УДК 551

СТРОЕНИЕ И ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ КАТАПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА СРЕДНЕРУССКО-БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ

© 2016 г. Н.П.Чамов

Геологический институт РАН 119017 Москва, Пыжевский пер. 7 E-mail: nchamov@yandex.ru Поступила в редакцию 17.05.2016 г.

В статье приведены результаты корреляции сейсмокомплексов (по материалам сейсморазведки MOB OГТ) и лито-стратиграфических элементов (по результатам бурения) доплитного осадочного разреза. По строению и взаимному расположению сейсмокомплексов, а также по составу и фациальным чертам литологических разностей установлены три последовательные стадии формирования катаплатформенного чехла Провинции: 1) главная стадия грабенообразования в Среднерусском и Беломорско-Пинежском регионах), 2) завершающая стадия грабенообразования – начальная стадия пострифтового погружения во всех регионах и 3) образование не рифтогенной депрессии – "протосинеклизы" в Оршанском регионе. Предложена модель формирования Оршанской впадины.

DOI: 10.7868/S0024497X16060045

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ И СУЩЕСТВУЮЩИЕ ПРОБЛЕМЫ

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). Это сложный полигенный мегабассейн развивавшийся от неопротерозоя до позднего фанерозоя и структурно эволюционировавший от зоны рифтогенеза до зрелой платформы.

В строении осадочного чехла Провинции участвуют два структурных мегакомплекса – катаплатформенный (нижнебайкальский верхнего рифея – нижнего венда) и ортоплатформенный (верхнебайкальский, каледонский, герцинский и киммерийско-альпийский верхнего венда – антропогена) [Гарецкий, 1995; Гарецкий, Нагорный, 2011].

Катаплатформенный этап развития представляет особый интерес из-за многообразия тектоно-седиментационных обстановок. Определяющие этот период крупные сдвиговые смещения в теле кратона привели к формированию характерных структур растяжения — грабенов и авлакогенов. С его завершением связана грандиозная тектоническая реорганизация на рубеже раннего и позднего венда — переход от рифтогенной деструкции кратона к его стабилизации и формированию плитного чехла в областях обширного погружения. Эта смена определила как характер дальнейшего структурного и геоморфологического развития континентального массива, так и закономерности размещения в его пределах месторождений полезных ископаемых.

Катаплатформенный структурный комплекс объединяет тектоно-седиментационные системы, заключенные между протерозойскими метаморфическими породами цоколя платформы и отложениями ортоплатформенного чехла. Как правило, они представлены приразломными грабенами, которые часто образуют протяженные цепочки, тяготеющие к осевым частям Провинции (см. рис. 1).

Комплекс перекрывают отложения ортоплатформенного чехла, подошвой которому служат верхневендские преимущественно глинистые отложения редкинской свиты. Благодаря петрофизическим свойствам этих отложений граница между мегакомплексами осадочного чехла платформы легко устанавливается по каротажу как "высокоомный горизонт".

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) [Чамов, 2016].



Рис. 1. Доплитные тектоно-седиментационные системы Среднерусско-Беломорской провинции. 1 – границы структурно-вещественных комплексов фундамента; 2–4 – доплитные тектоно-седиментационные системы регионов Провинции: 2 – Оршанского (Ор – Оршанская впадина), 3 – Среднерусского (грабены: Ва – Валдайский, Тп – Торопецкий, Ос – Осташковский, Мо – Молоковский), 3 – Беломорско-Пинежского (грабены: Сд – Северо-Двинский, Кп – Кепинский, Кр – Керецкий, Лш – Лешуконский, Ум – Усть-Мезенский, Чп – Чапомский); 5 – пояса разломов и деформаций: ПКПР – Полоцко-Курземский, по [Гарецкий, Каратаев, 2009], ТВПД – Торопецко-Велижский, по [Костюченко и др., 2008]; 6 – разломы установленные и предполагаемые, по [Разломы ..., 2007; Чамов, 2016]; 7 – линии выклинивания осадочного выполнения бассейнов; 8 – сейсмические профили МОГТ: ЧОУ – Чериков-Орша-Усвяты [Разломы ..., 2007], ТВГ – Торопец-Велиж-госграница [Костюченко и др., 2008]; ВДН – Валдай-Демянск-Наход [Костюченко и др., 2007]; 8 – скважины, по [Гипсометрическая ..., 2001; Разломы, 2007]: *а* – достигшие кристаллического фундамента, *б* – остановленные в осадочных породах рифея.

На врезке – положение доплитных тектоно-седиментационных систем в структуре Восточно-Европейской платформы.

Несмотря на теоретический и практический интерес геологов с начала 40-х годов XX-го столетия к отложениям катаплатформенного чехла, многие вопросы его строения остаются спорными. Связано это в первую очередь с низкой плотностью покрытия территории сейсмическими профилями и глубокими буровыми выработками, причем полный рифейско-вендский разрез вскрыт единичными скважинами.

В области литологии важнейшими остаются вопросы о строении, условиях формирования и промышленном потенциале отложений катаплатформенного чехла. Наиболее труднорешаемой проблемой является установление возраста отложений, выполняющих разобщенные грабены и прогибы. Неопределенность структурных соотношений катаплатформенных тектоно-седиментационных систем крайне осложняет задачу корреляции рифейско-ранневендских отложений. По этим проблемам у исследователей всегда существовали разногласия и предлагались разные варианты их решения. Как следствие, по-прежнему актуальны вопросы времени образования, взаимоотношения и тектонической природы главных неопротерозойских структур Провинции — Среднерусского авлакогена, Беломорско-Пинежских грабенов и Оршанской впадины.

В задачу данной статьи входит сейсмофациальная характеристика и проведение корреляции элементов катаплатформенного разреза как в составе главных структур регионов, так и между ними в масштабе Провинции.

Для этого на сейсмических профилях МОГТ установлены сейсмокомплексы, отличающиеся друг от друга по протяженности, углам наклона и динамической интенсивности ограничивающих и внутренних отражений. Материалы сейсморазведки увязаны с результатами бурения, и сейсмокомплексы приведены в соответствие с литологостратиграфическими элементами катаплатформенного чехла. Положение сейсмокомплексов в разрезе и фациальный анализ соответствующих им отложений позволили наметить этапы формирования элементов катаплатформенного чехла и сопутствующие им тектоно-седиментационные обстановки.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Сейсмофациальная характеристика катаплатформенного чехла

<u>Сейсмокомплекс R_{3}^{4} ог¹ развит повсеместно на территории Оршанской впадины (рис. 2). Он характеризует верхнюю часть доплитного или катаплатформенного осадочного чехла.</u>

В сечении профиля ЧОУ сейсмокомплекс имеет четковидное строение за счет схождения и расхождения верхней и нижней граничных поверхностей. Внутри комплекса отражения динамически выражены отчетливо, но волнисты, прерывисты и не конформны с какой-либо из граничных поверхностей. Общая форма отражений свидетельствует о широком развитии линзовидных образований и многочисленных выклиниваниях. Достаточно отчетливо прослеживаются полого падающие в южном направлении серии отражений, характерные для граничных поверхностей клиноформных осадочных тел. С определенной долей условности в составе сейсмокомплекса можно выделить три сейсмопачки $(R_3^{4-1} - R_3^{4-3})$, взаимоотношения которых в разрезе

свидетельствуют о проградационном (с севера на юг в сечении профиля) характере седиментации (см. рис. 2).

