

УДК 551.242.2(268)

ХАРАКТЕР И ПРИЧИНЫ ПРОЯВЛЕНИЯ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВОМОРСКОЙ ПЛИТЫ (СВАЛЬ- БАРДСКИЙ АРХИПЕЛАГ)

Д.С.Зыков, А.С.Балуев

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 12.02.08

Расширяющиеся в процессе спрединга Норвежско-Гренландский и Арктический бассейны оказывают давление на окраины Баренцевоморской платформы. В результате этого происходит некоторое расплющивание окраин с горизонтальным раздвижением и, как следствие, с образованием поднятий и разделяющих их грабен-желобов. В этих условиях в вершине угла между двумя океаническими бассейнами, на острие двух раздвигающихся окраин в земной коре происходит отжимание блока Свальбардского архипелага от окраины платформы и, вероятно, надвигание его на океаническое ложе. В его пределах в новейшее время развиваются не только морфоструктуры растяжения, но и сжатия - взбросо-надвиги и складки.

Исследования кайнозойского и неотектонического развития Баренцевоморского шельфа и прилегающих Евразийского и Северо-Атлантического океанических бассейнов освещены в литературе. Для океанических областей установлены характер и время раскрытия бассейнов [Карасик, 1968; Шипилов и Тарасов, 1998; Шипилов и др., 2003; 2006a; Talwani & Eldholm, 1977], для шельфа - мозаика неотектонических деформаций, носящих преимущественно блоковый или блоково-сводовый характер [Мусатов, 1990; Шипилов и др., 2006; Musatov, 1996]. Для архипелага Свальбард (главным островом которого является Шпицберген) датированы основные поверхности выравнивания и террасовые комплексы, установлено его общее сводовое поднятие и блоковые движения отдельных его участков в новейшее время [Семевский, 1967; Шарин, 2004].

Для узла сочленения Срединно-Атлантического и Срединно-Арктического хребтов разработана геотектоническая мобилистическая концепция, согласно которой архипелаг Шпицберген, первично располагавшийся у Гренландии, в начале кайнозоя сдвигался вдоль трансформ в процессе раскрытия Евразийского и Северо-Атлантического бассейнов [Harland, 1969]. В процессе этого движения произошла коллизия Гренландской и Баренцевоморской окраин и, как результат, на Шпицбергене возник Третичный складчато-надвиговый пояс дислокаций, протягивающийся вдоль всего западного побережья архипелага [Dallman et al., 1993; Lowell, 1972; Maher et al.,

1989]. Считается, что после отодвигания архипелага Шпицбергена от Гренландии (с позднего палеогена и до настоящего времени) дислокации связаны преимущественно с растяжением окраины архипелага [Eldholm et al., 1987; Talwani & Eldholm, 1977].

Однако данные, получаемые в последнее время, не находят удовлетворительного объяснения с позиции имеющихся взглядов. Полевые исследования, проведенные нами в 2006 г. на западном побережье о. Шпицберген в районе Земли Норденшельда, а также анализ литературных данных, позволяют несколько по-иному интерпретировать тектонические взаимоотношения в системе «окраина континента-океан», сделав акцент на процессах горизонтальных деформаций, происходящих не только в срединно-океанических хребтах, но и на самой континентальной окраине, чему и посвящена данная статья.

Общие сведения о геологическом строении региона

Основные особенности строения и развития исследуемого региона (рис.1) приведены в обобщающих работах [Строение литосферы..., 2005; Шипилов и Тарасов, 1998; Шипилов и др., 2006; 2006a]. Согласно их данным, Евразийский и Северо-Атлантический океанические бассейны начали раскрываться в начале кайнозоя или немного ранее, с 24 магнитной аномалии. Связь между раскрывающимися бассейнами имела трансформный характер, в результате

чего по мере раскрытия бассейнов происходило расхождение гренландской и баренцевоморской окраин.

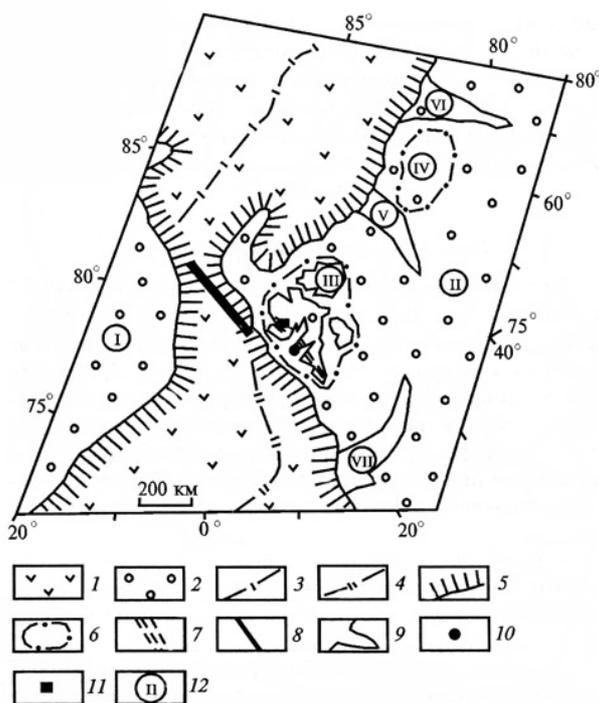


Рис. 1. Схема тектоники северо-западной окраины Баренцевоморской плиты:

1 — океанические бассейны; 2 — плиты; 3 — хр. Гаккеля; 4 — хр. Книповича; 5 — континентальный склон; 6 — контуры поднятий, маркируемых архипелагами; 7 — третичный пояс дислокаций о. Шпицбергена; 8 — сдвиговая зона; 9 — контуры прогибов; 10 — участок детальных работ (рис. 3); 11 — место расположения профиля (рис. 2); 12 — морфоструктуры: I — Гренландская плита; II — Баренцевоморская плита; III — поднятие Свальбард; IV — поднятие Земли Франца-Иосифа; V — желоб Иосифа-Виктория; VI — желоб Святой Анны; VII — Медвежинский желоб

Важная особенность строения дна северной части Атлантического бассейна - наличие Срединно-Атлантического хребта (хр. Книповича), который в этом районе накладывается на магнитные аномалии и является новообразованным по отношению к ним. Хребет изгибается в плане при подходе к архипелагу Шпицберген и фрагментируется большим количеством малоамплитудных трансформных разломов. Хребет расположен асимметрично относительно бассейна - часть океанического дна, прилегающая к баренцевоморской окраине, значительно уже, чем часть, прилегающая к Гренландии. Такая асимметрия Норвежско-Гренландского бассейна, как предполагают Э.В. Шипилов и С.И. Шкарубо [2007], объясняется двухэтапной историей развития этого сегмента Атлантики, обусловленной становлением первичного и вторичного центров спрединга. Вторичный спрединговый центр - хр. Книповича - начал формироваться на рубеже позднего олигоцена - раннего миоцена и привел к отколу от баренцевоморской окраины блока континентальной коры поднятия Ховгард, который впоследствии мигрировал на запад до современно-

го положения в пределах борейальной океанической впадины.

На основании сейсмостратиграфических работ на границе Баренцевоморского шельфа и океанической впадины установлена относительно узкая Поморская депрессия, выполненная молодыми осадками, которая зажата между Западно-Баренцевоморской континентальной окраиной и хр. Книповича. Ее строение резко асимметрично: западный борт, сложенный породами океанического ложа, погружается полого, восточный же, связанный с окраиной континента, - крутой. Максимальное развитие депрессия имеет южнее Шпицбергена, а в районе его северо-западного побережья она сравнительно редуцирована. Примерно в районе окраины шельфа проводят разрывную зону Хорнсунд, которая проходит вдоль всего западного побережья Шпицбергена и, по всей видимости, отсекает структуры океанического бассейна от структур Шпицбергена и всей Баренцевоморской окраины.

Арктический Евразийский океанический бассейн сравнительно симметрично разделен на две части срединным хребтом Гаккеля. На его северной окраине расположен отчлененный в процессе спрединга от Баренцевоморской окраины хр. Ломоносова, а южная окраина образована ступенчатыми склонами баренцевоморской платформы. В рельефе фундамента в этих местах также наблюдается депрессия.

Северо-западная часть Баренцевоморского шельфа относится к Баренцевоморской (Свальбардской) плите. Основание этой плиты имеет позднедокембрийский возраст. Выходы пород основания известны на архипелаге Шпицберген. Чехольный комплекс представлен широким набором палеозойских, мезозойских и кайнозойских, преимущественно осадочных пород, обнажающихся в разных частях Свальбардского архипелага, Земли Франца-Иосифа и др., а также на морском дне. Структура пород чехольного комплекса достаточно сложная, наблюдаются прогибы и поднятия, осложненные многочисленными разрывными нарушениями разного типа и менее распространенными складчатыми деформациями.

Наиболее интенсивные дислокации образуют пояс, названный Третичным складчатонадвиговым поясом, который протягивается вдоль западного побережья о. Шпицберген. В деформации вовлечены как породы основания, так и толщи чехольного комплекса. Наблюдаются многочисленные надвиги, взбросы, сдвиги, а также разрывы других типов. Здесь широко развиты интенсивно сжатые складчатые структуры, образовывавшиеся часто в едином

парагенезе с разрывами. Считается, что этот пояс образовался в начале кайнозоя при транс-прессивных контактах Гренландской и Баренцево-морской окраин и в дальнейшем развивался в режиме трансстессии [Dallman et al., 1993; Lowell, 1972; Maher et al., 1989].

Для новейшей структуры Свальбардской плиты характерна мозаичная картина поднятий и прогибов [Мусатов, 1990; Шипилов и др., 2006], которые носят блоковый или сводово-блоковый характер. Важнейшими поднятиями являются сводово-блоковое поднятие архипелага Свальбард и поднятие Земли Франца-Иосифа. Важнейшими депрессиями - унаследованные новейшие грабен-желоба (Св. Анны, Франца-Виктория и др.), которые осложняют континентальные окраины и раскрываются как к Арктическому (Св. Анны, Франца-Виктория и др.), так и к Атлантическому бассейнам (Медвежинский и др.) [Мусатов, 1996; 1996а; Шипилов и Тарасов, 1998].

