

УДК 551

ТЕКТОНО-СЕДИМЕНТАЦИОННАЯ ИСТОРИЯ СРЕДНЕРУССКОГО АВЛАКОГЕНА И МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

© 2017 г. Н. П. Чамов

Геологический институт РАН

119017 Москва, Пыжевский пер., 7

E-mail: nchatov@yandex.ru

Поступила в редакцию 26.05.2017 г.

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 мегавал) было вызвано отставанием в скорости погружения аномально легких по сравнению с окружающей рамой фрагментов коры авлакогена.

DOI: 10.7868/S0024497X17060076

ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

Основной объем осадочного чехла центральной части Восточно-Европейской платформы локализован в пределах Среднерусского авлакогена и Московской синеклизы (рис. 1). 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 [Аксенов, 1998; Богданов, 1964; Гарецкий, 1995, 2005; Гарецкий и др., 2005; Костюченко, Солодилов, 1997; Кропоткин и др., 1971; Милановский и др., 1994; Нагорный, 1990; Федоров и др., 1996; Хаин, 1977; Шатский, 1964; Шахновский, 1988 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? 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. 2). Не объяснена природа наблюдаемого в плане трансферного смещения продольной оси авлакогена по Рыбинскому разлому (см. рис. 1). 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 удалены на значительном (первые сотни км) удалении от оси авлакогена и маркируют обширные прогибы – южный Галицкий и северный Грязовецкий (см. рис. 1). 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

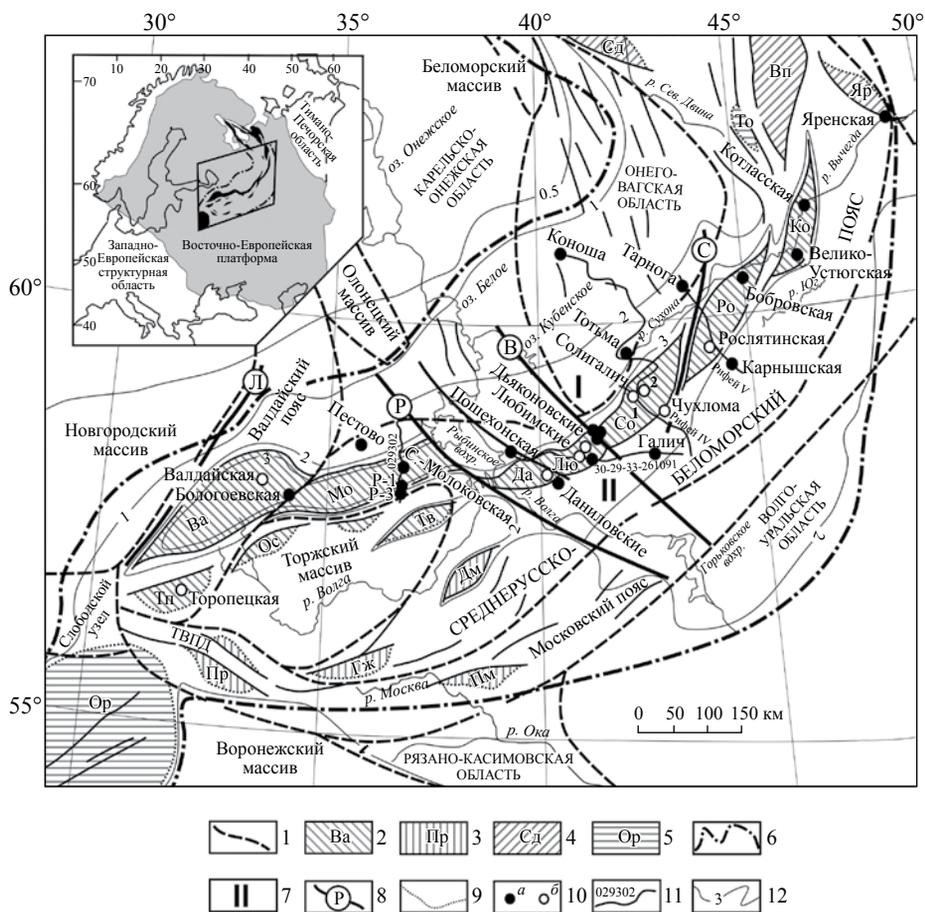


Рис. 1. Среднерусский регион Среднерусско-Беломорской провинции Восточно-Европейской платформы. 1 – границы структурно-вещественных комплексов фундамента; 2–5 – доплитные тектоно-седиментационные системы: 2–4 – грабены (2 – Среднерусского авлакогена: Ва – Валдайский, Мо – Молоковский, Тп – Торопецкий, 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 – Ярославский, Вп – Верхнепинежский, Сд – Северодвинский), 5 – впадины: Ор – Оршанская, То – Верхне-Томская; 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 – достижения кристаллического фундамента, б – остановленные в осадочных породах рифея; 11 – сейсмические профили МОГТ; 12 – изогипсы поверхности фундамента, км ([Гипсометрическая..., 2001] с изменениями).
 На врезке – положение доплитных тектоно-седиментационных систем Провинции в структуре Восточно-Европейской платформы.

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.

Статья посвящена рассмотрению этих вопросов с целью реконструкции полигенной истории долгоживущей тектоно-седиментационной системы, возникшей из авлакогена и трансформировавшейся в синеклизу. 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.

