УДК 551.248.2(268.45+268.52)

ОСОБЕННОСТИ НОВЕЙШЕГО РАЗВИТИЯ СТРУКТУРЫ БАРЕНЦЕВО-КАРСКОГО ШЕЛЬФА

Д.С. Зыков, А.С. Балуев

Геологический институт РАН, Москва Поступила в редакцию 13.04.10

В процессе тектонической эволюции литосферы Западно-Арктической плиты в пределах Баренцево-Карского шельфа сформировался ансамбль парагенетически связанных структурных дуг (ороклинов), выгнутых в противоположных друг другу направлениях. В их фронтальных частях наблюдаются структуры сжатия, на флангах сдвига или растяжения. В новейшее время этот ансамбль был активизирован за счет воздействия на его фланги тектонических напряжений от раскрывающегося Евразийского океанического бассейна и от окраины Восточно-Европейской платформы. При этом в центральной части Баренцево-Карского региона образовался своеобразный индентор с Новоземельской морфоструктурой в своей центральной части, подвижность которого приводит к процессам расклинивания внутри шельфовых плит с образованием морфоструктур растяжения, в частности по краям Западно-Арктической плиты.

Ключевые слова: Баренцево-Карский шельф, неотектоника, морфоструктурный анализ, ороклины, Западно-Арктическая плита.

К настоящему времени шельфовые районы Баренцево-Карского региона, так же как и прилегающие участки суши (север Восточно-Европейской платформы, Урал, Таймыр), достаточно хорошо изучены геологическими и геофизическими методами. Полученные материалы о рельефе, стратиграфии, геологической структуре региона и его глубинном строении позволили создать достаточно обоснованные модели тектонического развития региона во времени и, в частности, установить большое влияние событий, происходящих в раскрывающихся океанических бассейнах (Норвежско-Гренландский и Евразийский), на прилегающие шельфы и окраины платформ (Авенариус, 2002; Зархидзе, 1985; Крапивнер, 2007; Мусатов, 1996; Шипилов и др., 2006). Однако полученный за последние годы геологический материал столь богат и разнообразен, что возможности анализа его далеко не исчерпаны. Это позволяет находить новые аспекты в понимании геодинамики региона и уточнить известные модели его новейшей тектоники, сделав акцент на проявлении не только вертикальных, но и горизонтальных движений. В частности, представляет интерес характер взаимосвязи новейших деформаций внутри шельфовой области, а также вероятные связи этих деформаций с тектоническими событиями, происходящими на Восточно-Европейской платформе.

Рассматриваемый район охватывает Баренцевскую (Свальбардскую), Карскую и Тимано-Печорскую плиты, Мезенскую синеклизу Восточно-Европейской платформы (ВЕП), а также активизированные в новейшее время складчатые

пояса — Новоземельско-Пайхойский, Таймырский, Канинско-Тиманский и отчасти Уральский (рис. 1). С общих позиций нами будут рассмотрены неотектонические события, происходящие на ВЕП в целом.

Для неотектонических исследований большую роль играют характер неоднородностей геологического субстрата, сформировавшихся за всю историю геологического развития, и степень его прочности. Наиболее древний, раннедокембрийский фундамент имеет ВЕП и он соответственно подстилает Мезенскую синеклизу. Фундаменты остальных плит и складчатых поясов моложе и относятся к гренвильской, байкальской и, вероятно, более поздней консолидации. Эти фундаменты часто переработаны в последующие тектонические эпохи, но при этом несут фрагменты ранней консолидации. В целом важно, что фундаменты имеют мозаичную структуру и отчетливую блоковую делимость (Сенин и др., 1989), которая ремобилизовывалась в тектонически активные эпохи.

Во всех районах, за исключением Балтийского щита, фундамент перекрыт осадочным фанерозойским чехлом. В пределах складчатых поясов чехол интенсивно дислоцирован, смят в складки и разбит разрывами. На плитных участках деформации выражены значительно менее ярко и представлены в основном в виде валов и пологих прогибов, осложненных разрывами. Основными неоднородностями чехольного комплекса являются системы грабенрифтов, как палеозойского, так кайнозойского заложения (Сенин и др., 1989), которые также частично ремобилизовывались в неотектоническое время.

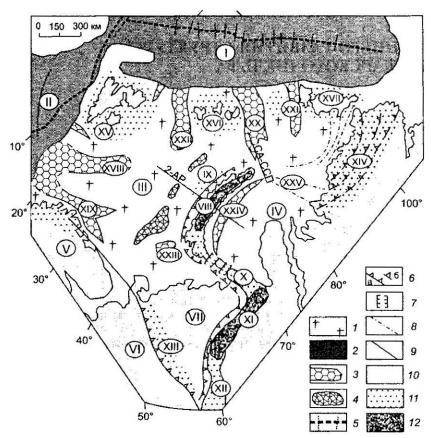


Рис. 1. Морфоструктурные особенности района Баренцево-Карского шельфа и прилегающих территорий:

1 — Баренцево-Карская плита; 2 — океанические бассейны; 3 — новейшие грабснжелоба и депрессии: 4 — новейшие компенсированные депрессии по (Мусатов. 1998); 5 — срединные хребты, трансформные разрывы и секущие сдвиги; 6 надвиги и взбросы (а - с признаками неотектонической активности, б - установленные в структурс пород, новейшая активность вероятна); 7 — новейшие грабены, секущие складчатый пояс; 8 — разрывы с признаками активизации в новейшее время, по (Мусатов, 1990; Павлиднс и др., 1998); 9 - линия Карпинского; 10 — области суши; 11 — районы новейших умеренных поднятий; 12 районы максимальных новейших поднятий; морфоструктуры: І — Евразийский океанический бассейн, 11 — Норвежско-Гренландский океанический бассейн, III — Баренцевская плита, IV — Карская плита, V — Балтийский щит, VI — Мезенская синеклиза ВЕП, VII — Тимано-Печорская плита, VIII — Новоземельское поднятие, IX — поднятие Адмиралтейства, X — Пай-Хой, XI — Полярный Урал, XII — Приполярный Урал, XIII — Тиманский кряж, XIV — Таймырское поднятие, XV — Шпицберген, XVI — Земля Франца-Иосифа, XVII — Северная Земля: грабен-желоба: XVIII — Медвежинский, XIX — Нордкапский, XX — св. Анны, XXI — Воронина, XXII — Франца-Виктория; депрессии: XXIII — Гусиная. XXIV — Восточно-Новоземельская: XXV — район Северо-Сибирского порога; 2-АР — профиль ГСЗ и МОВ ОГТ (см. рис. 2); СА-ССП — сейсмостратиграфический профиль через желоб св. Анны и Северо-Сибирский порог