Анализ материалов сейсморазведки по профилю МОГТ ЧОУ и результатов бурения скважины Бо-

гушевск-2 показывает, что сейсмокомплекс R_3^4 ог соответствует отложениям белорусской серии рифея, а поверхности разделов входящих в его состав сейсмопачек согласуются с границами руднянской и оршанской свит, которые составляют основной объем катаплатформерного чехла на территории Оршанской впадины. Так, поверхность раздела нижней R_3^{4-1} и средней R_3^{4-2} сейсмопачек приурочена в скважине Богушевск-2 к глубине 1363 м, то есть к границе руднянской и оршанской свит белорусской серии (см. рис. 2). Поверхность раздела средней R_3^{4-2} и верхней R_3^{4-3} сейсмопачек расположена на глубине 1070 м, где бурением установлено появление литологически специфичной верхней подтолщи оршанской свиты.

<u>Сейсмопачка \mathbb{R}_{3}^{4-1} </u> прослеживается в пределах Ошанской впадины, Усвятского грабена и Велижской седловины. Сейсмопачка имеет веретенообразное сечение, срезается в районе пикета 105 км на сейсмопрофиле ТВГ по принципу кровельного прилегания и выклинивается как подошвенное налегание около пикета 30 км на сейсмопрофиле ЧОУ (см. рис. 2).

Сейсмопачка соответствует руднянской свите мощностью до 302 м, которая залегает в основном на кристаллическом фундаменте и лишь в скважине Руднянская-1 — на шеровичской серии, перекрывается оршанской свитой или более молодыми отложениями рифея (лапичская свита) или венда [Геология ..., 2001; Веретенников и др., 2005].

В переделах свиты выделяются три пачки (рис. 3), в строении которых преобладают мелкозернистые песчаники и крупнозернистые алевролиты с прослоями средне- и мелкозернистых песчаников, глин и глинистых алевролитов. Песчани-

¹ Индекс ог обозначает приуроченность сейсмокомплекса к Оршанскому региону.





ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ <u>№</u> 6 2016 ки и алевролиты олигомиктовые и мезомиктовые, изредка кварцевые, обычно слабо- и среднесцементированные, с глинистым, в отдельных разрезах и прослоях доломитовым цементом. Окраска пород преимущественно красноцветная (пятнами, полосами, прослоями), в верхней части сероцветная. Для большинства разрезов характерно ритмичное строение, наличие внутриформационных размывов, прослоев и включений глинистых катунов [Геология ..., 2001].

<u>Сейсмопачка</u> \mathbf{R}_{3}^{4-2} прослеживается вдоль всего сейсмопрофиля ЧОУ с нарастанием мощности и погружением граничных поверхностей в южном направлении. В образе волнового поля на сейсмопрофиле ТВГ не проявляется.

Сейсмопачка R_3^{4-2} соответствует сходным по минеральному составу нижней и средней подтолщам оршанской свиты белорусской серии (см. рис. 3). Слагают свиту литологически однообразные, преимущественно красноцветные хорошо окатанные и отсортированные кварцевые песчаники. Наиболее грубые отложения тяготеют к основанию свиты, где близ подошвы (7–10 м) песчаники нередко переходят в гравийно-галечные конгломераты с базальным грубопесчаным цементом. Гравий и галька представлены жильным кварцем, кварцито-песчаниками, выветрелыми магматическими породами [Геология ..., 2001].

<u>Сейсмопачка</u> \mathbb{R}_{3}^{4-3} по характеру залегания сходна с нижележащей, для нее также характерно нарастание мощности и погружение граничных поверхностей в южном направлении. Не исключено, что отложения подтолщи срезаются отложениями ортоплатформенного чехла уже в пределах Суражского поднятия и над Усвятским грабеном отсутствуют.

Сейсмопачка характеризует специфическую по составу верхнюю подтолщу оршанской свиты, в составе которой доминируют кварцевые песчаники с кварцевым регенерационным цементом (см. рис. 3).

<u>Сейсмокомплекс</u> $\mathbb{R}_{3}^{3}t^{2}$ на рассматриваемой территории занимает нижнее структурное положение в разрезе катаплатформенного чехла и залегает на поверхности нижнепротерозойского кристаллического фундамента. В зависимости от пространственного положения на оршанско-среднерусском трансекте сейсмокомплекс перекрывают отложения как орто-, так и катаплатформенного чехла (см. рис. 2).

На профиле ТВГ максимальные мощности (400–600 м) наблюдаются в его северной части, минимальные (150–200 м) – в южной.

В сторону Оршанской впадины сейсмокомплекс резко погружается под отложения сейсмокомплекса R_3^4 , где прослеживается на территории Республики Беларусь (см. рис. 2). На крайнем северном фланге профиля ЧОУ в интервале пикетов 126000–133000 под нижним пакетом отраже-

ний сейсмокомплекса R_3^4 наблюдается не типичная для метаморфизованных пород фундамента хаотическая волновая картина, а достаточно отчетливая стратификация, присущая осадочным толщам. Характер отражений позволяет предположить, что к северу от подтвержденного бурением Суражского выступа фундамента находится Усвятский грабен (по названию близлежащего населенного пункта), выполненный стратифицированными осадочными отложениями. Основание этого грабена намечается на глубине около 2300 м, т.е. намного ниже поверхности фундамента Оршанской впадины.

В северо-восточном направлении вдоль профиля ТВГ структурных ограничений сейсмокомплекса R_3^3 t или отчетливой смены динамических параметров образующих его отражений не отмечается. Он рассматривается как структурный и сейсмофациальный аналог сейсмокомплекса R_3^3 , который прослежен на сейсмических профилях ТВГ и ВДН (см. рис. 3).

Сейсмокомплекс \mathbf{R}_3^3 широко распространен в юго-западной части Среднерусского авлакогена (Торопецкий, Осташковский, Валдайский и Молоковский грабены) и на трансграничных территориях. Он характеризуется четкими интенсивными часто прерывистыми отражениями и субгоризонтальными протяженными пакетами отражений. Граница с вышележащими отложениями верхнего венда устанавливается уверенно, в частности, благодаря отчетливо изогнутым пакетам отражений, выклинивающимся под подошву сейсмокомплекса верхнего венда.

В сторону трансграничных территорий наблюдается общее сокращение мощности сейсмокомплекса от 1000 до 250 м. Несмотря на это, сейсмокомплекс имеет наиболее широкое распространение именно на юго-западе, где он перекрывает значительные площади нижележащих сейсмокомплексов R_3^2 и R_3^1 и налегает на выступы фундамента – "выплескивается" на борта грабенов авлакогена (см. рис. 2).

Сейсмокомплекс соответствует верхней красноцветной толще молоковской серии, выделенной на основании данных бурения Северо-Молоковской параметрической скважины на террито-

² Индекс t отражает приуроченность сейсмокомплекса к трансграничным территориям Оршанского и Срднерусского регионов.



ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 6 2016

552

Рис. 3. Соотношение сейсмокомплексов и стратиграфических элементов разреза. Материалы бурения, по [Золотов и др., 1971; Геология ..., 2001; Веретенников и др., 2005; Аплонов и др., 2006; Чамов, 2016]. I–IV – этапы накопления осадочного чехла: I–III – катаплатформенный: I – главной фазы грабенообразования, II –

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.