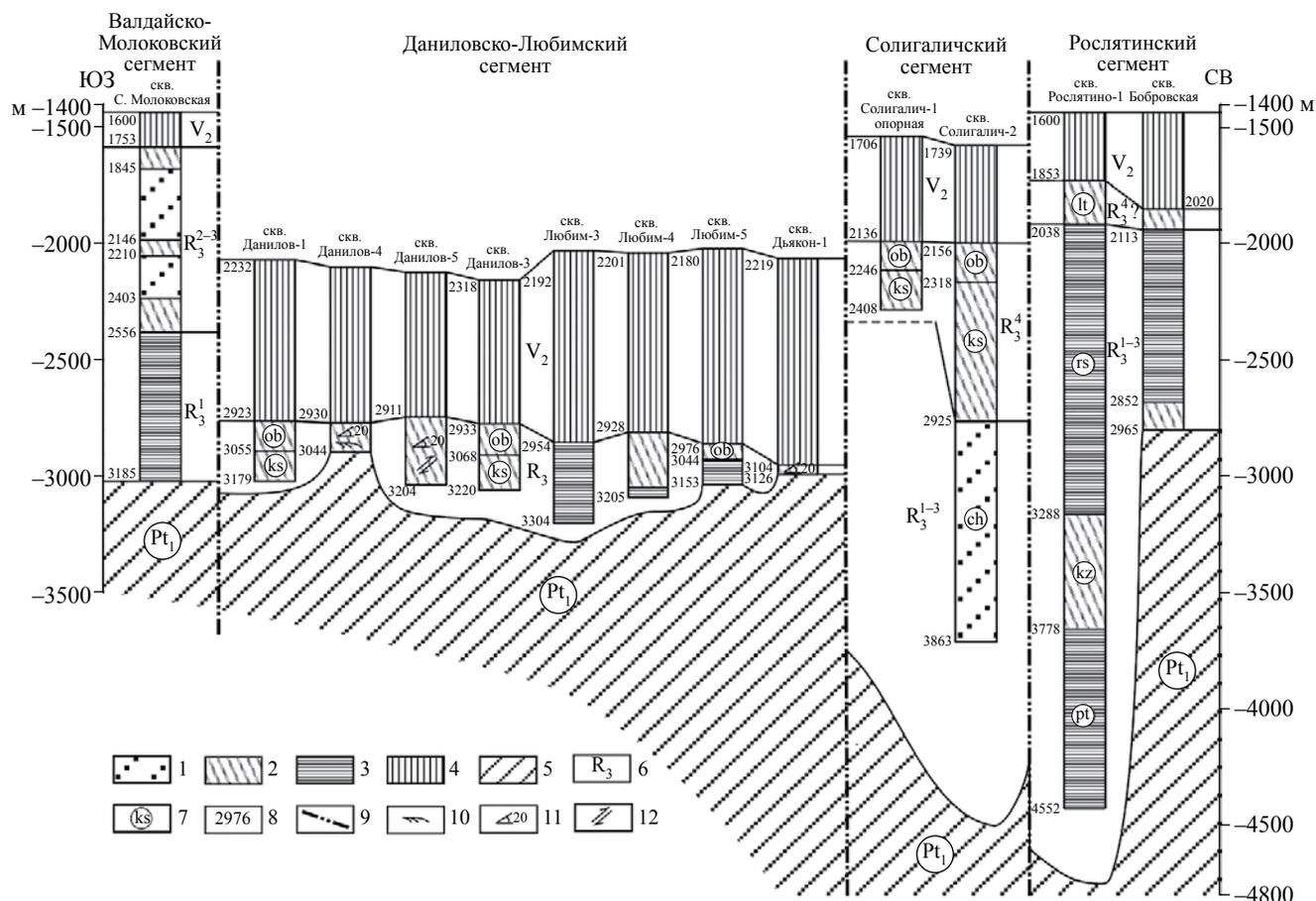


Рис. 2. Строение неопротерозойского осадочного чехла в разных сегментах авлаогена.

1–4 – отложения: 1 – красноцветные гравелисто-песчаные, 2 – пестроцветные песчано-алеврито-глинистые, 3 – сероцветные алеврито-глинистые, 4 – нерасчлененные песчано-алеврито-глинистые; 5 – кора авлаогена; 6 – сейсмокомплексы: Pt_1 – нижнепротерозойский фундамент, R_3 – верхнерифейский доплитный, V_2 – верхневендский плитный; 7 – свиты: ob – обнорская, ks – костромская, ch – чуломская, lt – литоминская, rs – рослятинская, kz – кожуховская, pt – путиловская; 8 – глубина по стволам скважин, м; 9 – границы сегментов; 10 – косяя слоистость; 11 – угол запрокидывания параллельнослоистых разностей; 12 – зеркала скольжения. Положение скважин см. рис. 1.

СТРОЕНИЕ СЕГМЕНТОВ АВЛАОГЕНА

Грабены авлаогена (за исключением Валдайского) развиты в осевой части Среднерусско-Беломорского пояса (см. рис. 1), 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 [Костюченко и др., 1999; Буш и др., 2002]. 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. Невысокая плотность (около 2.8 г/см³) пород этой низкоскоростной части фундамента подтверждена и прямыми исследованиями

керна Северо-Молоковской скважины, пройденной в осевой части грабена [Цветков и др., 2001]. 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 [Цветков и др., 2001]. 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 × 10⁶ СГС [Делюсин и др., 1970]. Результаты бурения показывают широкое распространение в пределах пояса слабомагнитных мигматитов, микроклиновых гранитов, гранодиоритов и развитых по ним бластомилонитов [Чамов, 2016].

Строение осадочного чехла в разных грабенах авлакогена не идентично (см. рис. 2). 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). Структуру одноименного сегменту грабенов определяют встречные падающие сбросы (рис. 3). Так, северный борт Молоковского грабена фиксируется сбросами с амплитудами около 500 м и 900 м, а суммарная амплитуда сбросов южного борта достигают 2 км. Отчетливо видно, что сбросы имеют разное время образования, а развитие грабена было как минимум двухэтапным с прогрессивным нарастанием ширины.

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) [Чамов, 2016].

Доплитный комплекс имеет сходное строение во всех грабенах сегмента и подробно описан в ряде публикаций как молоковская серия верхнего рифея [Цветков и др., 2001; Чамов, 2016а]. Разрез имеет отчетливое регрессивное строение с необратимым переходом от нижних сероцветных пелитовых к верхним красноцветным псефитовым отложениям (см. рис. 2). Фациальные признаки отложений указывают на смену озерной седиментации

пролювиально-аллювиальными обстановками рифтовых долин. Появление красноцветных псефитов отчетливо проявлено на каротажных кривых (см. рис. 3). 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 [Цветков и др., 2001]. В то же время, следует отметить, что сходные пачки пестроцветных отложений присутствуют на разных уровнях в разрезах всех сегментов авлакогена и рассматриваются автором 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 алевритистыми хлорит-гидрослюдисто-каолинитовыми аргиллитами [Чамов, 2016а]. Одинаков и поликомпонентный состав глинистого вещества в песчано-алевритовых отложениях и аргиллитах. Общая структурно-вещественная незрелость отложений и характерное присутствие обломков метаморфических пород фундамента свидетельствуют о близости источников кластогенного материала. В составе тяжелой фракции сероцветных и пестроцветных аркозовых песчаников присутствуют эпидот, роговая обманка, сфен, циркон, гранат, турмалин, ставролит и рудные минералы. В некоторых интервалах сероцветной части разреза доплитного комплекса отмечено резкое обогащение тяжелой фракции песчаников эпидотом из бластомилонитов раннепротерозойского возраста.

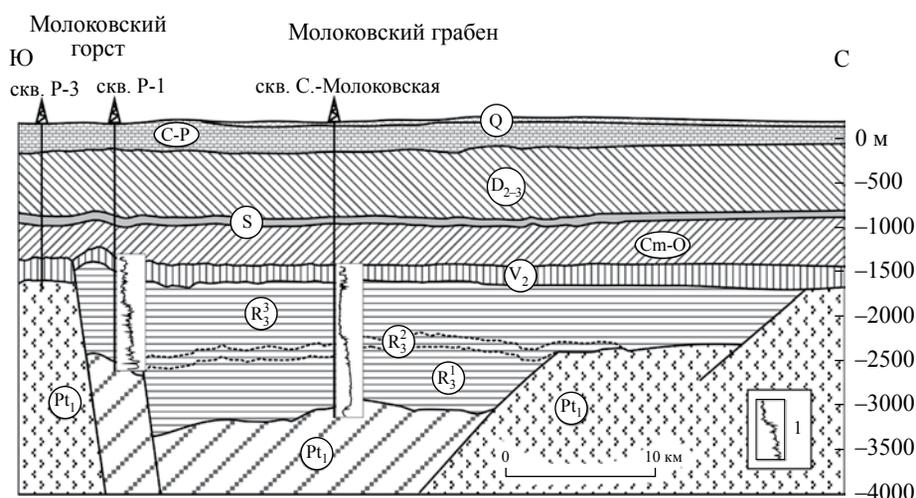


Рис. 3. Сейсмогеологический разрез по фрагменту профиля МОГТ 029302 [Цветков и др., 2001]. 1 – каротажные кривые ПС, диапазон значений –50...+50 мВ. Положение профиля и скважин см. рис. 1, условные обозначения см. рис. 2.

Это явление прослежено по всему авлакогену и подробно рассмотрено в работах [Чамов, 2015, 2016а].

