К ВОПРОСУ О СВЯЗИ НОВЕЙШИХ ПОВЕРХНОСТНЫХ СТРУКТУР ЗЕМНОЙ КОРЫ С ДРЕВНИМИ ПОГРЕБЕННЫМИ НА ПРИМЕРЕ КЕРЕНСКО-ЧЕМБАРСКОЙ ЗОНЫ ДИСЛОКАЦИЙ (центр Русской плиты)

Суханова Т.В.

Московский государственный университет, г. Москва, tanikamgu@mail.ru

Керенско-Чембарская зона дислокаций платформенного чехла находится на востоке центра Русской плиты в области сочленения Токмовского свода и юга Московской синеклизы. Она развита преимущественно над осевой частью рифейского Пачелмского авлакогена и частично над его северо-восточным крылом, где фундамент опускается с -1500 до -4000 м [6]. На северо-западе Керенско-Чембарские дислокации сочленяется с Окско-Цнинским валом. К юго-востоку от дислокаций прослеживается ряд локальных поднятий, возможно, связывающих Керенско-Чембарские и Саратовские дислокации в единую тектоническую зону [4, 10, 11].

Историю геологического развития Керенско-Чембарских дислокаций можно проследить, начиная с протерозоя [1, 3, 8, 10, 12 и др.]. В структуре и рельефе поверхности кристаллического фундамента ей соответствуют срединные Морсовский, Пачелмский и Широкопольский выступы-горсты, разделенные сдвиговыми зонами [3]. В их пределах поверхность фундамента поднята до -3 – -2 км, тогда как в смежной части авлакогена она опущена до -3,5 – -4,5 км. В рифее над этими горстами образовалось крупное пологое асимметричное линейное поднятие с несколько более крутым юго-западным крылом, в соответствии с общим погружением крыла Токмовского свода.

В позднем венде, в начале плитного этапа развития, над Пачелмским авлакогеном образовался более широкий (600 км), но существенно менее контрастный Рязано-Саратовский прогиб. Возникшее в рифее поднятие в венде продолжало конседиментационно развиваться.

Палеозойский этап. В течение длительного континентального развития территории в кембро-ордовикско-раннедевонское время рифейско-вендское поднятие было в значительной степени эродировано. Начиная со среднего девона, развитие Рязано-Саратовского прогиба возобновилось. При этом на месте юго-западного крыла эродированного поднятия стала развиваться собственно Керенско-Чембарская зона дислокаций, состоящая из множества локальных структур. Ось ее была несколько смещена к северо-востоку относительно более древнего поднятия. С начала осадконакопления в раннеживетское время наблюдается постоянное сокращение мощностей отложений в пределах сводовых частей локальных поднятий Керенско-Чембарской зоны, и даже полное выпадение из разреза некоторых горизонтов и ярусов (турнейский ярус, яснополянский горизонт, визейский, намюрский и башкирский ярусы, верейский, каширский и подольский горизонты московского яруса и др.). Это со всей определенностью свидетельствует о том, что основные поднятия, входящие в Керенско-Чембарскую зону, уже развивались в то время конседиментационно.

Палеозойская структура Керенско-Чембарских дислокаций представляет собой сложнопостроенное поднятие, ось которого в целом погружается на юго-восток. В плане поднятие занимает полосу шириной 50-60 и длиной до 200 километров. Входящие в состав поднятия четыре вала – Пачелмский, Веденяпинский, Сердобский и Широкопольский [1, 2, 5] соответствуют горстообразным выступам фундамента Пачелмского авлакогена [3]. Валы имеют северо-западное простирание, асимметричны. За исключением Сердобского вала, которое имеет крутое юго-западное крыло, у всех остальных валов более крутыми являются северо-восточные крылья, обращенные к Токмовскому своду. Т.е. их асимметрия обратна асимметрии рифейских структур. Наиболее крупным является Пачелмский вал, который отчетливо проявляется в позднедевонских отложениях [10]. Валы состоят из многочисленных (около 30-ти) локальных поднятий.

