

Желоб Орла (Стурё) – элемент новейшей геодинамики внешней зоны Баренцевоморского шельфа

Леонов Ю.Г., Хуторской М.Д.

Геологический институт РАН, Москва

Аннотация

Приводятся результаты измерения теплового потока в северной части Свальбардской плиты вблизи архипелагов Земля Франца-Иосифа и Шпицберген и геодинамическая интерпретация полученных данных. Измерения выполнялись с помощью новой модификации геотермического зонда «ГЕОС-М». Получено 7 измерений на полигоне «ЗФИ» и 20 – на полигоне «Шпицберген». На первом из полигонов вариации теплового потока от 30 до 85 мВт/м² связаны как с тектонической активизацией трога Франц-Виктория, так, возможно, и со структурно-теплофизическими неоднородностями в разрезе осадочного чехла. Аномальные значения теплового потока (от 120 до 519 мВт/м²), измеренные в троге Орла (Стурё) (восточнее Северо-Восточной Земли архипелага Шпицберген), в сочетании с другими геологическими данными, свидетельствуют о развитии здесь рифтовой зоны, вызывающей деструкцию континентальной коры в зоне взаимодействия континентальной и океанической литосферы. Исследования проводились при финансовой поддержке Норвежского нефтяного директората, Президиума РАН, Отделения наук о Земле РАН и РФФИ.

Вводные замечания: район и организация работ, измерительная аппаратура, геотермическая характеристика акватории Баренцева моря

Свальбардская континентальная окраина, включающая, кроме шельфа и континентального склона, также островную сушу архипелага Шпицберген (Свальбард), представляет собой северо-западную часть более крупного элемента – Баренцевоморской континентальной окраины. Эта область привлекает внимание во многих отношениях. В том числе она дает интереснейший материал для изучения вообще слабо исследованного вопроса, и в особенности для пассивных окраин, о взаимосвязи тектонических процессов в континентальной и океанической литосфере.

Одним из опорных источников информации о тектонике и геодинамическом режиме этой области служат геотермические данные. В этой связи в 2007 году, в ходе экспедиции, проведенной Геологическим институтом РАН на НИС «Академик Николай Страхов» в рамках программы МПГ 2007/08, выполнена геотермическая съемка на двух полигонах в неизученных ранее районах шельфа Баренцева моря: к западу от архипелага Земля Франца-Иосифа (полигон ЗФИ) и к востоку от о-ва Северо-Восточная Земля архипелага

Шпицберген (полигон Шпицберген) (рис. 1). Параллельно с геотермической съемкой, в ходе упомянутой экспедиции и на тех же объектах проведено детальное исследование рельефа морского дна и верхней части осадочного чехла; соответствующие данные, важные и для рассматриваемого в данной статье исследования, приведены в предыдущей статье настоящего сборника (А.В.Зайончек и др.).

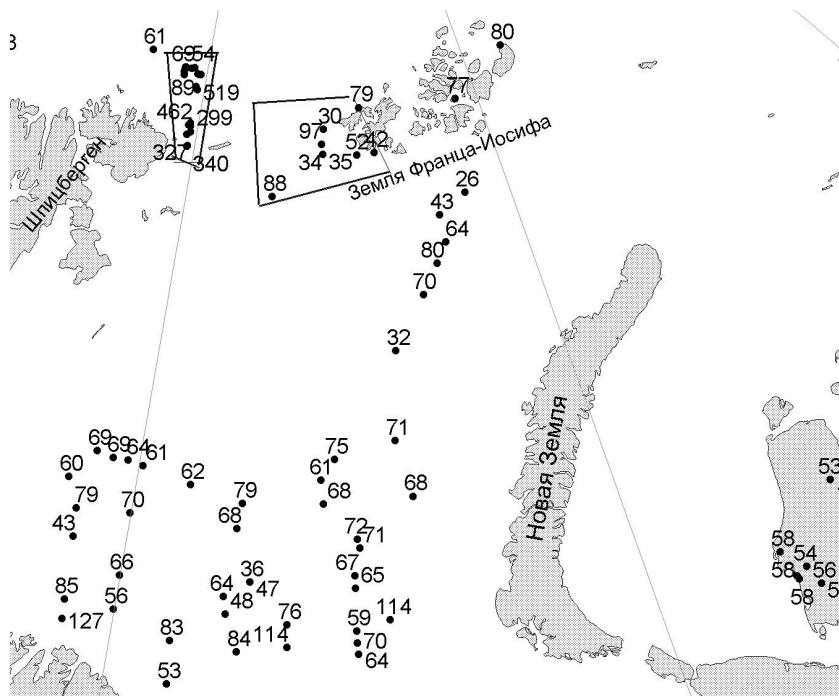


Рис. 1. Геотермическая изученность Баренцевского региона. Точки – станции измерения и значения теплового потока (мВт/м^2); оконтурены районы работ 25-го рейса НИС «Академик Николай Страхов»: полигоны ЗФИ (см. рис. 3) и Шпицберген (см. рис. 3).

Экспедиция была проведена при финансовой поддержке Норвежского нефтяного Директората, программы Президиума РАН («Фундаментальные проблемы океанологии», проект «Сравнительное изучение эволюции и современной структуры континентальных окраин Восточной Атлантики и Арктики») и программы Отделения наук о Земле РАН («История формирования бассейна Северного Ледовитого океана и режим современных природных процессов Арктики»), а также проекта РФФИ № 05-05-00016. Результаты исследования в более сжатом варианте опубликованы в работе (Хуторской и др., 2009); здесь эти материалы изложены с дополнениями.

Геотермическая изученность Баренцевоморской плиты, в особенности ее Свальбардской части, до настоящего времени остается невысокой.