Плитный комплекс налегает на грабены и борта авлакогена по эрозионной поверхности, которая плавно воздымается на юго-запад и в сторону Ладужской 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. Примером служит Молоковский горст на южном борту одноименного грабена (см. рис. 3). О тектонической подвижности этого блока на рубеже доплитного и плитного этапов свидетельствует уменьшение мощности отложений верхнего венда в скважине Р-1, которая вскрыла только осадочные породы второй половины поваровского времени [Ивашковский, 1972]. Вне этого блока верхний венд представлен редкинской (базальной) и поваровской свитами. Из этого следует, что блок на южном борту Молоковского грабена испытывал воздымание и являлся эрозионным выступом, по крайней мере, до второй половины поваровского времени позднего венда. О более поздних движениях блока свидетельствует тот факт, что “молоковские складки” с амплитудой в первые десятки метров прослеживаются по отражающим горизонтам, приуроченным к отложениям верхнего ордовика, среднего и верхнего девона и нижнего кембрия [Демин, Караджаев, 1973].

Даниловско-Любимский сегмент приурочен к Рыбинско-Вологодской полосе деформаций, ограниченной одноименными разломами, резко

дискордантными простираю Среднерусского авлакогена (см. рис. 1).

На глубинной модели Московской синеклизы [Буш и др., 2002] 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). 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. 4). 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 [Усанов, 1979; Панченко, 1975].

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,

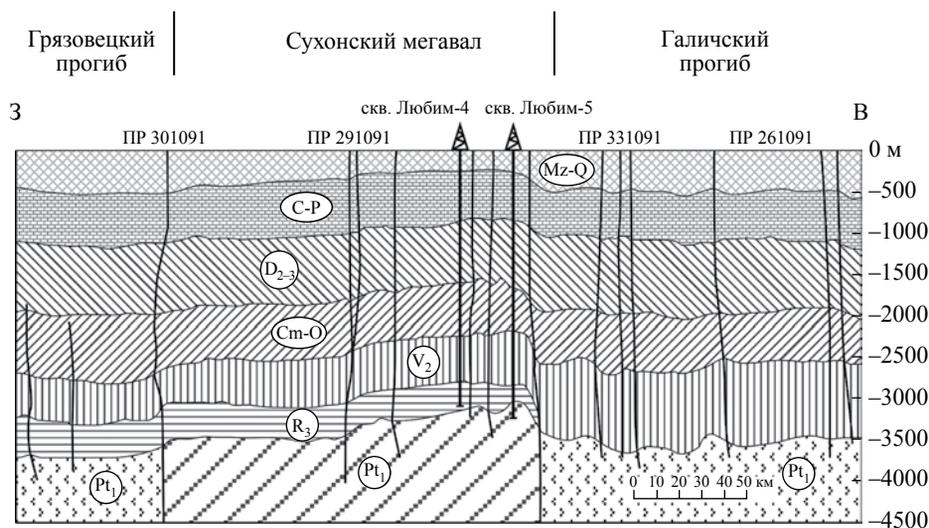


Рис. 4. Сейсмогеологический разрез по фрагменту композитного профиля МОГТ 30-29-33-261091 [Бурганов и др., 1994].

Положение профиля и скважин см. рис. 1, условные обозначения см. рис. 2.

разнозернистые со сланцеватой текстурой, с гнездами светло-серого кварца. В керне скважины Данилов-7 автором наблюдалась мигмативная полосчатость двух генераций – ранняя меланократовая под углом 45–50° и секущая ее лейкратовая под углом 60–70° к горизонту. Степень выветрелости возрастает вверх по разрезу, где близ контакта с осадочными сероцветными отложениями породы фундамента содержат каверны выщелачивания, приобретают тусклый оттенок и светло-зеленую окраску. В составе породы установлены кварц (30%), измененный кордиерит (25%), плагиоклаз (22%), калиевые полевые шпаты (10%), гранат (6%), биотит (3%) [Усанов, 1979].

Скважина Любим-5 на глубине –3034 м вскрыла темно-серые и серые выветрелые у кровли гранат-биотитовые и силлиманит-биотитовые плагиогнейсы с директивными структурами под углом 60–70°, признаками мигматизации и катаклаза. Породы слагают кварц (45%), полевые шпаты (30%), биотит (10%), микроклин (7%), силлиманит (до 18%), гранат (6%) [Каграманян и др., 1975].

Дьяконовские разведочные скважины 1 и 3 вскрыли фундамент на глубинах, около –3000 м. Он сложен сильно выветрелыми в верхней части гранат-биотитовыми плагиогнейсами. В составе главных минералов установлены плагиоклаз (до 30%), кварц (27–32%), биотит (27%), гранат (7–18%), калиевый полевой шпат (9%); в составе второстепенных – рудные минералы, циркон, апатит. Зерна граната часто крупные, неправильной формы. Кварц присутствует в виде зерен неправильной (иногда удлинённой) формы, в виде линзовидных образований и в виде пойкилитовых вростков. В нем резко выражено волнистое погасание. Породы сильно трещиноватые с углом наклона трещин и слоев до 85° (скв. 1) и 60–70° (скв. 3) к горизонтали. Трещины выполнены кварцем и хлоритом [Панченко, 1975].

Доплитный комплекс в грабанах сегмента имеет наименьшие (остаточные) мощности по сравнению с остальными сегментами авлакогена. (см. рис. 2).

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 [Усанов, 1979]. Выделяется несколько пачек псаммитовых и пелитовых отложений мощностью от десятков сантиметров до нескольких десятков метров. Внутри пачек мощности слоев и прослоев варьируют от первых сантиметров до нескольких метров. Песчаники и алевролиты разнозернистые, содержат гальку кварцевых и полевошпатовых пород до 1–3 см, а также линзы и прослой гравелитов мощностью до 15 см. Обломочный материал неокатан и неотсортирован. 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. Состав полевошпатово-кварцевый, реже кварц-полевошпатовый (кварц – от 35 до 92%, полевой шпат от 5 до 30%). Цемент базально-поровый, базальный, поровый, глинисто-пленочный глинисто-хлоритовый; по составу гидрослюди-сто-каолинистый или глинистый с гидроокислами железа. Скопления глинистого материала придают полосчатость отдельным слоям.

Любимские скважины вскрыли рифейские осадочные образования мощностью от 159 (скв. Любим-6) до 382 м (скв. Любим-3) (см. рис. 2). Разрез сложен в основном песчаниками темно-коричневыми, фиолетово-темно-коричневыми, реже голубовато-светло-серыми, кварцево-полевошпатовыми, разнозернистыми, местами переходящими в гравелиты, реже – в конгломераты. В подчиненных количествах присутствуют пропластки и линзы темно-коричневых, реже темно-серых и зеленовато-светло-серых алевролитов и аргиллитов. Песчаники состоят из кластического материала (65%), представленного в основном кварцем, а также плагиоклазами и реже микроклином и слюдой. Зерна полевых шпатов (плагиоклазов) неравномерно серицитизированы и хлоритизированы, имеют неокатанную, угловато-окатанную форму, реже корродированную. Цемент заполнения пор и контактовый, по составу глинистый (каолинит и, возможно, частично хлорит; пропитан гидроокислами железа). Из акцессорных минералов встречены турмалин, гранат, сфен, циркон, минералы группы эпидота (зерна от 0.1–1 до 2 мм) [Каграманян и др., 1975].

