

1. Дедков А.П. Верхнее плато Восточно-Европейской равнины // Геоморфология. 1993. № 4.
2. Дедков А.П., Мозжерин В.В. Новые данные о генезисе и возрасте нижнего плато Приволжской возвышенности // Геоморфология. 2000. № 1.
3. Милановский Е.Е. О корреляции фаз учащения инверсий магнитного поля, понижений уровней Мирового океана и фаз усиления деформаций сжатия земной коры в мезозое и кайнозое // Геотектоника. 1996. № 1.
4. Мозжерин В.В. Аналогии сыртовых глин на севере Приволжской возвышенности // Изв. вузов. Геология и разведка. 2000. № 1.
5. Новейшие отложения, рельеф и неотектоника северной части Приволжской возвышенности и прилегающих территорий. Саратов: Изд-во СГУ, 1985.
6. Салтыков В.Ф. Стратиграфическая схема квартала Пензенской области // Недра Поволжья и Прикаспия. 2001. В. 27.
7. Салтыков В.Ф., Киселева О.И. Палинологическая характеристика уваловской серии эоплейстоцена Саратовского Заволжья // Проблемные вопросы региональной и местной стратиграфии фанерозоя Поволжья и Прикаспия. Тез. докл. регион. конф. Саратов, 2001.
8. Хурсевич Г.К., Карабанов Е.Б., Прокопенко А.А. и др. Детальная диатомовая биостратиграфия осадков озера Байкал в эпоху Брунес и климатические факторы видообразования // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 1—2.
9. Чигурьева А.А. Характеристика флоры и растительности апшерона по морским осадкам Каспия // Антропоген Евразии. М.: Наука, 1984.
10. Чумаков О.Е. Стратиграфическая схема четвертичной системы средневожской серии Госгеолкарты-200. Нижний Новгород, 1999.

НИИ Геологии Саратовского университета
Рецензент — С.М. Шик

УДК 551.243 (571.1)

М.Г. ЛЕОНОВ, С.Ю. КОЛОДЯЖНЫЙ, Д.С. ЗЫКОВ, А.В. ПОЛЕЩУК

ТЕКТОНИКА ОНЕЖСКОЙ МУЛЬДЫ

Статья II. ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ, НЕОТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА

Рассмотрены геофизические данные, характеризующие глубинное строение Онежской структуры, обобщены материалы, иллюстрирующие особенности неотектонической эволюции и общей геодинамики долгоживущего Онежского тектонического прогиба.

Результаты геофизических исследований

Материалы по глубинному строению территории содержатся во многих работах [1, 2, 8, 23, 26—28], но в контексте настоящей статьи необходимые данные наиболее полно изложены в [10]. По геологическим материалам и характеру потенциальных полей можно предполагать, что основание Онежской мульды сложено кислыми породами (гранитами, гранитогнейсами, мигматитами с плотностью σ 2,65—2,68 г/см³). Эти породы архейского фундамента оказывают влияние лишь на общий уровень гравитационного поля. Породы фундамента характеризуются устойчивыми значениями плотности; ятулийско-суйсарские образования отличаются резкой дифференциацией плотности, зависящей от их литолого-петрографического состава. Глубина залегания верхней поверхности кристаллического цоколя и соответственно мощность осадочных образований оцениваются приблизительно в 2 км. В региональном гравитационном поле Центральнo-Онежскому блоку отвечает относительная положительная аномалия, осложненная аномалиями более высоких порядков. Локальные аномалии силы тяжести обусловлены вещественным составом горных пород и особенностями тектонической структуры. Границы блока проявлены в разделяющих трансформациях поля силы тяжести. Для Севернo-Онежского блока характерно некоторое повы-

шение интенсивности поля силы тяжести, однако такое же повышение поля в Центральнo-Онежской аномалии объясняется повышенной плотностью осадочно-вулканогенных пород ятулия и суйсария.