Территория прошла длительный путь развития и испытала ряд тектонических активизаций. Наиболее важными из них для нашего исследования являются позднетриасово-раннеюрская (раннекиммерийская) фаза, в процессе которой возникла основная система платформенных рифтогенных грабенов и сформировалась складчатая структура Пайхойско-Новоземельского и Таймырского поясов (Богданов и др., 1997; Кораго, Тимофеева, 2005), а также неотектоническая активизация, начавшаяся с олигоцена—неогена (Мусатов, 1990; Новейшая тектоника..., 2000; Шипилов, Тарасов, 1998). В про-

цессе нее были созданы основные особенности существующего рельефа. В самых общих чертах можно отметить (Зархидзе, 1985; Мусатов, 1990; Шипилов и др., 2006), что в новейшее время палеогеновой пенепленизации произошло контрастирование рельефа территории. В виде сравнительно высоких поднятий обособились Новоземельский и Уральский орогены, где возник среднегорный и низкогорный рельеф. В режиме менее интенсивных поднятий развивались окраина Восточно-Европейской платформы, районы Тиманского кряжа и Таймыра, а также отдельные участки Баренцево-Карского шельфа, которые получили свое выражение в виде островных архипелагов -Шпицбергена, Земли Франца-Иосифа, Северной Земли и т.п. Преимущественными прогибаниями были охвачены районы Баренцево-Карского шельфа, в пределах которого наиболее интенсивно развивались локальные депрессии окраинные желоба и некоторые внутренние прогибы. Опусканиями были также охвачены приокеанические части Тимано-Печорской плиты. Имеющуюся неотектоническую структуру в целом можно назвать блоково-мозаичной, частично унаследованной за счет активизации структурных неоднородностей, созданных в предыдущие геотектонические эпохи.

Безусловно, тектонические процессы, происходившие в районе в новейшее и предновейшее время, имеют гораздо более сложный характер и изучены значительно детальнее, чем изложено выше. Остановимся лишь на некоторых основных, значимых для исследования аспектах строения тектонической структуры и морфоструктуры и на создавших их тектонических событиях.

Основные черты новейшего строения Баренцево-Карского шельфа и его обрамления

Новоземельский новейший ороген является наиболее ярко выраженной положительной морфоструктурой Баренцево-Карского шельфа и расположен примерно в его средней части (рис. 1). Он имеет длину около 900 км и отчетливую дугообразную форму. Дуга орогена выгнутой стороной обращена на запад и северо-запад и повторяет простирание складчатой структуры. В его пределах расположены участки низкогорного и среднегорного рельефа, что свидетельствует о сравнительно высокой интенсивности новейших тектонических процессов, создав-

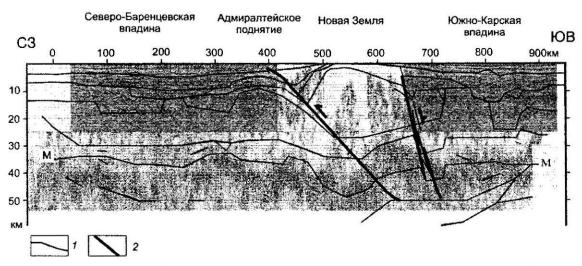


Рис. 2. Глубинное строение района Новой Земли и окружающих территорий по результатам дешифрирования геофизического профиля ГСЗ и МОВ ОГТ 2-АР, по (Саккулина и др., 2009) с дополнениями (положение профиля см. на рис. 1):

1 — сейсмические разделы; 2 — видимые разрывные зоны (нанесены авторами статьи)

ших его. Об этом же свидетельствуют и высокоподнятые четвертичные морские террасы (Авенариус, 2002). Перед северо-западным фронтом орогена, конформно его изогнутому побережью, по геофизическим данным в пределах акватории картируется фронт взбросов и надвигов, по которым ороген надвинут в западном направлении на Баренцевскую плиту (Новая Земля..., 2004; Строение литосферы..., 2005). Возник этот фронт в основных чертах еще в доновейшее время и имеет глубинные корни (рис. 2). Выраженность надвигов в рельефе указывает на его неотектоническую активность (Авенариус, 2002) (рис. 3). Влияние надвигового фронта не ограничивается приновоземельской областью, а распространяется к западу в пределы Баренцевского шельфа (Крапивнер, 2007; Шипилов, Тарасов, 1998). Надвиги соответствующей ориентации выделяются в молодых отложениях на расстоянии в несколько сотен километров на запад от Новой Земли (Крапивнер, 2007). Анализ дистанционных материалов показывает, что западное побережье Новой Земли значительно более изрезано фьордами, чем восточное (Новая Земля..., 2004). При этом уста-

новлен факт приуроченности фьордов в целом к новейшим сбросам и сбрососдвигам (Мусатов, 1990).

Непосредственно восточнее Новоземельской дуги, примерно на границе с Карской плитой, расположен Восточно-Новоземельский желоб, имеющий длину примерно 700 км. В плане он образует дуговидно изогнутую линзу, полностью конформную Новой Земле. Депрессия является неотектонически новообразованной (Авенариус, 2002).

К западу от Новоземельской дуги расположена Баренцевоморская плита, которая занимает практически всю

территорию Баренцева моря от о-вов Шпицбергена на западе до Карского моря на востоке. Она сформировалась на гетерогенном основании, в состав которого входят как блоки гренвильского фундамента, так и, возможно, байкальского. Поверхность фундамента плиты в ее восточной части осложнена Восточно-Баренцевским трогом с корой субокеанического типа, который вытягивается вдоль западного фронта Новоземельского орогена. Мезо-кайнозойские прогибания земной коры, зафиксированные в осадочном чехле впадин трога (Южный и Северный Баренцевский а также Северо-Новоземельский бассейны), развивались конформно дугообразному Новоземельскому орогену (Сенин и др., 1989). Для этих впадин характерны также значительные амплитуды унаследованных новейших погружений (Мусатов, 1998).