Дьяконовские разведочные скважины 1, 2 и 4 вскрыли доплитный комплекс с наибольшей мощностью 88 м (скв. Дьяконово-2). В скважине 1 доплитные отложения вскрыты на полную мощность (22 м) и залегают на породах фундамента [Панченко, 1975]. 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, разновозрастными с базальными слоями рифея, или они синхронны более поздним рифейским образованиям, являясь следствием общего погружения или воздымания этих блоков» [Панченко, 1975, с. 113]. К этой проблеме мы вернемся позже.

Разрез сложен плохо отсортированными пестроцветными псаммитовыми разностями пород, часто гравелитистыми, с прослоями красноцветных аргиллитов, гравелитистых конгломератов и алевролитов. Поверхности напластований подчеркнуты

скоплениями слюд. Для всего разреза, но особенно для прикровельной зоны, характерна кальцитизация по обломочной части и цементу. Гравийно-галечниковый материал представлен плохо окатанными обломками кварцитов, полевых шпатов и пород фундамента. Песчаники слабо отсортированы, содержат включения гравия и гальки; обломочный материал угловатый и неравномерно окатанный. Цемент в песчаниках глинистый, базального типа, реже пленочный, ожелезненный. В составе установлены кварц (50–90%), полевой шпат (5–40%), обломки пород (до 10%), слюды (до 1%). Минеральный состав песчаников в количественном отношении варьирует в широких пределах, что может говорить об изменчивости направлений и источников сноса [Панченко, 1975].

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. 2). 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. 4). Наблюдаемая антиформа с амплитудами 100–150 м относится к крупному образованию плитного чехла – Сухонскому (Рыбинскому–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 Галичский 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 [Геология..., 1985]. Мегавал объединяет систему протяженных асимметричных валов, которые, в свою очередь, состоят из четко-образно 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 [Делюсин и др., 1970; Буслович, 2008]. Примечательно, что флексуры осадочного чехла во всех блоках приурочены к наиболее крутым бортам впадин фундамента [Делюсин и др., 1970].

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 обращенная¹ структура видимой шириной около 90 км, но и с учетом нелинейной прокладки профиля, не менее 70 км (рис. 5). 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 отложенный 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, предположительно относящаяся к рифею [Шапов, Бурганов, 1999]. 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 (см. рис. 5).

Фундамент бурением не вскрыт. По данным сейсморазведки предполагается на глубинах до –4500 м [Шапов, 2001].

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

Верхняя пачка (2156–2318 м; обнорская свита²) представлена мелко- и среднезернистыми полевошпатово-кварцевыми песчаниками розовато-коричневой окраски с тонкими прослоями алевролитов. Среди минералов тяжелой фракции в этих породах главенствующая роль принадлежит гранатам [Золотов и др., 1971].

Средняя пачка (2318–2925 м; костромская свита) сложена преимущественно красноцветными мелкозернистыми песчаниками слюдисто-кварцево-полевошпатового состава. Подчиненные положения занимают в верхней части пачки светло-серые

¹ 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 [Толковый..., 2002]. Ниже будет показано, что инверсионные движения не являлись необходимым условием для формирования Солигаличской и Рослятинской обращенных структур.

² Названия свит приведены по [Кирсанов, 1970].

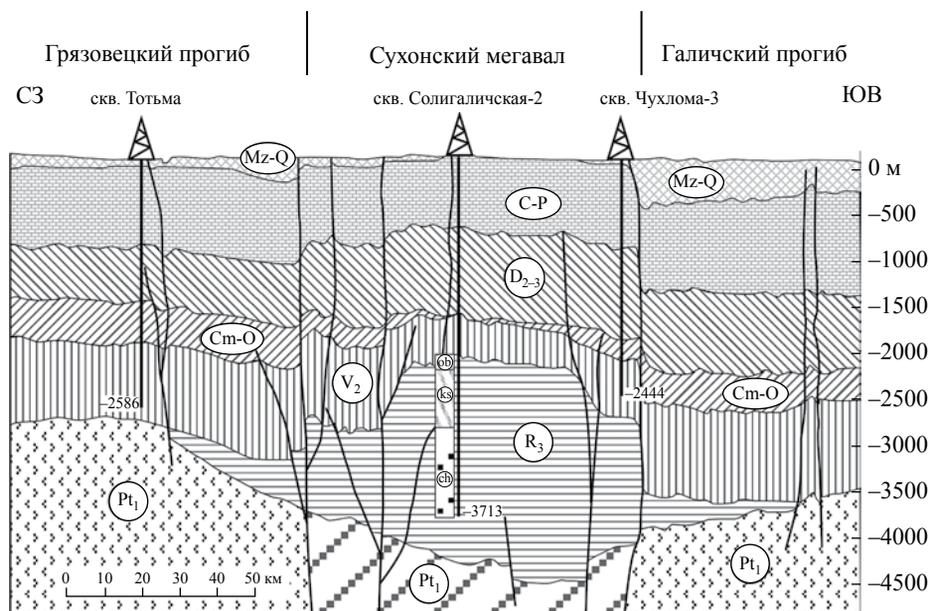


Рис. 5. Сейсмогеологический разрез по фрагменту профиля МОГТ IV-IV [Шамов, Бурганов, 1999].
Условные обозначения см. рис. 2. Положение профиля и скважин см. рис. 1.

разнозернистые песчаники, а в нижней — прослой красновато-коричневых и реже зеленовато-серых сильно слюдистых аргиллитов. Цемент песчаников гидрослюдистый, каолиновый, хлоритовый, железистый. В тяжелой фракции наряду с гранатом широко распространены эпидот, сфен, в меньшей степени рутил и черные рудные минералы.

Нижняя пачка (2925—3863 м; чухломская свита) отличается более грубым составом обломочного материала. Здесь преобладают красноцветные грубозернистые аркозовые песчаники, гравелиты и брекчии, сцементированные глинистым и глинисто-хлоритовым материалом. Обломочный материал плохо отсортирован и неокатан, что свидетельствует о близости источника сноса. Среди минералов тяжелой фракции в большом количестве присутствуют гранаты и черные рудные минералы, увеличивается количество анатаза, а сфен, эпидот и рутил почти полностью исчезают.

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. 2). Песчаники красно-коричневые, коричневые, иногда белые, мелко- и разнозернистые, прослоями с гравийными зернами, с подчиненными прослоями слюдистых алевролитов и аргиллитов красного цвета. Характерный минералогический комплекс включает гранат, ильменит, магнетит, бурые гидроокислы железа, эпидот, сфен, биотит. Содержание полевых шпатов высокое. Бурение остановлено в отложениях средней пачки на глубине —2263 м. Песчаники сиренево-коричневые, коричневые,

крупно- и среднезернистые с прослоями слюдистых алевролитов, зеленых и коричневых аргиллитов. Характерный минералогический комплекс: эпидот, гранат, ильменит, магнетит, бурые гидроокислы железа, сфен, мусковит, полевые шпаты.

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. 5).

