлома привело к заложению единого Грязовецко-Галичского асимметричного полуграбена (см. рис. 1.12, фиг. д). Полуграбен имел наибольшие глубины близ центральной части магистрального Рыбинского сброса и постепенно мелел как в стороны вырождения сброса на северо-запад и юго-восток, так и по восстанию сброшенного блока земной коры в северо-восточном направлении. Глубинам погружения отдельных сегментов соответствуют мощности отложений верхнего венда, быстро нарастающие в сторону магистрального (Рыбинского) сброса. Следует отметить, что мощность

верхневендских отложений над Валдайским грабеном в Валдайской скважине (около 300 м) вдвое превышает мощность верхнего венда над Молоковским грабеном. Такое различие в величине погружения может быть связано с близким положением Молоковского грабена к Рыбинскому разлому. Здесь, после образования сброса, могло иметь место изостатическое "всплывание" края лежащего блока.

Прогрессивное развитие сброса сопровождалось ступенчатым погружением сегментов, причем, как показывают оценки темпов, тем интенсивнее, чем ближе они расположены по отношению к магистральному сбросу — Рыбинскому разлому (см. рис. 1.12, фиг. е). Соответственно, наибольшее погружение испытал Даниловско-Любимский сегмент. От Рыбинского разлома глубина погружения коры закономерно уменьшается на северо-восток, что отражено в строении Солигаличского и Рослятинского сегментов. Эта закономерность характерна для всего времени формирования Московской синеклизы, но особенно ярко проявлена на ранних этапах погружения. В частности, она отражена в постепенном выклинивании отложений кембрия и ордовика в сторону Рослятинского сегмента (см. рис. 1.7, 1.8, 1.9).

Гипсометрическое положение любого блока земной коры определяется законами изостазии [2]. Плотность пород имеет определяющее значение и при прочих равных условиях более легкие породы приобретают избыточную по отношению к окружающим плавучесть. По этой причине тектонизированные, гранитизированные и насыщенные осадочными породами сегменты авлакогена с плотностями менее 2.9 г/см^3 не могли не отставать в скорости погружения по отношению к другим частям сброшенного блока растущего полуграбена. Именно отставание сегментов авлакогена от погружающихся пород амфиболитового ряда с плотностями свыше 3 г/см^3 представляется причиной постепенного развития обращенных структур в плитном чехле. Такой неинверсионный (без смены знака в направлении тектонических движений) механизм деформации чехла хорошо объясняет отсутствие обращенных структурных форм к западу от Рыбинского разлома.

В то же время, хотя явных свидетельств нет, нельзя исключать существование в прошлом автоколебательных движений, вызванных избыточным с позиций изостазии погружением частей авлакогена при очередном сбросовом событии и последующем всплыванием перезаглубленных сегментов на равновесную глубину. В таком случае, действительно, можно говорить о периодах инверсии, когда имело место изменение направления тектонического движения на обратное и нормальные сбросы для достижения изостатического равновесия активизировались как взбросы. В остальном же, единственной инверсионной структурой в пределах авлакогена является Молоковский горст — сброшенный блок, превратившийся во взброс.

Решающим фактором при формировании современной структуры синеклизы стало ортогональное Рыбинскому разлому положение цепочки структур авлакогена. По мере

прогрессивного погружения нарастающая изостатическая неравновесность элементов коры привела к разделению изначально единого полуграбена на две структуры разной вергентности — Грязовецкий и Галичский прогибы (вторичные полуграбены). Главными сбросами для них становились бортовые разломы отстающих в погружении структур авлакогена.

В дальнейшей истории погружения синеклизы тектоно-седиментационная система стремилась к достижению и поддержанию изостатического равновесия между сегментами аномальной гранитизированной коры с включениями доплитного осадочного чехла (локальная неоднородность) и более плотной амфиболитовой рамы. Этот сценарий логично описывает формирование наблюдаемой в современной структуре наиболее погруженной части Московской синеклизы.

1.2.5 Заключение и выводы

Проведенный анализ структурного плана региона и строения осадочного чехла позволил восстановить последовательность главных этапов развития региона, наметить основные закономерности их реализации и преемственность в развитии.

Положение авлакогена и, в дальнейшем, синеклизы были predetermined задолго до начала рифтогенных процессов в неопротерозе. Предшествовавшие им мигматизация пород, декокомпрессионное гранитообразование и динамометаморфизм при распаде коллизионного кряжа в палеопротерозе привели к формированию Среднерусско-Беломорского пояса относительно легкой и проницаемой коры, благоприятной для развития регионального сдвига.

Заложение грабенов авлакогена на доплитном этапе определялось региональными сдвиговыми процессами. Изменение структурного плана территории в переходный период привело к трансферному смещению изначально прямолинейной линии регионального сдвига и появлению на пути его распространения жесткого архейского массива. Результатом этого стало развитие дуплексов сжатия, выжимание части блоков фундамента и вывод в область размыва значительной части отложений доплитного чехла. Переотложение размываемых отложений происходило в примыкающей к эрозионному выступу компенсационной депрессии. На плитном этапе существование сквозькорового трансферного нарушения сыграло огромную роль в формировании структурного плана растущей синеклизы. Режим релаксации на платформе привел к заложению крупного сброса, резко дискордантного оси авлакогена. Прогрессивное погружение сброшенного крыла (Грязовецко-Галичского полуграбена) было осложнено наличием ортогонального сбросу структурно-вещественной неоднородности — цепочки сегментов авлакогена. Отставание в скорости погружения этих аномально легких по сравнению с окружающей рамой фрагментов коры авлакогена привело к появлению и развитию обращенных форм в плитном чехле.

Таким образом, современное строение осадочного чехла Среднерусского региона является результатом теснейшего взаимодействия тектонических и осадочных процессов на уровне верхней коры и осадочного чехла. Хотя движущие механизмы процессов радикально менялись на разных этапах развития платформы, область их проявления оставалась неизменной в течение длительного (сотни миллионов лет) периода геологического времени. Петрофизические свойства палеопротерозойской коры предопределили область реализации рифтогенных процессов в неопротерозое. Развитие регионального сдвига контролировало развитие авлакогена, а возникновение трансферного смещения его оси предопределило структурную асимметрию синеклизы. Тем самым можно говорить о развитии Среднерусского региона как единой долгоживущей полигенной тектоно-седиментационной системе.

2. КАСПИЙСКИЙ РЕГИОН³

2.1 Постановка задачи

По результатам сейсмостратиграфических исследований уточнено строение майкопского комплекса Каспийского региона [44]. В задачу исследование входило обобщение новых данных о формировании клиноформенных тел майкопского комплекса, их структуре и масштабе распространения в майкопских отложениях исследуемого региона. К исследованию были привлечены геолого-геофизические данные о распространении основных систем клиноформ майкопского комплекса в Среднем Каспии, Восточном Предкавказье и в районе Казахского залива.

2.2 Полученные результаты

В результате обобщения полученных материалов о распространении, характере залегания и направлении выклинивания клиноформ на сейсмических разрезах по площади бассейна, была составлена обобщенная схема, характеризующая строение и условия формирования майкопского клиноформенного комплекса в акватории Среднего Каспия и его обрамления (рис. 2.1).

Как видно из схемы, в регионе существует несколько систем майкопских клиноформ. Первая образует обширный конус на территории Восточного Предкавказья и северной части Среднего Каспия. Линии бровок шельфа каждой клиноформы маркируют постепенное заполнение бассейна в олигоцен-раннемиоценовое время. Основным источником обломочного материала служила юго-восточная часть Прикаспийской впадины, которая размывалась разнообразными потоками и разносилась по площади конусами выноса крупных платформенных рек, вероятно Палео-Урала и Палео-Эмбы. Обломочный материал веерообразно распространялся с севера на юг и с северо-запада на юго-восток.

В данной системе насчитывается 16 клиноформенных тел. Из них 12 распространены как в Предкавказье, так и на акватории Каспийского моря, а 4 клиноформы выделены только в западной части Восточного Предкавказья. К востоку сохранились лишь их протяженные шельфовые части, а склоновые и глубоководные части были деформированы вследствие роста Кавказского горного сооружения.

Западнее располагается система более молодых клиноформ средне- и позднемайкопского возврата. Фондоформенные части этих клиноформ заходят на северный борт Западно-Кубанского прогиба. В них обнаружены так называемые “заливообразные” нефтяные залежи, формирование которых ранее объяснялось действием течения, существовавшего в майкопском бассейне и распространявшего обломочный материал с Кавказа. В настоящее время становится ясно, что залежи углеводородов здесь связаны с песчаными прослоями в фондоформенных частях клиноформ, сформированных северным источником сноса.

³ Исполнители раздела темы – Волож Ю.А., Патина И.С.

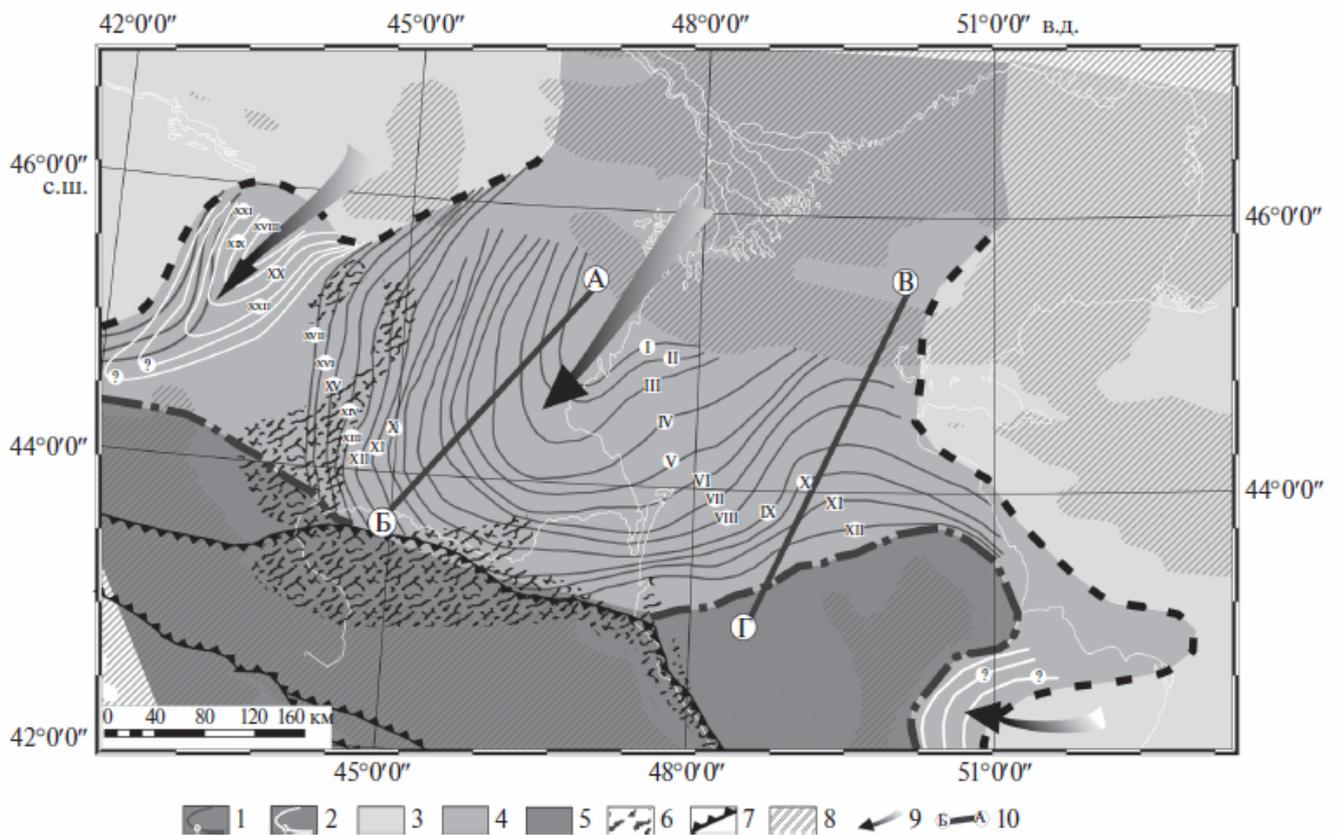


Рисунок – 2.1. Тектоно-седиментационная модель майкопского комплекса.

1, 2 – клиноформы майкопского комплекса: 1 – древние, 2 – молодые; 3 – области некомпенсированной седиментации (мелководный шельф); 4 – области лавинной седиментации (погруженный шельф); 5 – области развития покровных сейсмофаций некомпенсированной седиментации (относительно глубоководный шельф); 6 – зона соленовского размыва; 7 – фронт предсарматских складчатых деформаций; 8 – зона отсутствия майкопских отложений; 9 – направление сноса материала; 10 – линии, по которым были составлены принципиальные сеймостратиграфические разрезы (рис. 2.2).

На юго-востоке со стороны Мангышлакского района обособляется еще одна серия клиноформенных тел. Данная система клиноформ имеет другую направленность: клиноформы выклиниваются здесь с юго-востока на северо-запад и были сформированы другим источником обломочного материала. Терригенный материал, формировавший данную систему клиноформ, поступал с юго-востока. Из этого следует, что область размыва, вероятно, располагалась в районе Туаркыра.

По двум региональным линиям А–Б и В–Г (см. рис. 2.1) были составлены принципиальные сеймостратиграфические разрезы майкопского комплекса, представленные на рис. 2.2. Как видно из этих рисунков, в строении сеймокомплексов участвуют три типа сейсмофаций: шельфовые сейсмофации средней мощности (ундоформенные), сейсмофации перегиба склона (ортоформенные) максимальных мощностей и дистальные (фондоформенные) маломощные сейсмофации. В начале формирования каждой клиноформы уровень моря опускался ниже бровки шельфа и осадконакопление смещалось вглубь осадочного бассейна.

На принципиальных разрезах (см. рис. 2.2) приведена стратиграфическая разбивка майкопской серии и ее предполагаемая корреляция с каждой из клиноформ, основанная на данных по соотношению мощностей, особенностей площадного распространения стратиграфических свит, внутрмайкопских перерывов и несогласий с сеймостратиграфическими границами клиноформ. Это позволяет прояснить сложности, появляющиеся при геологической корреляции свит майкопской серии, которые часто характеризуются изменчивыми мощностями и фациальным составом пород, а также бедностью палеонтологических данных.

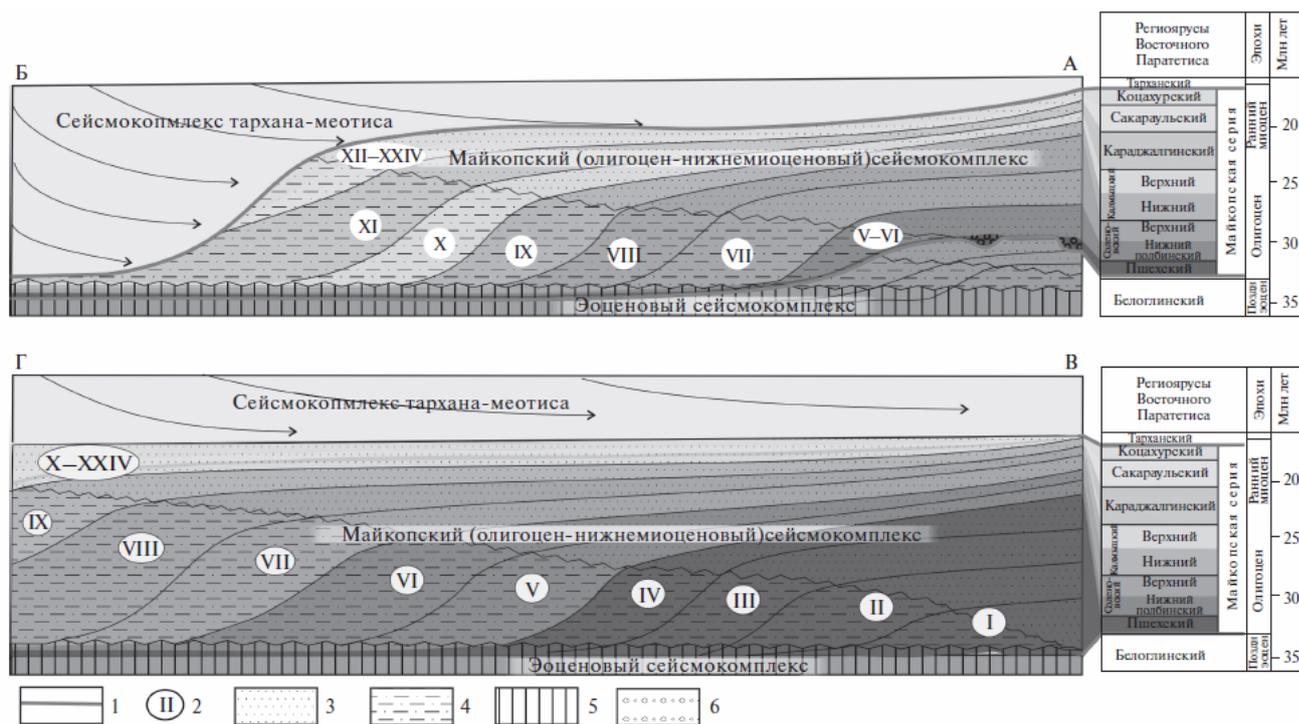


Рисунок – 2.2. Принципиальные хроностратиграфические разрезы майкопского сейсмокомплекса (двумерные модели по линиям А–Б и В–Г).

1 – границы сейсмокомплексов; 2 – номера клиноформ; 3 – ундотема (область некомпенсированного осадконакопления); 4 – клинотема (область клиноформенного осадконакопления); 5 – фондотема (область некомпенсированного осадконакопления); 6 – каналовые сеймофации нижнего майкопа.

Хорошим примером может служить хадумская свита раннего–среднего олигоцена, сложенная на большей части территории своего распространения маломощными мергелями и глинами. В рамках сеймостратиграфической модели хадумская свита представляет собой отложения депрессионных частей клиноформ и должна отвечать всему времени накопления Майкопских отложений.

2.3 Выводы

1. Региональная структура майкопского комплекса Предкавказья и Среднего Каспия определяется крупными клиноформными осадочными телами, что свидетельствует о сходных тектоно-седиментационных обстановках в регионе в олигоцен-раннемиоценовое время. Мощности комплекса колеблются в пределах от десятков метров до 2500 м, а протяженность выделенных клиноформ исчисляется сотнями километров.