Таким образом, вся средняя часть Баренцевоморского шельфа занята серией структурных дуг, основными из которых можно считать (с запада на восток): предновоземельские прогибы, ороген Новой Земли (включая поднятие Адмиралтейства) и Восточно-Новоземельский желоб. Эти структурные

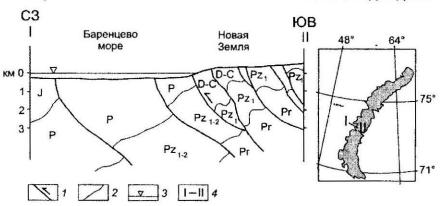


Рис. 3. Рельефообразующий надвиг в основании неотектонического поднятия Новой Земли (по ГГК-1000 РФ, 1998 с упрошениями):

1 — разрывы; 2 — границы стратиграфических комплексов; 3 — уровень Мирового оксана; 4 — линия профиля

дуги являются унаследованными, и примерно в таком составе выделялись для более ранних тектонических эпох (Шипилов, Тарасов, 1998). Они обрапоследовательный зуют ряд чередующихся неотектонических поднятий и депрессий и, видимо, связаны парагенетически. Будучи образованы в основном в предшествующие тектонические эпохи, они унаследовано активизируются и в новейшее время. Отметим, что площадь, включающая в себя дуги, занимает значительную часть всего Баренцево-Карского шельфа.

Другими значимыми неотектоническими депрессиями, расположенными на Баренцево-Карском шельфе, являются прогибы на границе с Балтийским щитом, и окраинные грабен-желоба (св. Анны, Орла, Франца-Виктория, Воронина, Медвежинский и др.), открывающиеся в прилегающие океанические бассейны.

Окраинные грабен-желоба расположены вдоль бровки Баренцево-Карского шельфа, открываются в Норвежско-Гренландский и Евразийский океанические бассейны и затухают внутрь шельфа. Они разделяют окраинные поднятия, выраженные архипелагами Шпицберген, Земля Франца-Иосифа и др. Грабен-желоба имеют обрамления из сбросов (рис. 4), иногда со сдвиговым компонентом (Мусатов, 1990, 1996), активно развивались в новейшее время параллельно с подъемом архипелагов и в большинстве случаев наследуют элементы системы рифтов, образовавшихся в более ранние тектонические эпохи и запечатанные ныне в структуре Баренцевской и Карской плит (Сенин и др., 1989). По последним данным (Хуторской и др., 2009), западные желоба (желоб Орла и грабены-фьорды Шпицбергена) обладают признаками, характерными для процесса современной деструкции континенталь-

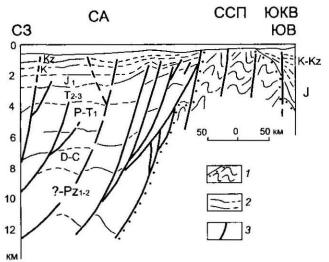


Рис. 4. Сейсмостратиграфический разрез, характеризующий глубинную структуру желоба св. Анны, по (Шипилов, Тарасов, 1998) (положение профиля см. на рис. 1):

фундамент; 2 — сейсмостратиграфические границы; 3 — разломы; СА — желоб св. Анны; ССП — Северо-Сибирский порог, ЮКВ — Южно-Карская впадина

ной коры — аномально высоким тепловым потоком, четвертичным, в том числе и голоценовым вулканизмом, гидротермальной разгрузкой, альпийским расчлененным рельефом. В то же время нельзя это утверждать для восточных желобов (Франца-Виктория, св. Анны и др.). Их тектоническое происхождение очевидно, но пик периода активности приходился на более ранний период. Судя по занимаемой площади и мощности накопившихся новейших отложений, наиболее крупным и активным на неотектоническом этапе из всех грабенжелобов является желоб св. Анны, который разделяет Баренцевскую и Карскую плиты и расположен напротив северного окончания Новоземельской дуги (Шипилов, Матишов, 2006).

Структуры Новоземельской дуги в своей северной части скрываются под водами Карского моря, продолжение их изучено недостаточно. От северного окончания дуги в район западного окончания Таймырского поднятия простирается вытянутая зона поднятий, получившая название «Северо-Сибирский порог». Она хорошо читается в геофизических полях (Баренцевская..., 1988; Кораго, Тимофеева, 2005). Структурно порог представляет собой зону разрывов, в пределах которой предполагаются правосторонние смещения (Шипилов, Матишов, 2006). Выраженность зоны в рельефе свидетельствует об ее активизации в новейшее время. Юго-западнее Северо-Сибирского порога и параллельно ему также картируют неотектонически активизированные разрывы (Мусатов, 1990).

На южном фланге Новоземельского орогена, на его продолжении, расположен Пай-Хойский новейший ороген. Эта морфоструктура имеет в длину более 400 км и простирается в северо-западном направлении. С Новоземельским орогеном Пай-Хой тесно связан структурно-геологически, однако они имеют соверщенно разную выраженность в рельефе. Последний представлен цепью невысоких возвышенностей и является областью проявления сланеотектонических поднятий. Пай-Хойское поднятие в поперечном направлении рассечено серией грабеновидных понижений, наиболее крупным из которых является пролив Маточкин Шар. Судя по морфоструктурным данным, борта этих депрессий связаны с новейшими сбросами, а сами они — с поперечным растяжением орогена. Вдоль юго-западной границы Пай-Хоя картируют фронт надвигов, имеющими северо-восточное падение. Местами они играют рельефообразующую роль, поэтому новейшая активность их вполне вероятна (Авенариус, 2002).

Структуры Пай-Хоя в своей юго-восточной части причленяются к структурам Полярного Урала, имеющим северо-восточное простирание. Далее к югу они продолжаются в Приполярном и Северном Урале. Существует мнение, что современный Уральский ороген возник в условиях горизонталь-

ного сжатия, ортогонального его новейшей структуре (Новейшая тектоника..., 2000).