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. 5). 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

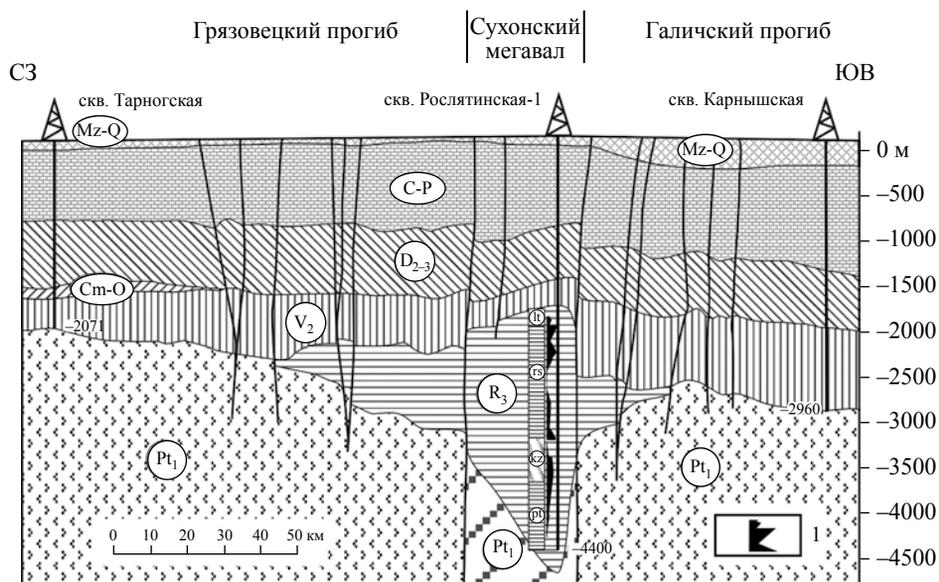


Рис. 6. Сейсмогеологический разрез по фрагменту профиля МОГТ V-V [Шамов, 2001a].

1 — интервалы с повышенным содержанием эпидота в тяжелой фракции отложений [Чамов, 2015]. Остальные условные обозначения см. рис. 2. Положение профиля и скважин см. рис. 1.

сечения бортовыми разломами авлакогена, составляет около 50 км (рис. 6). Несмотря на деформированность, первичная структура Рослятинского грабена, прослеживается довольно уверенно. Крутой юго-восточный и более пологий ступенчатый северо-западный 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 [Делюсин и др., 1970]. Бобровская параметрическая скважина № 1 на глубине –2794³ м вскрыла тонко- и крупнокристаллические габбро-диабазы с признаками регрессивного метаморфизма [Ерёменко, 1974].

Доплитный комплекс имеет наибольшую в масштабах всего авлакогена мощность — 2699 м (см. рис. 2). В силу асимметричности грабена рифейские отложения быстро выклиниваются в северо-западном направлении (см. рис. 6). 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 отложений⁴.

Пачка 6 (1853–2038 м; литоминская свита⁵) представлена переслаиванием песчаников, алевролитов, аргиллитов. Цвет коричневый, темно-коричневый, красновато-коричневый, редко зеленовато-серый. Песчаники средне-мелкозернистые, слоистые и неслоистые. В составе песчаных пород присутствуют кварц (60–80%), полевые шпаты (10%), слюда, акцессории (сфен, эпидот, гранат, титансодержащие), рудные минералы, хлориты.

Пачка 5 (2038–2176 м; верхняя часть рослятинской свиты) сложена серыми алевролитами и аргиллитами. В подчиненном количестве присутствуют песчаники хорошо и средне сортированные с кварцем (50%), обломками кремнистых и глинистых пород (до 40%), пластинками слюд (10–20%), зернами полевых шпатов (10–20%), хлорита и эпидота.

Пачка 4 (2176–2702 м; средняя часть рослятинской свиты) сложена серыми, зеленовато-серыми алевролитами и аргиллитами с прослоями и линзами песчаников. В песчаниках присутствуют

⁴ Приводится по [Горбачев, 1973] и результатам изучения керна автором.

⁵ Названия свит приведены по [Кирсанов, 1970]. Исключение составляет пачка 2, которую В.В. Кирсанов выделил как обнорскую свиту. При этом разрез Рослятинского сегмента не коррелируется с разрезом Даниловско-Любимского сегмента, где обнорская свита представлена весьма широко. Для предотвращения некорректных ассоциаций в статье пачка 2 сопоставлена с кожуховской свитой, выделенной в составе вологодской серии рифея А.А. Клевуцовой [1971].

³ По [Гипсометрическая..., 2001].

кварц (75–90%), полевые шпаты (плагноклаз и микроклин), кальцит, кварцит, слюды, акцессорные (эпидот 60%, гранат, циркон) и рудные минералы.

Пачка 3 (2702–3288 м; нижняя часть рослятинской свиты) преимущественно сложена зеленовато-серыми аргиллитами с маломощными прослоями песчаников и алевролитов. Алевролиты зеленовато-темно-серые, крупнозернистые, слюдистые, слоистые, хорошо сортированные. Тонкие прослои и линзы светло-серых и зеленовато-серых кварцевых мелкозернистых слюдистых песчаников. В алевролитах обломочная часть сложена кварцем, слюдой, хлоритом, полевыми шпатами, акцессорными минералами (эпидот 35–45% до 60%, гранат, циркон). Слюды представлены биотитом (преобладает) и мусковитом.

Пачка 2 (3288–3778 м; кожуховская свита) объединяет песчаники, алевролиты и аргиллиты. Алевролиты зеленовато-темно-серые, темно-коричневые. Песчаники зелено-серые, серые, коричневатокрасные, мелко и среднезернистые, слюдистые, среднесортированные. В составе обломочной части присутствуют кварц, полевые шпаты, акцессорные минералы (эпидот 25–35%; сфен, гранат, циркон, цоизит, хлорит и слюды в малом количестве).

Пачка 1 (3778–4552 м; путиловская свита) представлена аргиллитами с тонкими (3–5 см) прослоями песчаников. Аргиллиты зелено-серые, темно серые, до черных, слюдистые, тонкослоистые, иногда переходящие в алевролиты. Песчаники светло-серые, зеленовато-серые, мелко и среднезернистые, местами косослоистые. В обломочной части преобладает кварц, незначительная примесь полевых шпатов (плагноклаз и микроклин), слюд, акцессорных минералов (эпидот – до 50%, сфен, гранат) и обломки различных кристаллических пород.

Сходный по строению разрез рифея мощностью 945 м вскрыт Бобровской параметрической скважиной № 1 на северо-восточном фланге сегмента [Ерёменко, 1974].

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. 6). 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 [Кузьменко и др., 1991; Буш и др., 2002].

Представления об инверсионной природе Рослятинской обращенной структуры и других элементов

Сухонского мегавала 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) [Золотов и др., 1971]. 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 [Делюсин и др., 1970]. 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 П-с).

Как видно из разреза (см. рис. 2, рис. 6) большая часть спорного интервала представлена отложениями пачки 6, которую В.В. Кирсанов [1970] рассматривал как литоминскую свиту рослятинской серии. С рифейскими отложениями в смежных сегментах авлакогена свита не коррелируется, однако, судя по фазиальному и минералогическому составу (см. описание разреза), 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 грабеном с меньшим (по сравнению со смежными сегментами) объемом накопленных осадков?

