

О фанерозойских тектонических движениях зоны сочленения Фенноскандинавского щита с Русской плитой

Сыстра, Ю. Й.

Горный институт Таллиннского технического университета, 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) моноклиальное падение на юг и юго-восток, ее мощность на юге Эстонии достигает 500-600м. В осадочной толще 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 Ботнического 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.

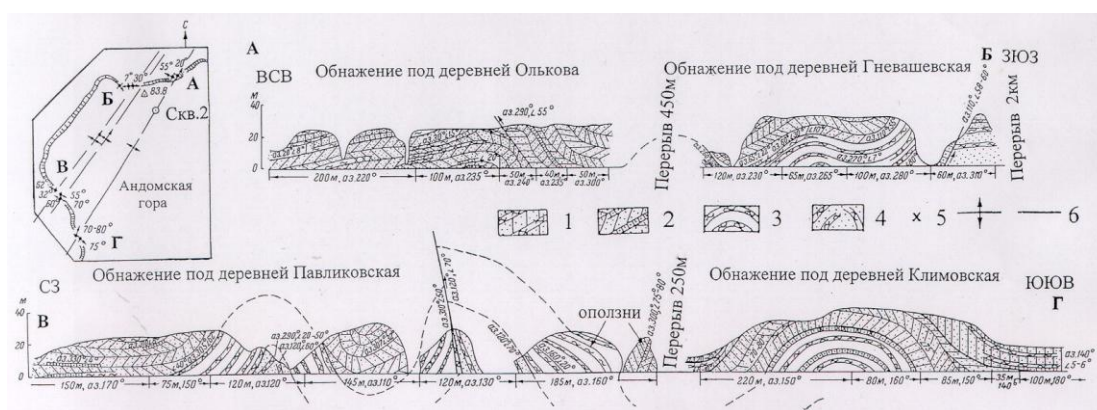


Рис. 1. Схема строения Андомской горы по В.С. Кофман и Т.В. Александровой из [4] с сокращенными надписями. А – места расположения частей разреза вдоль береговой линии. Легенда: 1 – песчаники с прослоями глин (D_3vr); 2 – косослоистые песчаники с прослоями глин (D_3sm+br); 3 – чередование песчаников и глин ($D_3šv+sr$, верхняя часть); 4 – песчаники с прослоями глин ($D_3šv+sr$, нижняя часть); 5 – места находок остатков ихтиофауны; 6 – осевые плоскости складок и направление погружения оси.

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 выпаживания 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 простираения, где докембрийское основание поднято от нормального положения выше на 350м на северном крыле, а на южном крыле еще больше [5]. На своде раннепалеозойский разрез осадочных пород эродирован и песчаники среднего девона со структурным несогласием залегают прямо на докембрийских кристаллических породах.

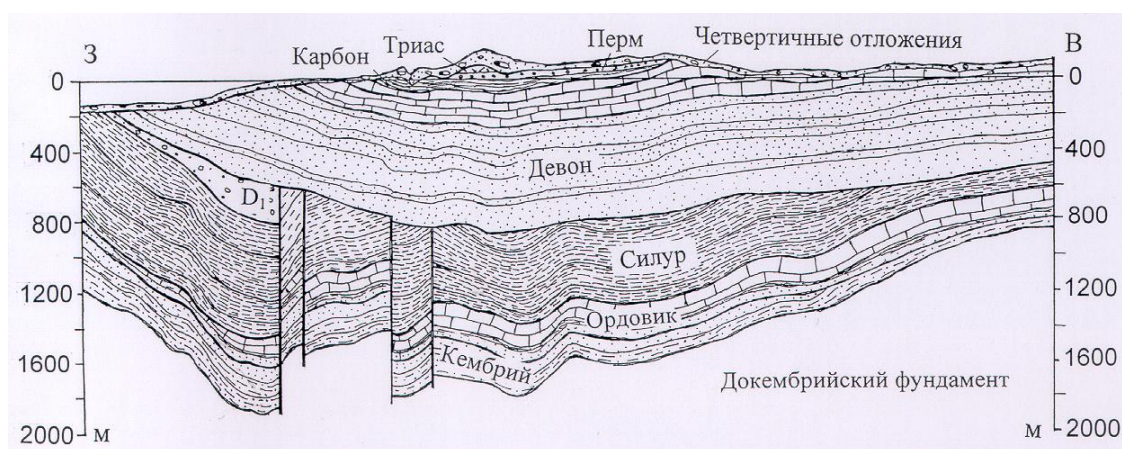


Рис. 2. Геологический разрез через Балтийскую синеклизу в ЮВ Латвии (по данным Латвийского Агенства окружающей среды, геологии и метеорологии, 2005, [10]).