Отмечены полосовые локальные аномалии силы тяжести. Поскольку породы проточехла обладают избыточной плотностью ($\Delta\sigma$ +0,15—0,20 г/см³) по сравнению с породами основания, локальный гравитационный эффект определяется количественным (объемным) соотношением осадочно-вулканогенных образований в антиклинальных и синклиналиных структурах. При этом антиклиналям соответствуют отрицательные аномалии поля силы тяжести, что заставляет предполагать подъем относительно легких сиалических масс фундамента и участие их в строении антиклинальных структур, подтвержденные наблюдениями в краевых частях Онежской мульды [12, 13, 15]. Синклиналиные структуры с увеличенной мощностью шунгитовых пород и относительно более глубоким залеганием фундамента характеризуются положительными локальными аномалиями. Изменения интенсивностей этих аномалий позволяют судить о виргации и ундуляции осей и шарниров складок. Осям антиклиналей соответствуют положительные магнитные аномалии, осям синклиналей — отрицательные, что связано с большей мощностью слабомагнитных пород в синклиналиях и наличием сильномагнит-

Таким образом, гравиметрические и магнитные данные позволяют дополнить структурно-геологические и подтверждают: наличие гранитно-метаморфического фундамента впадины; ее неравномерно-полосовую структуру, связанную с вертикальным и кулисообразным расположениями тел габбро-диабазов (подводящих каналов), что свидетельствует о режиме трансенсии в период внедрения базитовых силлов и даек; присутствие положительной магнитной и гравитационной аномалий под водами Онежского озера.

Главные особенности новейшего этапа развития территории — пространственные положения современной акватории Онежского озера на месте палеопротерозойской мульды и озерной котловины на границе Балтийского щита и плитной части Восточно-Европейской платформы (ВЕП) (рис. 1). Строение котловины озера и его непосредственного обрамления наилучшим образом отражает тип неотектонического режима рассматриваемой территории. Котловина Онежского озера по геоморфологическим чертам и характеру проявления новейших движений подразделяется на две части: северную и южную. Их граница проводится по предполагаемой зоне субширотных разломов, проходящих под акваторией озера южнее южного окончания Заонежского п-ова. К центральной части структуры приурочена положительная аномалия силы тяжести, которая может свидетельствовать об относительном подъеме мафического субстрата. Рассмотрим геолого-геоморфологические особенности этих частей морфоструктуры Онежского озера.

водской и главным образом шокшинской свит. Прибрежная часть гряд крутая, обрывистая. Поверхность их вершинных частей выровнена и полого падает в направлении от озера.

Этот сегмент котловины озера лишь частично принадлежит Балтийскому щиту, в основном она (котловина) захватывает плитную часть ВЕП. На основании геолого-геоморфологических особенностей котловину озера принято рассматривать в качестве новейшего грабена [6, 16]. Причина его образования — гляциоизостатические процессы в сочетании с неотектоническими движениями, проявленными на территории Карелии [20].

Северная часть озерной котловины практически изометрична (110×120 км) и включает Заонежский п-ов с системой заливов и озер и прилегающую с юга наиболее глубокую часть озера. Эта часть котловины значительно отличается от южной по структурно-геоморфологическим характеристикам и представляет собой относительно обособленную морфоструктуру, в которой неразрывно объединены древний тектонический и современный морфоструктурный планы. С востока крупный залив (в южной части он называется Заонежским, в северной — Повенецким) обтекает Заонежский п-ов, образуя дугообразную впадину шириной до 20 км и протяженностью 120 км. Глубина залива колеблется от 20 до 50 м. Многочисленные заливы и мелкие озера вытянутой формы, маркирующие депрессии рельефа в пределах полуострова, ориентированы в направлении север—северо-запад — юг—юго-восток, т.е. соответствуют общекарельскому структурному плану. С запада полуостров оконтурен системой озер (депрессий), имеющей форму пологой дуги, обращенной выпуклой стороной к западу.

В северной части дуга разворачивается навстречу к Повенецкому—Заонежскому заливу, образуя структуру, похожую на двойные скобки «()». Берега большинства озер и заливов в северной части озерной котловины изрезаны, местами обрывисты, наблюдаются выходы пород фундамента. Параллельно озерам и между ними расположены приподнятые гряды, сложенные коренными породами нижнего протерозоя. Гряды зачастую ограничены свежими обрывами и сопровождаются обвальными шлейфами. Перепады высот, как правило, очень резкие, скачкообразные и достигают нескольких десятков метров. За пределами обрамляющих депрессий высота рельефа при удалении от полуострова нарастает до отметок, равных или превышающих высотные отметки гряд на самом полуострове. При этом зеркало максимальных отметок рельефа в пределах полуострова очерчиваетположительную куполовидную форму, которая обрамлена с запада и востока депрессиями (рис. 1, б). Анализ озерных отложений, расположенных ныне на суше, позволил восстановить контуры Онежского озера на момент максимальной послеледниковой трансгрессии [6] (рис. 2). Картина сходна с той, которая наблюдается в настоящее время: отчетливо выделилось кольцо озерной депрессии, окружающее изометричную в плане группу островов и полуостровов. Существование куполовидного поднятия маркируется и наличием перекошенных береговых