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-Молоковско-го 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

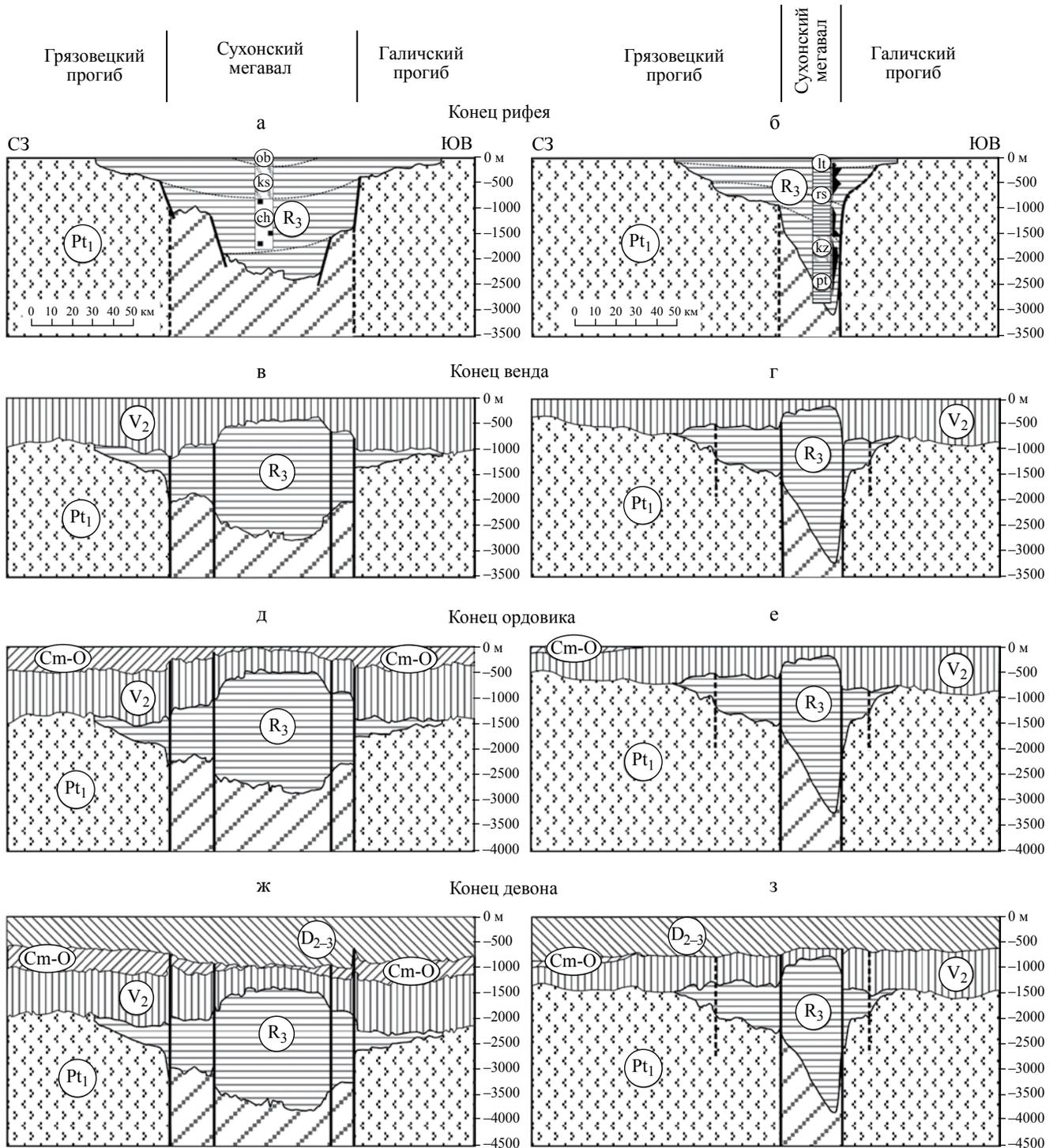


Рис. 7. Палеоструктурные разрезы Солигаличского и Рослятинского сегментов вдоль фрагментов профилей МОГТ IV-IV и V-V (см. рис. 5, рис. 6).

Выравнивание по: а, б – подошве V_2 (конец рифея); в, г – кровле V_2 (конец венда); д, е – кровле Cm-O (конец ордовика); ж, з – кровле D_{2-3} (конец девона).

Условные обозначения см. рис. 2. Положение профилей и скважин см. рис. 1.

чехла 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. 7).

На палеоструктурном разрезе Солигаличского сегмента для конца рифея (завершение накопления доплитного чехла) современный сейсмокомплекс R_3 (см. рис. 5) трансформируется в асимметричную структуру, напоминающую перевернутую тульей вниз шляпу (см. рис. 7а). 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. 3).

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 пологий депрессии проседания. Такая этапность характерна для развития осадочных бассейнов Среднерусско-Беломорской провинции [Чамов, 2016а, б].

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. 2). 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. 7а). Хотя скважина Солигалич-2 не вскрыла полный разрез рифея, но представление о том, что нижнюю часть грабена слагают 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» [Чамов, 2016а, б].

Композитный профиль Рифей IV имеет сложную конфигурацию, поэтому намеченные на рис. 7а 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. 6) трансформируется в резко асимметричный грабен с крутым юго-восточным (главный сброс) и более пологим ступенчатым северо-западным бортами (см. рис. 7б). 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.

Модель развития Рослятинского грабена подробно изложена в работах [Чамов, 2015, 2016а]. В контексте данной статьи 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. 7б). 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. 7б). Подошву верхней части пачки 6 (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. 7а, 7б).

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. 7в, 7г). 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. 7д–з). К концу девона морфология обращенных структур была полностью определена и не претерпела принципиальных изменений при прогрессивном погружении региона в карбоне и перми.

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. На основании принятых мощностей были определены глубины положения кровли доплитного сейсмокомплекса в конце крупных геологических этапов (табл. 2) и построены графики погружения четырех сегментов авлакогена (рис. 8).

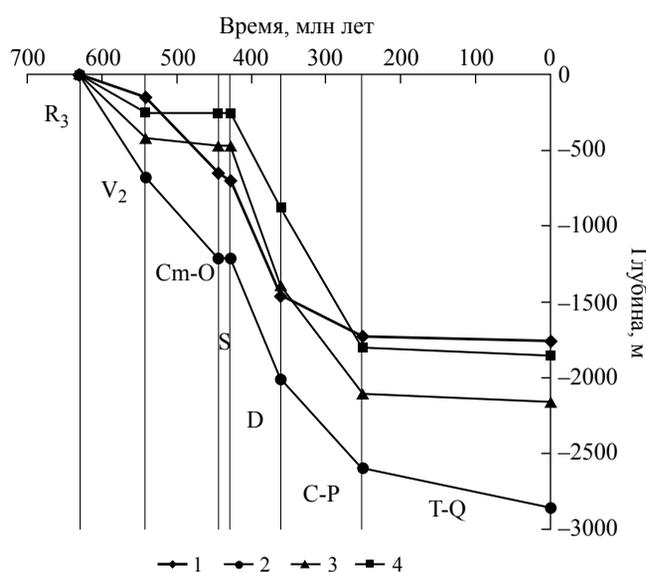
Анализ полученных данных показывает, что геологическая история Валдайско-Молоковского сегмента заметно отличается от других тектоно-седиментационных частей авлакогена. На плитной стадии развития платформы этот сегмент испытывал постоянное прогрессивное погружение (см. рис. 8). В отличие от других сегментов, наименьшие по глубине и скорости нисходящие движения происходили

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

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

**Рис. 8.** Графики темпов погружения сегментов авлакогена

1—4 — сегменты: 1 — Валдайско-Молоковский, 2 — Даниловско-Любимский, 3 — Солигаличский, 4 — Рослятинский.

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.

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.

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 простираению 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 глубовыми отложениями (скв. Любим 3) присутствуют грубые плохо сортированные пестроцветные отложения с грубой косою слоистостью, вариациями углов напластований и другими признаками тектонически беспокойного 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. 2).