2. Расположение клиноформных тел отражает поставку обломочного материала с двух основных направлений. Поступление осадков с северо-востока привело к формированию единого конуса в Среднем Каспии и Восточном Предкавказье. Снос материала с юго-востока определял формирование клиноформ в районе Казахского залива.

3. В Среднем Каспии и Восточном Предкавказье существовал обширный некомпенсированный относительно глубоководный бассейн (300-400 м), который в течение олигоцена заполнялся проградирующими клиноформными телами и к миоценовому времени был полностью скомпенсирован осадками.

3. КРЫМСКО-КОПЕТДАГСКИЙ РЕГИОН⁴

3.1. Постановка проблемы

Выполнено структурно-тектоническое и палеогеодинамическое исследование, затрагивающее крупные элементы и глубокие горизонты Земной коры в пределах протяженной зоны деформаций от Крыма до Копетдага [45].

Задача исследования состояла в определении происхождения и особенностей формирования этой линейно вытянутой зоны деформаций, ее выражения в глубинной структуре и влияния на вторичные изменения контуров бассейнов. Крымско-Копетдагская зона концентрированных деформаций состоит из трех крупных сегментов. Крайний восточный сегмент, Копетдагский, своим западным окончанием погружается в Южный Каспий. На западном берегу Каспийского моря его продолжает центральный сегмент – поднятие Большого Кавказа. Последнее в районе Таманского полуострова переходит в третий сегмент – горную систему Крыма. Эта система концентрированных дислокаций приурочена к южному краю Евразийской литосферной плиты, отделяя восточные орогены (Эльбурса, Талыша, Аджаро-Триалета) Балкано-Биналудской покровно-складчатой системы Альпийско-Гималайского коллизионно-складчатого пояса от структур Скифско-Туранской плиты. Длина Крымско-Копетдагской зоны концентрированных деформаций составляет более 4000 км, в то время как ее средняя ширина – 200–300 км (рис. 3.1).

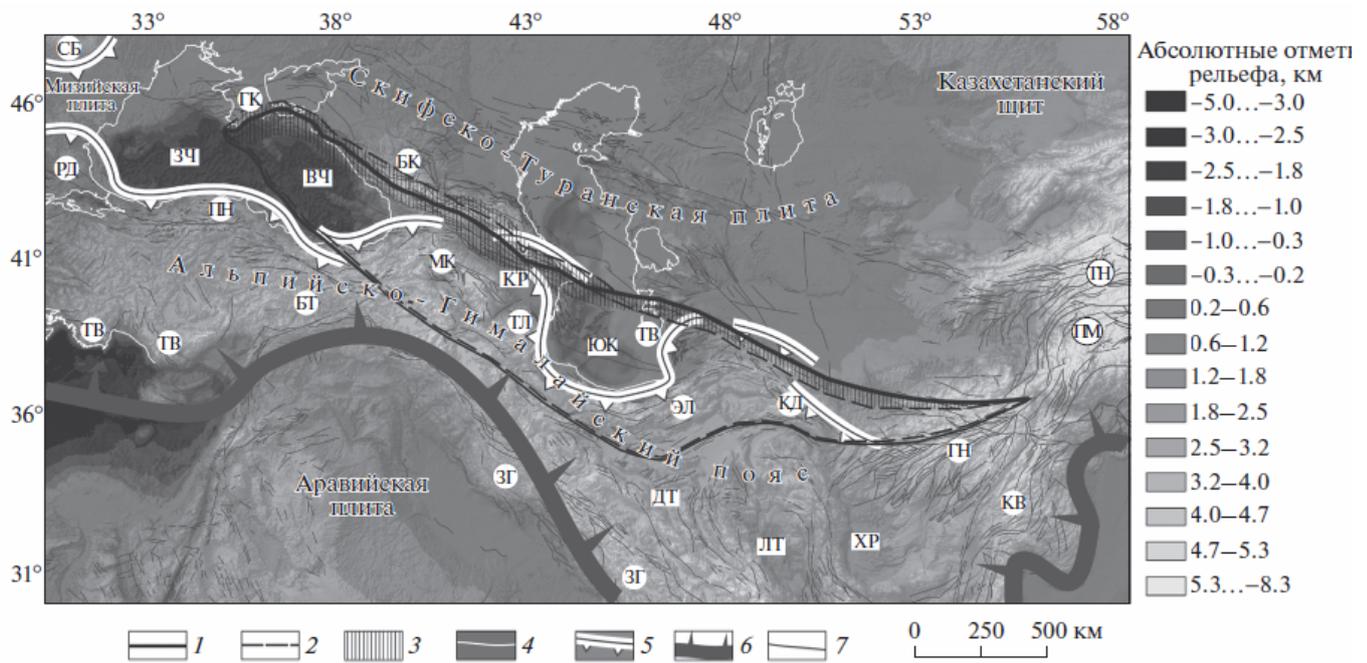


Рисунок – 3.1. Тектоническая схема Черноморско-Каспийского сегмента Северного Перитетиса.

Орогены (аббревиатуры в кружках): БК – Большой Кавказ, БТ – Битлисский Тавр, ГК – Горный Крым, Гн – Гиндукуш; ЗГ – Загрос, КВ – Кветта, КД – Копетдаг, МК – Макран, ПМ – Памир, Пн –

⁴ Исполнители раздела темы – Патина И.С., Леонов Ю.Г., Волож Ю.А., Копп М.Л., Антипов М.П.

Понт, РД – Родопы, СБ – Северные Балканы; ТВ – Тавр, ТЛ – Талыш, ТН – Тянь-Шань, ЭЛ – Эльбурс.

Впадины (аббревиатуры в квадратах): ВЧ – Восточно-Черноморская, ДТ – Дашт-и-Кевир, ЗЧ – Западно-Черноморская, КР – Куринская, ЛТ – Лут, Хр – Харан, ЮК – Южно-Каспийская.

1, 2 – границы Восточно-Черноморско-Иранского блока: 1 – на уровне дневной поверхности, 2 – на уровне Мохо; 3 – зона геодинамического воздействия Крымско-Копетдагского сдвига; 4 – береговая линия; 5 – фронт тыловых палеоцен-миоценовых надвигов вдоль северного края Альпийско-Гималайского коллизионного складчатого пояса; 6 – сутура Неотетиса; 7 – разломы

3.2. Анализ данных и результаты

Обзор литературных материалов показывает, что рассматриваемая зона концентрированных деформаций – это пестрая мозаика блоков, разделенных правыми и левыми сдвигами. Количественные доли тех и других различаются, и это отражается в индивидуальной архитектуре структурного рисунка орогенов. По преобладающему стилю деформаций Большой Кавказ можно определить как сдвиго-надвиговый ороген, где сдвиговые деформации сочетаются со складчато-надвиговыми. Копетдаг и Горный Крым в позднеальпийской структуре представляют собой присдвиговые орогены [46].

Анализ материалов глубинной сейсморазведки показал, что деформации, возникшие в результате воздействия Крымско-Копетдагской сдвиговой зоны, наблюдаются не только на поверхности, они пронизывают осадочный чехол и консолидированную кору платформы, а их корни уходят в подкоровые слои мантии (рис. 3.2).

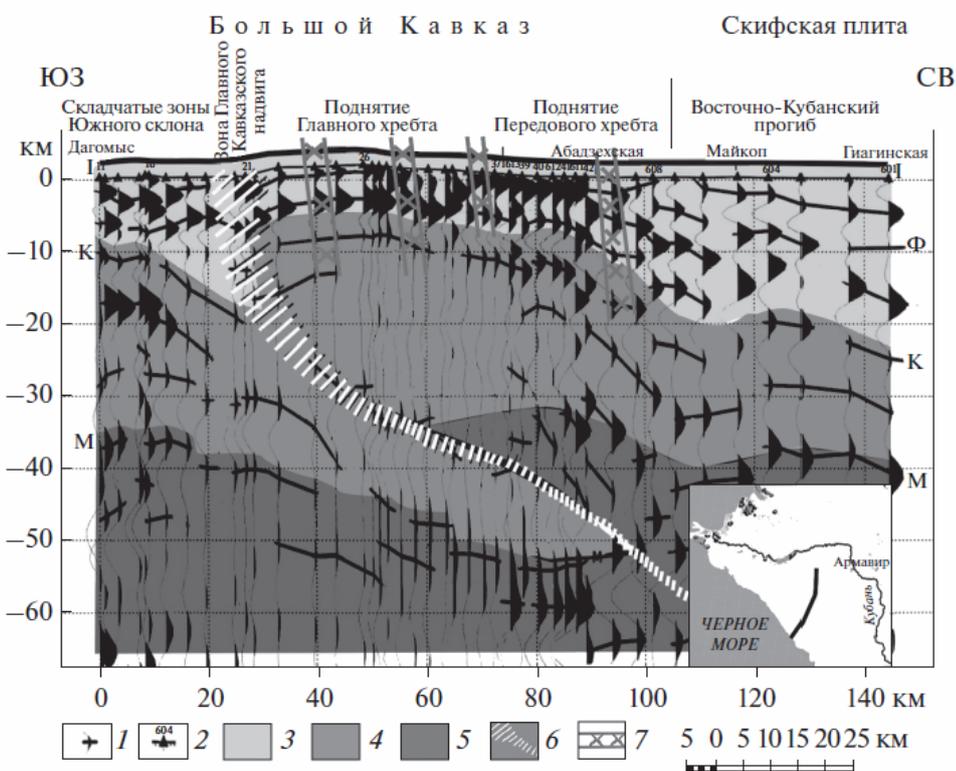


Рисунок – 3.2. Глубинный геолого-геофизический разрез через Большой Кавказ

М – поверхность Мохо, К – консолидированная кора, Ф – фундамент. 1 – функция приемника станции МОВЗ с обменной границей; 2 – линия профиля, станция МОВЗ и ее номер; 3 – осадочный чехол; 4 – консолидированная кора; 5 – мантия; 6 – Крымско-Копетдагский сдвиг; 7 – предполагаемые разломы, по [47], с изменениями.

При этом на уровне земной поверхности ширина зоны разрывных дислокаций составляет более 100 километров, а вглубь сильно уменьшается – на уровне границы консолидированной коры и верхней мантии деформации затрагивают лишь зону шириной 10–15 км (рис. 3.3).

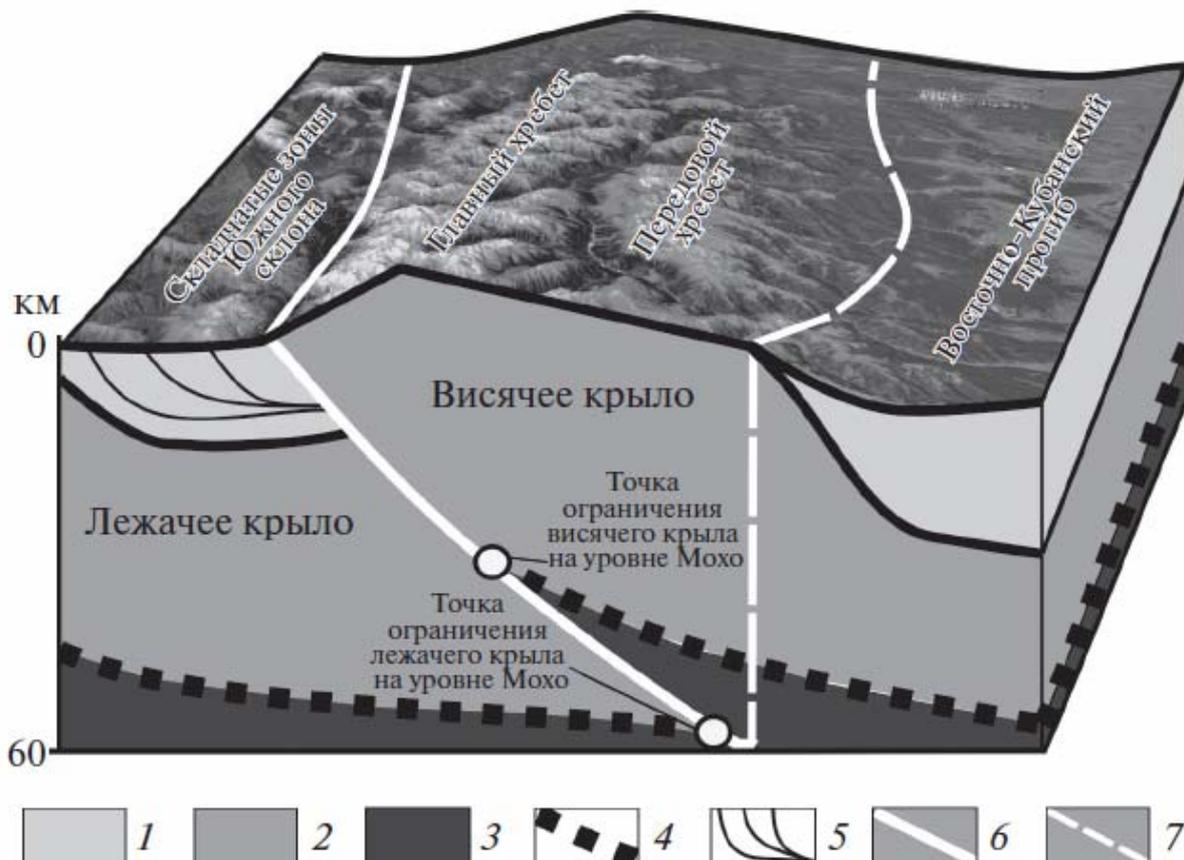


Рисунок – 3.3. Модель глубинного строения Крымско-Копетдагского сдвига по разрезу через Большой Кавказ. Положение разреза показано на рис. 3.2.

1 – осадочный чехол; 2 – консолидированная кора; 3 – мантия; 4 – граница Мохо; 5 – надвиги южного склона Большого Кавказа; 6 – граница между лежачим и висячим крыльями сдвига; 7 – проекция границы между крыльями сдвига с уровня Мохо на дневную поверхность

Южный край Евразийской литосферной плиты нарушен простирающейся в ЗСЗ направлении протяженной трансконтинентальной Крымско-Копетдагской правосдвиговой зоной глубокого заложения. В поперечном сечении Крымско-Копетдагский сдвиг выглядит как цветковая структура, собирающаяся в пучок на уровне поверхности Мохо. Южный край Крымской и Кавказской горных систем является надвиговым, а северный край представляет собой флексуру, иногда нарушенную надвигами. В районе Апшеронского полуострова плоскость сдвига

переворачивается по шарнирному типу, соответственно на Копетдаге надвиговым является северный край, а южный – флексурным. Эта закономерность относится к районам, примыкающим к оси сдвига, т.к. на Южном Копетдаге выделены надвиги обратного (южного) направления, но их формирование не связано с Крымско-Копетдагским сдвигом.

Восточно-Черноморско-Иранский блок, как самостоятельный геоструктурный элемент активной окраины Евразийской литосферной плиты, обособился в конце миоцена–начале плиоцена в ходе коллизии с Индийской и Аравийской плитами. Заключенный между этими двумя литосферными плитами микроконтинент Лут выполнял в этом процессе роль бокового индентора, под воздействием которого Восточно-Черноморско-Иранский блок двигался в северо-западном направлении.

Сдвиговые деформации в регионе затрагивают разновозрастные, часто более древние структуры, вследствие чего, интерпретировались как унаследованные или возобновившие свое движение. Результаты настоящих исследований выявили молодой – плиоцен-четвертичный возраст основных движений вдоль сдвиговой зоны, что доказывается одинаковой амплитудой сдвига по всем выявленным маркерам, самый молодой из которых относится к плиоцену.

Деформации, зафиксированные в домеловых, а также в более молодых (но доплиоценовых комплексах) были вызваны коллизионными движениями в тылу Малокавказско-Анатолийской субдукционной зоны и не связаны с Крымско-Копетдагским сдвигом.

Моделирование сдвиговых деформаций позволило реконструировать историю развития и палеогеографию сложно построенных участков и восстановить первоначальное расположение элементов бассейна, которые были разобщены сдвигом. В частности, важными маркерами сдвиговых движений в прошлом оказались валы Андрусова и Архангельского в Черном море — две разновозрастные предплиоценовые морфоструктуры [48]. В настоящее время они расположены одна на продолжении другой и разделены южной границей Восточно-Черноморско-Иранского блока. При реконструкции сдвигового движения Восточно-Черноморско-Иранского блока валы соединяются в единую структуру, открывающуюся в Западно-Черноморскую котловину (рис. 3.4).

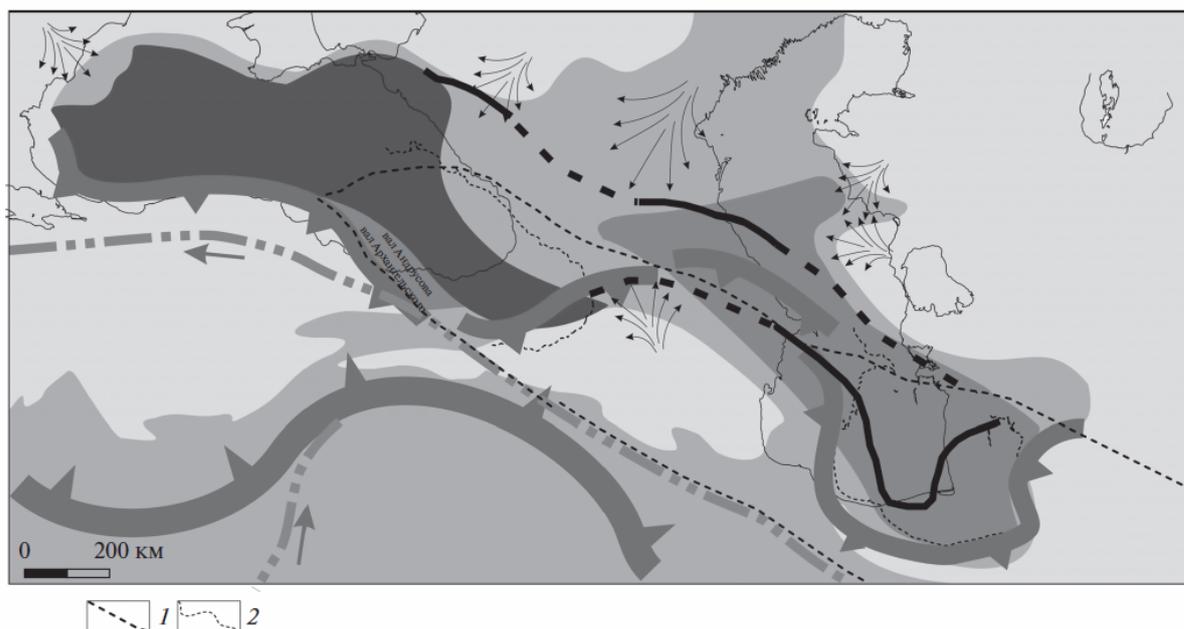


Рисунок – 3.4. Палеореко́нструкция Крымско-Копетдагского региона для конца олигоцена с учетом сдвиговых изменений

1 – границы Восточно-Черноморско-Иранского блока; 2 – современная береговая линия, перемещенная согласно движению Восточно-Черноморско-Иранского блока.