Особенности развития о. Шпицберген в новейшее время

Основой для неотектонического районирования архипелага Свальбард (включая о. Шпицберген) явилось изучение (картирование и датирование) поднятых на разную высоту разновозрастных поверхностей выравнивания и террас. В результате новейшая структура архипелага воспринимается как блоковая, или сводово-блоковая [Семенов, 1967; Шарин, 2004], что подразумевает дифференцированную подвижность отдельных участков земной коры по скорости и знаку. Геолого-геоморфологические исследования в этой области в последнее время были удачно дополнены археологическими изысканиями, показавшими, что побережья фьордов в разных частях о. Шпицбергена местами продолжают испытывать поднятия или опускания в историческое время [Шарин и Дымов, 2004; Черносветов, 2006].

В то же время остается слабоизученным вопрос об активности в новейшее время геологической структуры о. Шпицбергена. В опубликованной литературе встречаются лишь отдельные упоминания о молодой активности преимущественно сбросовых структур, без детальных описаний [Dallman et al., 1993] или в принципе ставится вопрос о неизбежности существования дислокаций на границах блоков [Семенов, 1967]. Однако данные о проявлениях современной сейсмичности [Асминг и др., 2005; Chan & Mitchell, 1985], четвертичного вулканизма [Евдокимов, 2000; Harland, 1997] и селективных исторических поднятиях и опуска-

ниях берегов фьордов [Шарин и Дымов, 2004; Черносветов, 2006] позволяют говорить о существовании современных тектонических движений и связанных с ними деформаций земной коры Свальбардского поднятия.

Методическая основа исследований

В основе исследований лежит совместный анализ геологических структур, сравнительной денудационной устойчивости слагающих их пород и возникших над геологической структурой элементов рельефа [Зыков, 2001; Костенко, 1972; Костенко и др., 1999]. В результате сопоставления всех параметров удается выделить развивающиеся или неразвивающиеся структурные элементы рельефа. Приведем несколько примеров, необходимых для понимания основных принципов методического подхода, применяемых при морфоструктурном анализе:

- развивающиеся антиклинальные складки в однородных по прочности породах образуют в рельефе формы, подобные самой структуре, но характеризующиеся большим радиусом кривизны;

- развивающаяся (опускающаяся) депрессия, связанная с синклиальной складкой или грабеном будет маркироваться современным осадочным бассейном, проявленным как водоем или область заболачивания. Неразвивающаяся - рельефом, обусловленным прочностными свойствами препарированных пород;

- развивающийся в пределах однородных пород надвиг или сброс будет образовывать уступ в рельефе (при этом сам сместитель может за счет денудации наблюдаться на некотором удалении от подножия этого уступа). Неразвивающиеся разрывы в однородных породах не будут образовывать уступов, за исключением случаев явной препарировки структурных неоднородностей.

Безусловно, в реальной действительности картина всегда сложнее, чем описанные схемы. Необходимо учитывать масштабы явления, проследивать морфоструктуры по простиранию и т.п.

Фактический материал исследований

В последнее время большинство работ, посвященных структурным исследованиям о. Шпицбергена, сопровождаются разрезами, на которых достаточно детально и качественно показано геоморфологическое строение острова [Bergh & Andressen, 1990; Bergh et al., 2003; Dallman et al., 1993; 2002; Maher et al., 1989]. Даже поперечный анализ этих профилей

(без полевой заверки) позволяет говорить о возможной активизации в новейшее время элементов геологической структуры территории. Так, например, на геолого-геоморфологическом профиле, проведенном вкост Третичного складчато-надвигового пояса [Bergh et al., 2003], можно наблюдать неоднократно повторяющуюся прямую корреляцию между выходами на поверхность надвигов и появлением над ними в виде своеобразных козырьков возвышенностей (рис. 2). В отсутствие прослоев повышенной прочности подобное явление можно объяснить только новейшей активностью надвигов.



Рис. 2. Геолого-геоморфологический профиль вкост простираения Третичного складчато-надвигового пояса (по [27] с упрощениями): 1 — надвиги; 2 — элементы складчатой структуры

Нашими полевыми наблюдениями в районе Земли Норденшельда (район мысов Фестинген и Старостина, западное побережье Шпицбергена) были установлены некоторые признаки неотектонической активности надвиговых и сбросовых нарушений. Этот район сложен осадочными породами каменноугольной (карбонатными и терригенными), пермской (преимущественно кремнисто-карбонатными), триасовой, юрской, меловой и палеогеновой (преимущественно терригенными - переслаиванием аргиллитов, алевролитов и песчаников) систем. Вся толща в целом образует моноклинал, в которой пласты падают к востоку и северо-востоку и имеют углы падения от пологих до практически вертикальных [Maher et al., 1989]. Породы разбиты многочисленными разрывными нарушениями разных кинематических типов, от надвигов до сбросов. Наблюдаются также складчатые деформации, причем складки могут быть как сильно сжатыми, видимо приразломными, так и образовывать пологие изгибы.

Можно выделить два основных типа рельефа: преимущественно денудационный рельеф возвышенности (гора Варде) (рис. 3, а) и абразионно-аккумулятивный рельеф, окружающий эту возвышенность сравнительно ровной слабонаклонной долиной. Долина имеет ширину в сотни метров и обрывается к фьордам террасовыми абразионными уступами высотой 3-5 и 12-18 м. Датировки террас с подобными высотами в Ис-фьорде показывают их голоценовый возраст [Harland, 1997].