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 возросла и на ЮВ краю Фенноскандинавского щита, в Выборском массиве гранитов–рапакиви внедрились флюорит–кальцитовые жилы с возрастом 402 млн. лет [16], а в сдвиговых зонах происходили гидротермальные процессы и образование новых минералов, что установлено палеомагнитными исследованиями [12]. Эти процессы по

времени совпадали со скандской фазой каледонской складчатости. Это свидетельствует о том, что процессы геологической активности, связанные с закрытием океана Япетус около 408 млн. лет назад [14], охватили обширную площадь в зоне сочленения плиты и щита.

Относительно хорошо наложенные тектонические деформации изучены в осадочном чехле на северо-востоке Эстонии, в сланцевом бассейне, где с 1916 года ведется добыча горючих сланцев. Их извлечено более 1 млрд. тонн. При разведке месторождений пробурено тысячи скважин. Первое крупное тектоническое нарушение было выявлено в 40-ые годы при закладке Ахтмеской шахты. Сейчас в сланцевом бассейне известно более 10 крупных и множество более мелких зон нарушений [7]. Типичная зона СВ простирания, слабо изогнута, шириной от нескольких сотен метров до 3-4 км и длиной до 50 км и более. Зона обычно состоит из крупных открытых складок, которые осложнены более мелкими складками, на крыльях структур еще разломами и зонами дробления. Максимальное вертикальное смещение промышленного пласта достигает 25-30 м. В зонах дробления и по разломам интенсивно развивается карст, где горючие сланцы окисляются и замещаются карстовой глиной. К такому сланцу шахтеры интереса не имеют и поэтому нарушения остаются слабо изученными. Раньше считали, что нарушение состоит из ряда ступенчатых сбросов [2] или является осложненной сбросами и зонами дробления флексурой [1]. Для получения данных о внутреннем строении таких нарушений, которые не только мешают нормальной работе, но и опасны неожиданными обвалами в шахтах, была специально изучена Ахтмеская зона.