3.3. Выводы

Показано, что складчатые системы Крыма, Кавказа и Копетдага представляют собой единую систему концентрированных дислокаций, связанных с литосферным сдвигом. Сдвиг пронизывает осадочный чехол и консолидированную кору, а корневыми частями уходит в подкоровые слои мантии. Рассмотрены представления о присутствии сдвиговых смещений в структуре Крымско-Копетдагской системы. Проведен сравнительный анализ строения, возраста и амплитуды сдвига для разных участков, а также его влияние на глубинную и поверхностную структуру земной коры. На основе оценки сдвиговых смещений уточнена палеогеография палеогеновых бассейнов, реконструированы их первичные контуры, которые были нарушены и разобщены сдвигом.

Предложенная модель кардинально меняет представления о палеогеографии Паратетиса, что может существенно повлиять на оценку перспектив нефтегазоносности региона.

5. ПРЕДКАВКАЗЬЕ

Получены принципиально новые данные о времени и механизме формирования Предкавказского прогиба, а также о строении и эволюции хадумских отложений Восточного Предкавказья.

5.1 Природа Предкавказского прогиба⁵

В ходе накопления данных о строении ряда структур, относимых к т.н. «Предкавказскому краевому прогибу», возникли противоречия между фактическими материалами и существующими представлениями. Была сформулирована проблема тектонической природы кайнозойской депрессионной зоны к северу от Большого Кавказа [49].

Протяженная и продольная к Большому Кавказу депрессионная зона, как и частные впадины внутри нее – Азово-Кубанская и Терско-Каспийская, до сих пор традиционно причисляется к передовым прогибам [16 и мн. др.], а слагающие ее осадки эоцена и особенно мощные – майкопской серии олигоцена-нижнего миоцена считались нижними молассами Большого Кавказа. Однако теперь стал очевиден гораздо более молодой (в основном, плиоцен-четвертичный, с зарождением в конце раннего миоцена) возраст Большекавказского орогена. Соответственно, требует уточнения вопрос о природе указанной депрессионной зоны, которую теперь уже сложно соотносить со структурами орогенного этапа.

5.1.2 Результаты исследований

Литературный материал, проанализированный в процессе исследований по теме, показывает и гораздо более древний, далеко выходящий за рамки кайнозойской эпохи, период развития указанных впадин. Они (практически в их современных контурах) осложнили южный край континента Лавразия уже по крайней мере в триасе, а на отдельных участках – в девоне, будучи с тех пор ограничены от Скифской молодой платформы дугообразными сбросами и флексурами. Тогда же возник (как останцовая структура между Азово-Кубанской и Терско-Каспийской впадинами) Ставропольский свод. Имеющийся материал – как литературный, так и собранный самостоятельно – показывает, что важные палеогеографические контуры не только раннепалеогенового, но и позднемезозойского времени (например, бровка шельфа, выраженная сменой карбонатных и флишевых фаций верхней юры) отклоняются к югу на уровне Ставропольского свода и к северу – во впадинах (рис. 5.1).

⁵ Исполнитель раздела темы – Копп М.Л.

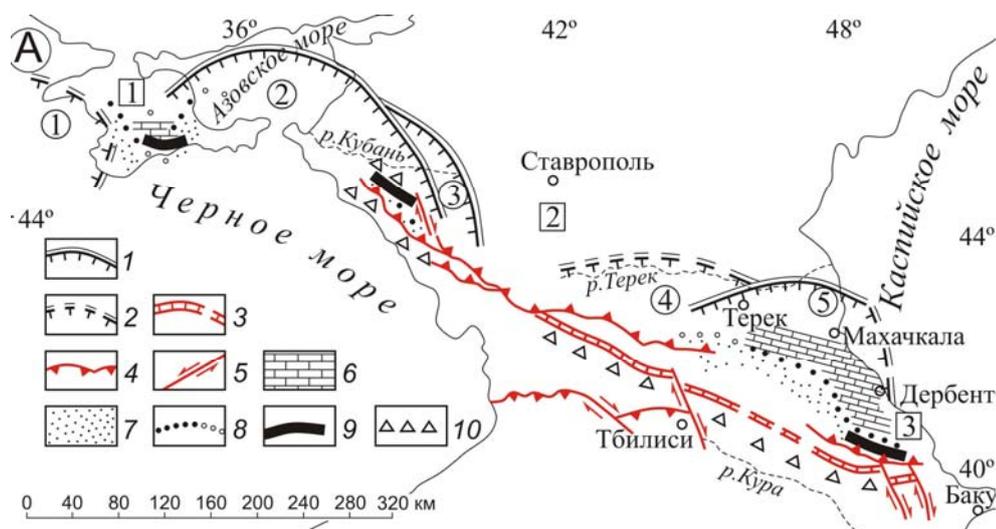


Рисунок – 5.1 Депрессионная зона Предкавказья.

1 – внешний (северный) контур округлых перикратонных впадин-«бухт», 2 – то же, предполагаемый, 3 – Кахетино-Вандамская сутура, 4-5 – разрывы, искажившие конфигурацию позднемезозойских и палеогеновых палеографических зон: 4 – надвиги и покровы, 5 – сдвиги, 6-8 – элементы палеогеографии поздней юры: 6 – участки карбонатных платформ, 7 – области накопления флиша, 8 – граница этих зон; 9 – участки накопления олистостромов и олистоплак раннего мела, 10 – зоны накопления экзолистостромов раннего палеогена на северном борту Большекавказского бассейна и среднего эоцена, раннего миоцена – на его южном борту.

Кроме того, проседание впадин обычно активизировалось одновременно с углублением океана Тетис и возникших к северу от него краевых бассейнов субдукционного (задугового) происхождения. Все эти факты относительно древности предкавказских впадин рассматриваемой группы, показывают, что их следует считать не передовыми (краевыми), а перикратонными, а также, для некоторых периодов (особенно позднего мезозоя) - северными склонами субдукционных задуговых бассейнов.

Ряд вопросов вызывает собственно палеогеновый период, когда к северу от Большого Кавказа накопилась мощная (до 3-4 км) толща песчано-глинистых осадков, что и явилось в свое время причиной отнесения их к нижним молассам раннеорогенного этапа. Однако, во-первых, сильное прогибание испытало не только Предкавказье, но и гораздо более удаленные от Большого Кавказа районы Черного и Каспийского морей; все эти частные депрессии вошли в состав внутриконтинентального моря Перитетис. Этапы формирования этого бассейна (начало – на рубеже мела-палеогена, а окончательное становление – на рубеже позднего эоцена-олигоцена, с паузой в позднем эоцене) соответствуют фазам завершения магматизма – главного субдукционного (первый этап) и задугового (второй этап), происходившего в Аджаро-Триалетской и Талышской зонах уже в обстановке растяжения. Следовательно, обширное глубокое проседание может быть соотнесено с фазами быстрого остывания литосферы [50]. Во-вторых, в самом Предкавказье снос песчаного материала, судя по экспозиции клиноформ, шел

тогда только с севера, с платформы. Остается все же вопрос, не было ли северного сноса с предположительно существовавших на месте Большого Кавказа пологих островов, которые могли поставлять пелитовый материал. Ответ на этот вопрос требует специального изучения топографии ложа бассейна: при наличии южного (кавказского) сноса в палеогене должны были бы присутствовать обширные участки морского дна, наклоненного к северу.

С целью проверки такого предположения проведены детальные наблюдения тех внутриформационных текстур и деформаций в палеогеновом разрезе южного борта Азово-Кубанской впадины, которые могли бы свидетельствовать о наличии и экспозиции уступов подводного склона. Регистрировались стратиграфические уровни накопления хаотических комплексов, подводнооползневых складок, направления косой слоистости, ориентировка конседиментационных трещин растяжения. Предварительные заключения таковы.

Выяснилось наличие двух главных уровней олистостромообразования и подводного оползания: палеоцен-среднеэоценовый и раннемиоценовый (верхняя часть майкопского времени); как видно, они строго соответствуют двум упомянутым выше стадиям углубления бассейна Перитетиса и увеличения крутизны его бортов, разделенным паузой в позднем эоцене и олигоцене (хадуме). При этом на изученных нами участках южного борта Азово-Кубанской впадины преобладает южная (направленная к Большому Кавказу) экспозиция подводных уступов, выраженная как в общем наклоне к северу осевых поверхностей запрокинутых подводнооползневых складок, так и в наклоне косых серий. Этот факт, если он подтвердится на более широком материале по самой восточной (около Ставропольского свода) и западной (Керченский п-ов Крыма) окраинам впадины, особенно для майкопской части ее разреза, заставляет критически отнестись к возможности какого-либо серьезного сноса обломочного материала с юга, со стороны Большого Кавказа.

Соответственно, по уже имеющимся данным, Азово-Кубанская впадина, по крайней мере, в первой половине палеогена, а может и в олигоцене, представляла собой наклоненную к югу ступень Скифской плиты, в виде серии крутых уступов обрывающаяся на юге к Большекавказскому флишевому бассейну. Главный снос терригенного материала шел не с Кавказа, а с находящейся севернее платформенной области.

5.1.2 Выводы

Получены новые данные о тектонической природе кайнозойской депрессионной зоны к северу от Большого Кавказа, которая традиционно относится к передовым прогибам, а выполняющие впадины осадки эоцена и майкопской серии олигоцена-нижнего миоцена считаются нижними молассаами Кавказского орогена.

В результате анализа комплекса геолого-геофизических данных и мезоструктурных исследований установлено более древнее (триасовое, а на отдельных участках девонское) время заложения впадин. Реконструированы структурные планы раннепалеогенового и позднемезозойского времени. Предложена оригинальная модель, согласно которой Предкавказские впадины следует считать не передовыми (краевыми), а перикратонными и для некоторых периодов, особенно позднего мезозоя – северными склонами субдукционных задуговых бассейнов.

Результаты имеют принципиальное значение для постановки поисковых и разведочных работ на территории Предкавказья – одной из важнейших нефтегазоносных провинций Российской Федерации.

5.2 Хадумские отложения Восточного Предкавказья⁶

Настоящая работа основана на интерпретации и анализа строения хадумских отложений по материалам сейсморазведки, выполненной в пределах Восточного Предкавказья в последнее десятилетие прошлого века [50а].

В тектоническом отношении изученная территория расположена на южной окраине молодой Скифской платформы, в строении осадочного чехла которой выделяются доплитная часть, сложенная отложениями триаса – нижней юры и распространенная в локальных впадинах, и плитная часть - сплошным плащом перекрывающая образования складчатого фундамента. Возраст плитной части чехла – средняя юра – квартал.

Скифская эпигерцинская плита характеризуется слабыми, реже умеренными вертикальными движениями разного знака, амплитуда которых, как правило, не превышает абсолютных величин 0,25-0,5 км, и лишь в южной части местами достигает $\pm (1-1,5)$ км. На большей части рассматриваемого региона проявления складчатости отсутствуют. Исключение составляют несколько участков развития платформенных брахиформных структур, активных на неотектонической стадии. Активные тектонические деформации обнаруживаются на южном борту Терско-Каспийского прогиба, где прослежены антиклинальные зоны и надвиговые структуры позднеальпийского этапа развития.

5.2.1 Результаты исследования

В тектоническом отношении изучаемая территория расположена на южной окраине молодой Скифской платформы повтор 1 предложения из 2 абзаца п. 5.2, фундамент которой сложен деформированными, прорванными гранитами, образованиями палеозоя. Осадочный чехол представлен отложениями мезозоя и кайнозоя. Триас – нижнеюрские отложения распространены

⁶ Исполнители раздела темы – Антипов М.П., патина И.С.

локально и формируют доплитную часть чехла, плитная часть разреза сложена среднеюрско-кайнозойскими отложениями.

Тектоническое районирование Предкавказья обычно производится по структурам поверхности палеозойских деформированных пород. Структура осадочного чехла, в региональном плане во многом повторяет строение палеозойского комплекса, однако в чехле, в том числе и в изучаемых хадумских породах, выделяется несколько другой ряд самостоятельных тектонических элементов разного ранга, в том числе и разрывных нарушений.

Общий структурный план хадумских отложений характеризуется моноклиальной погружением с северо-запада на юго-восток. Ввиду незначительной мощности хадумских отложений в региональном масштабе структурные планы кровли и подошвы практически согласны друг другу. Изменения мощности хадумских отложений связаны главным образом с характером осадконакопления, скоростью седиментации и интенсивностью сноса осадков, а также, в значительной степени, с процессами эрозии в послехадумское время. Максимальные отметки погружения подошвы превышают 5400 м, а на поднятиях отметки достигают 500 м. На юге в пределах южного борта Терско-Каспийского прогиба хадумские отложения в составе майкопских нерасчлененных отложений выходят на поверхность. По данным геологической съемки (листы К-38-VIII, -IX, -XI, XII) хадумские отложения выклиниваются при подходе к южному борту Терско-Каспийского прогиба, или входят в состав нерасчлененных отложений олигоцена (нижней части майкопской серии) и обнажаются на склонах предгорных хребтов.

По кровле хадумских отложений (рис. 5.2) в пределах Восточного Предкавказья выделяются следующие тектонические элементы I порядка: кряж Карпинского, Ставропольский свод, Восточно-Ставропольская впадина, Терско-Каспийский прогиб, северная моноклиаль Центрального Кавказа. Кровля хадумских отложений образует на большей части региона (западный и северный борт Терско-Каспийского прогиба) пологую обширную моноклиаль, погружающуюся в южном и восточном направлениях, осложненную отдельными слабоконтрастными локальными поднятиями. Средний угол моноклиального залегания составляет около 45°.

Кряж Карпинского представляет обширное поднятие. На северном борту Терско-Каспийского прогиба кряж выражен в виде поднятой террасы. В пределах кряжа поверхность хадумских отложений залегает на глубинах 0,2-0,4 км. Наклон поверхности этих отложений пологий и не выходит за пределы первых десятков метров на километр. Поверхность хадумских отложений к югу от кряжа Карпинского полого моноклиально погружается в южном направлении до глубин 3-4 км в зоне Манычских прогибов и Прикумской системе поднятий.

В хадумское время область кряжа Карпинского представляла собой мелководный шельф, где накапливались терригенные отложения. Глубины морского бассейна здесь составляли менее 100

м, часто на протяжении олигоцен-четвертичного времени накопившиеся отложения размывались или прорезались многочисленными каналами, что видно на временных сейсмических профилях и фиксируется в многочисленных скважинах.

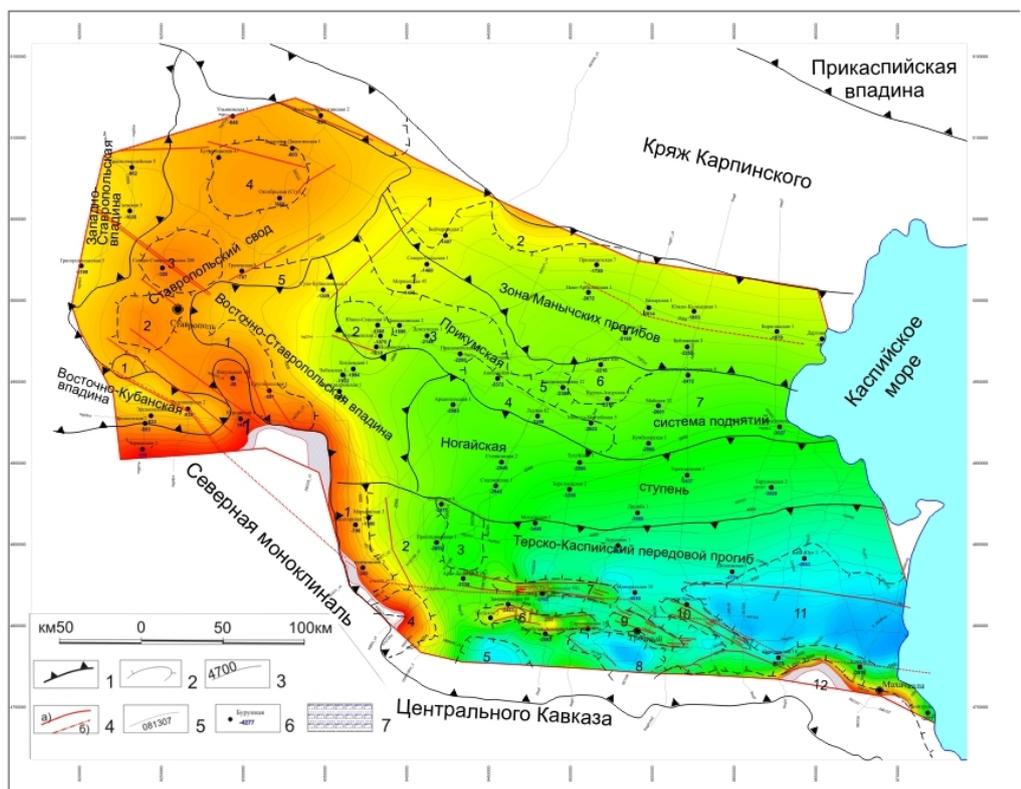


Рисунок – 5.2. Схема тектонического районирования Восточного Предкавказья для хадумского этапа

1 — границы тектонических элементов I порядка, 2 — границы тектонических элементов II порядка, 3 — изогипсы поверхности хадумских отложений, м, 4 — разрывные нарушения (а — по сейсмическим, б — по геологическим данным), 5 — региональные профили, 6 — скважины их название и глубины до хадумских отложений, 7 — выходы на поверхность олигоценых и более древних отложений.

5.2.2 Выводы

Анализ распространения линейментов и глубинных разломов, выделяемых на основе геологических съемок и геофизических полей, а также обработки космо-аэроснимков приводит к выводу о том, что большинство из них связаны со структурами более древнего, чем хадумское, время заложения. В структуре кровли и подошвы хадумских отложений они в большинстве своем выражены в виде флексурно-разрывных зон, а часто просто крупных флексур.

В региональном плане преобладают флексурно-разрывные нарушения субширотной ориентировки.