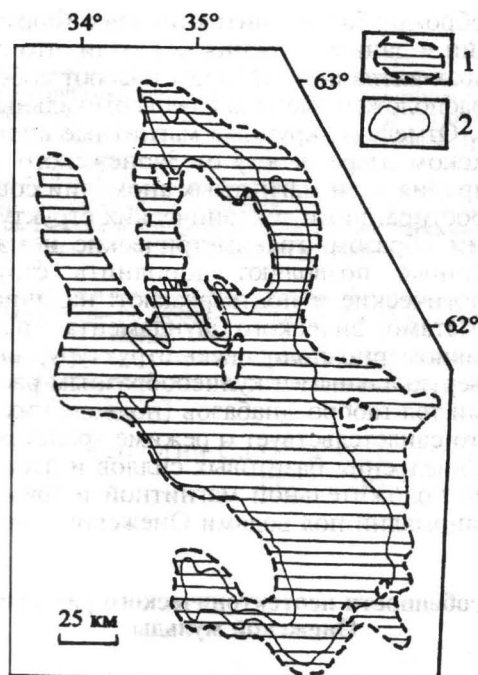


Рис. 2. Контуры Онежского озера в момент максимальной трансгрессии и в настоящее время (по [6], упрощенно): 1 — водная поверхность в момент максимальной трансгрессии; 2 — современные контуры озера

уровней в районе Заонежского залива [6]. Террасы наклонены к северо-востоку в соответствии с наклоном условной поверхности купола.

На территории Северо-Онежской мульды наблюдаются совпадения ориентировки и форм рельефа с формой и простираем складчатых структур, изгибами осевых плоскостей и шарниров складок, приуроченность озерных впадин к ядрам синклиналей (рис. 3). Зачастую отмечается обращенный рельеф, когда синклиналям соответствуют поднятия, а антиклиналям — озерные депрессии. Возможно, это связано с тем, что в антиклиналях, как показано выше, породы интенсивно раздроблены и преобразованы вторичными процессами, а ядра синклиналей, напротив, зачастую бронированы габбро-диабазовыми силлами и базальтовыми лавовыми потоками, которые предохраняют от разрушения и денудации. Эти признаки указывают на единство (или унаследованность) новейшего морфоструктурного и докембрийского планов.

Анализ геологических данных показывает, что депрессия Онежского озера пространственно не связана с какими-либо определенными комплексами пород и наложена на различные породные ассоциации, т.е. ее происхождение и морфоструктура не могут быть объяснены селективной денудацией толщ разной прочности (за исключением обращенного рельефа) или ледниковой экзарацией (ледник двигался в этом районе строго однонаправленно с северо-запада на юго-восток). В частности, дуга Повенецкого залива частично счет структуры докембрийских толщ. Но в то же время форма залива соответствует изгибу сланцеватости древних пород, имеет вид пологой дуги, отвечая горизонтальной мегаскладке.

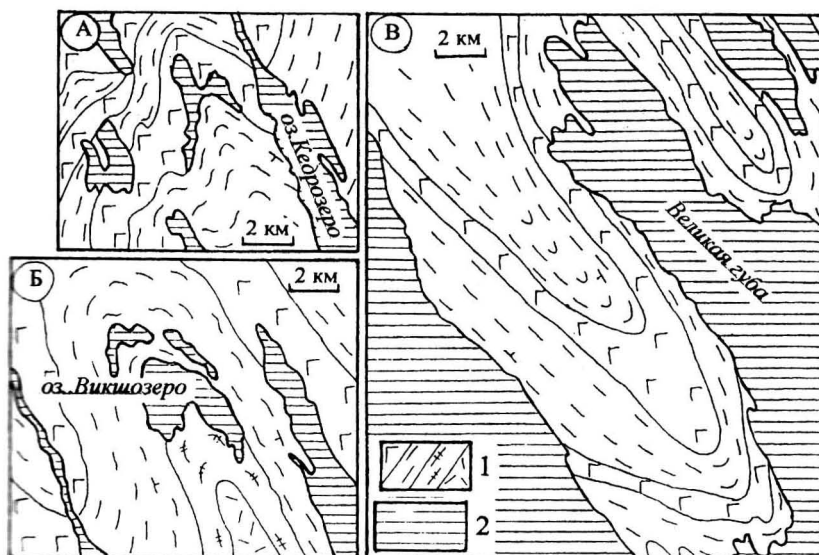


Рис. 3. Геологические схемы (А—В), отражающие совпадение структурного и морфоструктурного планов в пределах Северо-Онежской мульды: 1 — горизонты и толщи нижнепротерозойского чехольного комплекса; 2 — озерные ванны