Впервые геотермические работы были выполнены по профилю п-ов Рыбачий – Земля Франца Иосифа в 1976 году во время 23-го рейса НИС «Ака-

демик Курчатов» (*Методические...*, 1983). Применявшаяся тогда аппаратура (одноканальный автономный термоградиентограф ПТГ-ЗМТБ) не позволяла фиксировать ряд таких важных параметров, как придонная температура воды, угол вхождения зонда в донные осадки, форма термограммы. Относительная погрешность измерений оценивалась в 30-40%. Полученные записи не позволяли отфильтровать степень влияния экзогенной волны, обусловленной периодическими колебаниями температуры у дна и приданными течениями.

В 1980-е годы, в связи с развитием бурения в Арктике, были получены первые кондиционные измерения теплового потока по термокаротажным данным в Баренцевом и Карском морях (*Цыбуля, Левашкевич, 1992*) и данные по оценке значений градиентов температуры и теплопроводности пород. Впоследствии эти данные были уточнены (*Левашкевич, 2005*). В те же годы Геологическим институтом КНЦ РАН были получены измерения теплового потока в южной и центральной частях Баренцева моря двухканальным автономным зондом ТГЦП. Площадные наблюдения сопровождалась режимными наблюдениями за температурой морского дна на нескольких опорных станциях. Это позволило с помощью специально разработанного алгоритма (*Левашкевич, 2005*) оценить глубинную компоненту теплового потока и количественно учесть влияние периодических колебаний температуры дна.

Анализ имеющихся на сегодняшний день скважинных и зондовых измерений позволяет говорить о тенденции повышения теплового потока в северо-восточном и северо-западном направлениях (см. рис. 1). Так, на севере Балтийского моря среднее значение теплового потока составляет 54 мВт/м^2 , в районах Северо-Баренцевской впадины и Центрально-Баренцевского поднятия – 70 мВт/м^2 . Такой тренд теплового потока можно объяснить влиянием тектонических процессов в коре Баренцевоморской плиты, омоложение которых происходит в северном направлении. Авторы ранее уже высказывали предположение о связи этого явления с развитием рифтогенеза (*Хуторской и др., 2003*).

Работы в описываемом рейсе НИС «Академик Николай Страхов» выполнялись с помощью новой модификации известной и апробированной серии геотермических зондов «ГЕОС» – зондом «ГЕОС-М». Зонд предназначен для автоматического высокоточного измерения температуры донных осадков; градиента температур и теплопроводности осадков на четырех измерительных базах; гидростатического давления (глубины); температуры воды; угла внедрения зонда в осадки (отклонения от вертикали); определения на основе полученных данных глубинного теплового потока через дно акватории. Кроме того, зонд позволяет осуществить вертикальное температурное зондирование водной толщи. По кабель-тросу осуществляется управление процессом измерения, вся получаемая информация поступает в бортовой компьютер.

Данные о тепловом потоке на полигоне ЗФИ

Не повторяя полного описания результатов работ на полигоне ЗФИ, приведенных в статье (*Хуторской и др., 2009*), остановимся на двух моментах.

Первое. На полигоне выполнено семь измерений теплового потока и температуры в толще воды (табл. 1).

В результате измерений температуры водной толщи был обнаружен слой отрицательных температур в интервале глубин 30–80 м и изотермическая

Таблица 1. Результаты измерений теплового потока на полигоне ЗФИ.

№№ станций	Дата измерения	с.ш.	в.д.	Глубина, м	ср.ТП (мВт/м ²)
2501	03.09.2007	79.3463	38.1587	314	88
2502	04.09.2007	80.0112	48.3466	375	42
2503	04.09.2007	80.0083	46.581	402	52
2505	04.09.2007	80.2472	43.0693	400	97
2506	04.09.2007	80.5039	43.3696	530	30
2507	05.09.2007	80.2472	43.0693	550	34
2509	07.09.2007	80.067	43.1672	390	35

зона при глубинах более 370–380 м (рис. 2). Таким образом, была определена минимальная глубина (приблизительно 370 м), при которой возможно измерять тепловой поток. При меньших глубинах сказывалась «неизотермичность» водной толщи, что обуславливало нелинейность термограммы в донных осадках и, соответственно, увеличение погрешности при оценке теплового потока. Поэтому для измерения теплового потока при глубинах 370 и более метров имелось ограниченное количество точек (рис. 3). На большинстве станций его можно было рассчитать только по показаниям температуры самых нижних баз зонда.

Для полигона Шпицберген, где наиболее интересные результаты получены при замерах теплового потока на существенно больших глубинах, эта проблема не имеет решающего значения.

Второе. В целом, на полигоне отмечаются фоновые для Баренцевоморской плиты значения теплового потока (см. табл. 1). Однако два высоких значения (88 и 97 мВт/м²) наблюдаются в точках, лежащих на линии северо-восточного простирания в пределах пролива (желоба) Франц-Виктория. С ними соседствуют две точки, отличающиеся пониженными значениями теплового потока (30–35 мВт/м²) (см. рис. 3). Этих данных (плотности отмеченных точек) недостаточно для того, чтобы судить о конфигурации в плане элементов с высоким и пониженным тепловым потоком. Можно лишь предположить, что разделяющая их резкая градиентная зона маркирует борт желоба Франц-Виктория.

Указанных данных маловато, чтобы определенно судить об источниках и причинах повышенных значений теплового потока. В нашей предыдущей статье (Хуторской и др., 2009) высказана мысль о возможной их связи с залегающими на глубине эвапоритами, районы развития которых характеризуются подобными резкими вариациями значений теплового потока. Теплопроводность каменной соли высока – 5,0–5,5 Вт/(м·К), что в 3–4 раза превышает теплопроводность вмещающих терригенных пород, которая равна 1,6–2,0 Вт/(м·К). Такой резкий контраст теплопроводности, а также крутые углы наклона границ раздела сред, при наличии соляных куполов, обуславливают перераспределение глубинного теплового потока (Хуторской и др., 2004). Если допустить существование куполов на изученной площади полигона «ЗФИ», то станции замеров теплового потока со значениями 88 и 97 мВт/м² могли бы относиться к апикальным частям куполов, а станции со значениями 30–35 мВт/м² – к межкупольным зонам.