Наиболее значимым элементом глубинного строения Уральского орогена является наличие глубоких сужающихся вглубь корней и надвигового фронта, по которому фундамент Восточно-Европейской платформы опускается под Уральские структуры. Сам ороген можно рассматривать как опрокинутый и надвинутый на запад шарьяжантиклинорий (Дедеев и др., 1988).

Полярный Урал имеет среднегорный и низкогорный рельеф, свидетельствующий о сравнительно интенсивных проявлениях новейших поднятий. Учитывая особенности его глубинной структуры, можно считать, что интенсивное поднятие этой части Урала, являясь блоковым в приповерхностной части, связано также с соответствующей активизацией глубинных надвигов на неотектоническом этапе. В любом случае оно свидетельствует об активном неотектоническом взаимодействии (видимо содвигании) Тимано-Печорской плиты и уральских структур.

В южном направлении Полярный Урал переходит в Приполярный, где геологические структуры приобретают меридиональное простирание. Рельеф в этих местах снижается, что свидетельствует о меньшей интенсивности новейших поднятий. Здесь необходимо подчеркнуть, что несмотря на разницу в геологическом строении и истории, Уральский, Пай-Хойский и Новоземельский орогены в новейшее время представляли собой единую цепь поднятий, которые проявлялись в разных местах с различной интенсивностью. Так, максимальные высоты рельефа и соответственно наибольшая интенсивность новейших воздыманий приходятся на участки орогена, имеющие северовосточное простирание - Новую Землю и Приполярный Урал.

Морфоструктуры Пай-Хоя и Урала с востока Тимано-Печорскую эпибайкальскую обрамляют плиту. Строение ее фундамента и чехла имеет сложный характер, отметим только, что фундамент погружается под Урал (Костюченко, 1994), а также то, что основные неоднородности структуры фундамента и чехла (оси депрессий и поднятий, системы разрывов) простираются почти перпендикулярно Полярному Уралу. В юго-восточной части плиты практически параллельно Уральским структурам расположена гряда Чернышова. В ее пределах картируются выступы фундамента, осложненные надвигами, имеющие как юго-восточное, так и северозападное падение. В поперечном намечается клиновидная форма блоков, что свидетельствует об их вероятном выжимании под воздействием горизонтальных напряжений (Дедеев и др., 1988). Гряда выражена в рельефе, что свидетельствует об ее неотектонической активности (Рыжов, 1988) и подтверждает протекание процессов тектонических взаимодействий между основанием Тимано-Печорской плиты и Уралом.

С запада Тимано-Печорская плита обрамляется Тиманским поднятием, которое сложено дислоцированными породами фундамента и чехольного комплекса, надвинутыми или взброшенными по глубинному Западно-Тиманскому шву и оперяющим его разрывам на запад — на окраину ВЕП, представленную Мезенской синеклизой (Костюченко, 1994; Тектоническая карта..., 1996). В неотектонический этап Тиманский ороген является областью слабых поднятий, приведших к образованию грядово-холмистого рельефа и свидетельствующих о неотектонической активности на границе ВЕП. Учитывая его основные структурные неоднородности, трудно предположить, что его общее поднятие происходило без активизации имеющихся надвигов. Шов, разделяющий структуры ВЕП и Тимано-Печорской плиты, простирается далее на северозапад в акватории Белого и Баренцева морей, где выражен взбрососдвиговой зоной Тролльфьорд-Рыбачий-Кильдин. Зона линеамента Тролльфьорд-Рыбачий-Кильдин служит границей Западно-Арктической платформы (Баренцевская, Свальбардская плита), которая проявлена взбросом на п-ове Рыбачий и отчетливо прослеживается в потенциальных полях в юго-восточном направлении в акватории Баренцева моря через п-ов Канин и далее, где переходит в Западно-Тиманский глубинный разлом. К северо-западу эта зона прослеживается между п-овами Средний и Рыбачий и далее на п-ове Варангер.

Мезенская синеклиза расположена на северовосточной окраине Восточно-Европейской платформы. В ее пределах кристаллический фундамент постепенно погружается от Белого моря под породы чехольного комплекса Мезенской синеклизы. Наиболее важной чертой ее строения является наличие в рельефе фундамента системы субпараллельных рифтогенных желобов северо-западного простирания, выполненных синрифтовым комплексом терригенных и вулканогенно-осадочных образований среднего-верхнего рифея, местами обнажаюшихся по краю шита (Терский берег, п-ов Средний, о. Кильдин). По последним данным здесь выделяются четыре палеорифтовые зоны северозападного простирания (с юго-запада на северовосток): Онежско-Кандалакшская, Пинежская, Чапома-Лешуконская и Мезенская, разделенные выступами кристаллического фундамента (Балуев и др., 2009). Все рифейские грабены в основном перекрыты либо венд-палеозойским платформенным чехлом (Мезенская синеклиза), либо водами современных бассейнов Белого и Баренцева морей. Морфологическое единство этих палеорифтовых зон, отчетливо выраженное в структуре рельефа поверхности кристаллического фундамента северо-восточного сегмента ВЕП, близкий

интервал времени (средний рифей) заполнения рифтогенных грабенов и их формирование в сходных геодинамических условиях вдоль края континентальной плиты позволяют рассматривать эти рифтовые структуры как единый структурнопарагенетический ансамбль под названием «рифтовая система Белого моря» (Балуев, 2006).

Также важной чертой строения Мезенской синеклизы является наличие в ее фундаменте системы субпараллельных разрывов северо-восточного простирания, достигающих поверхности чехла и почти перпендикулярно подходящих к Тиманским структурам (Юдахин и др., 2003). Эти разрывы входят в систему разрывов, концентрически обрамляющих окраину Балтийского щита.

Таймырское поднятие расположено в самой восточной части исследуемой территории. Оно имеет длину около 800 км и слабовыгнутой дугой протягивается в северо-восточном направлении. В его строении участвуют как комплексы Карской плиты, так и Восточно-Сибирской платформы (Тектоническая карта..., 1998). В центральной части Таймыра покровно-чешуйчатый расположен надвиговый пояс, который был активизирован в раннекиммерийскую эпоху. Фронт надвигов имеет северовосточное простирание и падение в общем северозападном направлении. C запада структуры Таймыра ограничены Северо-Сибирским порогом, который имеет структурную связь с таймырскими надвигами (Аплонов и др., 1990), с севера — Евразийским океаническим бассейном. Границей в этом месте служит флексурно-разрывная зона основания континентального склона (Сенин и др., 1989). Судя по наличию перпендикулярно рассекающих ее окраинных грабен-желобов, она испытывает в новейшее время продольное растяжение.