Мезозойский этап. С конца карбона территория вступила в длительный этап континентального развития, продолжавшийся до средней юры. О развитии Керенско-Чембарской зоны дислокаций в течение этого отрезка времени данных нет. Летопись продолжена в особенностях накопления и структуре осадков, начиная со среднеюрского времени, и далее с отдельными перерывами до позднего мела [10]. Мезозойские отложения в пределах зоны дислокаций развиты повсеместно. Большая часть палеозойских локальных поднятий продолжала существовать и в мезозое. В пределах осевой зоны поднятий мощность мезозойских осадков понижена, их состав более грубый, по сравнению с окружающими районами, некоторые горизонты, например, туронский, отсутствуют вследствие крупных размывов. В периоды общих погружений зона отставала от районов, примыкающих с юго-запада и северавостока, а при поднятиях обладала большими амплитудами. Дислокации мезозойских осадков были, видимо, связаны с проявлением тектонических движений начала альпийской эпохи тектогенеза. По сравнению с палеозойскими, они более пологие. В мезозойских отложениях они выражены также в виде пологих флексур, смыкающие крылья которых обращены также к северо-востоку, и лишь Сердобский вал сохранял крутое юго-западное крыло.

Новейший этап. В позднем кайнозое Керенско-Чембарские дислокации представляют собой менее выдающуюся, по сравнению с палеозойской и мезозойской, зону поднятий, вытянутую с северо-запада на юго-восток от с. Ижморы почти до г. Петровска [9]. В целом, это – широкое сводовое поднятие, слабо дифференцированное на

малоамплитудные (в среднем до 20 метров) структуры более высокого порядка. Поднятие, как и древние структуры, развито над центральной частью авлакогена, над краевым разломом, ограничивающим Пачелмский авлакоген с северо-востока, и частично над крылом Токмовского свода.

Западная часть является наиболее приподнятой и дифференцированной на ряд эрозионно-денудационных ступеней. Максимальные отметки дневной поверхности, превышающие 250-280 метров, приурочены к древнему Веденяпинскому валу. При этом самые высокие ступени поднятия расположены над Токмовским плечом авлакогена, а пониженные – развиваются над погруженной авлакогенной частью.

В центральной части неотектонический свод сравнительно однороден по высоте и степени расчленения. Здесь он включает древнее Сердобское поднятие и Токмовское плечо авлакогена и существенно расширяется на юго-восток. Максимальные отметки рельефа достигают 260-270 м. Пограничный разлом Пачелмского авлакогена, погребенный под осевой частью новейшего поднятия, проявлен лишь линеаментами, к которым приурочены глубоко врезанные русла рек Атмис и Малый Атмис.

В восточной части Керенско-Чембарский свод снижается. Здесь малоамплитудное и слабо расчлененное поднятие наименее отчетливо выражено в рельефе. Существование краевого разлома фундамента на поверхности подтверждается также лишь эрозионными линеаментами.

Соотношение новейшей структуры и древней структуры фундамента. В новейшей структуре наследуются общая северо-западная ориентировка древнего Пачелмского авлакогена, отдельные наиболее приподнятые выступы фундамента и, фрагментарно, зона краевого разлома. Ось новейшего поднятия смещена к северу относительно авлакогена. Разновысотные эрозионно-денудационные ступени некоторых поднятий (например, Веденяпинского) отражают неоднородность строения фундамента и соответствуют его разновысотным участкам. Ряд продольных и поперечных разрывов фундамента, в том числе северный краевой разлом, фрагментарно проявлены в новейшей структуре линеаментами.

Соотношение новейшей и палеозойской структур. В новейшей структуре и рельефе зоны дислокаций сохранились основные черты палеозойской структуры развития, но контуры новейших поднятий более размыты, склоны более пологие. Неотектоническая структура в той или иной степени, но не повсеместно и не во всем, отражает герцинские валы. На некоторых участках наблюдается несовпадение сводов палеозойского и новейшего поднятий. Ось новейшего поднятия смещена к северу от самого высокого палеозойского Пачелмского поднятия.