Таким образом, современный морфоструктурный план Онежского региона в целом характеризуется теми же особенностями, что и тектонический план древних докембрийских толщ, и выражено это прежде всего в парагенезе генеральной изометричной морфоструктуры с секущими линейными морфоструктурами типа гряд и депрессий. При этом современная морфоструктура образована за счет последовательного наложения различных форм: крупной изометричной депрессии (северная часть Онежского озера), куполовидного поднятия в ее центре (Заонежский п-ов), грабенообразного прогиба (южная часть Онежского озера), линейных зон (многочисленные гряды и депрессии).

Изложенные данные свидетельствуют о многокомпонентности новейшего тектогенеза. Можно выделить несколько составляющих процесса. 1. *Вертикальная составляющая движения*, выраженная в формировании купола и сопряженной с ним изометричной части депрессии, а также грабена южной части Онежского озера. Купол, депрессия и грабен расположены над приподнятым мафическим (нижнекоровым или астеносферным?) субстратом, что подтверждает гравитационный максимум силы тяжести. Подъем нижнекорового или верхнемантийного субстрата вызвал растяжение верхнекорового слоя и заложение соответствующих структур. Рост купола сопровождался образованием кольцевых компенсационных депрессий. 2. *Горизонтальная составляющая движения* может быть условно подразделена на *сдвиговую* и *сдвигово-раздвиговую компоненты*. Первая отражена в линейном плане внутренней части структуры и особенностях морфоструктуры линейных зон в ее обрамлении, о чем сказано выше. Вторая компонента связана с замковым отслаиванием, которое возникает в процессе развития складок в «слоистых» породах. При формировании изгиба происходит проскальзывание одних слоев (пачек) относительно других, и в тех случаях, когда радиус кривизны изгиба различных слоев неодинаков, проскальзывание сопровождается

отслаиванием и образованием линзовидных зон относительного растяжения и декомпрессии [21]. Особенности геолого-геоморфологического строения Заонежского района свидетельствуют о реальности такой модели. При этом формирование куполовидного поднятия, образование изометричной депрессии и заложение грабена южной части Онежского озера не противоречат одно другому и находятся в парагенетическом единстве (рис. 1, в).

Геодинамическая интерпретация

Совокупное рассмотрение режимов осадконакопления, вулканизма и структурообразования позволяет наметить некоторые главные особенности геодинамической эволюции района Онежской мульды и

определить режим, обусловивший ее заложение и развитие. Как мы показали, возникновение и длительное развитие бассейна с относительно медленным осадконакоплением подтверждают факт растянутого во времени прогибания территории (проседание дна седиментационного бассейна), которое может быть вызвано несколькими причинами. 1. Растяжение: а) без разрыва сплошности коры, но с увеличением ее проницаемости («пластичный» вариант); б) с разрывом гранитно-метаморфического слоя и образованием грабенов и (или) зияний с корой мафического профиля («хрупкий» вариант). 2. Сжатие и образование рамповых структур. 3. Сдвиг со сжатием (transpression) и формирование структур вдавливания и выдавливания («push-inside» или «push-outside» [32]), а также структур «цветка» (flower structures). 4. Сдвиг с растяжением (trans-tension) и формирование грабенов и впадин типа «pull-apart» и их комбинаций. 5. Отток вещества с утонением гранитно-метаморфического слоя и формированием структур по типу «сдвига с растяжением». 6. Фазовый переход на границе кора—мантия и образование лабигенной структуры [19].