Выделенные региональные нарушения высокого ранга и их ориентировка в целом соответствуют границам описанных ранее структурно-тектонических зон. Анализ региональной

сейсмической информации позволил уточнить границы структурно-тектонических зон, а также детализировать внутреннее строение этих зон. Следует отметить, что сопоставление структурных карт со схемой флексурно-разрывных нарушений позволяет сделать вывод, что большинство флексурно-разрывных нарушений юго-запад – северо-восточного простирания являлись контролирующими на хадумское время, на что указывает характер распределения и ориентировка изогипс.

Сопоставление карты толщин хадумского горизонта и выделенных флексурно-разрывных зон выявило, что во многом они контролируют изменения мощностей пород. В целом, наблюдается постепенное уменьшение мощности от северо-запада к юго-востоку. Ориентировка и сгущение изопахит подчиняются направлению флексурно-разрывных зон высокого ранга. В целом места сгущения флексурно-разрывных зон разных рангов соответствуют местам сгущения изопахит (как повышенной, так и пониженной толщины), что свидетельствует о формировании резкого рельефного перепада в этих местах.

Границы и направление флексурно-разрывных зон также контролируют в региональном плане границы зон с изменением пластовых давлений и температуры. Так, на северо-западе изучаемой территории отмечаются относительно низкие показатели температуры и давления в хадумских отложениях. Увеличение температуры и давления происходит к юго-востоку территории. Изменение пластового давления является одним из признаков для выделения зон сжатия и растяжения, необходимых для определения подхода к разработке месторождений.

Распространение зон повышенной трещиноватости совпадает с областью интенсивной складчатости осадочного чехла южного борта Терско-Каспийского прогиба, причем сейсмические разрезы показывают, что зоны трещиноватости, приуроченные к поднадвиговым частям разреза хадумских отложений перекрываются мощной толщей майкопских и верхнемиоценовых глинистых толщ.

В заключение следует подчеркнуть:

1. что выделение на севере Восточного Предкавказья тектонических структур по кровле и подошве хадумских отложений очень затруднительно, в связи с редкой сетью региональных сейсмических профилей, пологими наклонами слоев и малой мощностью отложений.

2. что на перспективность поднадвиговых зон в основании склонов антиклинальных структур могут указывать активные тектонические поднятия в процессе сдвиговых перемещений и наличие мощной глинистой покрывки верхнемиоценовых и более молодых отложений.

6. ЮГО-ВОСТОК ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ⁷

6.1 Постановка задачи

Выполнен анализ геолого-геофизических материалов, полученных в пределах юго-восточного склона Волго-Уральской антеклизы [51]. Целью работ было выяснение особенностей строения глубоких горизонтов осадочного чехла в южной части Предуральского прогиба, на Восточно-Оренбургском и Соль-Илецком поднятиях (рис. 6.1). Основное внимание было направлено на изучение рифейско-среднедевонских отложений.

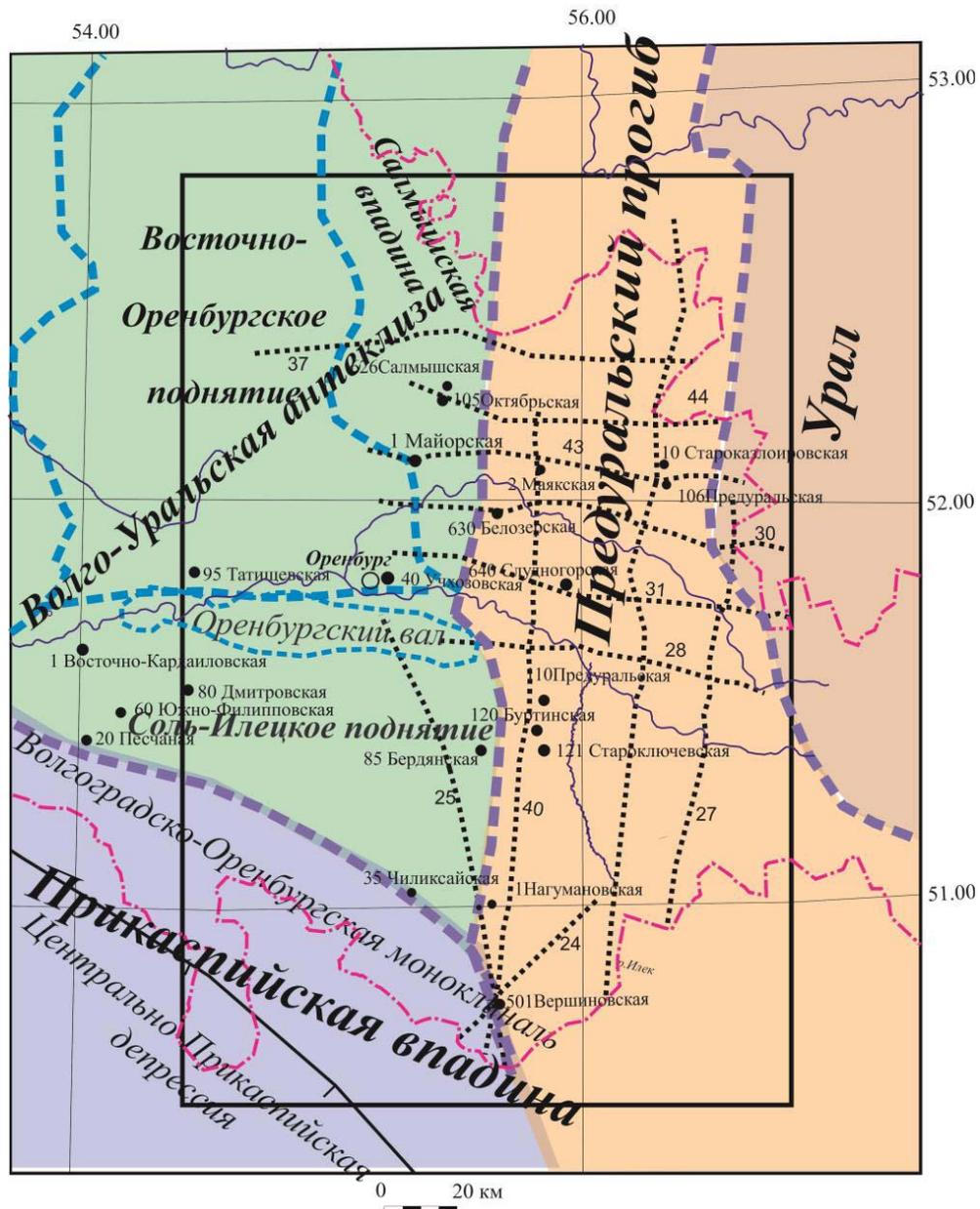


Рисунок – 6.1 Схема тектонического районирования территории

⁷ Исполнители раздела темы – Селезенева Н.Н., Волож Ю.А.

В соответствии с поставленной целью решались следующие задачи:

- 1) обобщение фактического материала (сейсмических и скважинных разрезов) по юго-востоку Волго-Уральской антеклизы и обрамляющей территории;
- 2) детальное изучение данных сейсморазведки (анализ имеющихся сеймостратиграфических разрезов и схем, создание новой более обоснованной схемы, интерпретация сейсмических материалов, расчленение разреза на сеймокомплексы и их корреляция с разрезами скважин);
- 3) выяснение геологического строения региона по материалам глубокого бурения: керн, шлифы, органические остатки, анализ каротажа; выяснение фациальных особенностей девонских отложений;
- 4) выявление структур, которые могут быть перспективны для поисков нефти и газа.

6.2 Результаты исследования

С помощью использования современных методов сеймостратиграфии были выявлены особенности структуры рифей-среднедевонских отложений в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала; проанализированы существующие схемы сеймостратиграфии, выявлены несоответствия их друг другу, и предложена новая схема. На сейсмических профилях выделены рифей-нижневендские отложения разных типов и относящиеся: 1) к кадомской консолидированной коре (фундаменту); 2) к складчатому комплексу осадочного чехла (затронутые деформациями кадомид) и 3) к доплитному комплексу осадочного чехла. Уточнена граница области развития рифейского складчатого комплекса. С помощью корреляции скважин в регионе и составления композитных профилей прослежено распространение подсолевых комплексов осадочного чехла. Фациальный анализ данных глубокого бурения и палеотектонические реконструкции разрезов позволили сделать выводы об эволюции бассейна, выявить условия формирования девонских отложений.

Перспективы нефтегазоносности территории связаны с карбонатными массивами. Известно, что погребенные рифы могут служить коллекторами-ловушками углеводородов. Выделены две такие постройки девонского возраста, названные Акбулакской (рис. 6.2) и Саракташской. Они перекрыты турнейскими депрессионными глинистыми известняками, рассматриваемыми в качестве покрывки, что подтверждается результатом испытания этого интервала. Гидрогеологические исследования по южной части Оренбургской области также подтверждают изолированность ниже-среднедевонских отложений от вышележащих подсолевых отложений. Результаты битуминологических исследований показывают, что в связи с большой глубиной залегания (6200-6400 м) и связанным с этим высоким давлением и температурой, породы достигли высокой степени метаморфизма (МК2–МК3), вступили в главную фазу нефтеобразования.

Нужно отметить, что разрезы пород биогермной фации девонского возраста были выявлены исследователями и в других частях зоны сочленения Волго-Уральской антеклизы и Урала. Можно предположить наличие полосы бигермов, протягивающейся от юго-западного окончания Башкирского антиклинория через зону передовых складок Урала, Предуральский прогиб (Саракташский риф) до южного окончания Соль-Илецкого выступа (Акбулакский риф). Однако, для подтверждения нефтегазоносности ниже-и среднедевонских отложений необходима дальнейшая работа по изучению Акбулакского и Саракташского массивов.

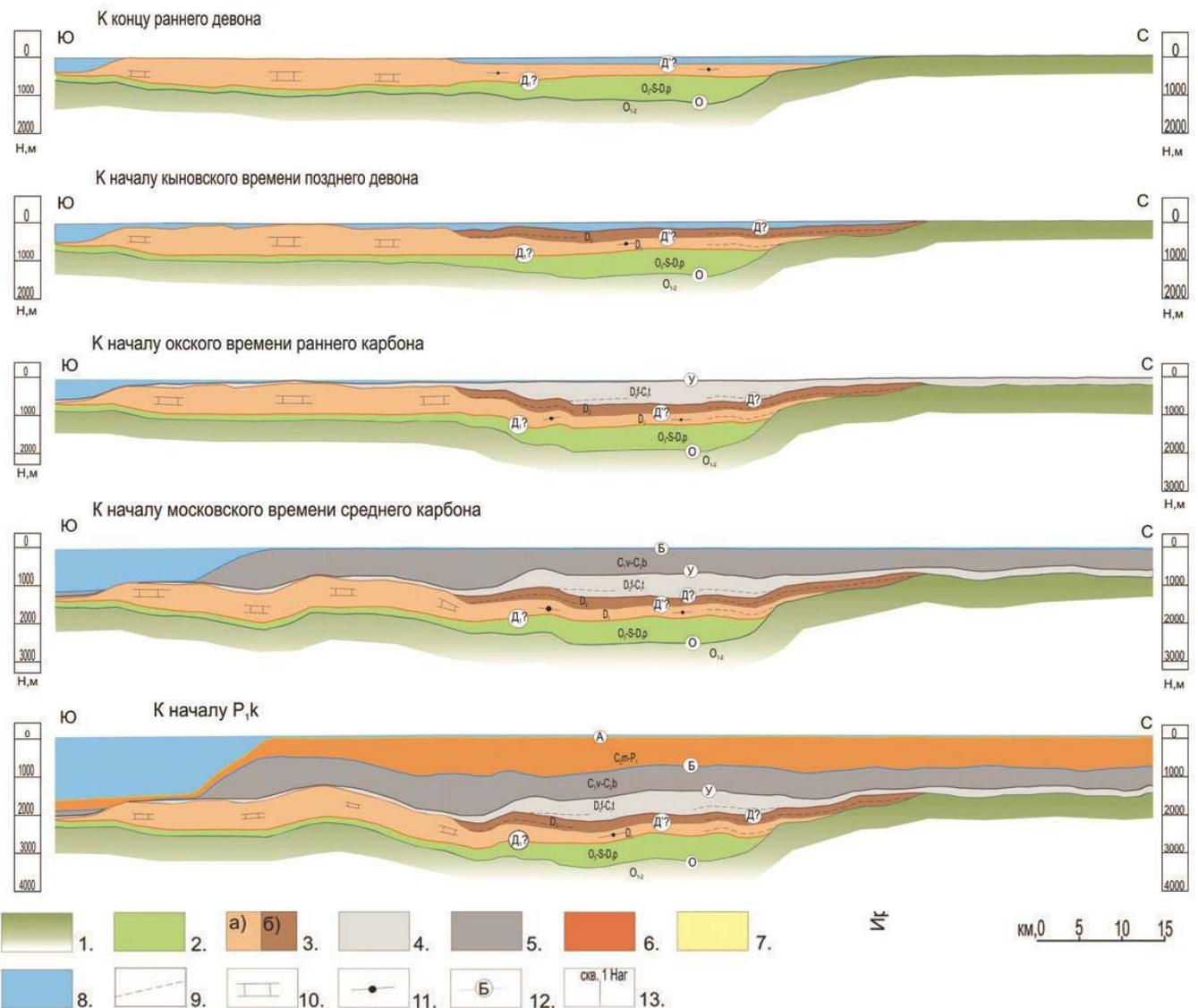


Рисунок – 6.2 Палеотектонические реконструкции по профилю 25 через Акбулакский карбонатный массив

1-7 — сейсмостратиграфические комплексы: 1 — терригенный комплекс O1-2; 2 — терригенно-карбонатный комплекс O3-D1p; 3 — девонские комплексы: а) преимущественно карбонатный (D1-2), б) карбонатно-терригенный (D2); 4 — терригенно-карбонатный комплекс D3f-C1t; 5 — терригенно-карбонатный комплекс C1v-C2b; 6 — терригенно-карбонатный комплекс C2m-P1; 7 — соленосная толща кунгурскоговозраста; 8 — морской бассейн; 9 — линии выклинивания; 10 — карбонатные отложения; 11 — глинисто-карбонатные отложения, относительно глубоководные, 12 — отражающие горизонты и их индексы; 13 — глубокие скважины.

6.3 Заключение

Проведенная работа позволила раскрыть особенности строения рифей-среднедевонских отложений юго-восточного склона Волго-Уральской антеклизы.

1. На сейсмических разрезах по разному рисунку сейсмозаписи были выделены разные типы рифейских отложений: в составе складчатого и доплитого геодинамических комплексов.

2. Уточнена площадь распространения складчатого комплекса осадочного чехла.

3. Проанализированы существующие сейсмостратиграфические схемы, выполнены существенные уточнения.

4. С помощью фациального анализа выявлены основные черты эволюции бассейна в ранне-среднедевонскую эпоху.

5. Установлено, что размыв на Оренбургском валу произошел после позднего девона.

6. Показана высокая перспективность ниже-среднедевонских рифогенных карбонатов.

Выполненные исследования имеют практическое значение, так как на рассматриваемой территории можно ожидать открытия крупных месторождений углеводородов за счет освоения нижних горизонтов осадочного чехла. В пределах территории в девонских отложениях были выявлены погребенные рифы, которые могут служить коллекторами-ловушками углеводородов.

7. СЫРДАРЬИНСКИЙ РЕГИОН⁸

Выполнен всесторонний анализ перспективности палеозойских отложений Сырдарьинской впадины на локализацию углеводородного сырья [51а].

7.1 История изучения и существующие проблемы

В конце пятидесятых - начале семидесятых годов прошлого века в районе Сырдарьинской впадины выполнены среднемасштабные гравиметрические, аэромагнитные, геологические съёмки, отработаны сотни километров региональных и поисковых сейсморазведочных (методами КМПВ и МОВ) и электроразведочных профилей, пробурены десятки картировочных и глубоких скважин, вскрывших палеозойские отложения. Одновременно в обнаженных горных и предгорных районах производились геолого-съёмочные работы масштаба 1:50000 и поиски твердых полезных ископаемых. Накопленный к середине 1960-х годов геолого-геофизический материал по впадине наиболее полно проанализировал Н.Я. Кунин [52]. Центральная часть впадины (Сырдарьинская зона) (СЗ) им выделена как область догерцинской консолидации с верхнепалеозойским промежуточным структурным этажом (ПСЭ). Периферия впадины и складчатые сооружения Каратау, Чаткало-Курамы и Центральных Кызылкумов отнесены им к областям с герцинским фундаментом. При этом Н.Я. Кунин считал, что ПСЭ практически амагматичен и слабо дислоцирован, а имеющиеся в Сырдарьинской зоне положительные магнитные аномалии рассматриваются им как магматогенные тела, связанные с более древними догерцинскими образованиями.

В начале 1970-х годов из-за отсутствия положительных результатов нефтегазопроисследовательские работы во впадине прекращены и переориентированы на палеозойские отложения Чу-Сарысульской впадины, где были открыты небольшие газовые месторождения. К этому времени в Сырдарьинской впадине было изучено более 10 локальных структур по подошве палеогена и поверхности палеозоя с бурением около 20 глубоких поисковых и параметрических скважин, вскрывших палеозойские отложения на десятки метров.

В новых публикациях Н.Я. Кунина [53] с учетом дополнительных данных продолжил развитие представлений о ПСЭ на примере Сырдарьинской и других впадин Туранской плиты. Он достаточно обоснованно показал, что отложения верхнего палеозоя (девон-карбон) центральной части Сырдарьинской впадины следует относить к промежуточному этажу осадочного чехла (ПСЭ), а не к фундаменту, как это делали многие исследователи. Фундаментом на этой территории, по его мнению, являются додевонские или докембрийские образования. Однако представления Н.Я. Кунина о слабой дислоцированности палеозойских отложений мало обоснованы. Наблюдаемые в кернах крутые углы падения палеозойских пород он объяснял

⁸ Исполнители раздела темы – Быкадоров В.А., Антипов М.П. Сапожников Р.Б.

расположением скважин около разломов. Не убедительны и его выводы о сходстве палеозойских разрезов Сырдарьинской и Чу-Сарысуйской впадин.