В новейшее время Таймыр — область поднятий от слабых до значительных. Область этих поднятий в плане пространственно приурочена к положению фронта надвигов и границе между шельфовой и континентальной плитами. Это совпадение косвенно свидетельствует о наличии в новейшее время тектонической активности на этой границе и о возможной активизации надвигов. По данным (Имаев и др., 2009), признаки явной неотектонической активизации несут многочисленные разрывы северо-северо-западного, или субмеридионального, секущего фронт надвигов направления. Наличие разрывов такой ориентировки свидетельствует об активном взаимодействии шельфовых и платформенных геомасс. Сейсмичность в районе связана, в основном с развитием хребта Гаккеля, для которого решения механизма очагов показывают преобладание режима растяжения. Непосредственно и для района Таймыра установлены редкие проявления сейсмичности, что также свидетельствует о современной тектонической активности в этом регионе.

Морфоструктуры Таймыра, Северо-Сибирского порога и края Евразийского бассейна ограничивают блок, включающий восточную часть Карской плиты. Необходимо отметить, что основные разрывы, выделенные по сейсмостратиграфическим данным в этой части плиты и показанные на тектонических картах, образуют структурные дуги, субпараллельные изогнутому надвиговому фронту Таймыра (Павлидис и др., 1998; Тектоническая карта..., 1998).

Существуют многочисленные, иногда противоречивые данные о характере полей тектонических напряжений в исследуемом регионе, полученные разными методами. Рассмотрим некоторые из полученных результатов. Так, для районов Балтийского щита и прилегающих участков платформы по материалам исследований в рудниках, структурнокинематическим и другим источникам доминирует северо-западное сжатие с преобладающим горизонтальным компонентом (Марков, 1983). Для районов Приполярного Урала на основании структурно-кинематических построений (включающих и анализ трещиноватости в новейших отложениях) — субмеридиональное (Сим, Чекмарев, 2006) или северо-западное сжатие (Сим, Зайцев, 1994). Для Печорской плиты — на основании подобных построений — преобладает субмеридиональное, или северо-северовосточное сжатие (Сим, Чекмарев, 2006). Для Баренцевского шельфа непосредственно в районе Новой Земли на основании анализа кинематики морфоструктур поверхности дна установлено сжатие, поперечное этому орогену. Для окружающих районов Баренцевской плиты по аналогичным данным - субмеридиональное сжатие (Крапивнер, 2007) и т.п.

Исследуемый район изучен также сейсмическими методами. Основные землетрясения пространственно увязаны с океаническими бассейнами, однако отдельные очаги землетрясений выделяются в районе Новой Земли, Таймыра и других морфоструктур, что свидетельствует об их современной тектонической активности (Аветисов, 1996).

Для исследуемого региона высказано немало идей, отчасти обоснованных геотектонических геолого-геоморфологическими материалами расчетами, отчасти имеющих характер экспертной оценки. Так, важным источником неотектонической подвижности в регионе большинство ученых считают процессы, происходящие в раскрывающихся океанических бассейнах - Норвежско-Гренландском и Евразийском (Авенариус, 2002; Зархидзе, 1985; Крапивнер, 2007; Мусатов, 1996). Механизм этого воздействия подробно еще не описан, и единого взгляда на него нет. В частности, высказывается мнение, что на границе океанической и континентальной литосфер в процессе спрединга развиваются значительные напряжения, передающиеся субгоризонтально в тело платформы (Шипилов и др., 2006). В большинстве случаев авторы, без подробного разбора механизмов, делают заключение о явном влиянии спрединга на внутриплитную тектонику. Так, с этих позиций рассматривается задирание края шельфов с образованием поднятий архипелагов островов и разделяющих их грабенжелобов. Как реакция Баренцевской плиты на это задирание рассматривается опускание в тылу плиты с образованием депрессий на границе с Фенноскандией (Мусатов, 1996; Шипилов и др., 2006). Истоки неотектонических напряжений на Балтийском щите также находят в океанических бассейнах (Копп, 2004; Леонов, 1995; Сим, Зайцев, 1994). Новейшее сжатие Уральского орогена увязывают с теми же источниками (Новейшая тектоника..., 2000; Сим, Чекмарев, 2006) и т.п. Анализируя эти и подобные высказывания, можно заключить следующее: воздействие, видимо, существует, оно значительно по силе и распространяется на значительное расстояние в тело континента. Механизм же его пока не совсем понятен.

К наиболее значимым для исследования взглядам на доновейшее развитие территории можно отнести концепцию, согласно которой во время позднетриасовой-позднеюрской тектонической активизации Новоземельский складчатый пояс, образовавшийся при поперечном сжатии (сначала двустороннем, а затем одностороннем, с востока на запад) по системе левых (на южном фланге) и правых (на северном фланге) сдвигов, фрагментами перемещался в общем западном направлении (Аплонов и др., 1990; Шипилов, Тарасов, 1998). Таким образом сформировались основные черты существующей к началу неотектонического этапа структуры. Также высказывались идеи и о поступательном унаследованном развитии этой структуры на новейшем этапе с активизацией сдвигов на флангах и надвигов перед фронтом складчатого пояса (Новая Земля..., 2004; Сенин и др., 1989).

Обсуждение

Районы Баренцево-Карского шельфа имеют сравнительно с докембрийскими платформами более молодой фундамент с блоковой структурой, неоднократно активизировавшейся на плитном этапе развития. Примерно в центральной части Баренцево-Карского шельфа расположен Новоземельский ороген, который делит шельф на Баренцевскую и Карскую плиты. Морфоструктура орогена свидетельствует о проявлении интенсивных неотектонических воздыманий. Перед западным фронтом орогена развиваются надвиги, что указывает на его перемещения в западном направлении. В тылу орогена образуется Восточно-Новоземельская депрессия. Ее изогнуто-линзовидная форма, расширяющаяся к середине и повторяющая изгиб орогена, не только подтверждает движение Новой Земли на запад, но так же может быть интерпретирована как

своеобразная трещина отслаивания между структурой орогена и Карской плитой. Это наблюдение, а также степень морфологической выраженности фьордов на западном и восточном берегах Новой Земли (на западе они проявлены значительно интенсивнее, чем на востоке (Новая Земля..., 2004), что можно рассматривать как доказательство вдольберегового растяжения), могут свидетельствовать об изгибании орогена, происходящем с сокращением его продольных размеров.