Некоторые из вышеперечисленных моделей после изложения фактического материала можно отбросить, и в первую очередь это касается представлений о лабигенной природе мульды, наличии фазового перехода в основании структуры и рамповом режиме ее развития. Первая и вторая модели предполагают быстрое, катастрофическое прогибание и наличие определенных типов магматизма и вулканизма, например, в Паннонской впадине [19], что не наблюдается в Северо-Онежской мульде. Рамповый режим развития обычно сопровождается возникновением краевых надвигов и задавливанием структуры с бортов, а также накоплением типичных осадочных комплексов (олистостромы, брекчии, конгломераты) и более или менее линейными очертаниями бортов структуры (можно вспомнить рамповые грабены и грабен-синклинали Южного Тянь-Шаня, Армориканского и Родопского массивов). Такие призна-

ки в рассматриваемой структуре отсутствуют. Равным образом нельзя объяснить формирование мульды условиями общего сжатия ни на стадии ее заложения и развития как осадочного бассейна (об этом говорилось выше), ни на стадии формирования тектонической структуры. Общий стиль структуры определяется чередованием узких зон концентрированного сдвига с выжиманием диапироподобных антиклиналей и широких синклиналей с практически ненарушенными пологими днищами. Эта закономерность, как мы подчеркивали, не может быть объяснена с позиций общего сжатия.

Онежскую мульду четко характеризуют следующие признаки: а) пространственная и парагенетическая связи с долгоживущими зонами сдвиговых деформаций, обрамляющих и пронизывающих данную структуру; б) длительное и постепенное прогибание Северо-Онежской мульды в начале раннего протерозоя, наследуемое формированием вепиской Западно-Онежской мульды и современной впадины Онежского озера; в) накопление мелководноморских и лагунных, а затем континентальных отложений незначительной мощности; г) слабое проявление трансгрессионных процессов с течением времени: область осадконакопления в основном сохраняет очертания, но при этом испытывает некоторую миграцию с севера на юг; д) диагонально-кулисное размещение даек основных пород, указывающее на режим транстенсии в период накопления вулканогенно-осадочных комплексов; е) четко фиксируемый режим сдвига со сжатием (транспрессии) свекофеннской фазы диастрофизма с формированием дискретных структур «цветка» и кулисно-эшелонированных складок; ж) развитие базального срыва и области пластического течения в основании протерозойского разреза; з) наличие сплошного «гранитного» слоя под всей территорией мульды; и) повышенная (но дискретная) проницаемость корового слоя с поступлением мантийных составляющих (вулканизм, метасоматическая минерализация); к) проявление процессов вертикально- и горизонтально-плоскостного тектонического течения в породах чехла и кристаллического фундамента.

Все это позволяет рассматривать ятулийско-людиковийскую Онежскую мульду, вепискую Западно-Онежскую впадину, рифейско-палеозойский Онежский (Петрозаводский) грабен и современную депрессию Онежского озера в качестве единой области перманентного прогибания, связанной с режимом сдвигового течения, которая со временем несколько мигрировала в пространстве с север—севера-запада на юг—юго-восток, как бы откатываясь с воздымающегося Балтийского щита. При этом, если в период накопления осадочно-вулканогенных толщ преобладал режим транстенсии, то свекофеннский этап тектоно-метаморфических преобразований в большей степени характеризуется транспрессионными деформациями. Не исключено, что режимы транспрессии и транстенсии сменялись во времени более часто, а также проявлялись синхронно в динамически связанных тектонических обстановках. Об этом свидетельствует факт длительного и

периодического проявления эпигенетических процессов гидротермально-метасоматической проработки свекофеннского (1730±40 млн. лет), позднепротерозойского (1100—900 млн. лет), мезозойского (150—100 млн. лет) времени, которые происходили в обстановке растяжения литосферы с выносом на поверхность Земли мантийного вещества [24]. Метасоматические образования, как правило, подвержены наложенным процессам расщелачивания, брекчирования и катаклаза, что говорит о периодической смене условий декомпрессии обстановками сжатия. Сопряженное и синхронное развитие структур выжимания и нагнетания отражается в процессах тектонического течения пластичных горизонтов доломитов и сланцев туломозерской и заонежской свит, что приводит к многократному увеличению мощностей толщ в ядрах антиклиналей с соответствующим сокращением объемов пород в синклинальных прогибах. Перманентная и повторяющаяся во времени динамическая связь между структурами сжатия типа «цветка» и декомпрессионными прогибами возможна лишь в условиях сдвиговых деформаций, что доказано экспериментальными исследованиями [17].