В начале 1970-х годов прошлого века группой исследователей [54] были детально проанализированы геофизические и геологические материалы по палеозойским отложениям Южно-Тургайской, Восточно-Аральской и Сырдарьинской впадинам и прилегающим складчатым территориям. Юго-западную половину Сырдарьинской впадины и Чулинское поднятие эти исследователи отнесли к Центрально-Тургайско-Кураминскому вулканическому поясу Урало-Тяньшанской области (геосинклинали) герцинской консолидации. Северо-восточная часть Сырдарьинской впадины и зона Большого Каратау охарактеризованы как область неустойчивой каледонской стабилизации с накоплением мощной «параплатформенной» карбонатно-терригенной толщи верхнего девона-среднего карбона. При этом впервые отмечено, что эта толща в зоне Большого Каратау сложена преимущественно карбонатами, а в Сырдарьинской зоне она имеет более глубоководный аргиллито-кремнисто-карбонатный состав. Граница между разными типами разрезов проходит по Сырдарьинскому (Южно-Каратаускому) разлому, фиксируемому по зоне градиентов гравиметрического поля. Под влиянием урало-тяньшанской орогении палеозойские отложения упомянутых зон были уплотнены, дислоцированы, а местами и прорваны гранитоидами. На основании этого верхнедевонско-каменноугольные отложения Сырдарьинской и Каратауской зон А.А. Абдулиным с соавторами отнесены к верхнему складчатому ярусу фундамента. Такие особенности строения палеозойских отложений не позволили этим исследователям положительно оценить их перспективность на нефть и газ.

Вновь проведенные в 1980-х годах региональные и поисковые сейсмические исследования по усложненным методикам не дали положительных результатов по изучению внутренней структуры палеозойских отложений, что можно объяснить только их высокой дислоцированностью.

В 2002 г. Э.С. Воцалевский с коллегами рассмотрел особенности геологического строения Сырдарьинской впадины, отнеся её по палеозойским отложениям к малоперспективным на газ территориям. Отмечено, что палеозойские отложения имеют сложную с надвигами структуру в них не встречено гранулярных коллекторов и признаков углеводородов [55].

В последнее время появились публикации с оптимистической оценкой нефтегазоносности палеозойских отложений Сырдарьинской впадины. Причем делается это на основе отдельных фактов, без анализа всей накопленной информации и современных тектонических представлений. Так, О.П. Мордвинцев [56], ссылаясь на выявленные месторождения в разных складчатых комплексах Мира и на битумопроявления в палеозое Чаткало-Кураминских гор, выдвигает в качестве перспективных карбонаты и эрозионные останцы гранитных массивов в южной (узбекской) части впадины (севернее хребта Нуратау), при этом методику поисков он не

предлагает. В Арысском прогибе в начале 90-х годов прошлого века на Арысской структуре глубокая скважина вскрыла палеозойскую терригенно-соленосную толщу. В 2006-2007 г.г. в этом прогибе отработана поисковая сеть 90-кратных сейсмических профилей МОГТ, но, как и ранее регулярных отражений получить не удалось. Однако, установление соленосных и рифогенных отложений послужило основанием для некоторых исследователей предполагать наличие во впадине нефтегазоперспективного подсолевого комплекса (как в Прикаспийской впадине) и предлагать возобновление поисковых работ [57; 58]. Другие негативные аспекты геологического строения при этом не рассматриваются. Общим существенным недостатком почти всех исследований при анализе геологического строения палеозойских отложений Сырдарьинской впадины является устаревшие представления о геодинамической истории региона. Этот пробел ликвидирован с выходом в свет «Атласа литолого-палеографических, структурных, палинспастических и геоэкологических карт Центральной Евразии» [59], в создании которого активное участие принимали исполнители темы в составе крупного коллектива специалистов из 8 стран. Основные положения атласа рассмотрены в ряде статей [60; 61], но, к сожалению, они часто не используются. В Атласе убедительно показано, что Сырдарьинская впадина с конца ордовика до раннего карбона развивалась как окраина Казахстанского континента перед Туркестанским океаническим бассейном, закрывшемся в среднем карбоне. Такое положение впадины объясняет многие особенности строения палеозойских отложений.

С учетом изложенного, мы посчитали целесообразным всесторонне проанализировать имеющиеся геолого-геофизические материалы по палеозойским отложениям Сырдарьинской впадины.

7.2 Геологическое положение

Сырдарьинская впадина выделяется как структура, выполненная мезозойско-кайнозойскими отложениями мощностью до 2,5 км. Она с трех сторон окружена палеозойскими складчатыми сооружениями хребтов Каратау, Чаткало-Кураминский, Нуратау и Центрально-Кызылкумскими возвышенностями. На северо-западе границей впадины является Аккырско-Кумкалинская седловина, протягивающаяся субмеридионально от гор Букантау на юге до Нижнесырдарьинского поднятия на севере. Протяженность впадины с юго-востока на северо-запад составляет 500-600 км при ширине 150-300 км, площадь превышает 100000 км² (рис. 7.1). Впадина расположена в краевой, северной части Тяньшанского эпиплатформенного орогена, сформированного в результате жесткой коллизии Индостанского и Евразийского континентов в олигоцен-четвертичное время. При общей северо-западной ориентировке впадины большинство её крупных структур (валов, прогибов) имеют северо-восточное простирание, обусловленное молодыми орогеническими напряжениями.

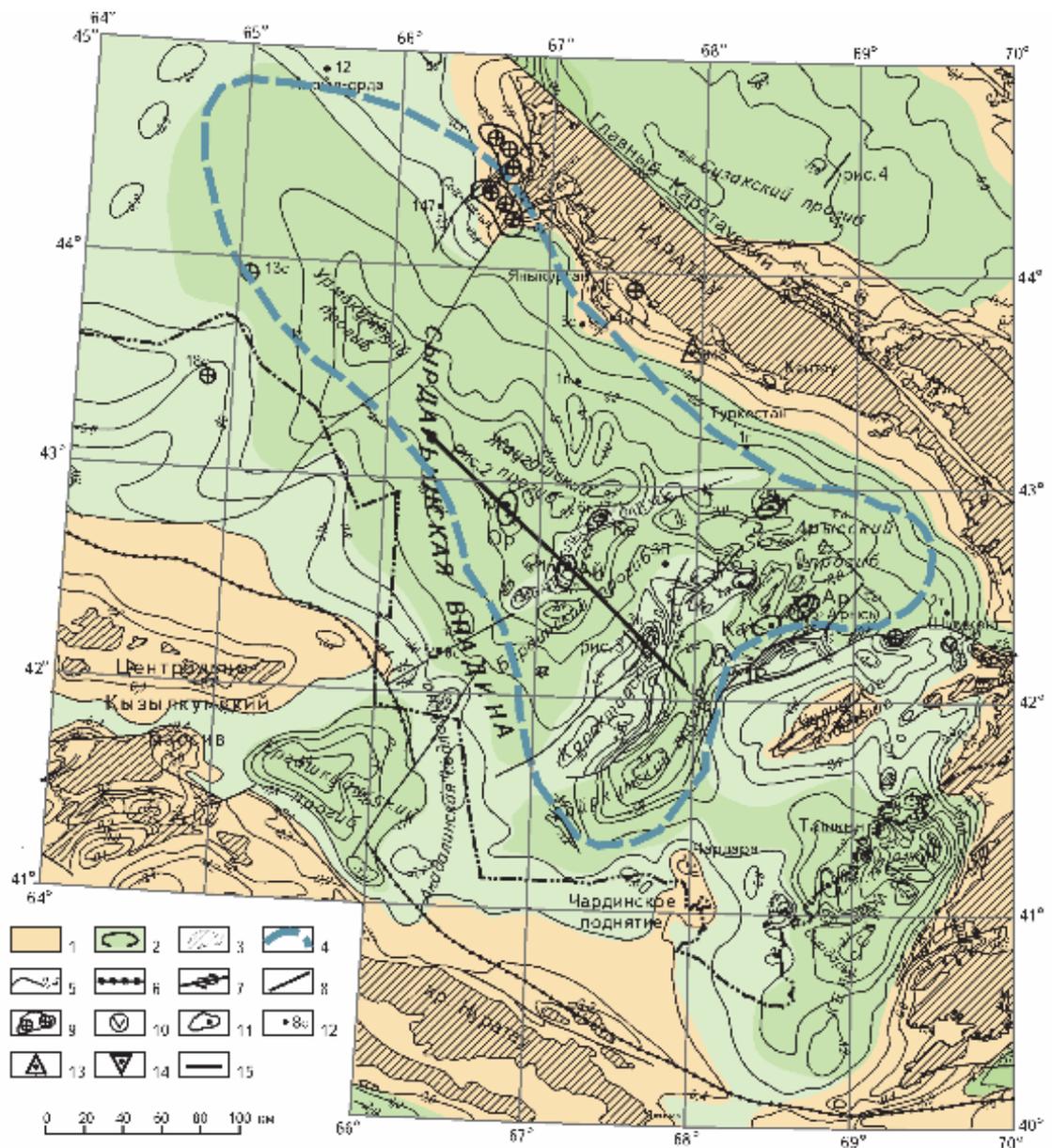


Рисунок – 7.1 Обзорная карта Сырдарьинской впадины

1 — поднятия; 2 — прогибы; 3 — выходы докембрийских отложений на поверхность; 4 — границы Сырдарьинской зоны; 5 — изогипсы поверхности палеозоя, км; 6 — Урало-Тяньшаньская структура; 7 — сдвиги; 8 — прочие разломы; 9 — гранитоиды; 10 — порфириды; 11 — структуры, на которых глубокими скважинами вскрыты палеозойские отложения; 12 — отдельные скважины, вскрывшие палеозойские отложения; 13 — шток гипсоангидритов Шерт; 14 — соляной купол Арысский; 15 — линии разрезов.

Платформенный разрез Сырдарьинской впадины сложен терригенными континентальными и мелководноморскими породами верхней юры-кайнозоя. Мощность красноцветного орогенного комплекса олигоцена-квартера достигает 1 км, глинистого морского палеогена – 200-350 м, преимущественно континентального песчано-глинистого мела – 1,5-2 км, континентальной верхней юры – 100-150 м. Бесперспективность платформенного чехла считается общепризнанной. Разрез мела интенсивно промыт и содержит пресные гидрокарбонатно-сульфатные воды.

Небольшие перспективы газоносности можно связывать с эоценовыми песками в полосе вдоль р. Сыр-Дарья.

В то же время особенности строения и нефтегазоносности палеозойских отложений впадины, несмотря на полувековую историю изучения, остаются предметом периодически возникающих дискуссий.

7.3 Характеристика палеозойских отложений

Приведенный выше обзор истории изучения палеозойских отложений Сырдарьинской впадины показывает, что они условно могут рассматриваться в качестве нефтегазоперспективных толщ только в восточной, Сырдарьинской зоне впадины (см. рис. 7.1). Сырдарьинская зона (СЗ) выделяется по слабо дифференцированному, пониженному гравитационному полю с отдельными слабоинтенсивными локальными аномалиями обоих знаков. Магнитное поле зоны также в целом ровное и пониженное, с отдельными слабыми локальными аномалиями. Примыкающая к СЗ с востока юго-западная часть хребта Большой Каратау с мощными верхнедевонско-среднекаменноугольными терригенно-карбонатными породами характеризуется сходными пониженным магнитным и спокойным гравитационным полями. Западнее и южнее зоны выделяется Кураминский вулканический позднепалеозойско-триасовый пояс. Пояс характеризуется резко дифференцированным магнитным полем с интенсивными локальными положительными аномалиями, связанными с позднепалеозойскими магматическими породами.

Спокойные геофизические поля и геологические материалы породили представления о слабом проявлении магматизма в Каратау и в Сырдарьинской зоне. Действительно, в Каратау выявлена лишь одна небольшая интрузия гранитов и различные дайки [62]. Но в закрытых юго-западных предгорных районах Каратау при глубинном геологическом картировании были вскрыты 28 скважинами 2 крупных (200 и 150 км²) интрузивных массива гранитоидов с возрастом 280-285 (+-10-14) млн. лет (P₁). Гранитоиды прорывают терригенные отложения тюлькубашской свиты (фран) и карбонаты турне-визе и перекрыты меловыми породами мощностью от 40 до 400 м. Установлено, что интрузии характеризуются отрицательными гравиметрическими аномалиями в 4-6 мгл, а в магнитном поле один массив (южный) не проявился, а в пределах второго на фоне спокойного магнитного поля интенсивностью от 50 до 100 гамм выделяются мелкие (3-5 км²) положительные аномалии. Восточнее в обнажениях гор Боргана (Карамурун) и Чаулинчи установлены мелкие инъекции гранитов и по остаткам кораллов доказан франский (тюлькубашский) возраст сланцев, образовавшихся в результате контактового метаморфизма [63]. Долгое время эти сланцы условно относились к докембрию, поэтому вся предгорная полоса северо-западного Каратау рассматривалась как область неглубокого залегания допалеозойского фундамента, а отрицательные гравиметрические аномалии здесь интерпретировались как

палеозойские осадочные мульды. Эти данные позволяют сделать вывод о том, что отсутствие локальных положительных магнитных аномалий при наличии отрицательных гравиметрических в Сырдарьинской зоне вовсе не означает отсутствия здесь интрузивных массивов. Крупные интрузивные массивы гранитоидов известны также среди терригенно-карбонатных пород карбона западных отрогов Таласского Алатау [62]. Здесь также известны щелочные эффузивы (Даубаба) и щелочные интрузии (Ирису). В 15 км западнее города Шымкента на горе Уртабас фаменские известняки прорваны штоком граносиенитов площадью 5км².

К юго-востоку с приближением к Южно-Тяньшанской сuture в хребте Каржантау широко представлены мощные андезито-дацитовые вулканогенные толщи С₃-Р и одновозрастные интрузивные породы: граниты, сиениты и другие щелочные разновидности. В северо-западной части впадины под меловыми отложениями в двух скважинах (13с и 18с) на глубинах 500-700 м вскрыты верхнепалеозойские граниты (см. рис. 7.1).

Палеозойские осадочные отложения во впадине вскрыты примерно 20 глубокими скважинами, а по периферии многими десятками картировочных. В пяти глубоких скважинах по палеозойским отложениям пройдено от 1000-1150м до 2400м. Материалы по этим скважинам позволяют, на наш взгляд, проследить тесные взаимоотношения разрезов верхнего палеозоя Каратау и Сырдарьинской зоны и в совокупности с сейсмическими данными оценить их тектоническую природу и перспективы нефтегазоносности.

В Большом Каратау разрез верхнепалеозойского складчатого комплекса начинается с терригенной красноцветной тюлькубашской свиты франского возраста мощностью 1-3 км, залегающей с резким угловым и стратиграфическим несогласием на ордовике. В западных разрезах (г. Чаулинчи) среди песчаников появляются прослои известняков с морской фауной [62]. Выше в Каратау залегают мощная (3-4 км) преимущественно карбонатная толща (платформа) фаменско-серпуховского времени формирования. В северо-западном Каратау по обнажениям с востока на запад установлены все элементы карбонатной платформы: внутренний шельф с мелководными известняками; уступ, сложенный проградационным комплексом мергелей, аргиллитов и известняков и обрамленный рифами или биогермами; более глубокая бассейновая впадина внешнего шельфа с накоплением черных глинисто-карбонатных и глинисто-кремнистых пород [64]. Южнее, примерно на широте пос. Яны-Курган уступ начинает отходить от Каратау во впадину. В районе ст. Тимур, где пробурены 2 глубокие скважины (2п и 5г) с преимущественно карбонатным разрезом палеозоя, уступ удален от Каратау примерно на 80 км. Скважина 2П под меловым комплексом прошла 1600 м по карбонатам фаменско-визейского возраста, пересекла надвиг и после верхнего фаменских вошла в терригенно-карбонатные отложения с фауной серпуховско-раннебашкирского возраста. Последние представлены темно-серыми и черными

мелкозернистыми известняками, мергелями и аргиллитами с редкими тонкими слойками алевролитов и мелкозернистых песчаников [55].

На большей части СЗ, за пределами карбонатной платформы в фаменско-ранне карбоновое время существовал относительно глубоководный бассейн с накоплением черных аргиллитов (часто кремнистых), алевролитов, мергелей и глинистых известняков. Такие породы вскрыты в районе пос. Яны-Курган (скв. 1с, 1м, 3с, 1п), на Балтакольском валу (скв. 6г и 7г, 1п Айдар, 3п), в Арыском прогибе на Каракунгурской структуре (скв. 1г и 4г). Так, в параметрической скважине 3п (60 км западнее скв. 2п) под мелом вскрыто 650 м фаменско-турнейских отложений, в которых черные известняки и доломиты часто чередуются с кремнисто-глинисто-карбонатными породами. Ниже до забоя (3137м) эта скважина прошла 660 м по терригенным красноцветным отложениям, условно отнесенным к франскому ярусу девона. Однако не исключен и более молодой, башкирский возраст этой толщи из-за предполагаемого надвига.

Мощный (неполный) разрез палеозоя (около 1200 м) вскрыт в скв. 1п Айдар, где он представлен однообразной толщей черных, тонкослоистых сланцеватых аргиллитов и алевролитов и редких тонких слоёв известняков с углами падения от 10 до 70-80°. Толща палеонтологически не новая. Есть основания отнести ее к нижнему карбону и рассматривать как заполнение недокомпенсированного турне-визейского бассейна. Глинистый материал при этом поступал, вероятно, с находившейся к западу с Валерьяновско-Кураминской вулканической дуги [59].

Завершает разрез палеозоя Каратау и Сырдарьинской зоны терригенно-соленосные отложения башкирского яруса. В юго-восточном Каратау (Кашкаратинская синклиналь) они представлены мощной (около 1100 м) толщей буро-красных и зеленовато-серых известково-глинистых песчаников с редкими прослоями серых пелитоморфных известняков с брахиоподами и фораминиферами башкирского времени [62]. В предгорьях северо-западного Каратау в 20-30 км от г. Кентау под чехлом мела мощностью 20-100 м на погребенных южных окончаниях Джертансайской и Майдантальской синклиналей при глубинном геологическом картировании обнаружены башкирские (по фораминиферам) отложения. Они сложены пестрыми и серыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами с прослоями известняков и ангидритов, залегающими на фаунистически охарактеризованных известняках визе-серпухова. В Майдантальской синклинали при разбурировании положительной гравиметрической аномалии интенсивностью 4,5 мгл установлен мощный шток (вскрыто 430 м) ангидритов Шерт, приуроченный к приразломному опущенному блоку визе-серпуховских карбонатов. По количественным расчетам ангидритовый шток (купол) имеет форму призмы и площадь около 5 км², средняя высота 850 м. В ангидритах наблюдаются следы течения, включения битумов, прослой от 1-2 см до 2-5 м черных углесто-карбонатных алевролитов и серых доломитов [65]. Формирование штока, вероятно, связано с

коллизийным давлением с северо-запада, что подтверждается черепитчатым перекрытием карбоновых синклиналей и отсутствием в юго-западном Каратау антиклиналей.