На основании рассмотренных выше закономерностей региональной структуры, взаимоотношения главных линейных элементов пояса аномальной консолидированной коры, строения осадочных разрезов, а также с учетом выполненных структурных реконструкций и полученных оценок темпов погружения локальных сегментов, рассмотрим возможную 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 [Костюченко, Солодилов, 1997; Аксенов, 1998; Глубинное..., 2010; Bogdanova et al., 2008 и др.]. Автор разделяет эти представления и в ряде работ рассматривает возможность существования палеопротерозойского коллизионного сооружения (корового кряжа) на месте заложения в неопротерозое Среднерусского авлакогена [Чамов, 2016а]. 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 гигабиссальных глубинах граниты/гранодиориты с плотностями около 2.9 г/см³, 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-выдавливанию гранитизированных масс по сдвиговым зонам (детachmentам) формировались пласты динамометаморфизованных пород – бластомилонитов [Чамов, 2016а]. 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 [Чамов, 2016а]. Осевая часть пояса, изначально связанная с областью наибольшей мигматизации вдоль оси кряжа, а затем подвергшаяся максимальным дислокациям при его распаде, стала наиболее пронизываемым 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 [Ebinger, 1989; Ring, 1994]. При этом организация результирующих структур отражает стремление растущего рифтогена развиваться таким образом, чтобы минимизировать механические затраты на деформирование [Тевелев, 2002].

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. 9а).

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 [Чамов, 2015, 2016а]. Характер таких взаимоотношений отражен как в глубинах образованных бассейнов, так и в строении осадочных разрезов. При секущих сбросах, особенно в случаях полого 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 невоскрываемой 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 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). Ранее было предположено, что Оршанская впадина развивалась как депрессия, компенсирующая присущие переходному этапу развития платформы значительные горизонтальные перемещения блоков [Чамов, 2016а, б]. 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. 9в).

Закономерности появления областей сжатия и растяжения в связи с изгибом регионального сдвига достаточно подробно рассмотрены в геологической литературе [Cloos, 1928; Riedel, 1929; Tchalenko, 1970; Wilcox et al., 1973; Strike-slip deformation..., 1985; Тевелев, 2005; Mann et al., 2007 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. 9в, 9г). Поскольку данная область пространственно совпадает с Даниловско-Любимским сегментом авлакогена, то именно здесь произошел размыв большей части доплитного чехла. Кроме того, на фоне

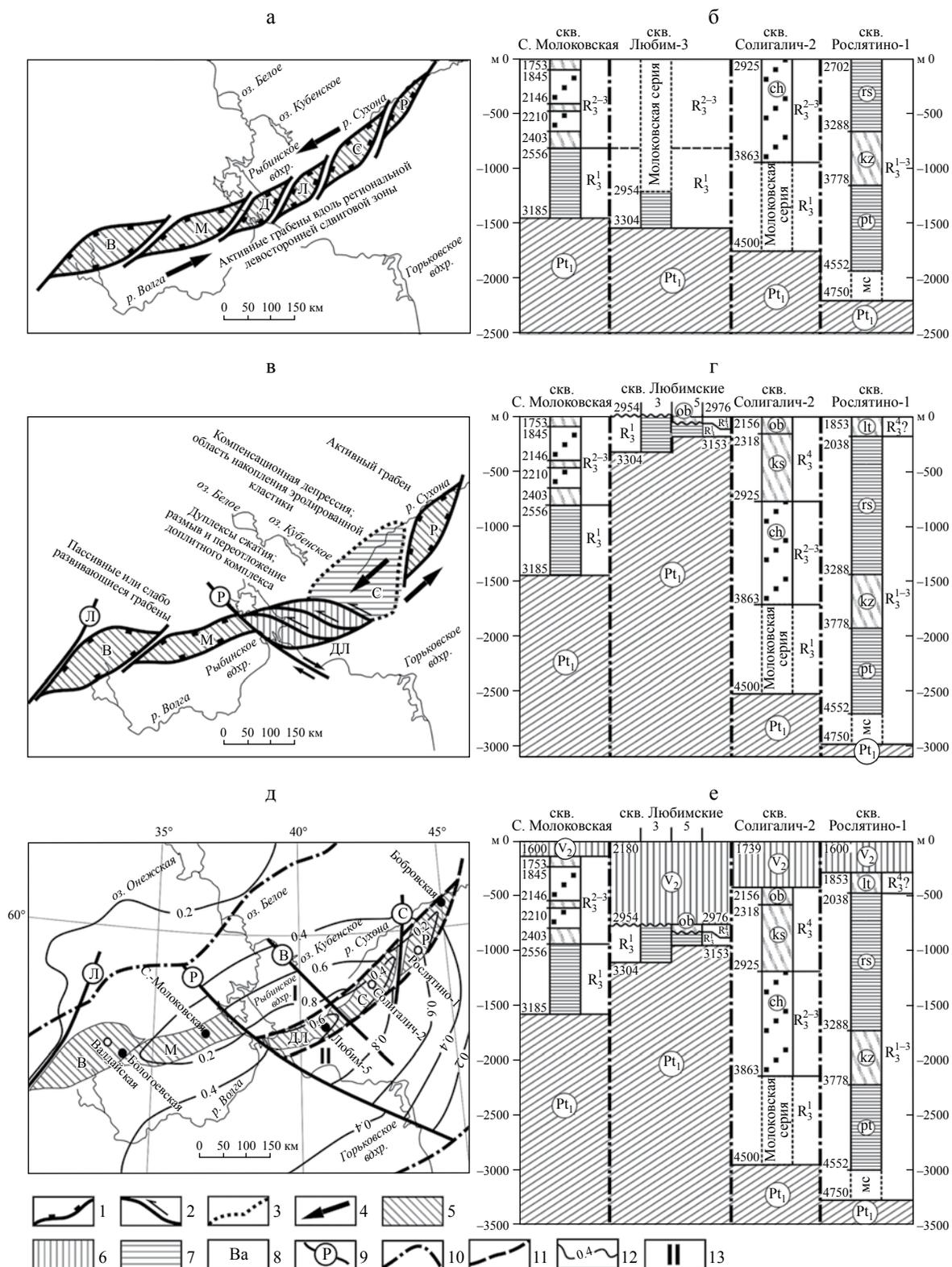


Рис. 9. Схема изменения тектоно-седиментационных обстановок на разных этапах развития авлакогена и синеклизы. 1 — сдвиг-сбросы; 2 — сдвиг-взбросы; 3 — литологические границы депрессий; 4 — региональные сдвиги; 5-7 — отложения: 5 — грабен авлакогена, 6 — реликтовые и новообразованные в области выжимания, 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;

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. 9г). Эти грубые пролювиальные пестроцветы залегают как непосредственно на фундаменте (скв. Даниловская-4, Дьяконовская-1), так и на реликтах глубоководных озерных отложений, например, в скважинах Любимские 4 и 5 (см. рис. 2, рис. 9г).

Выведение в область эрозии большого объема тектонически мобилизованного материала сопровождается появлением пригодных для седиментации пространств, компенсирующих сжатие и выполняемых выносимой из области выжимания кластикой [Копп, 1997]. К семейству таких компенсационных депрессий, не имеющих разломных ограничений, но непосредственно примыкающих 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. 9г).

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

Развитие грабенов Валдайско-Молоковоского 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. 9д). 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 Молоковоского грабена к Рыбинскому разлому. Здесь, после образования сброса, могло иметь место изостатическое «всплывание» края лежащего блока.