Перед дугой Новоземельского орогена расположена выраженная в прогибах чехла и новейшей структуре широкая дуговидная депрессия, своими контурами повторяющая ороген. Все выделенные структурные дуги образуют в центре Баренцево-Карского шельфа единый морфоструктурный парагенетический ансамбль, занимающий значительную часть объема шельфа и площади его поверхности.

Окраины Баренцево-Карского шельфа разбиты рифтогенными грабен-желобами, имеющими признаки растяжения, раскрывающимися в океанические бассейны и затухающими к центру шельфа. Наиболее хорошо проявленный в рельефе желоб св. Анны расположен напротив северного замыкания Новоземельской дуги.

От северного окончания Новоземельского орогена до западного окончания Таймырского поднятия проходит разрывная зона, в которой структурно предполагают правосдвиговый компонент.

От южного замыкания Новоземельской дуги до Полярного Урала, в юго-восточном направлении протягивается Пай-Хойская морфоструктра, которая в своем рельефе несет признаки продольного растяжения.

Полярный Урал, имеющий северо-восточное, такое же как у Новой Земли, генеральное простирание, и под западный склон которого по системе надвигов ныряет фундамент Тимано-Печорской плиты, испытал интенсивные новейшие воздымания. Существование Тиманской положительной морфоструктуры, разделяющей Тимано-Печорскую плиту и Мезенскую синеклизу, свидетельствует о процессах неотектонической активизации на этой границе. Вероятно, она носит сдвигонадвиговый характер.

Таким образом, в регионе выделяется ансамбль морфоструктур, который протягивается от северовосточной окраины ВЕП до Таймыра (рис. 1, 5). Этот ансамбль был сформирован в процессе тектонической эволюции литосферы региона еще в доновейшее время (Аплонов и др., 1990; Межвилк, 1994) и имеет на большей своей части морфоструктурные признаки преимущественно унаследованного развития на неотектоническом этапе. В него входят три основных сегмента — Тимано-Печорский, Новоземельский и Таймырский, представляющие собой блоки земной коры, которые по своей форме могут быть аппроксимированы как своеобразные

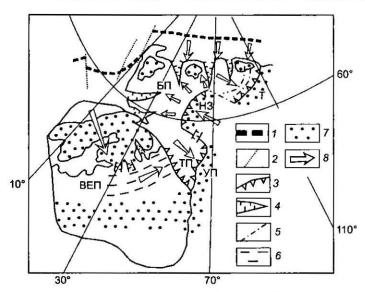


Рис. 5. Модель новейшей подвижности Баренцево-Карского шельфа и прилегающих территорий:

I — спрединговые оси в океанических бассейнах;
 2 — трансформные разломы;
 3 — надвиги;
 4 — грабены и грабен — желоба;
 5 — неотектонически активизированные разрывы;
 6 — концентрические разрывы по периферни Балтийского шита;
 7 — основные новейшие поднятия;
 8 — направления вероятных перемешений геомасс

клинья. Каждый из сегментов имеет фронтальную часть с признаками поступательного движения геомасс и фланговые структуры с признаками продольного растяжения или сдвигания. По терминологии М.Л. Коппа, можно назвать их ороклинами (Копп, 2004). Тимано-Печорский сегмент выгнут в северо-восточном направлении и имеет в своей фронтальной части активно воздымающийся в новейшее время Полярный Урал, а на флангах — границу с ВЕП в виде Тиманской морфоструктры и с Пай-Хойским орогеном. В пределах этого сегмента происходит движение геомасс на юго-восток.

Новоземельский сегмент, выгнутый в противоположном, северо-западном, направлении имеет в своей фронтальной части Новоземельский ороген, а на флангах — Пай-Хой и Сибирский порог. В его пределах происходит движение геомасс на северозапад. Таймырский сегмент выгнут в юго-восточном направлении, в его фронтальной части находится Таймырское поднятие, а на флангах - Северо-Сибирский порог и окраина Евразийского бассейна. Движение геомасс в пределах сегмента происходит в общем юго-восточном направлении. Таким образом, в районе Баренцево-Карского шельфа и прилегающих участках континента расположены три развивающиеся в двух противоположных направлениях структурные дуги, в пределах которых в новейшее время происходит взаимно компенсированное перемещение геомасс.

Необходимо добавить, что в процессы изгибания втянуты не только узкие пояса, но и значительные объемы литосферы. Вспомним, что параллельно Новоземельской дуге по обеим ее сторонам выделяются дуговидные прогибы, которые марки-

руют ее своеобразную область динамического влияния. Все вместе они образуют массив геомасс с единой геодинамикой, расположенный в центральной части Баренцевоморского региона, в котором Новоземельский ороген играет наиболее яркую тектоническую роль.

Значимые для региона объемы массива, его морфоструктурная целостность и центральное положение на Баренцевоморском шельфе позволяют предполагать его существенное влияние на окружающие геомассы, выходящие за пределы структурных дуг. С этой точки зрения и с учетом известного направления горизонтальной подвижности массив может быть рассмотрен как своеобразный индентор, не имеющий четко определенных границ, который на протяжении длительной геологической истории формировался в этом регионе и был активизирован на неотектоническом этапе. Каков же возможный вклад этого индентора в развитие морфоструктуры региона? Прежде всего необходимо отметить, что из всех грабен-желобов, рассекающих окраину шельфовой плиты, именно желоб св. Анны является наиболее ярко выраженным. И именно этот желоб занимает положение на фланге индентора, под углом к направлению его движения, т.е. как раз там, где в тектонофизичесих экспериментах по индентации развивается зона деформации и разрушения. Подобная морфоструктура, правда, гораздо хуже проявленная в рельефе, может быть выделена и на южном фланге Новоземельской дуги. Это относительно небольшой по размерам Гусиный желоб, который располагается напротив южного изгиба Новой Земли (Митяев и др., 2005). Так как неотектоническая структура Баренцевоморского шельфа представляет собой мозаику поднятых и опущеных структурно предопределенных блоков (Мусатов, 1990; Новейшая тектоника..., 2000; Шипилов и др., 2006), то очевиден существенный вклад подвижного индентора в раздробление геомасс перед своим фронтом, что выражается в блоковой неотектонической делимости. Интересное косвенное свидетельство воздействия дуговидного края Новоземельской морфоструктурры на расположенные перед ней геомассы дает распределение тектонических зон на Баренцевоморском шельфе. Они образуют своеобразный веер, расходящийся от центральной части Новоземельской дуги (точнее от расположенного перед ней Адмиралтейского поднятия) (Арктические..., 2004), с которым связано распределение нефтегазоносности на Баренцевском шельфе (Казанин и др., 2007).