рии Среднерусского авлакогена [Чамов и др., 2010; Чамов, 2016].

Среди литологических разностей доминируют грубые плохосортированные аркозовые песчаники, сходные по составу во всех фациальных типах как красноцветных, так и сероцветных отложений, что свидетельствует о постоянстве источников обломочного материала. Песчаники полевошпат-квариевые олигомиктовые и аркозовые с единичными гравийной размерности обломками гнейсовидных кристаллических пород фундамента. Обломочный материал как правило окатан плохо. Общая структурно-вещественная незрелость отложений свидетельствует о близости источников кластогенного материала. Среди породообразующих кластогенных минералов доминирует катаклазированный кварц, источником которого служили породы гранито-гнейсового состава, которые широко развиты в фундаменте Среднерусского авлакогена.

<u>Сейсмокомплекс</u> \mathbb{R}_{3}^{2} характеризуется многообразием типов отражений в разных частях разреза, что связано с неоднородностью литологического состава отложений.

На юго-западе авлакогена сейсмокомплекс приурочен к средней части катаплатформенного чехла, как и соответствующая ему пестроцветная толща молоковской серии (см. рис. 3). По площади распространения он занимает промежуточное положение между сейсмокомплексами R_3^1 и R_3^3 , в Торопецком грабене залегает в основании чехла и в пределах трансграничных территорий не прослеживается (см. рис. 2).

Мощность сейсмокомплекса варьирует от 450-600 м.

<u>Сейсмокомплекс \mathbb{R}_3^1 </u> имеет отчетливые граничные поверхности и протяженные хорошо стратифицированные внутренние рефлекторы. Он занимает структурно нижнее положение и по сравнению с вышележащими сейсмокомплексами молоковской серии имеет меньшую площадь распространения. Уверенно прослеживается в основании осадочных разрезов большинства грабенов юго-западной части авлакогена, однако в Торопецком грабене и южнее него исчезает из разреза катаплатформенного чехла.

Комплекс признаков свидетельствует об озерном происхождении отложений сероцветной и пестроцветной толщ молоковской серии. Фациальный состав толщ отражает различия в динамике водной среды. Тонкие хорошо стратифицированные отложения сероцветной толщи характерны для затишных обстановок относительно глубоких озер, тогда как более песчанистые и менее сортированные пестроцветные осадки связаны с относительно мелководными условиями седиментации.

К общим закономерностям следует отнести структурный контроль распространения этих толщ в плане, а глубина грабенов определяет и фациальный облик отложений. Типы слоистости в отложениях молоковской серии отражают влияние довольно интенсивных придонных и/или вдольбереговых течений, о чем свидетельствует широкое развитие волнистой и мелкой косой слоистости. Широкое развитие оползневых текстур – признак крутизны склонов, что, хорошо согласуется с тектоническими структурными ограничениями бассейнов. Частые нарушения напластования (запрокидывание параллельнослоистых разностей, микросбросы в осадках) отражают тектоническую подвижность днищ грабенов. Частое появление пестрых прослоев, обогащенных железистым веществом, типичных для континентальной седиментации, также может быть связано с вариациями тектоно-седиментационного режима. В пользу озерной седиментации свидетельствует и состав биоты из сероцветных отложений молоковской серии. Бедность ассоциации микрофоссилий и ее очевидное отличие от характерных для рифея ассоциаций эпиконтинентальных морей может свидетельствовать о типичных для озерных обстановок условиях "стресса", вызванных частыми вариациями скорости погружения и, соотвественно, глубины бассейна и степени компенсированности осадками.

<u>Сейсмокомплекс</u> $\mathbf{R}_{3}^{1-2}\mathbf{s}^{3}$ характеризует северовосточную часть Среднерусского авлакогена, строение осадочного разреза которой существенно отличается от юго-западного фланга (см. рис. 3). Мощность сейсмокомплекса варьирует от первых сотен метров до 2 км.

Существующие сейсмические материалы не позволяют детально проследить распространение

сейсмокомплекса R_3^1 в пределах северо-восточного фланга авлакогена. В то же время, на основа-

2016

Положение скважин см. рис. 1.

³ Индекс s отражает принадлежность сейсмокомплекса к разрезу чехла Среднерусского авлакогена.

нии сходства фациальных, минералогических и петрофизических свойств пород сероцветной толщи, изученных по данным бурения в скважинах (Рослятинская, Бобровская, Великоустюгская), предполагается, что сейсмокомплекс \mathbf{R}_3^1

составляет основную часть доплитного осадочного чехла на северо-восточном фланге авлакогена.

Кроме того, меняется структурное положение и сейсмо-стратиграфическое значение сейсмо-

комплекса R_3^2 . На юго-западе Среднерусского авлакогена этот сейсмокомплекс, соответствующий пестроцветным отложениям молоковской серии, занимает промежуточное положение как в разрезе, так и по площади распространения, что и стало причиной отнесения его к самостоятельному стратону. В северо-восточной части авлакогена этого не происходит — сейсмокомплекс R_3^2 исчезает как самостоятельный стратон, однако неоднократно появляется в разрезе как фациальный маркер обмеления относительно глубоководных озер. Рассмотренные фациальные закономерности подтверждены бурением одной из самых глубоких скважин авлакогена — Рослятинской. Во

вскрытом ею разрезе наблюдается чередование сероцветных (пачки 1, 3–5) и пестроцветных (пачки 2 и 6) осадков (см. рис. 3).

Данные сейсморазведки не позволяют установить сейсмофациальные элементы разреза, которые можно было бы сопоставить с сейсмокомплексом R_{3}^3 , характерным для юго-западного фланга авлакогена. Соответственно, не установлено и закономерного в масштабах всей северовосточной части авлакогена нарастания площадей распространения красноцветных отложений в разрезе катаплатформенного чехла. Тем не менее, отложения красноцветной толщи известны на северо-востоке авлакогена в районе Солигалича. Во вскрытом Солигаличской скважиной разрезе преобладают грубообломочные псаммитовые отложения, в составе которых установлены три пачки пород [Золотов и др., 1971].

Наиболее полно фациальному облику и минералого-петрографическому составу красноцветной толщи молоковской серии соответствуют красноцветные грубозернистые аркозовые песчаники, гравелиты и брекчии нижней пачки, вскрытые в интервале глубин 2925—3863 м. К этому же комплексу относятся, вероятно, красноцветные и пестроцветные слюдисто-кварцевополевошпатове песчаники средней пачки (2318— 2925 м), в которых установлен характерный для всех толщ молоковской серии набор минералов тяжелой фракции (см. рис. 3).

Верхняя пачка вскрытых бурением пород (2156–2318 м – обнорская свита, по [Кирсанов, 1968]) представлена мелко- и среднезернистыми

полевошпатово-кварцевыми песчаниками розовато-коричневой окраски с тонкими прослоями алевролитов. Среди минералов тяжелой фракции в этих породах преобладают гранаты.

Резкое отличие состава тяжелой фракции от такового в толщах молоковской серии свидетельствует о проявлении нового для авлакогена источника кластики. Следует отметить, что гранаты являются типоморфными минералами венда [Ожиганова, 1960; Лагутенкова, Чепикова, 1982; Козлов и др., 1995]. Их доминирование в составе тяжелой фракции представляет особый интерес и позволяет предположить связь отложений данного интервала с вендской седиментацией. Судя по структурному положению и отличному от нижележащих комплексов минеральному составу, данные отложения являются наиболее поздними осадочными образованиями катаплатформенного этапа развития и условно отнесены к сейсмо-

комплексу R_3^4 sg, где индекс sg отражает его территориальную приуроченность к Солигаличской площади.