Таким образом, можно полагать, что заложение, развитие и оформление тектонической структуры Онежской мульды связаны с процессом диссипативного сдвига и оттока горных масс. Процесс этот был сложным. С одной стороны, длительные транстенсионные эпохи прерывались кратковременными транспрессионными периодами. С другой — в силу гетерогенности среды и дискретного распределения деформаций относительно широкие области растяжения чередовались с зонами концентрированных деформаций (зонами частной транспрессии). Сочетание этих факторов привело к формированию противоречивой, на первый взгляд, структуры региона. Эта противоречивость отражена в сочетании обширной изометричной синклинали и рассекающих ее узких линейных зон концентрированной деформации (структур «цветка» или «пальмового дерева»). Последние часто характеризуются выдавливанием материала чехла в верхние горизонты коры и, напротив, в пределах кристаллического фундамента затягиванием такого материала вниз.

В целом развитие Онежского бассейна подчинялось единому трансгрессивно-регрессивному мегациклу, отражающему максимум прогибания в позднеятулийское и людиковийское время с постепенной деградацией прогиба в веписии и позднепротерозое. Геологические данные свидетельствуют о том, что Онежская структура формировалась за счет последовательного развития как бы вложенных один в другой локальных бассейнов, которые последовательно мигрировали в юг—юго-западном направлении. Более ранние частные бассейны после прогибания испытывали частичные поднятие и размыв, тогда как комплементарная декомпрессионная область смещалась в южных румбах, определяя положение более поздних бассейнов. Тот факт, что Онежская структура пространственно связана с зонами латерального сдвигового течения Центральной Карелии и постепенно переходит в них в северном

направлении, по-видимому, дает основание допустить, что возникновение мулдьы и ее развитие динамически связаны с подобными зонами. Такая связь проявлена в формировании структур нагнетания в области сочленения мулдьы и зон сдвигового течения, а также в общем оттоке горных масс и последовательной миграции области растяжения в южном направлении. Этот вывод подтверждается и данными о современной геодинамике региона [18, 31], а также фактом перекоса территории и отката Онежского бассейна в южном направлении. Учитывая материалы [25], новые данные одного из авторов этой работы [13] и результаты тектоно-физического моделирования [7], нельзя исключить и существенную роль в процессе развития Онежской структуры элемента вращения в поле сдвиговых деформаций. Дискретная складчато-сдвиговая структура с сильно сжатыми антиклиналями и пологими широкими синклиналями, сопровождающаяся региональным дисгармоничным срывом на границе фундамент—чехол — достаточно типичный случай эпидермальной тектоники, отражающей общее сдвиговое течение не только чехла, но и подстилающего фундамента. При этом архейские комплексы

кристаллического цоколя участвовали в процессах тектонического течения (выжимания—нагнетания) в качестве активной субстанции.