Подобное предположение можно сделать и относительно окраинных грабен-желобов. В тектонике известно явление дилатансии, когда внутренние деформации некоторого массива приводят к увеличению его объема и раздвиганию границ. Вполне возможно, что развивающийся индентор деформирует внутреннюю часть Баренцевской и Карской

плит, что приводит к увеличению их объема и раздвиганию окраин, т.е. происходит своеобразное расклинивание геомасс (вспомним, что ограничивающие грабен-желоба разрывы несут сбросовую и сдвиговую составляющие, свидетельствующие о проявлениях горизонтальных деформаций). Эта модель не противоречит известным взглядам, когда грабен-желоба образуются за счет давления, оказываемого на окраины шельфа со стороны океанических бассейнов, что приводит к раздвиганию этих окраин (Шипилов и др., 2006).

Каковы же причины новейшей объемной активизации геомасс в структурных дугах? Для доновейшей тектонической истории обычно рассматривается модель выдвигания в северо-западном направлении тектонического блока со стороны Западно-Сибирской плиты, ограниченного сдвигами и имеющего в своем фронте складчатые Новоземельские структуры (Хаин, 2001). Для позднепалеозойского-раннемезозойского этапа это увязывается с раскрытием системы рифтов на Баренцевской и Карской плитах (Шипилов, Тарасов, 1998).

Для неотектонического этапа все тектонические события, происходящие в регионе, обычно связывают с воздействием раскрывающихся океанических бассейнов. Как экспертные высказывания, основанные на анализе общих геодинамических особенностей, так и реконструкции полей напряжений по структурным и морфоструктурным данным для центральной части Баренцево-Карского региона и прилегающей суши показывают наличие субмеридионального сжатия, практически перпендику-Евразийского лярного краю океанического бассейна. Можно думать, что именно эти напряжения являются источником деформаций в цепи структурных дуг и релаксируются они за счет противоположного выдвижения ограниченных ими клиновидных в плане массивов Баренцево-Карского шельфа при их общем субмеридиональном, близком к продольному сжатии. Некоторое несоответствие субмеридиональных напряжений и северсеверо-восточной ориентировки цепи дуг в целом, по всей видимости, не является препятствием для развития деформаций. Предлагаемый механизм не противоречит идее о выдвигании блока земной коры со стороны Западно-Сибирской плиты, а дополняет ее.

Однако, по нашему мнению, этот источник напряжений не единственный. На южном фланге цепи дуг расположена Восточно-Европейская платформа (рис. 5). Рассматривая основные особенности ее морфоструктуры, можно заметить, что она обладает отчетливо выраженной зональностью. В ее северной части расположен Балтийский щит, являющийся унаследовано развивающимся поднятием. В южной части платформы также располагается прерывистый пояс поднятий, проходящий от Карпат до Среднего Урала. Между этими поднятиями

расположен широкий пояс со сравнительно невысоким рельефом, в пределах которого по юговосточной границе Балтийского щита наблюдаются новейшие депрессии — грабены, заполненные современными озерами, — Онежским, Ладожским и др. Структурно этот пояс соответствует так называемой циркумбалтийской зоне разрывов, концентрически опоясывающей окраины Балтийского щита в северной части ВЕП (Юдахин и др., 2003).

Согласно современным мобилистским построениям, базирующимся на анализе морфоструктур, полей напряжений, структурно-кинематических построениях и т.п., было показано (Копп, 2004), что существуют предпосылки для общего движения Восточно-Европейской платформы в юго-восточном направлении в кайнозойское время, в том числе и на новейшем тектоническом этапе. При этом вероятным источником такой подвижности скорее всего служат тектонические процессы, приводящие к раскрытию океанических бассейнов в Северной Атлантике и Арктике.

Предлагаемая нами модель не только не противоречит этим построениям, но и дополняет взгляды, согласно которым Восточно-Европейская платформа подвергается тектоническому воздействию со стороны окружающих ее более активных геодинамических систем. В частности, поднятие Украинского щита и Воронежского свода происходит под воздействием Карпатского сегмента Альпийского подвижного пояса (Юдахин и др., 2003). Переставив акценты, можно предположить, что в случае общего движения Восточно-Европейской платформы на юго-восток и вдвигания в окружающую раму происходит ее активное тектоническое взаимодействие с этой рамой. В результате появляется дополнительный импульс к воздыманию пояса неотектонических поднятий между Альпийским орогеном (Карпаты) и средней-южной частью Урала: эта часть платформы оказывается как бы зажатой между этими двумя морфоструктурами. Поднятие Балтийского щита с мобилистских позиций объясняется близостью к районам Атлантического и Арктического спрединга (Копп, 2004), а вот пояс опусканий по его периферии, включающий новейшие грабены, может быть объяснен как раз отсуствием жесткой рамы на восточном фланге этого пояса. Именно здесь край платформы вступает во взаимодействие с южным флангом рассмотренной выше системы клиновидных блоков (ороклинов), расположенных в основном на Баренцево-Карском шельфе и релаксирующих продольное сжатие за счет противоположного выдвигания блоков (рис. 5). Можно предположить, что именно эта система принимает на себя воздействие края ВЕП, что приводит к ее дополнительной активизации наряду воздействием раскрывающегося Евразийского бассейна. Подобный характер взаимодействия ВЕП и окружающих горных масс, видимо, и предполагал

М.Л. Копп (2004), высказывая мысль о том, что структурная дуга Новой Земли образовалась за счет общего выжимания материала, произведенного Восточно-Европейской субплитой (в его терминологии). В свою очередь ВЕП, лишенная в этом месте противодействия рамы, как бы «проваливается» в рельефе, так как образует область перпендикуляр-

ного своему движению на юго-восток перераспределения геомасс.