<u>Сейсмокомплекс $\mathbb{R}_{3}^{1-2}bp^{4}$ </u> объединяет все сейсмостратиграфические единицы, относящиеся к заполнению Беломорско-Пинежских грабенов. Он залегает на фундаменте, а в кровле либо срезан комплексом ортоплатформенного чехла, либо по типу кровельного несогласия примыкает к отло-

жениям вышележащего сейсмокомплекса R_3^3 bp.

На сейсмических профилях динамически яркие отражающие горизонты характеризуются веерообразными структурами в сечениях, ортогональных простираниям полуграбенов, или незакономерно-волнистой слоистостью в сечениях, субпараллельных длинным осям структур (рис. 4).

Следствием резкой асимметрии в строении большинства грабенов является значительная изменчивость мощностей отложений этого комплекса. Так, вблизи крутых бортов полуграбенов (близ поверхностей сместителей сбросов) отложения могут достигать мощности в 5–7 км, но полностью выклиниваются вкрест простирания структуры на расстоянии 10–15 км.

По структурному положению, фациальному составу и вариациям мощностей отложений сейсмокомплекс R_3^{1-2} bp является аналогом сейсмокомплекса R_3^{1-2} s, выделяемого на северо-востоке Среднерусского авлакогена (см. рис. 3). Имеющиеся данные свидетельствуют в пользу представлений о тектоно-седиментационном сходстве разрезов Среднерусского и Беломорско-Пинежского регионов. Хотя названия свит,

принятых для этих территорий, совершенно не

⁴ Индекс bp отражает принадлежность сейсмокомплекса разрезу Беломорско-Пинежского региона.

соответствуют друг другу, разрезы Среднерусского и Беломорско-Пинежского регионов вполне сопоставимы и могут быть описаны, например, в терминах молоковской серии, различные сочетания толщ которой исчерпывающе характеризуют катаплатформенный чехол обоих регионов.

Наиболее изученным методами сейсморазведки и бурения на сегодняшний день является Усть-Мезенский грабен (см. рис. 1). Совместно с Керецким, Кепинским и Лешуконским грабенами он приурочен к самой широкой части Терско-Пинежской ветви бассейнов (см. рис. 1). В сечении сейсмического профиля І эти структуры выглядят как однополярные асимметричные полуграбены, которые образованы за счет сбросов, падающих в юго-западных румбах. В строении сейсмокомплекса R_3^{1-2} bp участвует ряд сейсмофаций, которые могут быть сопоставлены с местными стратонами (свитами), выделенными по результатам бурения Средне-Няфтинской скважины № 21 на восточном борту Усть-Мезенского грабена.

В составе разреза этой части катаплатформенного чехла установлены пять свит⁵.

Няфтинская свита (глубина 1937—2134 м; мощность 197 м), вероятно, была сформирована на побережье крупного озера. Так, ленточный характер переслаивания осадков в сочетании с текстурами оползания, нарушениями напластования и текстурами типа бугорчатой косой слоистости (влияние штормовых волн) — признаки формирования в обстановке подвижного мелководья. При этом обширный в видовом и количественном отношении комплекс биоты, а также сероцветность отложений свидетельствуют об относительно глубоководных условиях. Наличие в мергелях и мелкозернистых известняках алевритового материала обусловлено близким положением берега.

С няфтинской свитой из опорного разреза Средне-Няфтинской скважины № 21 сопоставляют чапомскую свиту, верхнерифейские терригенные образования которой вскрыты в долине р. Чапома на Терском берегу Кольского п-ва [Балуев и др., 2010]. Отложения свиты присутствуют в осевой части и вдоль северо-восточного борта Чапомского грабена (см. рис. 1), где в составе терригенной толщи преобладают пестроцветные алевролитовые и глинистые породы с хлориткарбонатным цементом. В верхней части разреза среди глинистых алевролитов встречаются прослои темно-серых до черных карбонатных алевролитов, чередующихся с глинистыми доломитами. В породах отмечаются знаки ряби и многочисленные трещины усыхания, свидетельствующие о

неоднократном, очевидно, кратковременном осушении бассейна.

Лешуконская свита (глубина 2134-2530 м; мощность 396 м) характеризуется значительной песчанистостью отложений, регрессивно-циклическим строением разреза, наличием текстур оползания разного масштаба, существованием потоковых текстур (косая слоистость и песчаные линзы), что свидетельствует о нестабильном, периодически менявшемся гидродинамическом режиме – чередовании периодов затопления и обмеления бассейна. Такие условия могли возникать за счет изменения гипсометрического положения и угла наклона дна бассейна при грабенообразовании (подвороты блочков, появление/исчезновение водотоков по трасферным зонам и т.д.). Пестроцветность отложений в нижней части свиты отражает влияние субаэральных областей мобилизации обломочного материала.

Дорогорская свита (глубина 2530—3090 м; мощность 560 м) имеет преимущественно грубый состав отложений, что в сочетании с их пестроцветностью, широко проявленными эрозионными процессами и отсутствием микробиоты свидетельствует о континентальных условиях седиментации при периодическом влиянии временных водотоков. Признаками высокой гидродинамической активности этих потоков является наличие эрозионных карманов, выполненных гравийным материалом.

Пезская свита (глубина 3090-3647 м; мощность 557 м) характеризуется ритмичным строением разреза. Наличие трансгрессивно-регрессивных последовательностей, общая сероцветность отложений и весьма широкое развитие биоты свидетельствуют о неоднократно повторяющихся затоплениях с последующим обмелением бассейна седиментации. Присутствие в основании циклов градационных и косослоистых гравелитов и глиняных катунов свидетельствует об аллювиально-пролювиальных режимах на ранних стадиях погружения дна. Если поступающая в область седиментации водная масса не имела стока, то в замкнутом бассейне формировались характерные для озерной седиментации регрессивные последовательности отложений. Последующие тектонические движения (сбросы) на какое-то время освобождали "шлюз" и создавали новую область седиментации, что, в свою очередь, определяло начало нового трансгрессивного цикла.

Вашкинская свита (глубина 3647—4203 м; мощность 556 м) подразделяется на три индивидуальные толщи, в которых отражены признаки седиментационных обстановок, характерных для осадочных комплексов вышележащих свит. Наличие косой слоистости и глинистых окатышей в песчаных и гравелистых отложениях свидетельствует о

⁵ Детальная характеристика слагающих опорный разрез отложений приведена в работе [Чамов, 2016].

ЧАМОВ



Рис. 4. Сейсмогеологический разрез Северодвинского полуграбена по фрагменту профиля I. 1 – сейсмокомплексы, 2 – границы сейсмокомплексов, 3 – разлом. Положение грабена и профиля см. рис. 1.