Отправным пунктом для такого рассуждения послужили работы (М. Верба, 2008; В. Верба и др., 2004), в которых, с помощью плотностного моделирова-

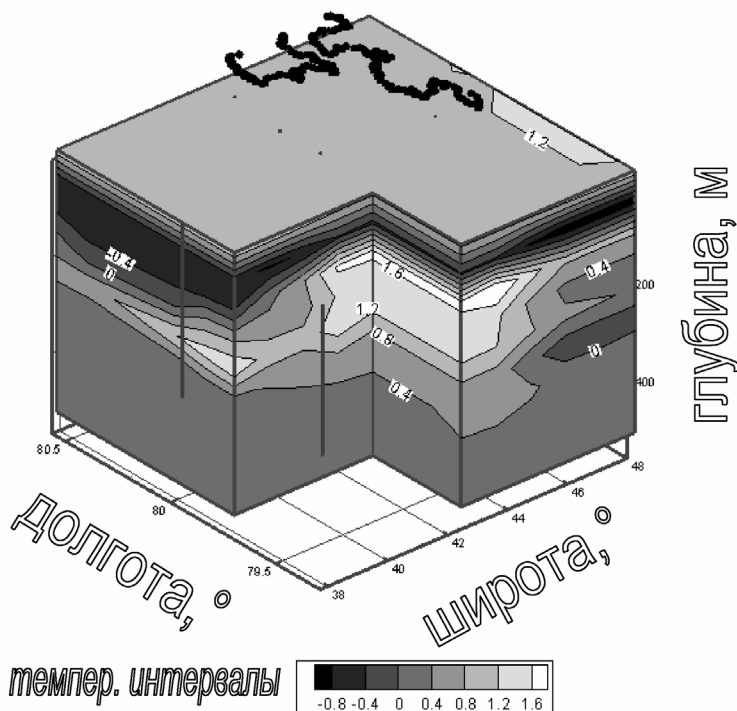


Рис. 2. 3D-блок-диаграмма распределения температуры воды на полигоне ЗФИ.

ния по линии меридионального профиля МПВ Север-86, пересекающего зону перехода от океана к шельфу, включая континентальный склон, на площади к северу от ЗФИ, обосновывается наличие эвапоритового комплекса верхне-мелового возраста на глубинах в несколько километров.

Тем не менее, высказанная нами версия о связи особенностей теплового потока с соляной тектоникой на исследованной площади должна рассматриваться как вариант не лишенный оснований, но пока, до получения дополнительных данных, гипотетический и, во всяком случае, не единственно возможный. Дело, прежде всего, в том, что указанный вывод В.В. Вербы с соавторами и М.Л. Вербы сделан для другого по своей природе тектонического элемента – осадочного бассейна (получившего название «периокеанического прогиба Брусилова») с аномально низкими (-55 мГл) значениями поля силы тяжести (в редукции в свободном воздухе), вытянутого вдоль бровки континентального склона (то есть вдоль границы континент – океан) к северу от о-вов ЗФИ. Он относится к системе структур, маркирующих, по мнению названных авторов, пассивную окраину континента, и обладает совокупностью характерных для пассивных окраин признаков, включая типичное для них развитие эвапоритов.

Желоб Франц-Виктория ориентирован, как и другие желоба внешней зоны Баренцевоморского шельфа, субмеридионально (то есть, в целом, ортогонально) простираению упомянутого бассейна и континентального склона. Наличие эвапоритов здесь пока не подтверждено. Что касается аномального поля силы тя-

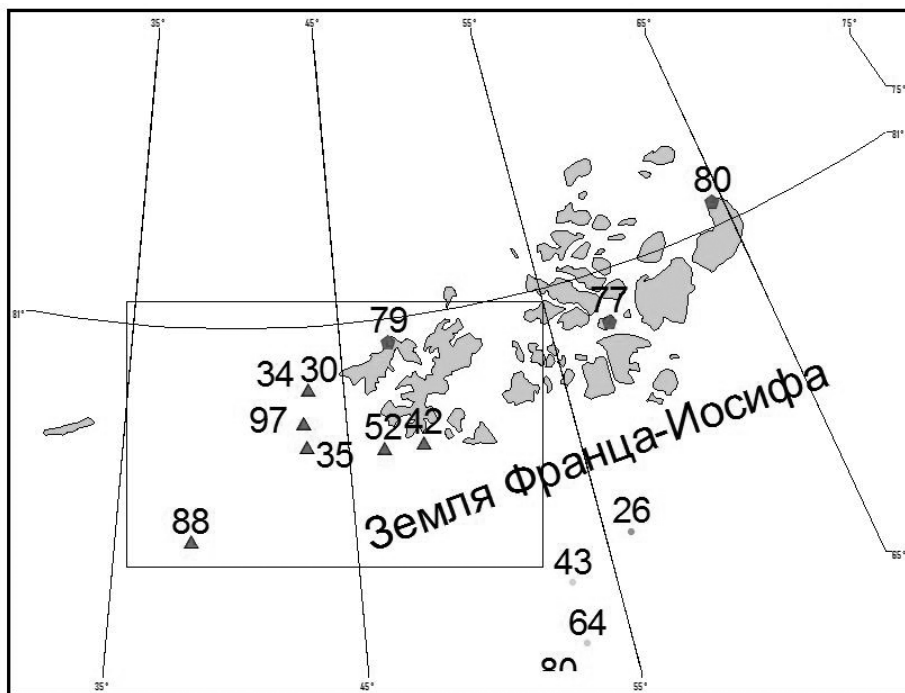


Рис. 3. Измерения теплового потока на полигоне ЗФИ (показаны треугольниками). Точками показаны три значения теплового потока ($\text{мВт}/\text{м}^2$), полученные при термическом каротаже в скважинах (с запада на восток): «Нагурская» (о. Земля Александры), «Хейса» (о. Хейса) и «Северная» (о. Грэм-Бэлл).