В Арыском прогибе на одноименной локальной округлой структуре Н.Я. Кунин в 60-х годах прошлого века обосновал наличие в палеозойских отложениях соляного купола предположительно раннекарбонового возраста. Амплитуда этой структуры необычно большая, по поверхности палеозоя около 500 м, по кровле мела более 200 м, свод осложнен разломами. Несмотря на значительную амплитуду Арысская структура характеризуется спокойным магнитным полем и отрицательной гравиметрической аномалией, которая по расчетам могла быть объяснена только штоком пород с плотностью 2,1 - 2,35, т.е. каменной солью. В конце 1980-х годов и в начале нового века структура была подтверждена сейморазведкой МОГТ по поверхности палеозоя и по меловым горизонтам, но регулярных отражений из палеозоя не получено [58]. По гравиметрическим данным в Арыском прогибе выделено несколько локальных минимумов, но по комплексу геофизических данных, включая сейморазведку, кроме Арыского соляного купола был выделен еще один. Остальные минимумы, вероятно, связаны с гранитными интрузиями. В начале 1990-х годов соляной купол на Арыской структуре подтвержден глубокой скважиной. В интервале 1760-3100 м вскрыта терригенно-соленосная толща, перекрытая небольшой пачкой известняков, а выше залегают меловые терригенные красноцветы [66]. Эта толща подстилается терригенно-карбонатными отложениями (до забоя 4000 м). В одном из прослоев известняков на глубине 3200 м определены фораминиферы серпуховско-башкирского возраста. Таким образом, вскрытый Арыской скважиной терригенно-соленосный палеозойский разрез можно отнести к башкиру.

На левобережье р. Сырдарья, на Карактауском поднятии скважинами 1к, 2к и 3к также пройдены дислоцированные предположительно башкирские отложения с низкими граничными скоростями (5-5,4 км/с) и со вскрытой мощностью около 300 м (рис. 7.2).

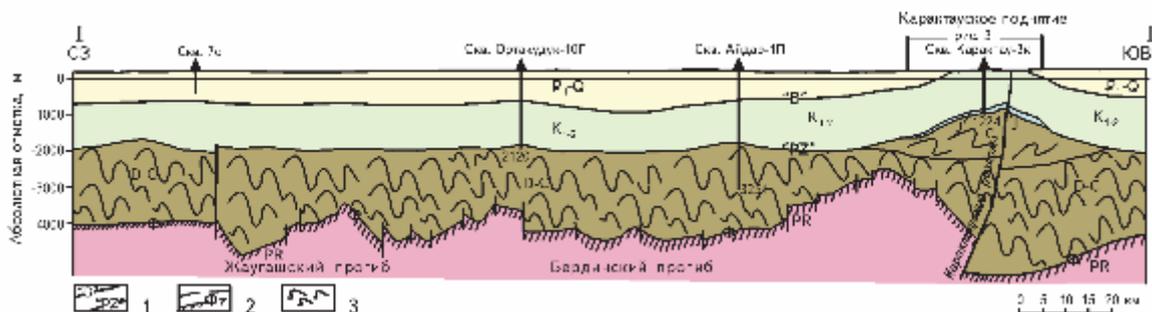


Рисунок – 7. 2. Сейсмогеологический разрез по линии I-I'.

Горизонты: 1 — опорные отражающие (В — кровля мела, Pz — кровля палеозоя); 2 — преломляющие (Ф — поверхность фундамента, Pz — поверхность палеозоя; 3 — складчатый палеозойский комплекс.

Сложены они пестроцветными песчаниками, алевролитами, аргиллитами с туфогенным материалом. Аналогичные разрезы среднего карбона распространены в Каратау, Чаткало-Кураминских горах и известны по скважинам на Чулинском поднятии. Западнее Сырдарьинской зоны, на поднятии Дорткудукнурасы скв. 8с, по нашему мнению, также вскрыла среднекарбоновые (башкирские?) коричневато-серые песчаники и алевролиты с прослоями доломита и дайкой гранит-порфиров. Более молодые (С₃-Р) палеозойские отложения в Сырдарьинской впадине не известны, в это время здесь вероятно располагалась область сноса. Лишь на крайнем юго-востоке и в Чаткало-Кураминских горах известны вулканические (Даубаба) и вулканогенно-осадочные породы от среднего карбона до триаса включительно.

Во всех скважинах Сырдарьинской зоны палеозойские отложения уплотнены (плотность 2,68 - 2,71) и дислоцированы, повсеместно отмечались крутые углы падения слоев, они обычно колеблются в пределах 20-40°, но порой достигают 70-80°. Такие же углы падения пород характерны и для отложений фамена-серпухова юго-запада Каратау. Некоторые исследователи полагали, что крутые углы обусловлены приразломным положением скважин, а широкое площадное распространение верхнедевонско-каменноугольных отложений в Сырдарьинской зоне, по их мнению, свидетельствует о слабой дислоцированности пород. Однако не только буровые, но и сейсмические материалы не дают оснований для таких выводов. Материалы по многочисленным сейсмическим профилям КМПВ показали, что повсеместно следится преломленная волна от поверхности палеозоя. Эта волна характеризуется частой сменой граничных скоростей от 4-4,5 до 6-6,5 км/с, что указывает на высокую дислоцированность пород палеозоя. В 1980-х годах в Сырдарьинской зоне отработан ряд региональных сейсмических профилей МОГТ и КМПВ с системами наблюдений до 72 км. В результате в юго-западной части зоны по профилю КМПВ, пересекающему Жаугашский, Бердинский прогибы и Карактауское поднятие, прослежен допалеозойский фундамент с высокими граничными скоростями (рис. 7.2). Одновременно на Карактауском поднятии отработана сеть поисковых профилей МОГТ с кратностью 24. В палеозойских отложениях, верхняя часть которых условно отнесена к башкиру, прослежены крутые непротяженные отражающие границы, разбитые разломами. В районе Арысской структуры в 2008-2007 г.г. отработана поисковая сеть профилей МОГТ повышенной кратности (до 90), но регулярных отражений из палеозоя также не получено [58].

Таким образом, по комплексу данных палеозойские отложения Сырдарьинской зоны следует рассматривать как складчатый комплекс осадочного чехла с высокой плотностью пород, отсутствием гранулярных коллекторов и покрышек. Этот комплекс по степени дислоцированности и составу резко отличается от одновозрастного (доплитного) этажа Чу-Сарысуйской впадины. Тем не менее, ряд исследователей продолжают считать палеозойские отложения перспективными на нефть и газ. Эти выводы они основывают на наличии осадочного палеозойского разреза с солями

и на почти полном отсутствии магматических пород. Как дополнительный аргумент приводятся данные о наличии древнего фундамента (по материалам КМПВ) ниже поверхности палеозоя. В качестве аналога приводится обычно Чу-Сарысуйская впадина, т.е. палеозойский разрез рассматривается как промежуточный, близкий платформенному. Таким оптимистическим выводам противоречит целый ряд данных. Строение Чу-Сарысуйского и Сырдарьинского палеозойских разрезов существенно различаются. В последнем преобладают терригенные породы, резко редуцирован разрез (отсутствуют отложения $C_2 - P$) за счет длительной эрозии, отсутствуют сколько-нибудь протяженные отражающие площадки, повсеместно отмечаются крутые углы падения, отсутствуют гранулярные коллектора, на домеловую поверхность выходят различные горизонты палеозоя и отсутствует региональная покрывка. В Чу-Сарысуйском бассейне палеозойские отложения относятся к доплитному комплексу и в их разрезе даже при обычной сейсморазведке МОВ прослеживались опорные горизонты, углы падения не превышают $5-10^\circ$, развита мощная терригенно-соленосная покрывка среднего карбона-перми и только в приразломных и присдвиговых зонах регулярные отражения не следятся (рис. 7.3). И при этих условиях на площади около 200 тыс. км² найдено около 50 млрд. м³ газа.

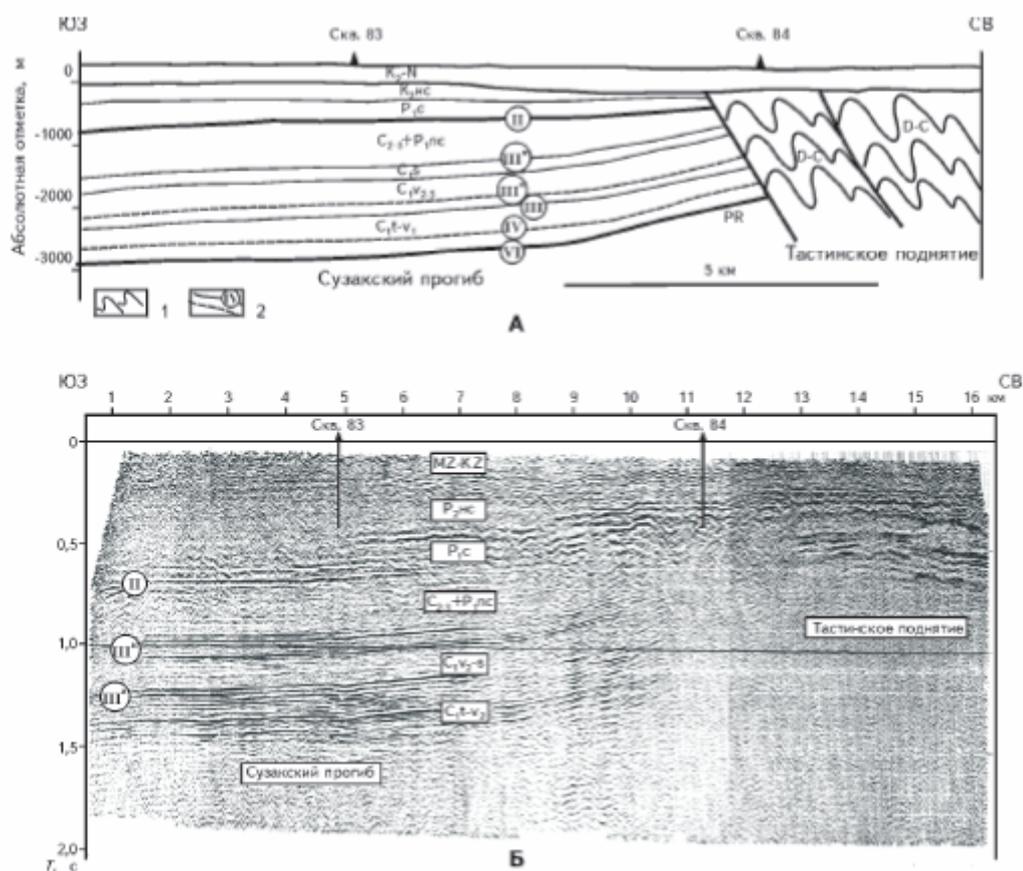


Рисунок – 7.3. Сейсмогеологический (А) и сейсмический (Б) разрезы Сузакского прогиба Чу-Сарысуйской впадины

7.4 Палеогеография

Современные геодинамические представления позволяют выяснить историю формирования Сырдарьинского бассейна и смежных регионов [59; 60; 61]. Чу-Сарысуйский бассейн в фанерозойском раннем карбоне являлся мелководным шельфом с преимущественным накоплением в западной части (вместе с Каратау) карбонатов. Последними исследованиями [64] прослежена цепь небольших рифов в фанерозойском нижнем карбоне вдоль юго-западной части Каратау. Эта цепь фиксирует кромку карбонатной платформы, на юге она примерно огибает Чулинское поднятие, где так же, как и в Каратау, накапливались известняки (рис. 7.4). К западу от этой карбонатной платформы в Сырдарьинской зоне, как показывают буровые данные, накапливаются более глубоководные сначала карбонатно-глинистые, а затем преимущественно глинистые породы. По западной и южной окраинам Сырдарьинского бассейна проходит Валерьяновско-Кураминский вулканический пояс (активная окраина Казахстанского микроконтинента в S_1).

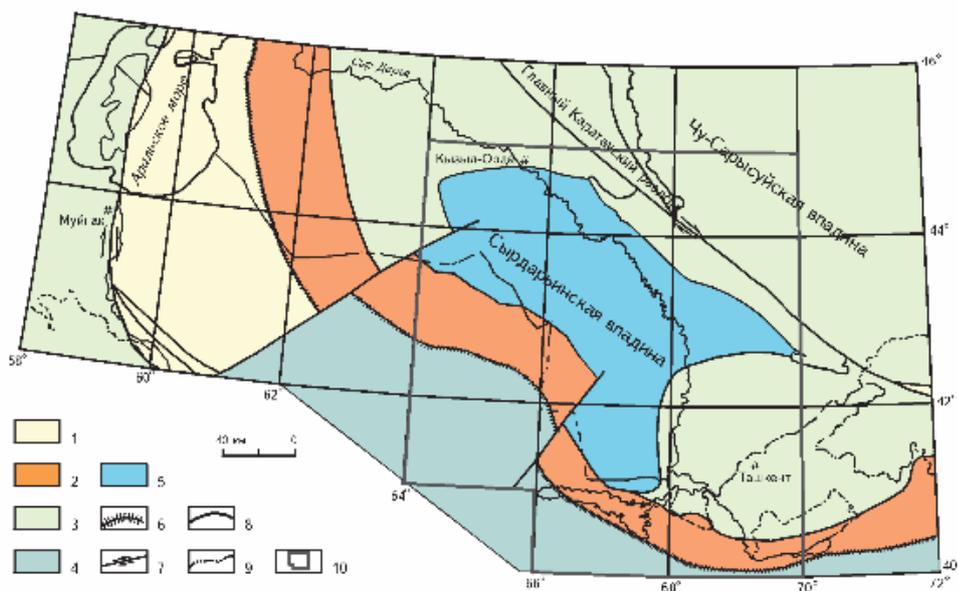


Рисунок – 7.4 Палеогеографическая схема позднего визе-Серпухова (без палинспатики)

1 — суша; 2 — вулканическая дуга; 3, 4 — шельф: 3 — внутренний, 4 — внешний; 5 — задуговая впадина; 6 — Курамино-Валерьяновская сутура; 7 — сдвиги; 8 — основные разломы; 9 — административные границы; 10 — границы изученного района Сырдарьинской впадины.

В среднем карбоне закрывается Туркестанский океанический бассейн, в Сырдарьинской впадине в башкирское время существовало море с соленакоплением, в Чу-Сарысуйском шло накопление озерно-аллювиальных красноцветных терригенных пород (рис. 7.5).

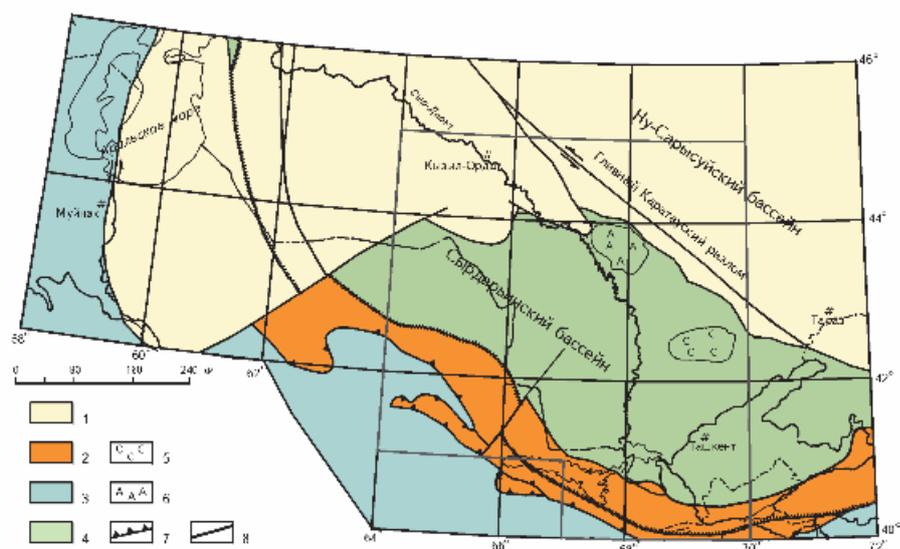


Рисунок – 7.5 Палеогеографическая схема среднего карбона (без палинспатики)

1 — озерно-аллювиальные отложения; 2 — Чаткало-Кураминская вулканическая дуга; 3,4 — шельф: 3 — нерасчлененный, 4 — внутренний; 5 —каменные соли; 6 — ангидриты; 7 — надвиги; 8 — прочие разломы.

С конца среднего карбона началась коллизия, Сырдарьинский бассейн превратился в область эрозии. На юге и юго-западе бассейна активно вплоть до триаса работал Кураминский вулканический пояс. По магнитным данным и бурению он охватывал все Чулинское поднятие. Магматизм хотя и в ослабленном виде проявился и в Сырдарьинском бассейне. Вдоль Каратау в перми-триасе произошли интенсивные сдвиговые нарушения, приведшие к дополнительной дислоцированности пород фамена-карбона. Сходный характер дислоцированности мы имеем и в Сырдарьинском бассейне за счет интенсивных коллизионных сжатий с юго-запада. На протяжении позднего карбона-юры Сырдарьинский бассейн являлся ареной денудации, палеозойские породы подверглись начальному метаморфизму и складчатости. В олигоцен-четвертичное время в результате Тяньшанского орогенеза, связанного с коллизией Индостана и Евразии, произошло формирование Сырдарьинской впадины как замкнутой структуры. Это привело к дополнительному усложнению структуры палеозойских отложений за счет интенсивных сдвиго-надвиговых движений. В частности отмечен дополнительный рост Арысского соляного купола.

7.5 О перспективах нефтегазоносности

Геологоразведочные работы во впадине не привели к открытию месторождений углеводородов, не было получено проявлений и существенных признаков нефти и газа, как из палеозойских, так и из мезозойско-кайнозойских отложений. В целом впадина рассматривается как малоперспективная на газ территория [55]. Тем не менее, как было выше отмечено, ряд

исследователей продолжают считать палезойские отложения впадины перспективными, и предлагают провести дополнительные сейсмические и буровые работы. Однако всесторонний анализ накопленных материалов не дает оснований для оптимистических выводов.