Западные склоны возвышенности горы Варде наиболее высокие и крутые и в верхней части представляют собой обрыв более 100 м высотой, в котором видны моноклинально залегающие слоистые толщи под углами 20-40° СВ. Ниже обрыва склон немного выполаживается и ограничивается депрессией оз. Линне, вытянутой параллельно склону.

В стенках каньоновидных оврагов, рассекающих основание склона горы Варде, на протяжении десятков или даже сотен метров наблюдаются зоны тектонического разлинзования и дробления пород, чередующиеся с ненарушенными слоями моноклинали. Вероятно, мы видим один или несколько надвигов или взбросов, которые являются послыонными или почти послыонными (рис. 3, б).

Взбросо-надвиг имеет отчетливые особенности, свидетельствующие о его рельефообразующей роли и соответствующей неотектонической активности. Он расположен в основании возвышенности, маркирующей его поднятое крыло, отступает от ее обрывов и картируется вдоль склона. Опущенное крыло маркируется долиной озера Линне. Возраст разрыва точно определить трудно. Ясно, что он заложен вместе с остальными структурами Третичного складчато-надвигового пояса деформаций, а в новейшее время разрыв скорее всего продолжал подновляться, выполняя рельефообразующую функцию и определяя основные особенности рельефа.

Новейшая активность взбросо-надвига подтверждается и при анализе абразионного голоценового террасового комплекса, расположенного выше уровня основной предгорной террасы на северо-западном склоне горы Варде. Этот склон расположен почти перпендикулярно к юго-западным обрывам горы, вдоль которых проходит взбросо-надвиг. Как натурные наблюдения со стороны залива Ис-фьорд, так и промеры высот террас с помощью ручной GPS показывают отчетливое задириание самого высокого из этих уровней (около 90 м от уровня фьорда) в западном направлении, в сторону описанного взбросо-надвига (рис. 3, а). По всей видимости, это задириание можно объяснить избирательным поднятием восточной части горы Варде и мыса Старостина в доголоценовое или в раннеголоценовое время, которое в свою очередь наиболее логично увязать с развитием взбросо-надвига, находящегося в основании этого склона.

Таким образом, крупный надвиг, осложняющий моноклинал осадочных пород в районе мыса Старостина и оз. Линне, имеет признаки активизации в новейшее время.

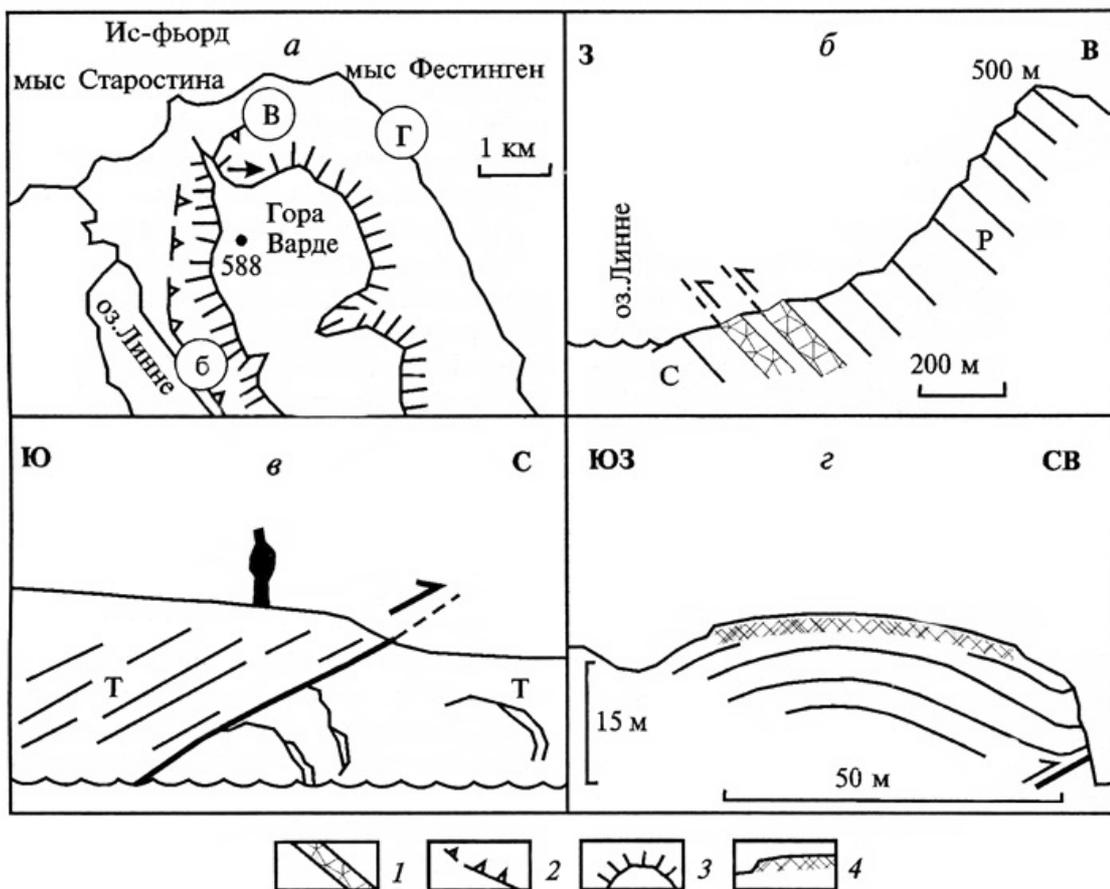


Рис. 3. Локальные морфоструктуры в районе Ис-фьорда (по материалам полевых зарисовок): а — расположение морфоструктур в плане; б — развивающийся надвиг над оз. Линне; в — развивающийся надвиг на предгорной равнине между горой Варде и Ис-фьордом; г — развивающаяся складка на побережье Грон-фьорда:

1 — зона дробления взбросо-надвигов; 2 — надвиги в плане; 3 — обрывы и склоны возвышенностей; 4 — морская терраса

Пространство между северными обрывами горы Варде и Ис-фьордом представляет собой сравнительно ровную пологую равнину, которая обрывается к фьорду абразионной террасой с высотой бровки примерно 13-15 м. Местами в этот основной уровень вложены более низкие и более молодые неширокие террасы. Поверхность равнины рассечена неглубокими каньонами небольших речек, впадающих во фьорд.

В борту одной из этих речек, примерно в 300 м от ее впадения во фьорд, в обрыве высотой 3 м среди круто залегающих однообразных непрочных алевритовых пород триасового возраста нами наблюдался надвиг, формирующий в своей фронтальной части уступ на поверхности террасы высотой менее метра (рис. 3, б). Простираение этого уступа юго-западное, вдоль подножия горы Варде, причем он прослеживается на протяжении около сотни метров. Сместитель надвига падает в юго-восточном направлении под углом примерно 15° и соответствует подошве слоев в аллохтоне. Слои же в автохтоне падают в соответствии с общими падениями в моноклинали к северо-востоку под гораздо более крутыми углами около 35° .

Можно констатировать тот факт, что надвиг является рельефообразующей структурой в сравнительно непрочных и однородных породах. По всей видимости, он развивался после образования террасы и поэтому может считаться молодым, голоценовым. По своему морфоструктурному положению он, вероятно, свидетельствует о поднятии блока, соответствующего возвышенности, и надвигании ее на прилегающие участки долины.

Примерно в 2 км к юго-востоку от мыса Фестинген, на побережье Грен-фьорда можно наблюдать признаки новейшей, рельефообразующей активизации антиклинальной складки (рис. 3, г). В этом месте сравнительно ровная поверхность широкой предгорной долины обрывается к фьорду абразионным уступом примерно 13-15 м высотой и пропиливается перпендикулярным к берегу коротким наклонным оврагом длиной около 50 м. Как можно наблюдать в обнажениях в обоих бортах оврага, он практически поперек разрезает сравнительно пологую, почти симметричную антиклинальную складку, шарнир которой ориентирован примерно вдоль берега в север-северо-западном

направлении, а падение слоев на крыльях достигает 5-15°. Видимая ширина складки соответствует длине оврага и составляет также более 50 м. Сложена структура преимущественно алевролитовой слоистой толщей палеогенового возраста, включающей отдельные маломощные прослои песчаников.

В приустьевой части оврага пологое крыло антиклинальной складки нарушается разрывами и осложняется узкой синклиналью таким образом, что в береговом обрыве породы полого падают уже не к фьорду в северо-восточном направлении, а от него. В этом месте, в основании абразионной террасы наблюдается хорошо выраженный зоной тектонического разлинзования послонный надвиг, который падает в юго-западном (от фьорда) направлении под углом примерно 40°. По своему положению он является как бы подрезающим всю антиклинальную структуру. Можно думать, что сами складчатые структуры приурочены к этому надвику.

В тыловой части оврага, в месте, где, по всей видимости, должна располагаться синклинальная часть структуры, верховья оврага резко раздваиваются игибаются параллельно берегу и на протяжении многих сотен метров прослеживаются в виде слабо выраженного в рельефе линейного заболоченного понижения.

Благодаря наличию оврага в его боргах наблюдается геолого-геоморфологический разрез, сделанный природой поперек складчатой структуры. На этом разрезе можно видеть (в сплошном обнажении) не только антиклинальную складку и подрезающий в ее основании надвиг, но и рельеф, существующий над складкой. Этот рельеф образует над антиклиналью конформный ей изгиб поверхности предгорной долины (осложненный небольшими слабовыраженными террасками) с несколько большим радиусом кривизны. Очевидно, эта форма имеет столь яркую выраженность за счет эрозионной обработки, однако и тектоническая ее предопределенность не вызывает сомнений. Образовавшийся над антиклиналью пологий вал, ограниченный, с одной стороны, береговыми обрывами, а с другой - неглубоким оврагоподобным понижением, прослеживается вдоль берега на расстояние почти в километр. Следовательно, антиклинальная структура имеет признаки новейшего развития: она выражена в рельефе в виде пологого вала большего радиуса кривизны, чем сама структура. Поскольку нарушается поверхность террасы, имеющей голоценовый возраст, то и возраст самой деформации является голоценовым.

Таким образом, в пределах архипелага Шпицберген можно выявить не только извест-

ные ранее морфоструктуры, отвечающие режиму растяжения (сбросы, проявления четвертичного вулканизма и др.), но также и морфоструктуры, отвечающие режиму тектонического сжатия на новейшем этапе. Безусловно, количество наблюдений еще недостаточно для построения каких-либо обобщающих морфоструктурных схем, но даже сам факт существования подобных проявлений является новым и достаточно интересным.