жести, то оно, в очевидном контрасте с предполагаемым эвапоритовым бассейном (прогибом Брусилова) в зоне континентального склона, близко к нулевым значениям. В работе (М. Верба, 2008) подчеркивается, что прогиб Брусилова не имеет аналогов на прилегающих акваториях. Не отвергая на современном уровне изученности идею о соляной природе наблюдаемой тепловой аномалии, всё же в рассматриваемых нами структурах, включая и желоб Франц-Виктория, логичнее видеть элементы иной природы – систему молодых структур, образовавшихся в процессе последнего – новейшего этапа деструкции континентальной коры. Повышенный тепловой поток может служить одним из выражений этого активного ныне, или в недалеком геологическом прошлом, процесса. К этому вопросу нам ещё придется вернуться позже.

Полигон Шпицберген: желоб Орла (Стурё)

Объектом изучения на полигоне «Шпицберген» был желоб Орла (Стурё) – элемент рельефа дна хорошо выраженный в батиметрии, но почти не изученный в остальных отношениях. Он простирается от архипелага Короля Карла на юге до начала континентального склона Котловины Нансена на севере между относительными повышениями дна в районах о-ва Белый на востоке и о-ва

Северо-Восточная Земля на западе. Название желоба варьирует в разных источниках. В работах (Лукина, Патык-Кара, 2002; Митяев и др., 2007) он носит название «желоб Орла» и «грабен Орла»; это же название принято в статьях участников упоминавшегося выше рейса НИС «Академик Николай Страхов» (см. статью Зайончек и др. в настоящем сборнике). В то же время, еще раньше в отечественной литературе он описывался под названием «желоб Стуре» (или Стурё) по имени расположенного поблизости от него острова Стурейя (Storöya) (Мусатов, 1996, 2004; Ласточкин и др., 1992). Дополнительную путаницу вносит и то, что под таким же названием (Стуре) упоминается грабен широтного простирания, находящийся в основании осадочной толщи континентального склона на площади между архипелагами Шпицберген и ЗФИ и по возрасту относящийся к начальным этапам раскрытия Евразийского бассейна и спрединга хребта Гаккеля (Батулин, 1987). Поэтому, во избежание неясностей, в данной статье используется двойное название – «желоб Орла (Стурё)».

Детальные данные по рельефу дна и строению верхних горизонтов осадочного чехла (на глубину нескольких сот метров) приведены в статье А.В.Зайончека и др. Желоб представляет собой узкую, выраженную в рельефе дна депрессию меридионального простирания. Высота стенок депрессии составляет до 400 м, а дно расположено на глубине 470–520 м и еще более углубляется с выходом к континентальному склону. По простиранию желоб выражен на протяжении почти 200 км при ширине обычно в первые десятки (до 50) километров.

Таблица 1. Результаты измерений теплового потока на полигоне Шпицберген.

№№ станций	Дата измерения	с.ш.	в.д.	Глубина, м	ср.ТП (мВт/м ²)
2523	14.09.2007	80.0604	29.3266	330	340
2525	14.09.2007	80.0642	29.337	330	338
2526	14.09.2007	80.3177	29.4437	440	299
2527	15.09.2007	80.409	29.309	430	484
2529	15.09.2007	80.4194	29.0828	530	462
2530	15.09.2007	80.4456	29.2863	485	438
2531	15.09.2007	80.4657	29.2331	465	407
2535	16.09.2007	80.2788	29.2516	410	327
2537	18.09.2007	81.3974	27.5607	2330	54
2539	18.09.2007	81.1018	29.0919	340	474
2541	18.09.2007	81.0538	29.3096	310	519
2543	19.09.2007	81.325	29.395	1185	118
2544	19.09.2007	81.319	29.21	1010	122
2545	19.09.2007	81.3221	29.0358	1010	107
2547	19.09.2007	81.4142	28.5693	2530	53
2548	19.09.2007	81.3908	28.1994	2250	77
2549	19.09.2007	81.3944	27.455	2280	69
2550	19.09.2007	81.3501	27.4793	1870	89
2551	19.09.2007	81.314	27.4789	1400	90
2552	20.09.2007	81.2616	27.4984	770	326

Тектоническая природа этой структуры была не ясна, и в литературе о ней имеются лишь отрывочные данные. Определяющее значение для решения этого вопроса сыграли проведенные в районе желоба геотермические исследования.

Распределение температуры в водной толще здесь аналогично описанному на полигоне ЗФИ.

В желобе и на его продолжении в пределах континентального склона было выполнено 20 измерений теплового потока (рис. 4), принеших, без преувеличения, «сенсационные» результаты. Тепловой поток составляет от 300 до 520 мВт/м², что почти в 10 раз выше уровня фоновового теплового потока для Баренцева моря (табл. 2).

Идеальная форма записи температуры датчиков в грунте (рис. 5) не оставляет сомнений в достоверности полученных результатов. На всех «аномальных» станциях термограммы имеют линейную или близкую к линейной форму. Это свидетельствует о чисто кондуктивной природе измеренного теплового потока. Искривление термограмм, что свидетельствовало бы о конвективной разгрузке глубинного флюида, здесь не наблюдалось.

Аномально высокий тепловой поток характерен для всего желоба Орла (Стурё) и для его продолжения на континентальном склоне до изобаты 1200 м. Только при больших глубинах отмечается снижение теплового потока, хотя и на глубине от 1400 м до 1870 м измерены повышенные относительно фоновых значения – 89 и 90 мВт/м² (близкие, как можно видеть, к полученным на полигоне ЗФИ в желобе Франц-Виктория в пределах шельфа).