Палеозойские отложения на большую мощность (от 1000 до 2400 м) пройдены в трех параметрических (1п, 2п, 3п) и двух поисковых (1г Арысь, 1р Чулинская) скважинах. Коллекторские горизонты в разрезах параметрических скважин не обнаружены [57]. В поисковых скважинах 1г и 1р испытания не проводились из-за отсутствия перспективных коллекторских горизонтов. В параметрических скважинах изучались геохимические показатели нефтегазоносности [55]. По скв. 1п, где вскрыто 1150 м преимущественно аргиллитового разреза нижнего карбона, среднее содержание органического углерода составляет 0,7 %, битумов 0,001%, в серпуховско-башкирских породах скв. 2п соответственно 0,53 и 0,02%. В фаменско-турнейских отложениях скважин 2п и 3п Сорг — 0,69%, битумоиды 0,002%. Иногда в шлифах по тонким трещинкам и в рассеянном виде встречаются битумоиды, изредка они отмечались и в кернах.

В целом низкие содержания остаточного органического вещества и битумоидов указывают на достаточно полную реализацию нефтегазогенерационного потенциала палезойских отложений. Значительные мощности (до 3 км) фаменско-нижнекарбонных сероцветных морских отложений позволяют предположить, что к башкирскому времени во впадине могли сформироваться залежи углеводородов. Но начавшийся в позднем карбоне орогенез с магматизмом, складчатостью и последующей длительной (до мела) денудацией привел к раскрытию недр и разрушению этих залежей. Ко времени формирования меловых резервуаров (перекрывающих палеозой) фаменско-нижнекарбонные породы уже не обладали нефтегазогенерационными свойствами. Этим объясняется стерильно чистый от углеводородов разрез мела.

7.6 Заключение

Перспективы палеозойских отложений до последнего времени оцениваются неоднозначно. Всесторонний анализ всех материалов с выяснением строения и условий формирования палеозойских отложений позволил сделать более определенные выводы.

1. В центральной и северо-восточной части впадины (Сырдарьинская зона) по скважинам и сейсмическим данным установлено наличие деформированных терригенно-карбонатных отложений от франа до башкира включительно, которые следует относить к складчатому комплексу осадочного чехла. Мощности и степень дислоцированности верхнего палеозоя в Сырдарьинской зоне и в юго-восточной части хр. Каратау примерно одинаковы. В Каратау и в юго-восточной части впадины фамен и нижний карбон сложены в основном карбонатами, а западнее черными глинисто-карбонатно-кремнистыми более глубоководными отложениями. Местами палеозойские отложения прорваны интрузиями гранитоидов.

2. Формирование верхнепалеозойских отложений Сырдарьинской впадины происходило на активной окраине Казахстанского континента на границе с Туркестанским палеоокеаническим бассейном. По краю континента (впадины) в раннем карбоне возник Валериановско-Кураминский вулканический пояс. С башкирского времени начались коллизия и последующий орогенез. Палеозойские отложения впадины и хр. Каратау были дислоцированы и вплоть до мела подвергались денудации.

3. В палеозойских отложениях залежей и проявлений углеводородов не выявлено. Установлены низкие содержания Сорг. и битумоидов, что косвенно указывает на высокую степень реализации нефтегазогенерационных возможностей пород. Отсутствуют гранулярные коллектора, отмечены следы миграции битумов по микротрещинам. Вероятно, существовавшие к середине карбона залежи углеводородов в процессе коллизии и длительной денудации были уничтожены. Ко времени формирования меловых резервуаров палеозойские породы уже не обладали генерационным потенциалом. Таким образом, палеозойские отложения Сырдарьинской впадины не могут рассматриваться в качестве объекта нефтегазопроисловых работ.

8. БАРЕНЦЕВОМОРСКИЙ РЕГИОН⁹

Интерес к Баренцевоморскому региону обусловлен рядом причин как фундаментального, так и прикладного характера. Выполненные за отчетный период исследования затрагивали вопросы о возможном влиянии газоносных флюидов на состав донных отложений и происхождении самих осадков

8.1 Постановка задач

На шельфах Арктических морей широко распространено явление разгрузки газоносных флюидов, связанное с разрушением подводной многолетней мерзлоты и залежей газовых гидратов. Спонтанные выбросы метана осложняют освоение нефтяных и газовых месторождений, вызывая аварийные ситуации при бурении и эксплуатации скважин [67]. Исследование криолитозоны арктических шельфов и выявление зон концентрированной разгрузки газовых флюидов осуществляется в основном при помощи сейсмоакустических методов. Однако в последнее время значительная роль отводится и литологическим методам исследования. Изучение современных донных отложений показало, что флюидно-газовая разгрузка метана оказывает влияние на структуру осадков и является одним из ведущих факторов ранних постседиментационных преобразований. Места концентрированной разгрузки часто маркируются ореолами карбонатных образований и сопровождаются специфическими биоценозами, представленными, прежде всего, метанредуцирующими организмами. Изменения осадков в зонах повышенной дегазации позволяют отнести их к особому типу флюидного литогенеза.

Многими исследователями признано, что одним из главных аспектов изучения современных и позднечетвертичных осадков Баренцева моря является реконструкция эволюции палеогеографических условий в связи с глобальными изменениями климата в период, последовавший за максимумом последнего оледенения [68; 69; 70; 71; 72]. Следовательно, выявление питающих провинций, агентов транспортировки осадочного материала и изменения путей его переноса на Баренцевоморском шельфе в послеледниковую эпоху является весьма актуальной задачей.

8.2 Полученные результаты

В 28-ом рейсе НИС "Академик Николай Страхов" были проведены комплексные геофизические исследования и отбор проб из верхней части донных осадков Баренцева моря (рис. 8.1).

⁹ Исполнители раздела темы – Костылева В.В., Чамов Н.П., Котельников А.Е.

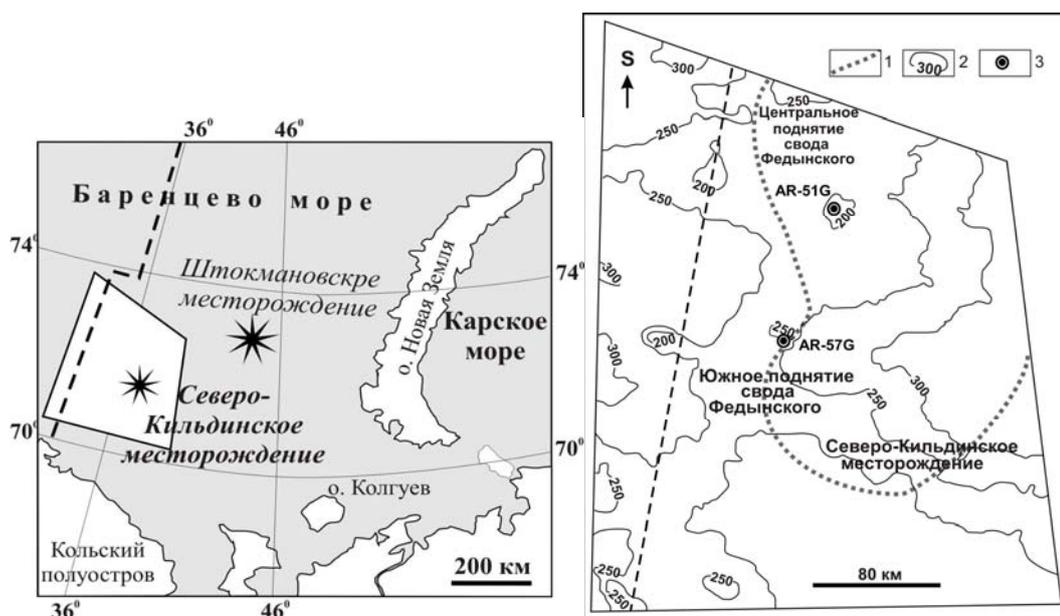


Рисунок – 8.1. Региональное положение полигона исследований (слева) и расположение станций отбора донных осадков (справа).

1 – северная граница распространения реликтовой многолетней мерзлоты, 2 – изобаты, 3 – станции отбора. Пунктиром обозначена граница норвежского и российского секторов Баренцева моря.

Сейсмоакустические исследования показали проявление газовой-флюидной разгрузки вблизи Северо-Кильдинского месторождения и в области перехода от реликтовой к многолетней немерзлой криолитозоне при отсутствии таковых явлений над сводом Федынского [73, 74]. Для выявления возможного влияния газоносных флюидов на состав поверхностных осадков были отобраны пробы в пределах центрального поднятия свода Федынского (Станция AR-51G), расположенного в зоне отсутствия многолетнемерзлых пород (ММП) и на границе зоны распространения реликтовой ММ во впадине (Станция AR-57G), разделяющей Центральное и Южное поднятия свода, вблизи которой сейсмоакустическими методами были также зафиксированы зоны концентрированной разгрузки метана.

На основании описания кернового материала и микроскопического изучения образцов был проведен сравнительный анализ фациального и вещественного состава поверхностных донных осадков свода Федынского, залегающих на разных глубинах в пределах различных областей криолитозоны.

В районе Центрального поднятия свода Федынского осадки представлены фациями песчано-алевритово-глинистых илов, накопление которых происходило в удаленной от побережья глубоководной части шельфа вследствие осаждения из взвеси пелитового материала и при участии придонных течений различной интенсивности, поставлявших в область осадконакопления основную массу песчано-алевритового материала.

Вещественный состав осадков в обоих разрезах практически идентичен. На классификационной диаграмме В.Д. Шутова фигуративные точки составов песчаных фракций из нижних слоев локализуются преимущественно в верхней части поля аркозов, а из верхних слоев – в поле полевошпатово-кварцевых пород (рис. 8.2).

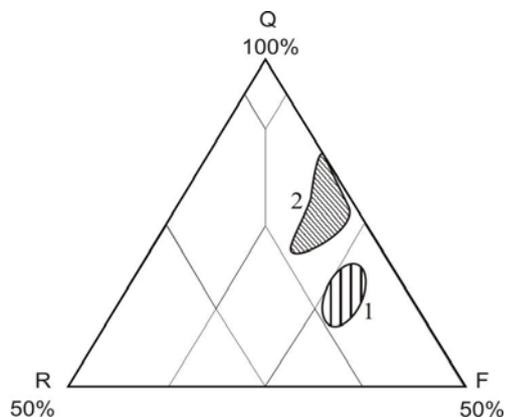


Рисунок – 8.2. Поля расположения фигуративных точек составов песчаных фракций 1 – станции AR-51G (интервал 20-92 см) и AR-57G (интервал 45-125 см), 2 – станции AR-51G (интервал 0-20 см) и AR-57G (интервал 0-45 см).

Во впадине, разделяющей Центральное и Южное поднятие свода Федынского фациальный состав отложений более разнообразный. Основная часть вскрытого разреза также как и на поднятии представлена глубоководно-шельфовыми фациями песчано-алевритово-глинистых нефелоидных и придонно-флювиальных отложений.

Однородный фациальный и вещественный состав свидетельствует не только о довольно постоянных гидродинамических условиях во время накопления верхней части донных осадков, но и о постоянстве источников кластогенного материала. Некоторое увеличение степени зрелости песчаного материала в верхней части разрезов, возможно, свидетельствует об изменении со временем направления течений. В целом донные осадки в районе свода Федынского сформированы за счет размыва и переотложения течениями и льдами терригенного материала более древних литифицированных и нелитифицированных осадочных образований и, возможно, пород гранитоидного состава. Часть обломочного материала, вероятно, имеет эдафогенный генезис. Так, например, во впадине обнаружены обломки углистых терригенных пород, возможно, мезозойского возраста, которые могут слагать подводные выступы свода Федынского.

Литологическими методами изучены три колонки послеледниковых донных осадков, отобранные в 25-м и 28-м рейсах (2007, 2011 гг.) НИС «Академик Николай Страхов» в центральной и северо-восточной части Баренцева моря. Проведен сравнительный анализ петрографического и геохимического состава современных и позднечетвертичных осадков в районах свода Федынского и у южного обрамления архипелага Земля Франца-Иосифа (ЗФИ).

Выявлены источники кластогенного вещества и их влияние на различных этапах послеледникового седиментогенеза. В конце позднего плейстоцена на раннем этапе деградации ледового покрова в процессе ледниково-морской седиментации главным источником кластогенного материала для центральной части Баренцева моря в районе свода Федынского служили гранитоидные породы Кольского полуострова, а для северо-восточной части — вулканогенно-осадочные толщи, слагающие архипелаг ЗФИ. Седиментация сопровождалась интенсивным ледовым разносом, за счет которого происходило смешивание материала из обоих источников.

На поздних этапах седиментогенеза на рубеже позднего плейстоцена и голоцена и в голоцене для центральной части Баренцева моря основной источник обломочного вещества оставался неизменным. В северо-восточной части моря в это время осадки формировались за счет рециклинга ранее накопленных отложений, а ледовый разнос не имел столь существенного значения, как на раннем этапе дегляциации.

8.3 Выводы

1. Состав поверхностных донных осадков в пределах свода Федынского отражает влияние главным образом седиментационных факторов. Отложения представлены фациями бескарбонатных песчано-алеврито-глинистых илов, накопившихся в глубоководной части шельфа при участии придонных течений и ледового разноса за счет единых источников кластогенного материала. Во впадине, разделяющей Центральное и Южное поднятия свода, часть обломочного материала, вероятно, имеет эдафогенный генезис вследствие разрушения мезозойских пород, слагающих склоны свода Федынского.

В осадках спорадически наблюдается седиментационно-раннедиагенетическая сульфидная минерализация в виде прослоев гидротроилита и фрамбоидального пирита. Во впадине на границе распространения реликтовой мерзлоты, в области разгрузки газовых флюидов предполагается локальное фациально-вещественное проявление флюидного литогенеза в виде горизонта биотурбации и аутигенного карбонатообразования.

2. Сравнительный анализ петрографического и геохимического состава современных и позднечетвертичных осадков в районах свода Федынского и у южного обрамления архипелага Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) показал, что в конце позднего плейстоцена на раннем этапе деградации ледового покрова в процессе ледниково-морской седиментации главным источником кластогенного материала для центральной части Баренцева моря в районе свода Федынского служили гранитоидные породы Кольского полуострова, а для северо-восточной части — вулканогенноосадочные толщи, слагающие архипелаг ЗФИ. На рубеже позднего плейстоцена и голоцена, и в голоцене для центральной части Баренцева моря основной источник обломочного

вещества оставался неизменным. В северо-восточной части моря в это время осадки формировались за счет рециклинга ранее накопленных отложений, а ледовый разнос не имел столь существенного значения, как на раннем этапе дегляциации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В соответствии с планом исследований по теме в 2015-2017 гг. были изучены региональные закономерности влияния тектонических процессов на формирование и промышленный потенциал полигенных комплексов осадочных чехлов Среднерусского, Каспийско-Предкавказского, Волго-Уральского, Сырдарьинского и Баренцевоморского регионов.

Сложность объекта исследования определила необходимость междисциплинарного изучения современной тектонической структуры и истории её формирования, эволюции геодинамических обстановок, условий седиментации, процессов литогенеза и др. При проведении исследований использовался междисциплинарный подход с применением методов сеймостратиграфии, бассейнового анализа, палеогеографических и палинспастических реконструкций

Основные результаты проведённых исследований сформулированы в следующих положениях.

1. Выполнен анализ структурного плана и строения осадочного чехла Среднерусского региона. Установлена последовательность главных этапов его развития в неопротерозое. Современное строение Среднерусского региона является результатом теснейшего и длительного (сотни миллионов лет) взаимодействия тектонических и осадочных процессов на уровне верхней коры и осадочного чехла. Петрофизические свойства палеопротерозойской коры предопределили область для реализации регионального сдвига и развития грабенов авлакогена в неопротерозое. Трансферное смещение оси авлакогена в конце рифея привело к частичному размыву и переотложению доплитного чехла и обусловило последующую структурную асимметрию синеклизы. Развитие обращенных структур в плитном чехле (Сухонский вал) было вызвано отставанием в скорости погружения аномально легких по сравнению с окружающей рамой фрагментов коры авлакогена.

2. Рассмотрено строение майкопского олигоцен-нижнемиоценового комплекса Каспийского моря и его обрамления на основании сейсмических и геологических данных. Показано, что региональная структура майкопских отложений Предкавказья и Среднего Каспия определяется крупными клиноформными осадочными телами. Обобщены новые данные о формировании клиноформных тел майкопского комплекса, их структуре и масштабе распространения в регионе. Показано существование двух основных систем клиноформ майкопского комплекса, включая единый обширный конус в Среднем Каспии и Восточном Предкавказье и юго-восточную систему клиноформ в районе Казахского залива. С использованием методов сейсмо- и секвенс-стратиграфии выявлены особенности структуры и седиментогенеза клиноформных толщ региона.

3. Получены новые данные о тектонической природе кайнозойской депрессионной зоны к северу от Большого Кавказа, которая традиционно относится к передовым прогибам, а выполняющие впадины осадки эоцена и майкопской серии олигоцена-нижнего миоцена считаются

нижними молассаами Кавказского орогена. В результате анализа комплекса геолого-геофизических данных и мезоструктурных исследований установлено более древнее (триасовое, а на отдельных участках девонское) время заложения впадин. Реконструированы структурные планы раннепалеогенового и позднемезозойского времени. Предложена оригинальная модель, согласно которой Предкавказские впадины следует считать не передовыми (краевыми), а перикратонными и для некоторых периодов, особенно позднего мезозоя – северными склонами субдукционных задуговых бассейнов. Результаты имеют принципиальное значение для постановки поисковых и разведочных работ на территории Предкавказья – одной из важнейших нефтегазоносных провинций Российской Федерации.

4. Показано, что складчатые системы Крыма, Кавказа и Копетдага представляют собой единую систему концентрированных дислокаций, связанных с литосферным сдвигом. Сдвиг пронизывает осадочный чехол и консолидированную кору, а корневыми частями уходит в подкоровые слои мантии. Рассмотрены представления о присутствии сдвиговых смещений в структуре Крымско-Копетдагской системы. Проведен сравнительный анализ строения, возраста и амплитуды сдвига для разных участков, а также его влияние на глубинную и поверхностную структуру земной коры. На основе оценки сдвиговых смещений уточнена палеогеография палеогеновых бассейнов, реконструированы их первичные контуры, которые были нарушены и разобщены сдвигом.