периодическом влиянии аллювиальных потоков. Озерные обстановки выражены появлением в алевролитах волнистой и параллельной слоистости, пологой асимметричной однонаправленной ряби течений и близкой к симметричной волновой ряби противоположного направления. При этом даже в наиболее тонких и условно глубоководных разностях осадочных пород (параллельнослоистых карбонатов, алевролитов и темно-серых аргиллитов) наблюдаются прослои с тонкой и средней косой слоистостью, эрозионные врезы и трещины усыхания. Появление последних однозначно свидетельствует об аэральном положении обводненного осадка. Наличие в нижней части свиты крупных (2-3 м) трансгрессивных ритмов гравелит-песчаник-алевролит согласуется с представлением о периодическом подпруживании области седиментации. Ярко выраженная пестроцветность базальных отложений напоминает строение озерных разрезов Среднерусского авлакогена, в частности, фацию приразломных депрессий.

Анализ минералого-петрографического состава отложений, вскрытых Средне-Няфтинской параметрической скважиной, позволяет сделать вывод о минералогической двухярусности разреза катаплатформенного чехла. Нижний ярус, который слагают вашкинская и пезская свиты, представлен полимиктовой терригенно-минеральной ассоциацией с содержанием зерен кварца 40–50%. Верхний ярус, объединяющий дорогорскую лешуконскую, няфтинскую и уфтюгскую свиты, характеризуется олигомиктовой терригенно-минеральной ассоциацией с высокими (70–80%) содержаниями зерен кварца. <u>Сейсмокомплекс</u> $R_{3}^{3}bp$ образуют интенсивные протяженные непрерывные относительно пологие мульдообразные серии отражений, с угловым несогласием залегающие на нижележащем сей-

смокомплексе R_3^{1-2} bp и полностью или частично перекрывающие плечи лежачих блоков и выступы фундамента. Так, в разрезе Северодвинского грабена, относящегося к Кандалакшско-Северо-

двинской ветви прогибов, сейсмокомплекс R_3^3 bp представлен пакетом маломощных пологих линзовидно-слоистых отражений в интервале профиля 30—75 км и, возможно, 83—95 км. Эти достаточно пологие отражения с заметным угловым несогласием налегают на нижележащие наклонные, срезают их и "выплескиваются" на юго-западный борт грабена (см. рис. 4).

По структурному положению сейсмокомплекс R₃³bp является аналогом сейсмокомплекса R₃³, занимающего структурно-верхнее положение в разрезе катаплатформенного чехла Среднерусского авлакогена (см. рис. 3). Сейсмокоплекс распространен не повсеместно. Мощность его сильно варьирует (до тысячи метров), составляя в среднем первые сотни метров.

По структурному положению и фациальному составу отложений в разрезе Усть-Мезенского грабена сейсмокомплексу R_3^3 bp наиболее полно соответствует уфтюгская свита (см. рис. 3). Красноцетные и пестроцветные отложения свиты, вскрытые Средне-Няфтинской скважиной в интервале глубин 1880—1937 м, имеют преимущественно песчаный состав. Для них характерна крупная однонаправленная косая слоистость и

556

отчетливо проявлены признаки аэральных обстановок ("пустынный загар"⁶) при полном отсутствии микробиоты. Такие фациальные признаки отражают нестабильные аллювиально/пролювиальные обстановки седиментации, характерные, в частности, для континентальных долин, расположенных вдоль сбросовых уступов. Наличие характерных "внутриформационных брекчий" свидетельствуют о внутрибассейновой тектонической активности.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Положение сейсмокомплексов в разрезе и этапы становления катаплатформенного чехла Провинции

Для строения и залегания всех сейсмокомплексов Провинции характерны некоторые общие закономерности – прежде всего омоложение и гипсометрическое воздымание в юго-западном направлении, от Беломорско-Пинежского региона к Оршанскому (см. рис. 2, 3). 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 олигокварцевым терригенномиктовым И минеральным ассоциациям.

Некоторое вызревание минеральных ассоциаций без принципиальной смены источника кластики может быть связано с закономерностями развития сдвигово-сбросовой системы. В частности, характерная для Беломорско-Пинежских грабенов структура сопряженных полуграбенов может быть охарактеризована как система растяжения "домино". В этих структурах пространство седиментации не прямо пропорционально величине растяжения, а поступление осадков определяется взаимоотношениями воздымания и погружения отдельных частей вращающихся блоков [Allen, Allen, 1990].

Развитие тектоно-седиментационных систем такого типа способствует нарастанию процессов переотложения осадков по мере тектонического развития структуры. Наиболее интенсивно образование пространства седиментации происходит на начальных стадиях растяжения и приводит к накоплению наименее зрелых отложений. Дальнейшая эволюция структуры приводит преимущественно к перераспределению уже созданных объёмов этого пространства, что, в свою очередь,

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 6 2016

способствует не поступлению новых порций осадков, а внутриформационному переотложению (рециклированию) кластики. Влияние внебассейновых источников со временем уменьшается вплоть до полного прекращения привноса кластики извне и образования песчаных пород исключительно за счет перемыва ранее накопленных отложений. Возможно, что с этими процессами связана более высокая зрелость отложений верхнего яруса рифейского разреза.

Строение и взаимное расположение сейсмокомплексов, а также состав и фациальный облик литологических разностей отложений характеризуют стадии тектоно-седиментационной истории развития Провинции. В строении катаплатформенного чехла снизу вверх отчетливо выражены три этапа его формирования (см. рис. 3):

1) главная фаза грабенообразования (сейсмокомплексы R_3^{1-2} s и R_3^{1-2} bp в Среднерусском и Беломорско-Пинежском регионах),

2) завершающая стадия грабенообразования — начальная стадия пострифтового погружения (сейсмокомплексы $R_3^3 t$, R_3^3 и $R_3^3 bp$ во всех регионах провинции) и

3) образование не рифтогенной Оршанской депрессий — "протосинеклизы" (сейсмокомплекс R_3^4 ог в Оршанском регионе).

Эти различные по продолжительности и характеру проявления этапы отражают направленность тектоно-седиментационных процессов на рубеже смены ката- и ортоплатформенного режимов развития Восточно-Европейской платформы в целом.

Различия в строении катаплатформенного мегакомплекса Среднерусско-Беломорской провинции свидетельствуют о разной тектонической и седиментационной истории развития ряда ключевых структур, которые рассмотрим более подробно.

Среднерусский и Беломорско-Пинежский регионы

Имеющиеся структурные, литолого-фациальные и сейсмостратиграфические данные свидетельствуют в пользу представлений о генетическом родстве Среднерусского и Беломорско-Пинежского регионов. Катаплатформенные тектоноседиментационные системы этих регионов могут быть рассмотрены в качестве геодинамически сопряженных структурных элементов кратона — Среднерусско-Беломорской тектонопары [Чамов, 2016].

В обоих регионах крупномасштабные сдвиговые процессы привели к образованию сложных структурно-породных ансамблей, в которых по-

⁶ Формированием пленок "пустынного загара" происходило на начальном этапе преобразования осадков. Позже поверх железистых пленок образовался регенерационный кварцевый цемент.

луграбены соседствуют и образуют переходные формы со структурами типа пулл-апарт (см. рис. 2).

На фоне регионального геодимического режима проявление локальных тектонических процессов определяет индивидуальный характер развития каждого отдельного грабена. В частности, строение локальных грабенов определяется характером взаимоотношения плоскостей неопротерозойских сместителей и наклоном участвующих в строении фундамента палеопротерозойских бластомилонитовых пластин [Чамов, 2015].