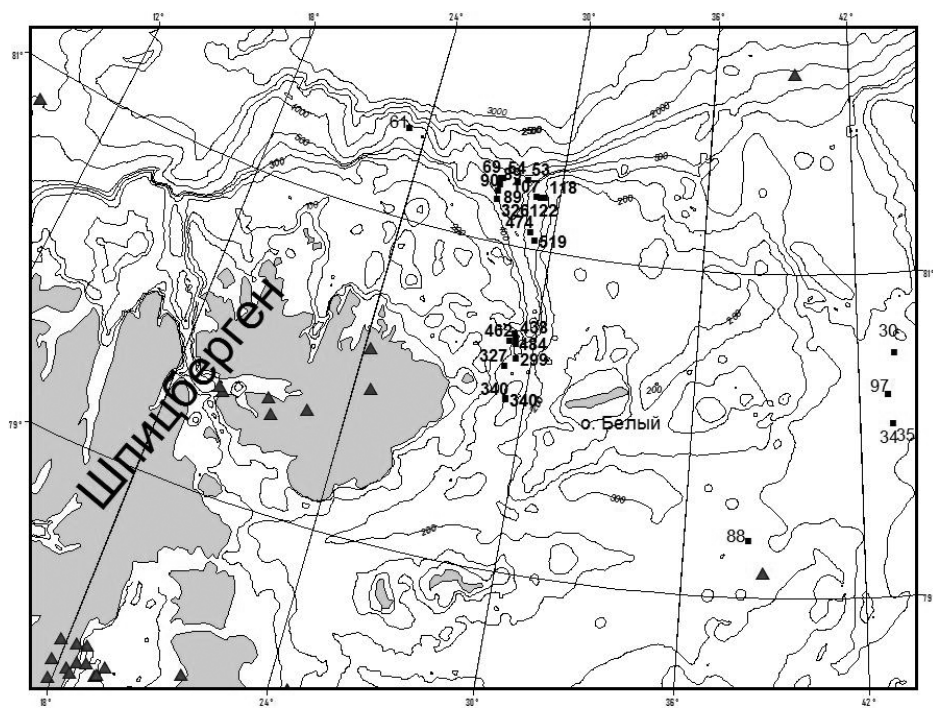


Рис. 4. Станции измерения и значения теплового потока (мВт/м²) на полигоне «Шпицберген».

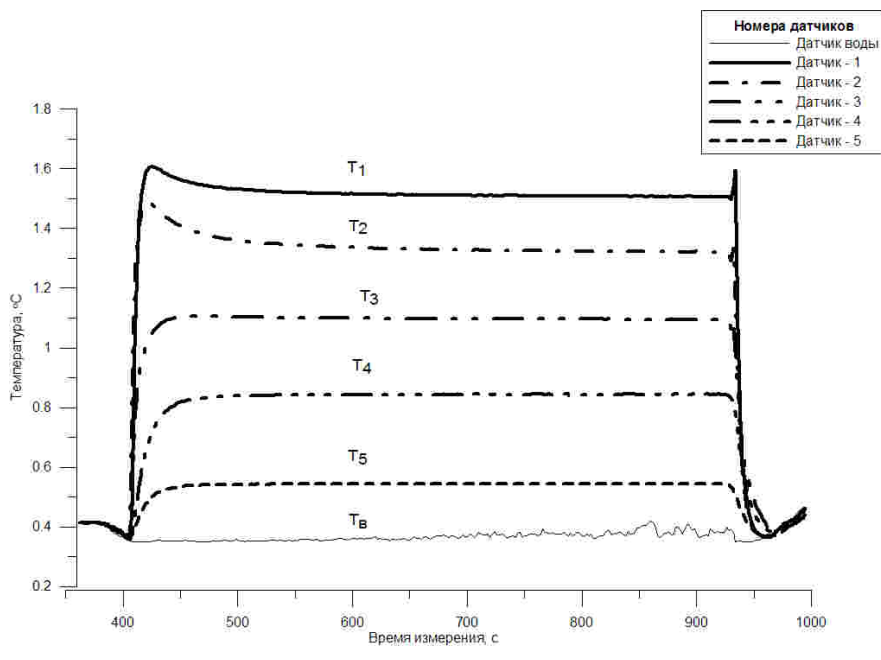


Рис. 5. Динамика распределения температуры в грунте.

Экстраполяция температур в нижнее полупространство показывает, что на глубине около 8 км под дном моря в желобе могут быть встречены солидусные температуры (при расположении точки Кюри на глубинах 4–4.5 км) (рис. 6, 7). Это говорит о том, что деструкция континентальной коры произошла на всю ее мощность, и горячее мантийное (?) вещество внедрилось в фундамент, а возможно проникло в нижние слои осадочного чехла. Отсутствие признаков конвективной разгрузки глубинного тепломассопотока на дне может быть обусловлено накоплением терригенного и моренного материала, который экранирует или затушевывает эффект проявления зон разгрузки флюидов в придонный слой. Впрочем, принимая во внимание наличие современных гидротерм на Шпицбергене, на суше (о них будет сказано дальше), нельзя исключить, вероятно, и того, что признаки субаквальной разгрузки пока просто не обнаружены. Для решения вопроса о степени выноса глубинного материала целесообразно проведение гидрохимического опробования придонных слоев с целью анализа индикаторов мантийного тепломассопереноса ($^3\text{He}/^4\text{He}$ и др.).

Обсуждение результатов: желоб Орла (Стурё) в системе структур внешней зоны шельфа Баренцева моря

Морфология желоба Орла (Стурё), а также полученные впервые для этой структуры геотермические данные показывают, что желоб имеет тектоничес-