5. Выполнен всесторонний анализ перспективности палеозойских отложений Сырдарьинской впадины на локализацию углеводородного сырья. Изучено внутренне строение и реконструирована истории развития региона. В палеозойских отложениях залежей и проявлений углеводородов не выявлено. Низкие содержания $C_{орг}$ и битумоидов косвенно указывают на высокую степень реализации нефтегазогенерационных возможностей пород. Отсутствуют гранулярные коллектора, отмечены следы миграции битумов по микротрещинам. Вероятно существовавшие к середине карбона залежи углеводородов в процессе коллизии и длительной денудации были уничтожены. Ко времени формирования меловых резервуаров палеозойские породы уже не обладали генерационным потенциалом. Таким образом, палеозойские отложения Сырдарьинской впадины не могут рассматриваться в качестве объекта нефтегазопромысловых работ.

6. Проведен сравнительный анализ петрографического и геохимического состава современных и позднечетвертичных осадков в районах свода Федынского и у южного обрамления архипелага Земля Франца-Иосифа. Установлено, что в конце позднего плейстоцена на раннем этапе деградации ледового покрова в процессе ледниково-морской седиментации главным источником кластогенного материала для центральной части Баренцева моря в районе свода Федынского служили гранитоидные породы Кольского полуострова, а для северо-восточной части — вулканогенно-осадочные толщи, слагающие архипелаг ЗФИ. На рубеже позднего плейстоцена и

голоцена и в голоцене для центральной части Баренцева моря основной источник обломочного вещества оставался неизменным. В северо-восточной части моря в это время осадки формировались за счет рециклинга ранее накопленных отложений, а ледовый разнос не имел столь существенного значения, как на раннем этапе дегляциации.

Полученные результаты показывают, что задачи, поставленные на период исследований по теме 2015-2017 гг. полностью выполнены. Результаты НИР должны быть использованы при проведении государственной геологической съёмки масштаба 1: 200 000, региональных поисково-разведочных работ и актуализации региональных стратиграфических схем.

По глубине решаемых проблем и широте охвата материала уровень выполнения НИР может служить ориентиром в области изучения осадочных чехлов. Полученные оригинальные материалы отражают новые подходы к изучению сложных многокомпонентных систем и очерчивают направления дальнейших исследований в области региональной геологии и оценке ресурсного потенциала Российской Федерации

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

- 1 Соколов Б.А., Конюхов А.И. Тектоническая литология // Геология и геохимия горючих ископаемых. М.: Вниизаружгеология, 1995. С. 120-128.
- 2 Толковый словарь английских геологических терминов. В 2 т. Москва: МЦГК «Геокарт»: ПК ГЕОС, 2002. Т. 1. - 535 с. Т. 2. - 637 с.
- 3 Чамов Н.П. Строение и развитие Среднерусско-Беломорской провинции в неопротерозое. Тр. ГИН РАН. Вып. 609. М.: ГЕОС, 2016. - 234 с.
- 4 Чамов Н.П. Строение и этапы развития катаплатформенного чехла Среднерусско-Беломорской провинции // Литол. и полезн. ископ. 2016. № 6. С. 547-563.
- 4а Чамов Н.П. Тектоно-седиментационная история Среднерусского авлакогена и Московской синеклизы // Литол. и полезн. ископ. 2017. № 6. С. 103-123.
- 5 Золотов А.Н., Кирсанов В.В., Островский М.И., Фрухт Д.П. Строение верхнего докембрия в восточной части Среднерусского авлакогена // Советская геология. 1971. № 10. С. 116–120.
- 6 Геология и нефтегазоносность Восточно-Европейской платформы / Под ред. В.В. Бронгулеева. М.: Изд-во МГУ, 1985. - 288 с.
- 7 Аксенов Е.М. История геологического развития Восточно-Европейской платформы в позднем протерозое / Автореф. дисс. ... доктора геол.-мин. наук. СПб.: ИГГД РАН, 1998. - 48 с.
- 8 Богданов А.А. О некоторых общих вопросах тектоники древних платформ // Сов. геология. 1964. № 9. С. 3–28.
- 9 Гарецкий Р.Г. Авлакогены платформ Северной Евразии // Геотектоника. 1995. № 4. С. 16–28.
- 10 Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е., Нагорный М.А. Особенности развития интракратонных надрифтовых синеклиз Восточно-Европейской платформы // Тектоника земной коры и мантии. Т. 1. Минск: Институт геологических наук НАН Беларуси, 2005. С. 124–126.
- 11 Костюченко С.Л., Солодилов Л.Н. К геологическому строению Московии: глубинная структура и тектоника // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1997. Т. 72. Вып. 5. С. 6–17.
- 12 Кропоткин П.Н., Валяев Б.М., Гафаров Р.А. и др. Глубинная тектоника древних платформ северного полушария. М.: Наука, 1971. - 390 с.
- 13 Милановский Е.Е., Никишин А.М., Фурне А.В. Рифейская эволюция Восточно-Европейского кратона // ДАН. 1994. Т. 339. № 4. С. 513–517.
- 14 Нагорный М.А. Тектоника Волыно-Среднерусской системы прогибов. Минск: Навука и Тэхніка, 1990. - 105 с.
- 15 Федоров Д.Л., Костюченко С.Л., Солодилов Л.Н. Среднерусский авлакоген – тектонический трансфер в системе Прикаспийской и Баренцевоморской нефтегазоносных впадин // Отечественная геология. 1996. № 2. С. 50–61.

- 16 Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. М.: Недра, 1977. - 359 с.
- 17 Шатский Н.С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы // Избранные труды. Т. II. М.: Наука, 1964. С. 369–425.
- 18 Шахновский И.М. Геологическое строение и нефтегазоносность авлакогенов Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1988. - 119 с.
- 19 Костюченко С.Л., Аведисян В.И., Ведринцев А.Г. и др. Обобщение геолого-геофизических материалов с целью создания глубинной геофизической основы геологоразведочных работ на территории деятельности Центрального РГЦ. М.: Центр "Геон", 1999. - 225 л.
- 20 Буш В.А., Блох Ю.И., Казьмин В.Г. и др. Разработка глубинной модели Московской синеклизы. М.: Аэрогеофизика, 2002. - 365 л.
- 21 Цветков Л.Д., Чамов Н.П., Костылева В.В. и др. Детальное изучение геологического разреза Северо-Молоковской параметрической скважины. Объект № 065. Тверская область. Ярославль: ФГУП НПЦ «Недра», 2001. – 325 с.
- 23 Чамов Н.П. Локальная тектоника и седиментация в грабенах Среднерусского авлакогена (Восточно-Европейская платформа) // Литол. и полезн. ископ. 2015. № 6. С. 549-562.
- 24 Усанов Н.А. Результаты поискового бурения на нефть и газ на Даниловской площади в 1967-1976 гг. Ярославль: ЯНГР, 1979. – 360 с.
- 25 Панченко В.А. Геологический отчет о результатах поискового бурения на нефть и газ на Дьяконовской площади в 1968-1973 гг. Костромская область, Буйский район. Ярославль: ЯНГР, 1975. – 357 с.
- 26 Каграманян Н.А., Ейкина Т.С., Мазур О.А. Геологический отчет о результатах поискового бурения на нефть и газ на Любимской площади (Ярославская область). Ярославль: ЯНГР, 1975. -298 с.
- 27 Буслович А.Л. Тектонические структуры Вологодской области в связи с поисками полезных ископаемых // Масштабы географии: первые чтения памяти Ю.Д. Дмитриевского: сб. науч. ст. Вологда: ВИРО, 2008. С. 106–124.
- 28 Шамов В.Н, Бурганов Р.Х. Отчет о результатах региональных геофизических работ методом ОГТ в центральной и восточной частях Московской синеклизы (профиль IV программы "Рифей") в Нижегородской, Костромской, Вологодской и Архангельской областях в 1992–1998 гг. Кострома: Костромагеофизика, 1999. - 167 л.
- 29 Делюсин В.Н, Андреева Н.Г., Бителева Н.Г. Сводный отчет о результатах структурного и структурно-параметрического бурения на территории Солигаличско-Сухонского мегавала в 1965-

1970 гг. (Сухонский, Вологодский, Зеленцовский, Гагаринский объекты). Л.: Северо-Западное ГУ, 1970. - 350 л.

29 Шамов В.Н., Дунаева В.И., Ольнева Т.В., и др. Отчет о результатах региональных геофизических работ методом ОГТ в центральной и восточной частях Московской синеклизы (профиль V программы «Рифей») в Кировской, Костромской, Вологодской и Архангельской областях в 1991-2000 гг. Кострома: Костромагеофизика, 2001. - 190 л.

30 Ерёмченко В.М. Геологический отчет о результатах бурения Бобровской параметрической скважины № 1 в Нюксеницком районе Вологодской области. Ярославль: ЯНГР, 1974. – 324 с.

31 Кузьменко Ю.Т., Гордасников В.Н., Гаврюшова Е.А. и др. Тектоника центральной части Русской плиты / Объяснительная записка к структурно-тектонической карте центральных районов Русской плиты масштаба 1:1 000 000. М.: ВИЭМС, МГГ "Геоинформарк", 1991. 120 с.

32 Кирсанов В.В. Новые данные по стратиграфии рифейских отложений востока Русской платформы // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1970. Т. XIV. № 3. С. 12–25.

33 Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС: В 2 т. — М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2010. Т. 1. - 408 с.

34 Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev R. et al. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // Precambrian Research. 2008. V. 160. P. 23–45.

35 Ebinger C.J. Tectonic development of the Western Branch of the Eastern African rift system // Geol. Soc. Am. Bull. 1989. V. 101. P. 885–903.

36 Ring U. The influence of the preexisting structure on the evolution of the Cenozoic Malawi rift (East African Rift System) // Tectonics. 1994. V. 13. V. 2. P. 313–326.

37 Тевелев А.В. Сдвиговая тектоника / Учебное пособие. М.: Изд-во МГУ, 2005. - 254 с.

38 Cloos H. Experimente zur inneren Tektonik // Zentralblatt fur Mineralogie. 1928. V. 609. P. 609–621.

39 Riedel W. Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen // Zentralblatt fur Mineralogie, Geologie und Paleontologie. 1929. V. 1929B. P. 354–368.

40 Tchalenko J.S. Similarities between shear zones of different magnitudes // Geological Society America Bulletin. 1970. V. 81. P. 1625–1640.

41 Wilcox R.E., Harding T.P., Seely D.R. Basic wrench tectonics // AAPG. 1973. V. 57. P. 74–96.

42 Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation / Eds. K.T. Biddle, N. Christie-Blick. // Soc. Econ. Paleontol. Miner. Spec. Publ. 1985. V. 37. - 386 p.

43 Mann P., Demets C., Wiggins-Grandison M. Toward a better understanding of the Late Neogene strike-slip restraining bend in Jamaica: geodetic, geological, and seismic constraints // Eds. W.D.

Cunningham, P. Mann // *Tectonics of Strike-Slip Restraining and Releasing Bends. Special Publications.* London: Geological Society, 2007. P. 239–254.

44 Пати́на И.С. Строе́ние майкопского комплекса Каспийского региона по результатам сейсмостратиграфических исследований // *Стратиграфия. Геологическая корреляция.* 2017. Т. 25. № 3. С. 1–10.

45 Пати́на И.С., Леонов Ю.Г., Волож Ю.А., Копп М.Л., Антипов М.П. Крымско-Копетдагская зона концентрированных орогенических деформаций как трансрегиональный позднеколлизийный правый сдвиг // *Геотектоника.* 2017. № 4. С. 17–30.

46 Расцветаев Л.М. Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени. № 57. М.: Изд-во МГУ, 1973. С. 57–108.

47 Шемпелев А.Г., Кухмазов С.У., Агеев С.Н., Компаниец М.А., Лаврищев В.А., Шамановская С.П., Геворкян Ю.А. Структура Большого Кавказа по результатам геофизических исследований вдоль Адыгейского профиля (Дагомыс-Абадзехская-Гиагинская) // *Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различие, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения. Материалы XLVI Тектонического совещания.* Т. 2. М: ГЕОС, 2014. С. 299–303.

48 Казьмин В.Т., Лобковский Л.И. Геологическое строение и развитие вала Шатского // *Актуальные проблемы океанологии.* М.: Наука, 2003. С. 221–243.

49 Копп М.Л. Дугообразные структуры растяжения в кинематическом анализе региональных и глобальных тектонических обстановок // *Геотектоника.* 2017. № 6. С. 1-19.

50 Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизийном поясе. М.: Научный мир, 1997. - 314 с.

50а Антипов М.П. Барс Ф.М. Пати́на И.С. Тектонические особенности строения и эволюции хадумских отложений Восточного Предкавказья по данным сейсморазведки // *Геофизика.* 2016. № 6. С 3-13.

51 Селезенева Н.Н. Нижне-и среднедевонские отложения в зоне сочленения Волго-Уральской антеклизы, Предуральского прогиба и Прикаспийской впадины: состав и перспективы нефтегазоносности // *Литология и полезные ископаемые.* № 3. 2016. С. 268-283.

51а Быкадоров В.А., Антипов М.П., Сапожников Р.Б. Палеозойские отложения Сырдарьинской впадины: строение и история формирования в связи с оценкой нефтегазоносности // *Геология нефти и газа.* 2016. № 3.

52 Кунин Н.Я. Тектоника Среднесырдарьинской и Чу-Сарысу́йской депрессий по геофизическим данным. М.: Недра, 1968. - 264 с.

53 Кунин Н.Я., Бабаджанов Т.Л., Лук-Зильберман В.И. Строение и нефтегазоносность глубокопогруженных комплексов Средней Азии по геофизическим данным. Ташкент: ФАН, 1986. - 187 с.

54 Абдулин А.А., Цирельсон Б.С., Быкадоров В.А. и др. Тектоника области сочленения структур Урала, Тянь-Шаня и Центрального Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1976. - 236 с.

55 Глубинное строение и минеральные ресурсы Казахстана. Том 3. Нефть и газ. Воцалевский Э.С., Пилифосов В.М., Парагульгов Х.Х. и др. Алматы: НАН Республики Казахстан: ИГН им. К. И. Сатпаева, 2002. С. 238-247.

56 Мордвинцев О.П. Перспективы нефтегазоносности домезозойских образований Среднесырдарьинской депрессии // Геология и минеральные ресурсы. 2003. №1. Ташкент. С. 10-12.

57 Мусагалиев М.З. Сырдарьинская впадина и перспективы её нефтегазоносности // Алматы. Нефть и газ. 2013. №5(77). С. 101-107.

58 Бигараев А.Б. Особенности геологического строения и перспективы нефтегазоносности Сырдарьинского осадочного бассейна. Задачи и виды дальнейших поисковых работ // Сб. Нефтегазоносные бассейны Казахстана и перспективы их освоения. Ред. Б.М. Куандыков. Алматы: КазГео, 2015. С. 419-428.

59 Атлас литолого-палеогеографических, структурных, палинспастических и геоэкологических карт Центральной Евразии // Международный коллектив авторов. Алматы. 2002. 40 карт.

60 Ужкенов Б.С., Мазуров А.К., Быкадоров В.А. и др. Палеогеография и геодинамика Казахстана и сопредельных территорий // Сб. Геонауки в Казахстане. Алматы: КазГео, 2004. С. 39-54.

61 Bykadorov V.A., Bush V.A., Volozh Y.A. et al. Ordovician-Permian palaeogeography of Central Eurasia: development of Paleozoic petroleum-bearing basins // Journal of Petroleum Geology. Vol. 26(3). July 2003. PP. 325-350.

62 Геологическая карта Казахской ССР, серия Южно-Казахстанская, масштаб 1:500000, объяснительная записка. Алма-Ата: Восточно-Казахстанское ТГУ, 1981. 246 с.

63 Галицкий В.В., Ибрагимов Ф.М., Богатырев О.С., Лук-Зильберман В.И. Новые данные о возрасте метаморфизованных пород района гор Боргана и Чаулинчи в северо-западном Каратау // Вестник АН КазССР. 1971. № 12 (320). С. 31-34.

64 Ергалиев Г.Х., Жемчужников В.Г. Каратаусские карбонатные бассейны юга Казахстана, как аналоги для моделирования осадочных бассейнов Прикаспийской впадины и других осадочных бассейнов Казахстана // Сб. Прикаспийская впадина: актуальные проблемы геологии и

нефтегазоносности. Ред. Куандыков Б.М., Таскинбаев К.М., Трохименко М.С. Атырау: Атырауский институт нефти и газа, 2012. С. 234-244.

65 Ибрагимов Ф.М., Богатырев О.С., Таласов Б.М., Альмухаметов Ф.А. Верхнепалеозойские гипсы и ангидриты в юго-западных отрогах северо-западного Каратау // Изв. АН КазССР. 1973. Сер. геол. № 2. С. 67-69.

67 Рокос С.И. Инженерно-геологические особенности приповерхностных зон аномально высокого пластового давления на шельфе Печорского и южной части Каспийского морей // Инж. Геология. 2008. № 4. С. 22–28.

68 Блажчишин А.И., Линькова Т.И., Кириллов О.В., Шкатов Е.П. Строение плиоцен-четвертичной толщи дна Баренцева моря на разрезе: полуостров Рыбачий — острова Земля Франца-Иосифа // Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних морей. М.: Наука, 1979. С. 13-19.

69 Дибнер В.Д., Кордикова А.А., Разин В.К. Первые результаты исследований донных отложений в районе Земли Франца Иосифа // Информационный бюллетень Института геологии Арктики. Вып. 15. 1959. С. 43-51.

70 Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р. Очерки истории седиментации в Северном Ледовитом океане и морях Субарктики в течение последних 130 тыс. лет. М.: ГЕОС, 2007. 404 с.

71 Мурдмаа И.О., Иванова Е.В. Послеледниковая история осадконакопления в шельфовых впадинах Баренцева моря // Литология и полезные ископаемые. 1999. № 6. С. 576-595.

72 Murdmaa I., Ivanova E., Duplessy J-C., Levitan M., Khusid T., Bourtnan M., Alekhina G., Alekseeva T., Belousov M., Serova V. Facies system of the Eastern Barents Sea since the last glaciation to present // Marine Geology. 2006. P. 275-303.

73 Чамов Н.П., Костылева В.В., Соколов С.Ю., Котельников А.Е. О возможном влиянии газоносных флюидов на состав донных отложений в районе свода Федынского (Баренцево море) // Вестник РУДН. Сер. Инженерные исследования. 2015. № 1. С. 62-72.

74 Костылева В.В., Чамов Н.П., Ляпунов С.М., Соколов С.Ю., Котельников А.Е. Состав и происхождение послеледниковых донных осадков центральной и северо-восточной части Баренцева моря (Российский сектор) // Вестник РУДН. Сер. Инженерные исследования. 2016. № 3. С. 52-61.