В заключение необходимо подчеркнуть: геологические данные указывают, что среди всего многообразия гипотез, объясняющих происхождение структур, подобных Онежской мулдье, внимания заслуживают те, которые допускают пространственное перераспределение (отток, латеральное течение, нагнетание) горных масс в условиях объемного реидного течения на различных глубинных уровнях коры и литосферы. Исследование причин возникновения такого течения — вопрос особый, но, как показано в [3, с. 20], «для объяснения колебательных движений земной коры в осадочных бассейнах более приемлемым оказывается механизм, связанный с конвективной неустойчивостью литосферы». «Жесткие» модели, типа покровно-надвиговой или чисто раздвиговой сколовой тектоники, по всей видимости, менее вероятны.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 01-05-64281), Научной школы (проект № 00-15-98531), проекта 6-го конкурса экспертизы молодых ученых № 303.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анкудинов С.А., Болгурцев Н.Н., Литвиненко И.В., Порогова Г.А. Глубинное геологическое строение восточной части Карельского региона по результатам комплексных геофизических исследований (профиль Онежское озеро — Белое море) // Геотектоника. 1972. № 5.
2. Бельская И.Б. Сейсмические модели и геологическая эволюция верхней части земной коры зон карелид восточной части Балтийского щита // Геодинамика и глубинное строение советской части Балтийского щита. Апатиты: Кольский НЦ РАН, 1992.
3. Биргер Б.И. Устойчивость литосферы при горизонтальном сжатии // Сб. науч. трудов. В. 28. М., 1996.
4. Бискэ Г.С. Роль тектоники в геоморфологии Карелии // Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск: Мурманское книжное изд-во, 1961.
5. Бискэ Г.С., Лак Г.Ц., Лукашов А.Д. Береговые образования Онежского озера и их связь с неотектоникой // Развитие морских берегов в условиях колебательных движений земной коры. Таллин: Валгус, 1966.
6. Бискэ Г.С., Лак Г.Ц., Лукашов А.Д. и др. Строение и история котловины Онежского озера. Петрозаводск: Карелия, 1971.
7. Бондаренко П.М. Моделирование полей напряжений, прогноз дислокаций в сдвиговых зонах и их систематика // Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых. М.: Наука, 1991.
8. Былинский Р.В., Глебовицкий В.А., Болгурцев Н.Н., Завинская Г.А. Морфология разделов Мохорвичича и Конрада восточной части Балтийского щита // Геотектоника. 1982. № 2.
9. Геоморфология Карелии и Кольского полуострова. Л.: Недра, 1977.
10. Голод М.И., Гришин А.С., Кищенко Н.Т. и др. Строение земной коры юго-восточной части Балтийского щита по геофизическим данным. Л.: Наука, 1983.
11. Зыков Д.С. Проявления новейшей тектонической объемной подвижности горных масс в Карелии // Докл. РАН. 1999. Т. 2. № 364.
12. Колодяжный С.Ю. Структурные парагенезы и кинематика Койкарской зоны сдвиговых деформаций Карельского массива // Геотектоника. 1999. № 6.
13. Колодяжный С.Ю. Структурные парагенезы и кинематика Центрально-Карельской зоны сдвиговых деформаций (Балтийский щит) // Геотектоника. 2002. № 2.
14. Кратц К.О. Геология карелид Карелии. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1963.
15. Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Сомин М.Л. О тектонической подвижности кристаллических пород фундамента в ядрах антиклинальных складок Северного Прионезья (Балтийский щит) // Геотектоника. 1996. № 1.
16. Лукашов А.Д. Новейшая тектоника Карелии. Л.: Наука, 1976.
17. Морозов Ю.А., Гептнер Т.М. Сопоставление природных и экспериментально воспроизведенных структурных ансамблей, сформированных в условиях транспрессии и транстенси // Проблемы эволюции тектоносферы. М.: ОИФЗ РАН, 1997.
18. Мусатов Ю.Е. Современная геодинамика Балтийского щита // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. Мат. XXXI тектонического совещания. Т. II. М.: ГЕОС, 1998.
19. Николаев В.Г. Паннонский бассейн (строение осадочного чехла и развитие) // Тр. ГИН АН СССР. В. 406. М.: Наука, 1986.
20. Николаев Н.И. О новейшем этапе развития Фенноскандии, Кольского полуострова и Карелии // Бюлл. МОИП, отд. геол. 1967. Т. 42. В. 1.
21. Николья А. Основы деформации горных пород. М.: Мир, 1992.
22. Никонов А.А. Голоценовые и современные движения земной коры (геолого-геоморфологические и сейсмотектонические вопросы). М.: Наука, 1977.
23. Панасенко Г.Д. Сейсмические особенности северо-востока Балтийского щита. Л.: Наука, 1969.
24. Полеховский Ю.С., Тарасова М.П., Нестеров А.Р. Благороднометалльная минерализация месторождений комплексных руд в докембрийских черных сланцах Заонежья Карелии // Благородные металлы и алмазы севера европейской части России. Тез. докл. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 1995.
25. Пржиягловский Е.С., Терехов Е.Н. Механизм образования некоторых древних кольцевых структур Балтийского щита // Эксперимент и моделирование в геологических исследованиях. Новосибирск: Ин-т геол. и геофиз. СО АН СССР, 1984.
26. Проскуряков В.В., Гаскельберг В.Г., Пилацк и й В.Э. и др. Глубинное строение, геодинамика и магматизм восточной части Балтийского щита // Геология северо-запада Российской Федерации. СПб.: Сев.-зап. региональный геол. центр, 1993.