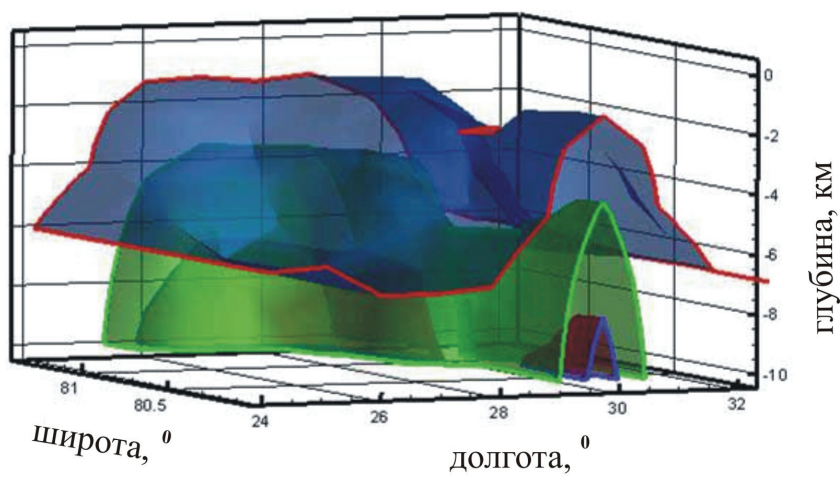
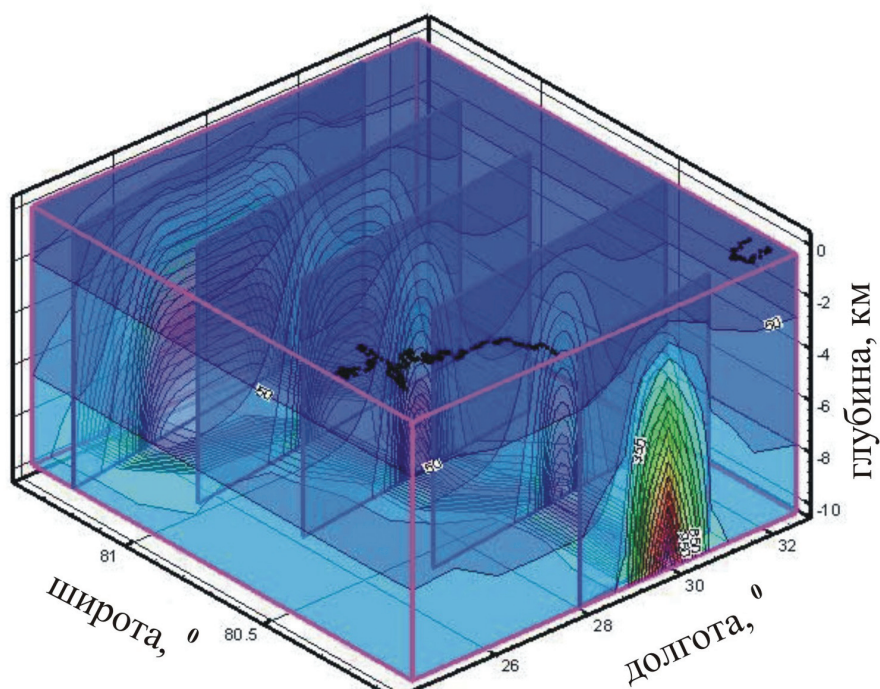


Рис. 6 (вверху). 2D-температурные профили (0С) через желоб Орла (Стурё).
Рис. (внизу) 7. 3D-диаграмма: изотермические поверхности (границы) в желобе Орла (Стурё): 140 °С – катагенеза, 570 °С – точки Кюри, 1200 °С – солидуса.

кую природу. Это, скорее всего, рифт, затрагивающий земную кору на всю ее мощность и находящийся сейчас в активной фазе развития.

Полученные данные выглядят еще значительнее, если посмотреть на них в контексте более общей проблемы деструкции края континента (Свальбардской, Северо-Баренцевоморской окраины) и на фоне других относящихся к этой проблеме явлений.

Для анализа этого вопроса особое значение, в совокупности с результатами геотермических исследований, имеют также следующие группы данных.

Во внешней зоне шельфа Баренцева моря, кроме желоба Орла (Стурё), развита система желобов (или трогов), выраженных в рельефе дна. Они ориентированы меридионально, ортогонально к краю шельфа и углубляются (раскрываются) по направлению к континентальному склону. Это хорошо известные желоба Воронина, Святая Анна, Франц-Виктория (напомним о точках с аномально высокими значениями теплового потока в его пределах, о которых говорилось выше), а также менее крупные структуры – желоба Британский канал во внутренней части архипелага Земли Франца Иосифа и Хинлопен в архипелаге Шпицберген. Несмотря на то, что перечисленные желоба давно известны, единодушия в понимании их природы сих пор не достигнуто: их считают эрозионными (в том числе эрозионно-экзарационными, возникшими за счет выпахивания ледником) или (в последнее время чаще) тектоническими образованиями типа грабенов или рифтов (*Богданов, 2004; Мусатов, 2004; и др.*) (вариант, по (*Мусатов, 1996*): тектоническое происхождение, подчеркнутое эрозионно-экзарационными процессами).

Желоб Орла (Стурё) занимает в этом ряду западное положение, если и не крайнее западное, то близкое к нему. От широких и протяженных желобов, перечисленных выше, он отличается значительно меньшими размерами в плане, и по своим морфологическим характеристикам близок к структурам приблизительно такого же масштаба, наблюдаемым на островах архипелага Шпицберген, или, если говорить точнее, создающим каркас современной тектонической структуры в северной половине о-ва Западный Шпицберген. Имеются в виду, прежде всего, зоны разрывов и грабены субмеридионального простирания на суше и продолжающие их фьорды (с запада на восток: система фьордов Бокк-Фьорд и Вуд-Фьорд, Вейде-Фьорд, а также северная часть пролива Хинлопен, отделяющего о. Западный Шпицберген от о-ва Северо-Восточная Земля). Их продолжение в море, в районе к северу от побережья острова, из-за тяжелых условий мореплавания почти не изучено, но похоже, что они, аналогично желобу Орла (Стурё), выходят в область шельфа и, возможно, континентального склона. На карте мощности осадочного чехла, построенной по магнитным данным (*Лихачев и др., 2003*), на площади к северу от Шпицбергена, приблизительно до широты 820, т.е. с выходом уже на борт котловины Нансена, просматривается, правда с расплывчатыми очертаниями, меридиональная ориентировка отрицательных структур.

Этого же типа нарушения обнаружены на севере о. Северо-Восточная Земля (*Попов, Маулини, 2008*). С использованием метода радиолокационного изучения (профилирования) подледного рельефа здесь показано существование узкого трога Рийп-Фьорд, обусловленного разрывами. По заключению авторов, «ледник развивается по разлому, вырабатывая троговую долину»; наличие разлома предполагалось и раньше на основании геологических соображений. Это, по-видимому, еще одна структура (грабен?), стоящая в одном ряду с остальными меридиональными трогами данного сектора Свальбардской континентальной окраины.