Обсуждение

Как известно, расширение океанических бассейнов в срединных хребтах, связанное с мантийными процессами, приводит к развитию мощных напряжений, передаваемых горизонтально в тело континентальной плиты [Пуцаровский, 2004; Шипилов и др., 2006]. Видимо, как результат этого давления и некоторых других процессов в мантии периферия Баренцево-морской плиты задирается и образует ряд поднятий, выраженных в рельефе в основном архипелагами островов Свальбарда и Земли Франца-Иосифа [Мусатов, 1990; 1996; 1997]. Наличие разделяющих поднятия грабен-желобов (Св. Анны, Франца-Виктория, и др.) свидетельствует о продольном окраине раздвижения и будинировании континентальной земной коры [Арктические..., 2004], что увязывается с концепцией латерального давления со стороны океанов, приводящего к некоторому расплющиванию окраины континента и ее удлинению. Эти процессы с большой вероятностью происходят вдоль арктической окраины Баренцево-морской плиты, где давление практически перпендикулярно краю этой плиты. Менее уверенно можно говорить о подобных процессах в приатлантической части ее окраины, где вектор оказываемого давления скорее всего расположен под углом к ней.

По своему положению Свальбардское поднятие расположено на стыке двух областей воздействия: Норвежско-Гренландского и Арктического бассейнов (рис. 4). В этом случае оно как пограничная структура должно испытывать отжимание одновременно по двум направлениям: по субширотному, вдоль арктической окраины (в большей степени), и, вероятно, по субмеридиональному вдоль Норвежско-Гренландской, что должно приводить к его отодвиганию от Баренцево-морской плиты. Отодвигание края плиты должно приводить к надвиганию на дно бассейна и частичному поглощению океанического ложа. Подобные процессы, видимо происходившие при перемеще-

ниях Гренландского блока, описаны в работе [Глебовский и др., 2006].

Несмотря на то что прямых геофизических доказательств наличия зоны субдукции под Свальбардом не установлено, можно выделить геолого-геоморфологические признаки, свидетельствующие о возможном надвигании Свальбарда в северо-западном направлении. Прежде всего, это асимметричное строение склонов погребенного Поморского прогиба, расположенного вдоль западной окраины Баренцевоморской плиты. Его континентальная часть имеет обрывистый характер, в этом месте склон крутыми неширокими ступенями погружается в сторону дна. На этом склоне, южнее Шпицбергена, выделяют надвиги, плоскости смещения которых падают на восток, в тело Баренцевоморской плиты [Bergh & Grogan, 2003]. Противоположный склон прогиба, являющийся частью океанического ложа, напротив, полого погружается в сторону дна депрессии, как бы ныряя под крутой континентальный склон.

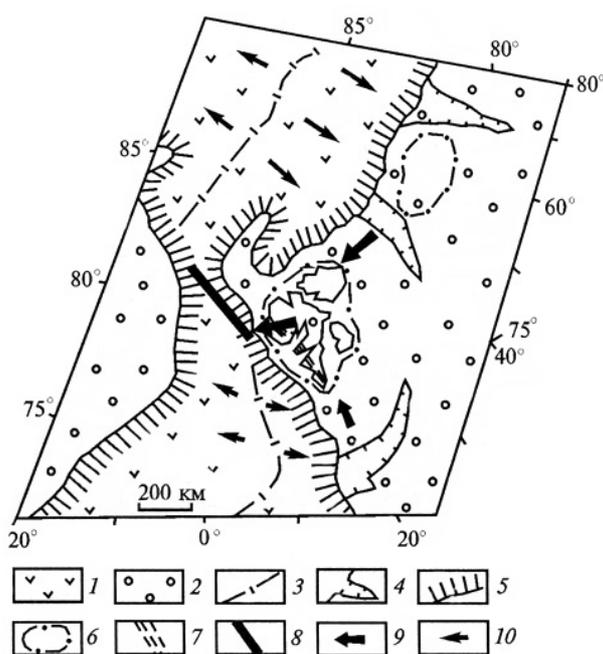


Рис. 4. Модель новейшей горизонтальной подвижности северо-западной окраины Баренцевоморской плиты: 1 — океанические бассейны; 2 — плиты; 3 — срединные хребты; 4 — окраинные грабены; 5 — континентальный склон; 6 — контуры поднятий, маркируемых архипелагами; 7 — Третичный пояс складчато-надвиговых дислокаций о. Шпицбергена; 8 — сдвиговая зона; 9 — направление перемещения породных масс окраины Баренцевоморской плиты; 10 — предполагаемые векторы давления со стороны океанических бассейнов

О селективном перемещении Свальбардского поднятия относительно Баренцевоморской окраины может свидетельствовать также разница в проявлении Поморского прогиба вдоль его простирания. Южнее Шпицбергена он достигает максимальной глубины и ширины, напротив, у северо-западной окраины острова он сравнительно редуцируется [Шутилов,

2004]. Возможной причиной этой разницы в погребенном рельефе может быть смещение поднятия Свальбарда к северо-западу или западу.

Подобные взгляды, связанные с возможностью поглощения под Свальбардским блоком части океанического ложа, были недавно высказаны в работе [Шутилов и Шкарубо, 2007], где они обоснованы несколько иными материалами и подходами.

В свете предложенной концепции получает объяснение наличие на Шпицбергене морфоструктур, которые ассоциируются со сжатием - взбросо-надвигов и складок. Они активизируются в связи с общим отжиманием Свальбардского блока от Баренцевоморской окраины и его надвиганием на океаническое ложе.