Прогрессивное развитие Грязовецко-Галичского полуграбена сопровождалось ступенчатым погружением сегментов, причем, как показывают оценки темпов, тем интенсивнее, чем ближе они расположены по отношению к магистральному сбросу – Рыбинскому разлому (см. рис. 9е). 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 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. 4, рис. 5, рис. 6).

Гипсометрическое положение любого блока земной коры определяется законами изостазии [Толковый..., 2002]. 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 3.0 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.

11 – активизированные бортовые разломы авлакогена; 12 – стратоизогипсы подошвы плитного комплекса для конца венда; 13 – вторичные полуграбены сброшенного блока: I – Грязовецкий, II – Галичский. Остальные условные обозначения см. рис. 1, 2.

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.

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 синеклизы.

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 предопределены задолго до начала рифтогенных процессов в неопротерозое. Предшествовавшие им мигматизация пород, декомпрессионное гранитообразование и динамометаморфизм при распаде коллизионного кряжа в палеопротерозое 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 сквозькорového 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.

Работа выполнена в рамках темы “Влияние тектонических процессов на развитие осадочного чехла платформенных областей” (№ регистрации ФАНО РФ 0135-2014-0072).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аксенов Е.М. История геологического развития Восточно-Европейской платформы в позднем протерозое / Автореф. дисс. ... доктора геол.-мин. наук. СПб.: ИГГД РАН, 1998. 48 с.

Богданов А.А. О некоторых общих вопросах тектоники древних платформ // Сов. геология. 1964. № 9. С. 3–28.

- Владимирова Т.И., Капустин И.Н., Орлов В.П., Федоров Д.Л.* Объяснительная записка к Гипсометрической карте поверхности кристаллического фундамента центральной и северной частей Восточно-Европейской платформы масштаба 1:2500000. СПб.: ВСЕГЕИ, 2001. 71 с.
- Гарецкий Р.Г.* Авлакогены платформ Северной Евразии // Геотектоника. 1995. № 4. С. 16–28.
- Гарецкий Р.Г.* Основные черты тектоники и геодинамики Восточно-Европейской платформы // Актуальные проблемы геологии нефти и газа. М.: ФГУП Изд-во «Нефть и газ» РГУ нефти и газа, 2005. С. 19–56.
- 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.
- Геология и нефтегазоносность Восточно-европейской платформы / Под ред. В.В. Бронгулеева. М.: Изд-во МГУ, 1985. 288 с.
- Гипсометрическая карта поверхности кристаллического фундамента центральной и северной частей Восточно-Европейской платформы масштаба 1:2500000 / Под ред. Д.Л. Федорова, В.П. Орлова. СПб.: ВСЕГЕИ, 2001. 1 л.
- 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. + комплект цветных приложений. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2010. Т. 1. 408 с. + 48 с. цв. вкл. Список литературы помещен во второй том (РОСНЕДРА, РАН, ГЕОКАРТ).
- 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.
- Кирсанов В.В.* Новые данные по стратиграфии рифейских отложений востока Русской платформы // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1970. Т. XIV. № 3. С. 12–25.
- Клевцова А.А.* Об основных чертах истории Русской платформы в рифее // Изв. вузов. Геология и разведка. 1971. № 7. С. 3–14.
- Копп М.Л.* Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с.
- 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.
- Кропоткин П.Н., Валяев Б.М., Гафаров Р.А. и др.* Глубинная тектоника древних платформ северного полушария. М.: Наука, 1971. 390 с.
- 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. С. 120.
- Милановский Е.Е., Никишин А.М., Фурне А.В.* Рифейская эволюция Восточно-Европейского кратона // ДАН. 1994. Т. 339. № 4. С. 513–517.
- Нагорный М.А.* Тектоника Волыно-Среднерусской системы прогибов. Минск: Наука и Техника, 1990. 105 с.
- Тевелев А.В.* Сдвиговая тектоника / Учебное пособие. М.: Изд-во МГУ, 2005. 254 с.
- Толковый словарь английских геологических терминов. М.: Министерство природных ресурсов Российской Федерации (МПР РФ), Межрегиональный центр по геологической картографии (МЦГК «Геокарт»), 2002.
- 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.
- Хаин В.Е.* Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. М.: Недра, 1977. 359 с.
- Чамов Н.П.* Локальная тектоника и седиментация в грабенах Среднерусского авлакогена (Восточно-Европейская платформа) // Литология и полез. ископаемые. 2015. № 6. С. 549–562.
- Чамов Н.П.* Строение и развитие Среднерусско-Беломорской провинции в неопротерозое // Тр. ГИН РАН. Вып. 609. М.: ГЕОС, 2016а. 234 с.
- Чамов Н.П.* Строение и этапы развития катаплатформенного чехла Среднерусско-Беломорской провинции // Литология и полез. ископаемые. 2016б. № 6. С. 547–563.
- Шатский Н.С.* Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы // Избранные труды. Т. II. М.: Наука, 1964в. С. 369–425.
- Шахновский И.М.* Геологическое строение и нефтегазоносность авлакогенов Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1988. 119 с.

Геологические отчеты, хранящиеся в Российском федеральном геологическом фонде “РОСГЕОЛФОНД” при Федеральном агентстве по недропользованию “РОСНЕДРА”

Бурганов Р.Х., Пестовский Е.И., Телегин В.М. Отчет СРП № 10/90–92 о результатах региональных сейсморазведочных работ МОГТ на Рыбинско-Кировской площади в пределах Московской синеклизы и Волго-Уральской антеклизы по профилю Пошехонье-Володарск-Любим-Кологрив-Вохма-Халту-

рин-Омутнинск-Верхняя Слудка с целью изучения геологического строения осадочного чехла на основе стратиграфического анализа в 1990–1992 гг. Кострома: Центр геофизика, Костромская ГФЭ, 1994. 299 л.

Буслович А.Л. Тектонические структуры Вологодской области в связи с поисками полезных ископаемых / А.Л. Буслович // Масштабы географии: первые чтения памяти Ю.Д. Дмитриевского: сб. науч. ст. Вологда, 2008. С. 106–124.

Буш В.А., Блох Ю.И., Казьмин В.Г. и др. Разработка глубинной модели Московской синеклизы. М.: Аэрогеофизика, 2002. 365 л.

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.

Демин Н.И., Караджаев А.Т. Сводный геологический отчет о результатах структурно-параметрического бурения на Молоковской площади. Ярославль: Ярославнефтегазразведка, 1973. 37 л.

Ерёменко В.М. Геологический отчет о результатах бурения Бобровской параметрической скважины № 1 в Нюксеницком районе Вологодской области. Ярославль: ЯНГР, 1974.

Ивашковский И.Ф. Геологический отчет о результатах бурения Бологоевской параметрической скважины № 1 в Бологоевском районе Калининской области. Ярославль: Ярославнефтегазразведка, 1972. 350 л.

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.

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.

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.

Усанов Н.А. Результаты поискового бурения на нефть и газ на Даниловской площади в 1967–1976 гг. Ярославль: ЯНГР, 1979.

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 НПП «Недра», 2001.

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.

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.

Bogdanova S.V. The East European Craton: some aspects of the Proterozoic Evolution in South-West // Mineralogical Society of Poland. Special Papers. 2005. V. 26. P. 18–24.

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

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

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.

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.

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

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.

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.

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

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