При секущих сбросах, особенно в случаях пологого залегания бластомилонитовых пластов, формировались грабены с реологически обусловленным пределом погружения (молоковский тип). Здесь 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. Именно такую динамику развития бассейнов отражает регрессивная последовательность сейсмокомплексов R₃¹-R₃³ в юго-западной части Среднерусского авлакогена.

Энергетически более выгодное развитие сбросов вдоль крутопадающих бластомилонитовых пластов (рослятинский тип) не нарушало изостатического равновесия и приводило к образованию узких глубоких грабенов, в которых обстановки седиментации радикально не изменялись со временем. Этот стиль тектонического развития в обоих регионах отражают сейсмокомплексы

R₃¹⁻²s и R₃¹⁻²bp.

Характерное веерообразное строение сейсмокомплексов, обусловленное структурной асимметрией полуграбенов, отражает и закономерномерности накопления осадочных комплексов. Наличие в них многочисленных несогласий свидетельствует о многостадийной истории проседания полуграбенов с последовательным геологически мгновенным (сбросовым) образованием нового бассейна седиментации. Опережающее по отношению к седиментации тектоническое событие выражено в характерном подошвенном налегании отражающих границ: после очередного сброса накапливающиеся слои выклиниваются у наклонной поверхности предыдущей осадочной серии.

По результатам сейсмофациального анализа следует отметить чрезвычайно высокую фациальную изменчивость осадочных комплексов (свит). Элементы сейсмических последовательностей имеют разное строение, что свидетельствует об изменении условий седиментации.

Широко распространены регрессивные последовательности, типичные для седиментации во временных озерах (снизу вверх): пакет протяженных веерообразно расходящихся отражений надстраивается пачками с коротким штриховым и, далее, хаотическим образом волнового поля. Прерывистые отражения с непостоянной интенсивностью свидетельствуют о переменной энергетической обстановке осадконакопления и свойственны отложениям речных потоков.

Рассмотренные типы отражений широко распространены и, чередуясь друг с другом, проявляются на разных уровнях разреза. Из этого следует, что в ходе накопления разреза катаплатформенного чехла обстановки седиментации имели разную динамику и неоднократно менялись от субаквальных к субаэральным. Весь комплекс рассмотренных выше обстановок седиментации мог реализоваться в озерных и долинных ландшафтах, формирующихся вдоль сбросовых уступов.

Оршанский регион

Структура впадины в рельефе кристаллического фундамента подробно рассмотрена в ряде публикаций [Айзберг и др., 1985, 2004; Кудрявец и др., 2003; Разломы ..., 2007]. Многими исследователями Оршанская впадина относится к Волыно-Оршанскому палеопрогибу – раннему палеорифту Восточно-Европейского кратона [Айзберг и др., 2010]). Палеопрогиб рассматривается как юго-западное продолжение Среднерусского авлакогена, образующее с ним единый Волыно-Среднерусский линеамент рифейского заложения [Айзберг и др., 1985, 2010; Нагорный, 1990; Гарецкий, 1995; Разломы ..., 2007 и др.]. Такие представления не лишены противоречий.

Оршанская впадина отличается от других тектоно-седиментационных систем Провинции по целому комплексу параметров. К ним относятся: структура (плоскодонная депрессия без отчетливых тектонических ограничений vs. приразломные грабены), характер волнового поля (ундоформы vs. грабеновые последовательности), однонаправленный разнос кластики (с севера на юг), состав осадочных пород (кварцевые vs. аркозовые), обстановки осадконакопления (прибрежно-морские vs. континентальные). Кроме того, установленное налегание толщ белорусской се-

рии (сейсмокомплекса R₃⁴) на кровлю сейсмофациального аналога молоковской серии (сейсмо-

комплекса R_3^3 t) свидетельствует о более позднем формировании структуры и осадочного выполнения Оршанской депрессии по отношению к Среднерусскому авлакогену. Из этого следует, что Среднерусский авлакоген и Оршанская впадина никогда не являлись элементами единой геодинамической системы в силу разного времени и условий формирования.

Анализ материалов сейсморазведки и результатов бурения позволяет подойти к оценке возможной тектоно-седиментационной истории заложения и развития Оршанской впадины. Часть сейсмокомплекса R_3^3 t в пределах Усвятского грабена нарушает рассмотренную выше общую закономерность положения сейсмокомплексов в разрезе катаплатформенного чехла Провинции. Он расположен не только ниже своих сейсмофациальных аналогов на трансграничных территориях, но и ниже фундамента Оршанской впадины.

На сейсмическом профиле ЧОУ видно, что опускание этой части сейсмокомплекса связано со сбросовыми движениями фундамента и произошло позже накопления красноцветных псефитовых толщ (см. рис. 2). Логично предположить, что сбросовые движения были обусловлены региональной структурной перестройкой, которая и привела к заложению Оршанской депрессии на юго-западе Провинции.

Отсутствие каких-либо признаков выклинивания сейсмокомплекса и, напротив, отчетливые структурные (разломные) ограничения свидетельствуют о тектонически мгновенном (катастрофическом, сбросовом) избирательном погружении части чехла. Это сберегло его от размыва в отличие от не затронутых сбросовыми движениями других элементов сейсмокомплекса.

Такие условия могли возникнуть при сочетании опускания и одновременного "выдавливания" отдельных блоков с избирательным сохранением погруженных и интенсивным размывом поднятых отложений. В этом смысле отложения сейсмокомплекса R_3^3 t в Усвятском грабене могут рассматриваться как реликты некоторого до-Оршанского осадочного бассейна. Сходная ситуация, вероятно, имела место и с литолого-фациальным аналогом красноцветных псефитов сей-

 $R_3^3 t$ гатынской смокомплекса свитой шеровичской серии, которая слагает нижний структурный комплекс катаплатформенного чехла [Махнач и др., 1979]. Так, Р.Е. Айзберг и Т.И. Старчик [2013] связывают с шеровичским временем формирование относительно глубокой Пра-Оршанской впадины, которая, вероятно, представляла собой южное центриклинальное замыкание Среднерусского авлакогена. т.е. развивалась как рифтовая структура. Такое представление вполне логично, поскольку пространственно изолированные фрагменты грабенов, выполненных красноцветными аркозами, вскрыты единичными скважинами на ограниченных площадях и не увязаны с другими элементами чехла сейсморазведочными профилями.

Попробуем представить процессы, которые проявились на стадии заложения Оршанской впадины и привели к сбросообразованию и опус-

канию части сейсмокомплекса $R_3^3 t$ в Усвятском грабене.

На первый взгляд образование Оршанской впадины логичнее всего связать со вторичными (по отношению к горизонтальным сдвиговым) нисходящими вертикальными движениями, поскольку механизм пострифтового погружения широко развит во всех системах растяжения. Сама впадина в силу своего структурного положения между осадочными комплексами Среднерусского авлакогена и платформенным чехлом может рассматриваться как протосинеклиза, с заложения которой началось общее прогибание Провинции с проградацией вендских отложений на северовосток. В то же время, расположение Оршанской впадины в области развития неутоненной коры и в стороне от рифтогенных структур, ставят под сомнение версию ее пострифтового погружения.

По всей видимости, здесь действовал другой механизм, для понимания которого следует обратиться к структурному плану региона. Последний не претерпел принципиальных изменений со времени формирования Оршанской впадины в конце катаплатформенного этапа, поскольку был "запечатан" отложениями ортоплатформенного чехла.