Заключение

Геолого-геоморфологические данные о строении западной окраины о. Шпицберген, в том числе и данные полевых исследований, показывают существование морфоструктур, ассоциирующих со сжатием (взбросо-надвигов и складок). При этом пологий наклон поверхности океанического ложа, крутой обрыв окраины плиты, развитие асимметричной Поморской депрессии в ее основании и надвигов в пределах ее крутого склона, плоскости смещения которых падают на восток, в тело Баренцевоморской плиты, свидетельствуют о возможном некотором надвигании поднятия Свальбардского архипелага на океаническую кору. Эти данные и анализ известного по литературе фактического материала позволяют сформулировать модель неотектонического развития северо-западной окраины Баренцевоморской плиты в районе Свальбардского архипелага. Расширяющиеся в процессе спрединга Норвежско-Гренландский и Арктический бассейны оказывают давление на окраины Баренцевоморской плиты, в результате чего происходит некоторое расплющивание ее окраин с горизонтальным раздвиганием и, как следствие, с образованием поднятий и разделяющих их грабен-желобов. В этих условиях в вершине угла между двумя океаническими бассейнами, на стыке двух раздвигающихся окраин в земной коре происходит выжимание сводово-блокового поднятия Свальбардского архипелага, в пределах которого развиваются не только морфоструктуры растяжения, но и сжатия - взбросо-надвигов и складки.

Таким образом, процессы неотектонических деформаций, наблюдаемых в районе Свальбардского архипелага, происходят не

только напрямую за счет развития спрединга в срединно-океанических хребтах и трансформных перемещений, но и в результате воздействия полей тектонических напряжений, генери-

руемых непосредственно в краевой части Баренцево-морской плиты.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 06-05-64848 и 07-05-01158 и программы ОНЗ РАН № 14.

ЛИТЕРАТУРА

1. Арктические и Дальневосточные моря. Кн. 1 Арктические моря. СПб., 2004. 468 с.
2. *Асминг В.Э., Виноградов А.П., Баранов С.В.* Сейсмичность архипелага Шпицберген в 2004 г. // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Вып. 5. Апатиты, 2005. С. 81-85.
3. *Глебовский В.Ю., Каминский В.Д., Минаков А.И. и др.* [История формирования Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана по результатам геосторического анализа аномального магнитного поля](#) // Геотектоника. 2006. № 4. С. 21-42.
4. *Евдокимов А.Н.* Вулканы Шпицбергена. СПб., 2000. 123 с.
5. *Зыков Д.С.* Новейшая геодинамика Северо-Карельской зоны (Балтийский щит). М., 2001. 146 с.
6. *Карасик А.М.* Магнитные аномалии хребта Гаккеля и происхождение Евразийского суббассейна Северного Ледовитого океана // Геофизические методы разведки в Арктике. Вып. 5. Л., 1968. С. 9-19.
7. *Костенко Н.П.* Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М., 1972. 320 с.
8. *Костенко Н.П., Макарова Н.В., Корчуганова Н.И.* Выражение в рельефе складчатых и разрывных деформаций. Структурно-геоморфологическое дешифрирование аэрофотоснимков, космических снимков и топографических карт. М., 1999. 120 с.
9. *Мусатов Е.Е.* Геоморфология северной окраины Баренцево-морского шельфа между архипелагами Шпицберген и Земля Франца-Иосифа // Геоморфология. 1996. № 1. С. 72-77.
10. *Мусатов Е.Е.* Неотектоника Баренцево-Карского шельфа // Изв. вузов. Геол. и разв. 1990. № 5. С. 20-27.
11. *Мусатов Е.Е.* [Распространение кайнозойского чехла на Баренцево-морском шельфе между архипелагами Шпицберген и Земля Франца-Иосифа](#) // Океанология. 1996. Т. 36, № 3. С. 444-450.
12. *Мусатов Е.Е.* Тектоника южного побережья Баренцево-морского шельфа (по данным дешифрирования космических снимков) // Изв. РГО. 1997. Т. 129, вып. 4. С. 74-80.
13. *Пуцаровский Ю.М.* Движущиеся континенты // Геотектоника. 2004. № 3. С. 3-12.
14. *Семевский Д.А.* [Неотектоника архипелага Шпицберген](#). Л., 1967. С. 225-238.
15. Стрoение литосферы российской части Баренц-региона / Под ред. Н.В. Шароваидр. Петрозаводск, 2005. 318с.
16. *Шарин В.В.* Рельеф и четвертичные образования архипелага Шпицберген и прилегающего шельфа: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. СПб., 2004. 16 с.
17. *Шарин В.В., Дымов В.А.* Новые данные по реконструкции колебаний уровня моря в течение голоцена в южной части Вуд-Фьорда (архипелаг Шпицберген) // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Апатиты, 2004. С. 167-175.
18. *Шутилов Э.В.* К тектоногеодинамической эволюции континентальных окраин Арктики в эпохи молодого океанообразования // Геотектоника. 2004. № 5. С. 26-52.
19. *Шутилов Э.В., Тарасов Г.А.* Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа России. Апатиты, 1998. 306 с.
20. *Шутилов Э.В., Тюремнов В.А., Глазнев В.Н., Голубев В.А.* Палеогеографические обстановки и тектонические деформации Баренцево-морской континентальной окраины в кайнозое // Докл. АН. 2006. Т. 407, № 3. С. 378-383.
21. *Шутилов Э.В., Шкарубо С.И.* Геодинамика формирования северного сегмента Норвежско-Гренландского бассейна: новая модель // Разведка и охрана недр. 2007. № 9. С. 47-52.
22. *Шутилов Э.В., Шкарубо С.И., Богданов Н.А., Хаин В.Е.* О тектоногеодинамических взаимоотношениях областей молодого океанообразования с континентальными окраинами Арктики (Шпицбергенской и Лаптево-морской) // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Сборник материалов Третьей международной конференции. Вып. 3 Апатиты, 2003. С. 41-58.
23. *Шутилов Э.В., Шкарубо С.И., Разницын Ю.Н.* [Неотектоника северной части Норвежско-Гренландского бассейна \(особенности строения и развития хребта Книповича и Поморского периокеанического прогиба\)](#) // Докл. АН. 2006. Т. 410, № 4. С. 506-511.
24. *Черносвитов П.Ю.* Проблема «аномалий» в гипсометрическом положении