Примечательно и то, что отмеченные структуры, будучи расположены ортогонально к северной кромке Баренцевоморского шельфа, ориентированы параллельно по отношению и к континентальному склону к западу от Шпицбергена, и к океаническому хребту Книповича – структурам связанным с раскрытием данного сектора Северной Атлантики. Такой структурный план позволяет предположить геодинамическое единство всей этой системы океанических (хребет Книповича) и континентальных (Шпицберген) структур.

Особое значение для понимания четвертичной и современной тектонической активности, в первую очередь рассматриваемых субмеридиональных грабенов и ограничивающих их систем разрывов, имеют молодые вулканы Шпицбергена. Вулканические аппараты этого возраста сосредоточены в северо-западной части о-ва Шпицберген вблизи заливов Бокк-Фьорд и Вуд-Фьорд.

По данным работы (Евдокимов, 2000), продукты излияний представлены лавами и пирокластикой субщелочных оливиновых базальтов. Изотопный возраст наиболее древних извержений определяется в интервале от 2.7 ± 1 до 2.0 ± 1 млн лет. Самые поздние извержения – совсем недавние: по геологическим данным (вулканогенный материал в морских террасах) они датируются временем не ранее 10 тыс. лет. В работе (Сироткин, Шарин, 2004) уточняется время последних двух эпизодов вулканизма в неоплейстоцене – голоцене, второй из которых, в основном в районе вулкана Сверре, датируется средним голоценом.

В этих же районах наблюдается современная гидротермальная деятельность, выраженная двумя группами ныне действующих термальных источников с обнаруженной заметной примесью мантийного гелия (Гидрогеология ..., 1983; а также устное сообщение Б.Г. Поляка).

Показательны следующие характерные особенности вулканизма: (а) приуроченность проявлений вулканической и гидротермальной активности к зонам разрывов меридионального простирания; (б) присутствие в вулканическом материале ксенолитов мантийных пород, что служит показателем глубинности и масштабности процессов; (в) направленное изменение состава в сторону возрастания щелочности с юга на север и омоложение в этом же направлении возраста вулканизма, что рассматривается (Евдокимов, 2000) как следствие более общего процесса раскрытия Норвежско-Гренландского бассейна и бассейна Северного Ледовитого океана. Этот вывод подтверждается также указаниями на то, что севернее – на плато Ермак получены аномальные значения теплового потока и есть признаки возможного наличия подводных вулканов. В случае подтверждения этих данных, получится убедительная аналогия с наблюдениями в пределах желоба Орла (Стурё), свидетельствующая о сходных тенденциях развития этих структур.

Интересные в контексте обсуждаемого вопроса данные получены при сравнительном исследовании каменного материала, в основном пород базальтового состава, поднятого при драгировании в океане в осевой зоне и флангах хребта Книповича, в том числе в ходе одного из упомянутых рейсов НИС «Академик Н.Страхов», и неоген-четвертичных вулканических пород северо-западного Шпицбергена (см. статью А.В. Соболева и Н.М. Суцевской в данном сборнике). В эволюции составов базальтов в неогене-квартере имеются признаки утонения или разрушения континентальной коры, отражающие, как и отмеченные выше данные по тепловому потоку, происходящую ныне деформацию континентальной коры в краевой части шельфа.

По данным указанных авторов, главным источником неогеновых магм Шпицбергена был расплав, образовавшийся в условиях мощной континентальной литосферы, как результат реакции мантийного перидотита с веществом рециклированной древней океанической и нижней континентальной коры. Но с омоложением возраста (от неогена до современного) в источниках магматизма Шпицбергена, как и хребта Книповича, прослеживается последовательное уменьшение доли пироксенитового («континентального») компонента. Иными словами, наблюдается смещение состава магматических пород Шпицбергена из поля пироксенитовой мантии в случае неогеновых пород, в сторону поля океанической мантии (MORB, фланги и осевая зона хр. Книповича) для четвертичных пород, что, в частности, наглядно видно на диаграмме составов оливина (см. рис. 6 из статьи А.В. Соболева и Н.М. Суцевской). Конечная, на сегодняшний день, стадия этого процесса представлена четвертичными щелочными базальтами Шпицбергена. Эта тенденция объясняется утонением или разрушением континентальной коры (литосферы).

Таким образом, система упомянутых структур – желобов, или трогов, обладает рядом общих черт. Не все они в полном наборе установлены в каждой конкретной структуре. Но, суммируя данные по совокупности структур, можно воссоздать обобщающую модель их строения, в достаточной полной степени обладающую признаками структур рифтового типа (морфология желобов; структура грабенов на суше; четвертичный, вплоть до голоцена вулканизм и современные термальные проявления; активная – «живая» современная тектоника) – признаками, отражающими процесс современной деструкции континентальной коры. Надо заметить, что это с большей или меньшей убежденностью предполагалось и ранее, но для доказательства не хватало решающих аргументов. Обнаружение аномально высокого теплового потока в желобе Орла (Стурё) сыграло роль такого решающего аргумента.

Вывод о связи формирования грабенов и всего описанного комплекса тектонических и магматических явлений с событиями плиоцен-четвертичного времени вписывается в представления о геологической истории рассматриваемой области, но также и дополняет её.

Неотектоника, четвертичная тектоника, современная тектоническая активность Баренцевоморского шельфа и его внешней зоны, интересующей нас в первую очередь, рассмотрены в многочисленных работах (*Гусев и др., 2003; Дибнер, 1978; Крапивнер, 2007; Мусатов 1989, 1990, 1996, 2004; Шпилов и др., 2003, 2006*); количество ссылок можно было бы многократно увеличить.