Соотношение новейшей и мезозойской структур свидетельствует о большей степени их соответствия: практически все новейшие локальные поднятия зоны Керенско-Чембарских дислокаций совпадают с меловыми, особенно в центральной и восточной частях [8]. В западной части в районе г. Пачелмы ось неотектонического поднятия смещена к северу, переместившись в пределы мезозойского Веденяпинского поднятия.

Таким образом, фактический материал подтверждает высказанный В.Л.Соколовым [7] вывод о том, что, Керенско-Чембарская зона дислокаций, как многие другие линейные дислокации осадочного чехла Русской плиты, имеет древнее заложение, длительное, хотя и неравномерное многофазное развитие, начиная с рифея, и продолжавшееся в палеозое и мезозое. Высказываемые некоторыми исследователями [5] представления об образовании Керенско-Чембарских дислокаций лишь на новейшем этапе не являются достаточно обоснованными. В новейшей структуре косвенно и в различной мере проявлены отдельные элементы всех древних структур. При этом наблюдаются последовательная миграция осей поднятий в северо-восточном направлении и другие особенности, которые указывают на изменение геодинамических условий и очевидную эволюцию структуры авлакогена.

Работа выполнена по программе проекта РФФИ № 06-05-64335

ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельский А.Д. Среднее и Нижнее Поволжье, материалы к его тектонике // Землеведение. Т. III. 1911.
2. Балаев В.А., Грекова Н.В. Тектонические нарушения и локальные структуры Пачелмско-Саратовского авлакогена // Вопросы геологии Южного Урала и нижнего Поволжья. Изд. Саратовского университета. 1977.
3. Валеев Р.Н. Авлакогены Восточно-Европейской платформы. М.: Недра. 1978. 152 с.
4. Геологическая и структурная карты области, прилегающей к северо-восточному склону Воронежского массива масштаба 1:200 000 под ред. П.С.Хохлова // объясн. зап. М.: 1955. 69 с.
5. Егоров Е.Ю. Керенско-Чембарские дислокации: кинематика горизонтальных перемещений // Современные вопросы геологии (2-е Яншинские чтения). Тез. докл. М.: Научный мир. 2002. С.93-96.
6. Международная тектоническая карта Европы и смежных областей масштаба 1:2500000. 2-е изд. 1981.
7. Соколов В.Л. Некоторые черты унаследованности в развитии структуры осадочного покрова юго-востока Русской платформы. Мат-лы по тектонике Нижнего Поволжья. 1962. С. 137-148
8. Структурная карта области, прилегающей к северо-восточному склону Воронежского массива (Ряжск – Пенза). Масштаб 1:200 000. 1955
9. Суханова Т.В., Макаров В.И. Пачелмский авлакоген (Русская плита) на новейшем этапе тектонической эволюции // «Изменяющаяся геологическая среда: пространственно-временные взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов». Мат-лы Международ. конф. Казань: Изд-во Казан. ун-та. 2007. Т.1. С. 64-68.

10. Хохлов П.С. Тектоника и история формирования зоны Керенско-Чембарских и Сурско-Мокшинских дислокаций. Ленинград. 1955. 117 с.

11. Чибрикова Е.В. К вопросу о связи Керенско-Чембарских дислокаций с Саратовскими // Учен. Зап. СГУ. Т. XXIII. 1951. С.36-48.

12. Шатский Н.С. О происхождении Пачелмского прогиба. Сравнительная тектоника древних платформ. Статья 5 // Бюлл. М. о-ва исп. природы. Отд. Геологии. Т. XXX (5). 1955. С. 5-26.

О ФАНЕРОЗОЙСКИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЯХ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА С РУССКОЙ ПЛИТОЙ

Сыстра Ю. Й.