Оршанская впадина приурочена к Новгородскому синтаксису – сложной области сочленения линеаментов фундамента и неопротерозойских тектоно-седиментационных систем. Здесь ряд крупных элементов фундамента разного возраста, простирания и тектонической природы резко изгибается и стремится к единому центру, который расположен южнее острого выступа Новгородского массива (рис. 5).

Структура фундамента юго-западного сегмента Провинции наиболее отчетливо выражена в резких виргациях осей магнитных аномалий. Эта закономерность впервые была отмечена А.Д. Архангельским в 40-х годах прошлого столетия и нашла отражение на большинстве тектонических карт. При этом интерпретация наблюдаемой структуры очень неоднозначна. Так, территория рассматривалась как Верхневолжский мантийный плюм [Оровецкий, 1990], центр раскола континентов [Зоненшайн и др., 1990], Верхневолжская спиралевидная структура, с периферией которой пространственно связаны грабены и авлакогены [Нагорный, 1990], Слободской тектоно-геодинамический узел, образованный за счет нисходящих конвективных движений в мантии Гарецкий и др., 2007; Гарецкий, Каратаев, 2009, 2014].

Автором статьи схождение структур рассматривается как пережим Среднерусско-Беломор-

ского пояса консолидированной коры, к которому пространственно приурочены доплитные тектоно-седиментационные системы Провинции, и его потенциального продолжения к западу – субширотной системы нарушений с признаками сдвиговых смещений [Чамов, 2016]. Последняя была намечена по гравитационным и магнитным данным как серия субширотных разрывов, сопровождающих выделенный в 1974 г. Р.Г. Гарецким суперрегиональный доплитный Полоцкий разлом и получила название Полоцко-Курземская [Каратаев, Пашкевич, 1986] или Каунасско-Полоцкая [Мастюлин, Астапенко, Кузнецов, 1991]. Полученные позднее данные позволили говорить о достаточно широкой Полоцко-Курземской структуре растяжения, которая образовалась одновременно со всей системой рифейских рифтовых структур Восточно-Европейской платформы [Гарецкий и др., 2002, 2004; Разломы ..., 2007]. Этот композитный протяженный дугообразный пояс в основном совпадает с выделяемым М.В. Минцем с коллегами Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийским поясом [Глубинное ..., 2010].

Центральным элементом синтаксиса является территория, "зажатая" между выгнутыми в ее сторону частями крупных элементов фундамента. Вслед за Р.Г. Гарецким с соавторами [2007] обозначим ее как Слободской узел. В пределах этой территории фундамент представлен мозаикой блоков (Невельским, Лепельским и другими), в которых установлены признаки тектонической деформации [Разломы ..., 2007]. В поле вертикального градиента аномального магнитного поля наблюдается множество непротяженных хаотически расположенных осей магнитных аномалий, что отражает полную переработку пород в результате тектонических деформаций [Чамов, 2016].

Вопрос о времени формирования Новгородского синтаксиса остается открытым, но верхним (наиболее молодым) пределом является время заложения редкинского горизонта верхнего венда (около 600 млн лет), который запечатывает структуры доплитного тектонического этапа.

Наблюдаемый пережим (синтаксис) мог быть образован в конце катаплатформенного этапа за счет смещения одного (прежде всего Воронежского) или нескольких крупных блоков фундамента (инденторов) в северном и северо-западном направлении к Новгородскому массиву (упору) (см. рис. 5). Помимо общего структурного плана в пользу такого предположения свидетельствуют данные об интенсивной деформации мелких блоков фундамента непосредственно в Слободском узле — потенциальной области выжимания и торошения [Разломы ..., 2007].

Столкновения коллизионного типа ответственны за формирование структур латерального выжимания и широко проявлены в разных тектонических областях [Копп, 1997]. Важнейшим следствием таких процессов является выведение в область эрозии огромного объема тектонически мобилизованного (дробленого, деструктурированного и т.д.) материала при одновременном появлении пригодных для седиментации пространств (структурных ловушек), компенсирующих сжатие и выполняемых выносимой из области синтаксиса кластикой. Для формирующегося компенсационного бассейна характерно отсутствие разломных ограничений, а также плоское дно, осложненное веерообразными складками, постепенно распространяющимися в направлении от области синтаксиса. По мере образования нового пространства седиментации оно заполняется поступающим из области вертикального "выжимания" обломочным материалом [Копп, 1997].

Все перечисленные признаки компенсационного бассейна в полной мере присутствуют в строении дна и осадочных комплексов Оршанской впадины. Уверенно устанавливаемое по материалам сейсморазведки наращивание клиноформных проградационных осадочных тел с севера на юг свидетельствует о наличии источника обильной кластики в области предполагаемого максимального сжатия — Слободского узла. На основании изложенного Оршанская впадина может рассматриваться как компенсационный бассейн, примыкающий к области латерального пережима субширотного пояса (см. рис. 5).

Специфический кварцевый состав отложений характерен только для самой впадины. Специально проведенные исследования [Костылева, Симанович, 2007] показывают его исключительность и несопоставимость с отложениями, обрамляющими впадину. Из этого следует, что ко времени наполнения впалины осалочным материалом в зоне размыва существовал источник специфической кластики. Вопрос о природе этого специфического источника кварца остается открытым. Поскольку он рассматривается как гидротермальный [Костылева, Симанович, 2007], логично предположить, что привнос кремнистого материала был связан с разгрузкой гидротермальных флюидов в области интенсивной деструкции консолидированной коры.

Традиционно считается, что для накопления (вызревания) кварцевых толщ требуется долгое время⁷. Однако, если обратиться к скелетному каркасу этих песчаников, оказывается, что говорить об их минералогической зрелости не совсем корректно. Во-первых, вверх по разрезу в них наблюдается увеличение кварцевой составляющей —

⁷ Это обстоятельство не могло не влиять на изначальное отнесение палеонтологически немых толщ к среднему и даже нижнему рифею.

Слободской





Рис. 5. Строение Новгородского синтаксиса и тектоно-седиментационная модель развития Оршанской впадины. 1–4 – структурные элементы синтаксиса: 1 – инденторы/упоры, 2 – мобильные пояса, 3 – область вертикального "выжимания" масс, 4 – Оршанская компенсационная депрессия; 5 – разломы (1 – Лиепайско-Локновский, 2 – Неманско-Полоцкий, 3 – Псковский, 4 – Ловатский, 5 – Холмско-Боровичский, 6 – Бологоевский, 7 – Бельские); 6 – потоки обломочного материала (сейсмокомплекс R⁴₃); 7 – векторы максимальных напряжений; 8 – сдвиги.

от полимиктово-олигомиктовой ассоциации вплоть до появления кварцевых песчаников верхней подтолщи оршанской свиты, что отражает возрастание влияния специфического источника. Во-вторых, песчаники совершенно неотмыты, содержат глинистые катуны и имеют вторичный цемент. Кроме того, время образования самой Оршанской структуры ограничено накоп-

TOTOURO-KUD3CMCKUH

лением верхнерифейских отложений сейсмоком-

Таким образом, направленная смена терригенно-минеральных ассоциаций от кварц-полевошпатовой к чисто кварцевой за счет длительного развития структуры и внутрибассейновой переработки материала представляется маловероятной.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Главные результаты исследования сводятся к следующим положениям.

1. 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.

2. Для строения и залегания всех сейсмокомплексов Провинции характерны некоторые обцие закономерности — прежде всего 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.