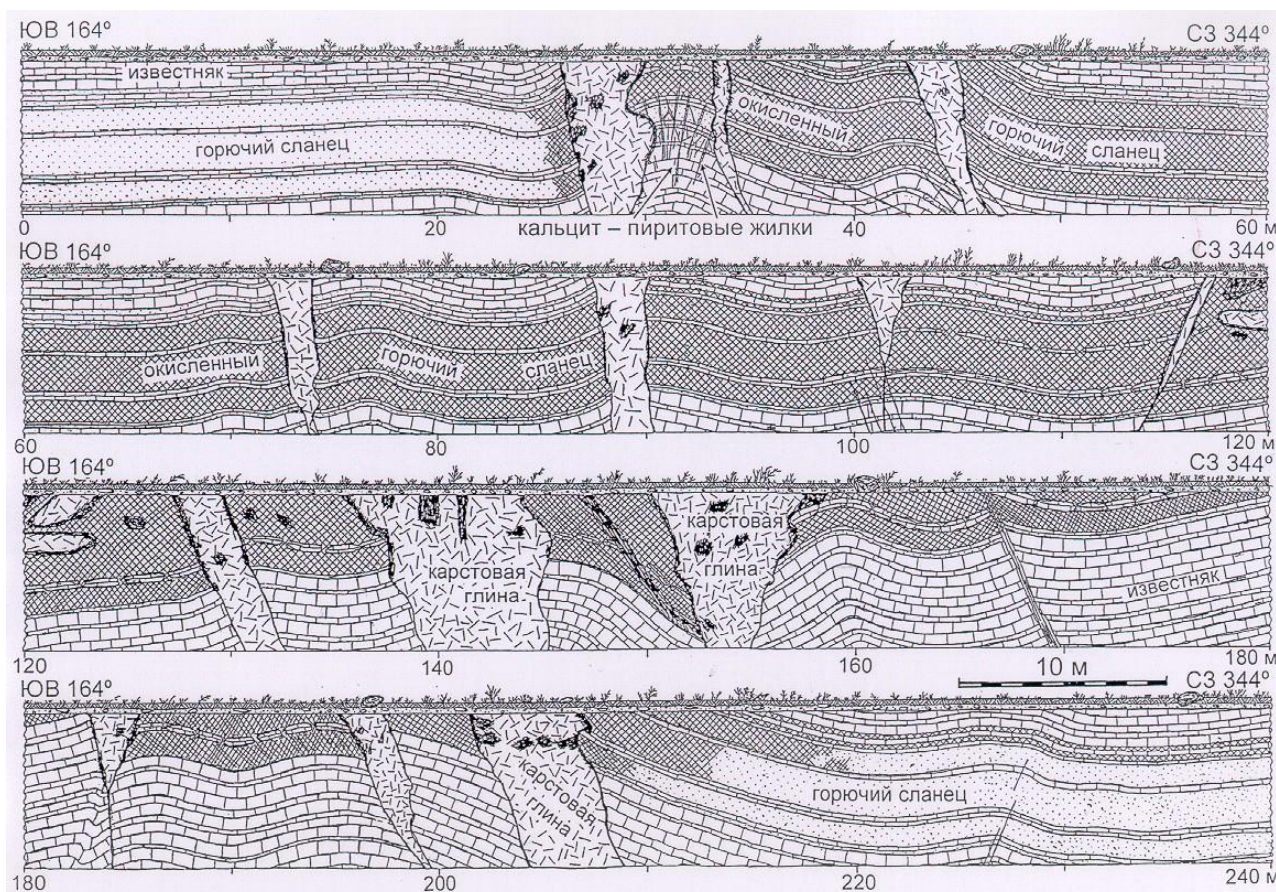


Рис.3. Полный разрез через Сондаское тектоническое нарушение в Пыхья – Кивиылиском карьере весной 2007 года. Стенка карьера образовала с нарушением угол 71°, простирание оси нарушения СВ 53°.

Нарушение оказалось на всем протяжении складчатым, его вертикальная амплитуда достигает 13 м [3]. Вмещающие породы доломитизированы в зонах нарушений, нередко встречаются гидротермальные жилы, мощностью до 10-15 см. Обычные минералы в них

кальцит, доломит, пирит, марказит, галенит, сфалерит, реже встречаются барит и халькопирит. По всей вероятности широкое развитие этих зон связано с той же основной, скандской фазой каледонского орогенеза. Во всяком случае, эти нарушения древнее среднего девона, поскольку складчатые зоны, карстовые явления и песчаниковые осадочные дайки отсутствуют вышележащих девонских породах, где они с несогласием перекрывают горючие сланцы в Нарвском карьере [2].

В неглубоком Пыхья–Кивийылиском карьере в 2005–07гг. наконец удалось составить поперечный разрез через всю тектоническую зоны, шириной здесь всего около 200 м (рис.3). Глубина карьера около 8 м. На плоской равнине под тонким слоем морены и растительного слоя расположены известняки с горизонтами горючих сланцев. Зона состоит из открытых синклинальных и антиклинальных складок, которые осложнены разломами и зонами трещиноватости. По ним широко развит карст. Коренные породы замешены синеватой карстовой глиной, в которой часто встречаются обломки известняков и участки окисленных сланцев, часто с черными полосками на краю. Глинистые заполнения в карстовых зонах в этом нарушении не превышают 10 м, а в других могут достигать 25–30 м и тогда часто имеют зональное строение [2]. Карстовые полосы становятся внизу узче, но продолжают в подстилающих известняках, ниже подошвы промышленного пласта. Особенностью этих линейных нарушений является, что они никак не проявляются в рельефе, тогда как по более поздним СЗ и меридиональным зонам развиваются глубокие речные долины [7]. Интенсивная гидротермальная минерализация была встречена только у самой ЮВ границы зоны, в небольшой антиклинальной складке в виде веерообразно расположенных жил, мощностью 2-10 см. Поперечный разрез нарушения меняется по простиранию, а вдоль края продолжается зона пирит–кальцитовая минерализации с примесью сфалерита, галенита и доломита. В пустотах жил иногда встречаются прозрачные призматические кристаллы кальцита, которые обычно образуются при температуре 110–160° С [15].