Горный институт Таллиннского технического университета, г. Таллинн, Эстония

Осадочный чехол северо-западного края Русской плиты в пределах Ленинградской и Вологодской областей Российской Федерации и Эстонии сложен породами вендского комплекса эдиакарского периода неопротерозоя и кембрия – девона нижнего и среднего палеозоя. Вся осадочная толща имеет очень пологое (8-15′ или 2-4м на 1км) моноклинальное падение на юг и юго-восток, ее мощность на юге Эстонии достигает 500-600м. В осадочной толщи имеются многочисленные временные перерывы в осадконакоплении, а более значительный перерыв и угловое несогласие предшествует трансгрессии моря в среднем девоне. В то время песчаники пярнуского горизонта ложились на известняки и мергели нижнего силура на юго-западе Эстонии, а доломиты с прослоями глин нарвского горизонта среднего девона уже на известняки и горючие сланцы верхнего ордовика на северо-востоке [13]. Учитывая длительный перерыв в осадконакоплении с конца девона до четвертичного периода, необходимо допустить, что первоначально осадочный чехол имел более широкое распространение на север. На это прямо указывает наличие кембрийских и ордовикских осадочных пород в метеоритных кратерах Силья в центральной Швеции [8], Лумпарн на Аландских островах и Кариккоселькя в 250 км к северу от Хельсинки в Финляндии, а также на дне Ботнийского залива Балтийского моря [11].

Долгое время считали, что территория СЗ края Русской плиты и Фенноскандинавский щит являются жесткими устойчивыми асейсмическими районами, где наличие каких либо значительных фанерозойских тектонических движений не происходит. Сеть разломов и линеаментов на краю плиты менее густая, чем на прилегающей части щита, но их ориентировка в основном не меняется [6]. Допускали, что при малой мощности осадочного чехла они могли образоваться при блоковых движениях докембрийского фундамента, вызывавшего обновление древних разломов.

Типичных складок в палеозойском чехле известно немного. Относительно крупные складки, с размахом крыльев 500м и амплитудой более 100м были описаны В.С. Кофманом и Т.В. Александровой [4] у основания Андомской горы, на самом берегу Онежского озера (рис.1). В песчаниках с прослоями глин, верхнедевонский возраст которых установлен по находкам остатков ихтиофауны, имеются хорошо сформированные линейные складки с азимутом ОП: СВ30-35°. В то время теория тектоники плит не вошла еще в ежедневную геологическую практику, поэтому их образование в результате тектонических движений и деформаций считалось невероятным. Было решено, что они могли формироваться под односторонним давлением движущего с северо-запада материкового ледника. Остался неясным, как такой интенсивно деформированный и расколотый разломами блок оказался в не очень крепких песчаниках с прослоями глин настолько прочным, что сейчас еще образует на берегу озера уступ, высотой 30-35м. Вообще образование таких структур, близких к идеальным складкам изгиба, у дневной поверхности мало вероятно. Скорее всего, они образовались в более глубоких горизонтах и в результате 350 млн. лет продолжавшейся эрозии и выпахивания ледником оказались в нынешнем месте.

Крупные поднятия и прогибы в докембрийском фундаменте Прибалтики были обнаружены в ходе глубинного картирования в 50-80-тых годах прошлого столетия с буровыми скважинами через весь осадочный комплекс. В фундаменте ЮВ Эстонии было выявлено валообразное Валмиера–Мынисте–Локновское поднятие, общего СВ–широтного простирания, где докембрийское основание поднято от нормального положения выше на 350м на северном крыле, а на южном крыле еще больше [5]. На своде раннепалезойский разрез осадочных пород эродирован и песчаники среднего девона со структурным несогласием залегают прямо на докембрийских кристаллических породах.

Аналогичные крупные складки выявлены в центральной части Балтийской синеклизы в ЮВ Латвии, где мощность осадочного чехла превышает 1,5 км. В разрезе здесь участвуют также карбоновые, пермские и триасовые осадочные образования. Нижняя, складчатая часть разреза (кембрий – ранний девон) отделена от верхней части (средний девон – триас), которая образует ядро пологой синеклизы, четким структурным несогласием (рис.2). В складчатых деформациях участвует нижняя часть пород раннего девона, что позволяет довольно точно определить время деформаций, 415-395 млн. лет назад [9]. Тектоническая активность в то время