Приносим благодарность А.И. Иоффе за помощь в работе с цифровыми картами рельефа.

Работа выполнена при поддержке программы ОНЗ РАН № 10 и гранта РФФИ № 09-05-00812.

ЛИТЕРАТУРА

Авенариус И.Г. Некоторые особенности новейшей геодинамики Новоземельского орогена и прилегающих акваторий по данным морфоструктурного анализа // Геоморфология. 2002. № 3. С. 53–60.

Аветисов Г.П. Тектонические факторы внутриплитной сейсмичности западного сектора Арктики // Физика Земли. 1996. № 12. С. 59–71.

Аплонов С.В., Шмелев Г.Б., Краснов Д.К., Трунин А.А. Новая геодинамическая модель Баренцево-Карского шельфа и прилегающей суши // Докл. АН СССР. 1990. Т. 351, № 5. С. 652–655.

Арктические и дальневосточные моря. Кн. І. Арктические моря. СПб., 2004. 468 с.

Балуев А.С. Геодинамика рифейского этапа эволюции северной пассивной окраины Восточно-Европейского кратона // Геотектоника. 2006, № 3. С. 23—38.

Балуев А.С., Журавлев В.А., Пржиялговский Е.С. Новые данные о строении центральной части палеорифтовой системы Белого моря // Докл. АН. 2009. Т. 427. № 3. С. 348—353.

Баренцевская шельфовая плита // Тр. НИИ геологии Арктики. Л., 1988. Т. 196. 263 с.

Богданов Н.А., Хаин В.Е., Шипилов Э.В. Раннемезозойская геодинамика Баренцево-Карского региона // Докл. АН. 1997. Т. 357, № 4. С. 511–515.

Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1: 1 000 000 (новая серия). Карта дочетвертичных образований. Ф. Лист S-38-40 Магочкин Шар / Отв. исп. С.И. Шкарубо. Мурманск; СПб., 1998.

Дедеев В.А., Малышев Н.А., Юдин В.В. Тектоника платформенного чехла Печорской плиты // Тектоника платформенных областей. Новосибирск, 1988. С. 137—150.

Зархидзе В.С. Новейший этап развития Арктического шельфа // Геология и геоморфология шельфов и материковых склонов. М., 1985. С. 58–64.

Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоническая характеристика Лено-Таймырской зоны на шельфе моря Лаптевых // Геология полярных областей Земли: Мат-лы XLII тектонич. совещ. Т. 1. 2009. С. 229— 232.

Казанин Г.С., Заяц И.В., Маркина Н.В. и др. Создание геолого-экологической основы рационального природопользования Западно-Арктического шельфа России // Разведка и охрана недр. 2007. № 9. С. 2—13.

Копп М.Л. Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М., 2004. 304 с.

Кораго Е.А., Тимофеева Т.Н. Магматизм Новой Земли (в контексте геологической истории Баренцево-Северо-Карского региона). СПб., 2005. 225 с.

Костюченко С.Л. Структура и тектоническая модель земной коры Тимано-Печорского бассейна по результатам комплексного геолого-геофизического изучения. М., 1994. С. 121—133.

Крапивнер Р.Б. Признаки неотектонической активности Баренцевоморского шельфа // Геотектоника. 2007. № 2. С. 73–89.

Леонов Ю.Г. Напряжения в литосфере и внутриплитная тектоника // Геотектоника. 1995. № 6. С. 3-21.

Марков Г.А. О происхождении и закономерностях проявления напряжений горизонтального сжатия в массивах горных пород в верхней части земной коры // Геотектоника. 1983. № 3. С. 32—41.

Межвинк А.А. Надвиговые и сдвиговые зоны на Севере России // Геотектоника. 1994. № 4. С. 27–34.

Митяев М.В., Хасанкаев В.Б., Голубев В.А., Матишев Г.Г. Современная геодинамика Печороморской морфоструктурной провинции // Докл. АН. 2005. Т. 401, № 4. С. 543-545.

Мусатов Е.Е. Неотектоника Баренцево-Карского шельфа // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1990. № 5. С. 20–27.

Мусатов Е.Е. Геоморфология северной окраины Баренцевоморского шельфа между архипелагами Шпицберген и Земля Франца-Иосифа // Геоморфология. 1996. № 1. С. 72–77.

Мусатов Е.Е. Статистическая модель верхней части осадочного чехла Баренцево-Карского шельфа // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 2. СПб., 1998. С. 118–131.

Новая Земля и остров Вайгач. Геологическое строение и минерагения / Под ред. Ю.Е. Погребицкого. СПб., 2004. 174 с.

Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии / Под ред. А.Ф. Грачева. М., 2000. 487 с.

Павлидис Ю.А., Ионин А.С., Щербаков Ф.А. и др. Арктический шельф. Позднечетвертичная история как основа прогноза развития. М., 1998. 187 с.

Рыжов И.Н. Неотектоника Европейского Севера СССР. Л., 1988. 92 с.

Саккулина Т.С., Рослов Ю.В., Павленкова Г.А. Методы и результаты обработки комплексных сейсмических исследований по профилю 2-АР (Баренцево-Карский шельф) // Физика Земли. 2009. № 3. С. 56—63.

Сенин Б.В., Шипилов Э.В., Юнов А.Ю. Тектоника Арктической зоны перехода от континента к океану. Мурманск, 1989. 176 с.

Сим Л.А., Зайцев В.А. Неотектонические напряжения севера Восточно-Европейской платформы и Урала // Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы М., 1994. С. 169—175.

Сим Л.А., *Чекмарев К.В.* Новейшая разломная тектоника Полярного Урала // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2006. Т. 81, вып. 5. С. 51–56.

Строение литосферы российской части Баренцрегиона / Под ред. Н.В. Шарова и др. Петрозаводск, 2005. 318 с.