Кроме СВ части Эстонии одно такого типа складчато–разрывное нарушение выявлено у Коплиского залива в Таллинне, в береговом уступе кембрийских песчаников с прослоями алевролитов. В ордовикской толще карбонатных пород в Северной Эстонии часто встречаются кальцитовые жилы с пиритом и часто с небольшим количеством доломита, сфалерита, галенита и др. гидротермальных минералов. Некоторые из них представлены 3-4 генерациями, которые отличаются по цвету и включениям, а также по времени и условиям образования. Густота жил в обнажениях меняется, но большинство из них СВ простирания, меньшая часть северо-западной ориентировки. Жилы в основном крутопадающие, 85-90°.

История тектонических движений зоны сочленения Русской плиты со щитом не закончилась каледонскими движениями. В среднедевонских образованиях вскрыши Нарвского карьера выявлена открытая СЗ складка, с размахом крыльев около 200 м, в карьере Пиуза в ЮВ части Эстонии небольшая синклинальная складка и осадочные дайки в песчаниках, заполненные девонским глинистым материалом. О более поздних процессах как на щите, так и на Русской плите свидетельствуют предварительные палеомагнитные данные.

Литература:

1. Вахер, Р.М., Пуура, В.А., Эрисалу, Э.К. Тектоническое строение Северо-Восточной Эстонии // Тр. Ин-та геол. АН ЭССР. 1962. Т.10. С. 319–335.
2. Газизов, М.С. Исследование закономерностей развития карста в Прибалтийском сланцевом бассейне и его влияние на горные работы. Автореф. докт. дисс., Таллин: АН ЭССР, 1972. 43с.
3. Каттай, В., Вингисаар, П. Строение Ахтмеского тектонического нарушения // Изв. АН ЭССР, Геология, 1980, Т. 29, № 2. С.55–62.
4. Кофман, В.С. Андомская гора // В кн.: Геологический путеводитель по каналу им. Москвы и Волго-Балтийскому водному пути им. В.И.Ленина. Л.: Наука, 1968. С.132–133.
5. Пуура, В.А., Вахер, Р.М., Клейн, В.М. и др. Кристаллический фундамент Эстонии. М.: Наука, 1983. 208с.
6. Сыстра, Ю.Й. Тектоника Карельского региона. СПб, Наука, 1991. 176с.

Сыстра Ю.Й. О фанерозойских тектонических движениях...

7. Сыстра, Ю.Й. Проявление наложенных тектонических движений на северо-западной окраины Русской плиты // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Мат-лы XLI Тектонического совещания. Москва, ГЕОС, Т. 2, 2008. С. 311–316.
8. Fredén, C. (Special ed.). National Atlas of Sweden: Geology. Stockholm: SNA Publishing, 1994. 208p.
9. Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G. A Geologic Time Scale 2004. Cambridge University Press, 2004. 589p.
10. http://mapx.map.vgd.gov.lv/geo3/VGD_OIL_PAGE/images/GeolSetting.jpg 24.05.2008.
11. Lehtinen, M., Nurmi, P.A., Rämö, O.T. (eds.) Precambrian geology of Finland: Key to the evolution of the Fennoscandian Shield. Developments of Precambrian Geology. Elsevier, 2005. 736p.
12. Mertanen, S.; Airo, M.-L.; Elminen, T.; Niemelä, R.; Pajunen, M.; Wasenius, P.; Wennerström, M.. Paleomagnetic evidence for Mesoproterozoic - Paleozoic reactivation of the Paleoproterozoic crust in southern Finland. In: The 27th Nordic Geological Winter Meeting, January 9-12, 2006, Oulu, Finland : abstract volume. Bull. of the Geol. Society of Finland. Special issue (1), 2006. P.102.
13. Puura, V., Vaher, R. Cover structure. In: Raukas, A., Teedumäe, A. (eds.) Geology and mineral resources of Estonia. Tallinn: Estonian Academy Publishers, 1997. 436p.
14. Roberts, D. The Scandinavian Caledonides: event chronology, paleogeographic settings and likely modern analogues. // Tectonophysics. 2003. V. 365. P. 283–299.
15. Rösler, J.R. Lehrbuch der Mineralogie. Leipzig, 1979. 832s.
16. Sundblad, K., Alm, E., Vaasjoki, M. Phanerozoic fluorite-calcite-galena veins in the margins of the Fennoscandian Shield. In: The Baltic Sea region : formation and deformation of the crust, seminar in Tartu, Estonia, March 4, 2003 : programme and abstracts. Tartu: University of Tartu, 36–37.