3. Строение и взаимное расположение сейсмокомплексов, а также состав и фациальный облик литологических разностей отложений характеризуют стадии тектоно-седиментационной истории развития Провинции. 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.

4. 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 тектоноседиментационные системы Среднерусского и Беломорско-Пинежского регионов в качестве геодинамически сопряженных 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 оортоплатформенному мегаэтапу развития Восточно-Европейской платформы.

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Айзберг Р.Е., Гарецкии Р.Г., Климович И.В. Тектоника Оршанской впадины. Минск: Навука и Тэхніка, 1985. 112 с.

Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г., Кудрявец И.Д., Старчик Т.А. О тектонике Оршанской впадины и ее соотношении со структурами фундамента // Доклады НАН Беларуси. 2004. Т. 48. № 1. С. 89–91.

Айзбере Р.Е., Гарецкий Р.Г., Карабанов А.К. Геодинамика палеорифтов и пассивной окраины запада Восточно-Европейского кратона // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2010. Т. 85. Вып. 2. С. 3–10.

Айзбере Р.Е., Старчик Т.А. Синрифтовая геодинамика Припятского прогиба. Минск: Беларуская навука, 2013. 146 с.

Аплонов С.В., Бурзин М.Б., Вейс А.Ф. и др. Геодинамика и возможная нефтегазоносность Мезенского осадочного бассейна. СПб.: Наука, 2006. 319 с.

Балуев А.С., Кузнецов Н.Б., Зыков Д.С. Новые данные по строению литосферы и истории формирования Западно-Арктического шельфа (моря Белое и Баренцево) // Строение и история развития литосферы. Сборник: результаты исследования в рамках Международного Полярного Года. Т. 4. М.: Paulsen, 2010. С. 252–292.

Веретенников Н.В., Махнач А.С., Лапцевич А.Г., Шкуратов В.И. Стратиграфическая схема рифейских отложений Беларуси // Літасфера. 2005. № 1 (22). С. 27–35.

Гарецкий Р.Г. Авлакогены платформ Северной Евразии // Геотектоника. 1995. № 4. С. 16–28.

Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И. Слободской тектоно-геодинамический узел Восточно-Европейской платформы // Літасфера. 2009. № 2 (31). С. 49–66.

Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И. Шовные зоны Фенноскандии, Сарматии и Волго-Уралии. Минск: Беларуская навука, 2014. 120 с.

Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И., Нагорный М.А. Слободской тектоно-геодинамический узел // Геология, поиски и освоение полезных ископаемых Беларуси. Вып. 2. Минск: БЕЛГЕО, 2007. С. 156–174.

Гарецкий Р.Г., Нагорный М.А. Классификация типов строения осадочного чехла Восточно-Европейской платформы // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2011. Т. 86. Вып. 2. С. 20–22.

Каратаев Г.И., Пашкевич И.К. Геолого-математический анализ комплекса геофизических полей. Киев: Наукова думка, 1986. 168 с.

Мастюлин Л.А., Астапенко В.Н., Кузнецов Ю.Н. Полоцкая аномалия электропроводности земной коры: вариант геологической интерпретации // Докл. АН БССР. 1991. Т. 35. № 9. С. 846–849.

Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И., Астапенко В.Н., Данкевич И.В. Геолого-геофизическая характеристика Полоцко-Курземского пояса разломов // Літасфера. 2004. № 2 (21). С. 10–27.

Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И., Астапенко В.Н., Данкевич И.В. Полоцко-Курземский пояс разломов // Доклады НАН Беларуси. 2002. Т. 46. № 6. С. 85–89.

Геология Беларуси / Под ред. Махнача А.С., Гарецкого Р.Г., Матвеева А.В. Минск: Институт геологических наук НАН Беларуси, 2001. 815 с.

Гипсометрическая карта поверхности кристаллического фундамента центральной и северной частей Восточно-Европейской платформы масштаба 1 : 2500000 / Под ред. Федорова Д.Л., Орлова В.П. 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: 2 т. + комплект цветных приложений. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2010. Т. 1. 408 с. + 48 с. цв. вкл. (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.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М.: Недра, 1990.

Кирсанов В.В. К вопросу о стратиграфии докембрийских отложений приосевой части Московской синеклизы // Докл. АН СССР. 1968. Т. 178. № 5. С. 1160– 1163.

Козлов В.И., Муслимов Р.Х., Гатиятуллин Н.С. и др. Верхний докембрий восточных районов Татарстана и перспективы его нефтегазоносности. Уфа: УНЦ РАН; Миасс: Геотур, 1995. 218 с.

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 6 2016

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

Костылева В.В., Симанович И.М. Минералогия рифейских песчаников Оршанской впадины: значение для стратиграфии и тектоники // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2007. Т. 82. Вып. 2. С. 57–65.

Костюченко С.Л., Ведренцев А.Г., Чамов Н.П. и др. Изучение строения и минерагенического потенциала трансграничных структур осадочного чехла и консолидированной коры Российской Федерации и Республики Беларусь". Государственный контракт от 29 марта 2006 г. № 6-РА/2006. М.: ВНИИГеофизика, 2007. 175 с.

Костюченко С.Л., Алёшина А.Ф., Чамов Н.П. и др. Изучение строения и минерагенического потенциала трансграничных структур осадочного чехла и консолидированной коры Российской Федерации и Республики Беларусь по профилю Торопец-Велиж-госграница. Договор № 11-РА/2007 от 20.04. 2007 г. М.: ВНИ-ИГеофизика, 2008. 215 с.

Кудрявец И.Д., Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г. и др. Региональное сейсмопрофилирование методом общей глубинной точки в Оршанской впадине // Докл. НАН Беларуси. 2003. Т. 47. № 6. С. 108-112.

Лагутенкова Н.С., Чепикова И.К. Верхнедокембрийские отложения Волго-Уральской области и перспективы их нефтегазоносности. М.: Наука, 1982. 110 с.

Махнач А.С., Веретенников Н.В., Шкуратов В.И. Литолого-фациальная характеристика верхнепротерозойских отложений Припятской впадины // Литология, геохимия и фации верхнего протерозоя и палеозоя БССР. Минск: Наука и техника, 1979. С. 5–38.

Нагорный М.А. Тектоника Волыно-Среднерусской системы прогибов. Минск: Навука и Тэхніка, 1990. 105 с.

Ожиганова Л.Д. Петрографо-минералогические исследования древних отложений // Древние отложения Западной Башкирии. Уфа: БФАН СССР, 1960. С. 28–82.

Оровецкий Ю.П. Мантийный диапиризм. Киев: Наукова думка, 1990. 170 с.

Разломы земной коры Беларуси / Под ред. Айзберга Р.Е. Минск: Красико-Принт, 2007. 372 с.

Чамов Н.П. Строение и развитие Среднерусско-Беломорской провинции в неопротерозое // Тр. ГИН РАН. Вып. 609. М.: ГЕОС, 2016. 234 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., Костылева В.В., Вейс А.Ф. Строение докембрийского осадочного чехла и верхней части фундамента Среднерусского авлакогена и Оршанской впадины (Восточно-Европейская платформа) // Литология и полез. ископаемые. 2010. № 1. С. 63–98.

Allen P.A., Allen J.R. Basin analysis: principles and applications. Blackwell Sci. Publ. Oxford, 1990. 461 p.