27. Строение литосферы Балтийского щита. М.: ВИНТИ, 1993.
28. Шаров Н.В. Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным. Апатиты: Изд-во Кольского НЦ РАН, 1993.
29. Эрман И.М. Морфоструктуры Западного Прионежья // Четвертичная геология и геоморфология восточной части Балтийского щита. Петрозаводск: Ин-т геол. КНЦ, 1972.
30. Lukashov A.D. Paleoseismotectonics in the northern part of lake Onega (Zaonezhsky peninsula, Russian Karelia) // Geol. Survey of Finland. Nuclear Waste Disposal Res. Rep. Yst-90. ESPOO, 1995.
31. Mörner N.-A. The Northwest European «Sea-level Laboratory» and Regional Holocene Eustasy // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1979. № 29.
32. Trifonov V.G., Karakhaniyan A.S., Ivanova T.P. Active faults and strong earthquakes in Eastern Mediterranean, Middle East and Lesser Caucasus // Second Intern. Symp. of the geology of the Eastern Mediterranean region. Prog. and Abstr. Jerusalem, 1995.

Геологический институт РАН
Рецензент — В.М. Моралев

УДК 551.24.035

В.В. ГОНЧАР

ДЕФОРМАЦИЯ КОРЫ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА ГОРНЫЙ КРЫМ — ЧЕРНОМОРСКАЯ ВПАДИНА: ОБОСНОВАНИЕ КОЛЛИЗИОННО-ЭКСТРУЗИВНОЙ ОБСТАНОВКИ

В рамках структуры сейсмофокальной зоны показана связь сейсмичности с функционированием разломов взбросо-надвигового и сбросового типов, формирующих морфотектонику континентального склона. Проанализировано поле напряжений Горного Крыма, характеризующееся преобладанием условий растяжения в западной его части и сжатия в восточной, а также веерообразным рисунком траекторий горизонтальных напряжений. Сейсмогенное разрушение и тектоническая деформация протекают в рамках экстррузии западной части Крымского п-ова к югу, развивающейся вследствие ограниченного коллизионного воздействия Восточно-Черноморской микроплиты (индентора) на Крымский сегмент Восточно-Европейской платформы.

Тектоническую «погоду» в рассматриваемом регионе, по-видимому, создает различие в кинематике двух составляющих Черноморской плиты: Западной (ЗЧМП) и Восточной (ВЧМП) Черноморских микроплит (рис. 1) [8]. Последняя в большей степени воспринимает импульс движения Аравийской литосферной плиты и передает его на южное обрамление Восточно-Европейской платформы, где существует пояс складчато-надвиговых областей (Крымско-Керченско-Таманско-Кавказский). Предполагаемый разлом, ограничивающий ЗЧМП и ВЧМП, подходит к Южному берегу Крыма в районе мыса Аюдаг и разделяет как сейсмофокальную зону (СФЗ), так и Горный Крым (влияние этого разлома «размыто» в поверхностном выражении) на две части: Западную и Восточную. Такое подразделение в Горном Крыму подтверждено различиями в тектоническом строении [7], особенно характером поля напряжений. Рассматриваемые автором данные о пространственном распределении очагов землетрясений Крымской СФЗ подтверждают и уточняют схему совместного функционирования двух различных сегментов Горного Крыма в условиях современной динамики коры в зоне перехода к Черноморской депрессии. Действующие в этом районе тектонические движения в целом вписываются в схему пространственного разделения режимов сжатия и растяжения коры. Предлагаемая модель тектоники зоны перехода Крым—Черноморская впадина основана на со-

вместном действии ограниченной коллизии, вызванной инденторным давлением ВЧМП, и латеральной экстррузии (escape-тектоники) сегмента коры, отвечающего Западному Горному Крыму, к югу и юго-востоку. На фоне экстррузии и в связи с ней развивается растяжение, сопровождаемое предполагаемым подъемом литосферной мантии под Западным Горным Крымом.

Динамика Крымской СФЗ

Пространственные закономерности проявления сейсмичности в пределах Крымской СФЗ проанализированы за период 1986—2000 гг. на основе данных региональных сейсмологических бюллетеней [9]. При детальном картировании эпицентров СФЗ распадается на ряд локальных очагов сейсмичности (рис. 2), разделенных областями относительного сейсмического покоя. К главным очагам относятся группы землетрясений вблизи Судака (п-ов Меганом), горных массивов Демерджи и Чатырдаг, Алушты, мыса Аюдаг, Ялты, а также у южного выступа континентального склона. Из основных структурно-геоморфологических элементов важнейшую контролируемую роль играют континентальный склон и его уступ: скопления эпицентров либо заключены в рамках верхней и нижней кромок, либо приурочены к одной из этих границ.

Отметим особенности поведения континентального склона в пределах СФЗ: на широтном от-