некоторых поморских памятников на Шпицбергене // Археологические исследования на Шпицбергене и международный полярный год: Тез. науч. конф. Баренцбург (Шпицберген). М., 2006. С. 28-31.

25. *Bergh S.G., Andressen A.* [Structural development of the Tertiary fold-and-thrust belt in east Oscar II Land, Spitsbergen](#) // Polar Res. 1990. Vol. 8. P. 217-236.

26. *Bergh S.G., Grogan P.* Tertiary structure of the Sorkapp-Honsund region, South Spitsbergen, and implication for the offshore southern extension of the fold-thrust Belt // Norwegian J. Geol. 2003. Vol. 83. P. 43-60.

27. *Bergh S.G., Ohta Y., Andresen A. et al.* Geological map of Svalbard. 1:100000 sheet B8G St. Johnsfiorden. Norsk Polarinstituttemakart nr. 34. 2003.

28. *Chan W.W., Mitchell B.J.* [Intraplate earthquakes in Northern Svalbard](#) // Tectonophysics. 1985. Vol. 114. P. 181-191.

29. *Dallman W.K., Andersen A., Bergh S.G. et al.* [Tertiary fold-and-thrust belt of Spitsbergen, Svalbard](#) // Norsk Polarinstituttemeddelelser. 1993. N 128. 46 p.

30. *Dallmann W.K., Ohta Y., Blomeier D.* Bedrock map of Svalbard and Jan Mayen

1:750000. Norsk Polarinstituttemakart. 2002. N 33.

31. *Eldholm O., Ealeide J.I., Myhre A.M.* [Continent-ocean transition at the western Barents Sea/Svalbard continental margin](#) // Geology. 1987. Vol. 15. P. 1118-1122.

32. *Harland W.B.* Contribution of Spitsbergen to understanding of tectonic evolution of the North Atlantic Region // North Atlantic Geology and Continental Drift / Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 1969. Vol. 12. P. 817-851.

33. *Harland W.B.* [Geology of Svalbard](#) // Mem. Geol. Soc. London. 1997. Vol. 17. 514 p.

34. *Lowell J.D.* [Spitsbergen Tertiary orogenic belt and the Spitsbergen fracture zone](#) // Geol. Soc. Am. Bull. 1972. Vol. 83. P. 3091-3102.

35. *Maher H.D., Ringset J.N., Dallmann W.K.* [Tertiary structures in the platform cover strata of Nordenskiöld Land, Svalbard](#) // Polar Res. 1989. Vol.7. P. 83-93.

36. *Musatov E.E.* Neotectonics of continental margins // Phys. Earth. 1996. Vol.32, N 12. P. 986-991.

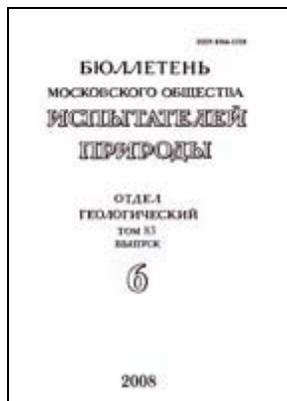
37. *Talwani M., Eldholm O.* [Evolution of the Norwegian-Greenland Sea](#) // Geol. Soc. Am. Bull. 1977. Vol. 88. P. 969-999.

CHARACTER AND REASONS OF NEOTECTONIC DEFORMATIONS IN NORTHEAST PART OF BARENTS PLATE IN THE REGION OF SVALBARD ARCHIPELAGO

D.S. Zykov, A.S. Baluev

Norwegian-Greenland and Arctic basins during their opening push the margins of the Barents Plate. Because of this some flattening and lengthening of margins take place as well as uplift and subsidence in grabens along margins. On corner between margins of the Barents Plate the block of Earththrust with Svalbard Archipelago is pushing away from plate and possibly thrusts on oceanic basement. Neotectonic structures of the Svalbard are compressional nature - folds and thrusts.

Ссылка на статью:



Зыков Д.С., Балуюев А.С. **Характер и причины проявления неотектонических деформаций в северо-западной части Баренцевоморской плиты (Свальбардский архипелаг)** // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 2008. Том 83. Выпуск 6. С. 20-26.