В развитии области отчетливо выделяется новейшая эпоха (неоген – квартал), предварявшаяся сильной эрозией более древних образований. Комплекс отложений неогена – квартала с угловым несогласием и глубоким размывом залегает на эродированной поверхности донеогеновых пород (*Мусатов, 1990*). Неоген или время, непосредственно ему предшествовавшее, ознаменовалось значительными тектоническими событиями в региональном и более общем масштабах.

С этим временем связано оформление общего геоморфологического облика территории, включая образование сводово-купольных, по Е.Е. Мусатову, поднятий архипелагов, являющихся реликтами донеогеновой поверхности.

К их числу относятся интенсивные дислокации, давно выявленные в западной части Шпицбергена. Для объяснения геодинамических условий их образования рассматривались различные схемы, но в большинстве из них эти

дислокации связываются с процессами океанообразования или взаимодействия Гренландского и Свальбардского континентальных массивов.

О высокой интенсивности тектогенеза этого времени, затронувшего кору Шпицбергена, свидетельствует также постседиментационный метаморфизм палеогеновых каменных углей Западного Шпицбергена, для которых, по данным Ю.Я. Лившица, характерна «исключительно высокая степень их уплотненности и значительная (иногда почти до паровично-жирных) степень метаморфизма» (Лившиц, 1973, стр. 80). По этому признаку угленосные отложения Шпицбергена отличаются от одновозрастных (также угленосных) отложений смежных арктических территорий – Канадского архипелага, Новосибирских о-вов и прилегающих частей арктического побережья России и даже Гренландии, где они подверглись интенсивному контактному метаморфизму. К данным, приведенным Ю.Я. Лившицем, добавим, что всё это является признаком интенсивного прогрева коры в послепалеогенное время.

Вместе с тем, в истории новейшей эпохи обособляется последний по времени этап, приблизительно соответствующий четвертичному периоду с особым тектоническим режимом и тектоническим планом (о точных возрастных рамках этого этапа судить трудно: иногда их расширяют до плиоцена – квартера, иногда сужают до позднего плейстоцена – голоцена). С ним, судя по всему, и связано образование системы описываемых грабенов.

Покров четвертичных осадков в разных частях Баренцевоморского шельфа представлен разными по возрасту горизонтами. В окрестностях Шпицбергена, например, он начинается с отложений эоплейстоцена (Гусев и др., 2003). Но в целом и здесь, и на остальной территории он практически повсеместно отделен от нижележащих отложений эрозионной поверхностью. Не менее, по-видимому, значительная, регионально выраженная и, вместе с тем, наиболее молодая эрозионная граница находится в основании толщи осадков среднего плейстоцена – голоцена.

Получен ряд данных, свидетельствующих об активном тектогенезе плиоцена и четвертичного периода, вплоть до современной эпохи, выразившемся в воздымании территории Баренцевоморского шельфа (и островной суши), сильном размыве и перестройке тектонического плана. Не претендуя на полную, укажем некоторые из них.

Факт значительной эрозии подтверждается результатами изучения голоценовых донных осадков, поднятых в ряде пунктов (на севере Британского канала – колонка AF-0704 и в желобе Воронина – колонки AF-0708, AF-0716) во время экспедиции НЭС «Академик Федоров» в 2007 г. (Деревянко, Гусев, 2009). В них, в отложениях голоцена, обнаружены богатые спектры переотложенных спор пыльцы эоцена и неогена. Эти данные указывают на существование морского осадконакопления на Баренцевоморском шельфе в палеогене и неогене и их последующий, вплоть до полного уничтожения, размыв во внешней зоне Арктического шельфа России.

Данный вывод согласуется с издавна известными данными по Шпицбергену, свидетельствующими об активизации восходящих дифференцированных поднятий, начавшихся в плиоцене (в миоцене еще существовал седиментационный бассейн) и их резком усилении (увеличении скорости воздымания) в голоцене (Семовский, 1967). Наблюдения разных лет, включая результаты недавних маршрутных исследований в нескольких районах Шпицбергена (Зыков, Балув, 2008), да и просто сам факт наличия на Шпицбергене расчлененного альпийского рельефа, с очевидностью показывают, что активная тектоника, с

морфологическими особенностями блоковой тектоники, свойственна архипелагу вплоть до сегодняшнего дня.

Интересные данные получены по более южной (центральной) части Баренцевоморского шельфа (*Крапивнер, 2007*). Даже в этом, тектонически не самом активном районе шельфа, по геолого-геоморфологическим данным устанавливаются тектонические нарушения с заметными амплитудами смещения. В частности, система нарушений субмеридионального простиранию (аналогичного простирания грабенов – желобов) выявлена в области южного продолжения желоба Франц-Виктория. Но особенно примечательно, что «наиболее молодые элементы донного рельефа... отчетливо наложены на мезозойские структуры, унаследованные на предыдущем этапе неотектонической активизации». Это указывает «на самостоятельность самой молодой её фазы, начавшейся, вероятно, 22–25 тыс. лет назад» (стр. 87). Датирование этих особенно активных событий поздним плейстоценом – голоценом согласуется с остальным комплексом данных.

По данным (*Мусатов, 1990*), расчленение северного континентального склона Баренцевоморского шельфа субмеридиональными грабенами (желобами), отражающее общую перестройку тектонического плана, произошло перед плейстоценом. По заключению этого же автора (*Мусатов, 1996*), возраст осадков в желобах на шельфе не древнее четвертичного.

Заключение

В результате выполненных исследований можно, думается, считать закрытым вопрос о природе Баренцевоморской и Свальбардской системы желобов. Материалы по желобу Орла (Стурё) в принципе характеризуют и остальные структуры этого типа. Хотя и с одной существенной оговоркой. Если для западного ряда рассматриваемых структур – желоба Орла (Стурё) и грабенов-фьордов Шпицбергена активность в настоящее время очевидна, то этого нельзя утверждать для восточных желобов – желоба Франц-Виктория и остальных (хотя отмеченные выше признаки повышенного теплового потока в желобе Франц-Виктория, возможно, могут рассматриваться как свидетельство его современной активности). Их тектоническое происхождение и связь с неотектоническими процессами деструкции коры краевых участков шельфа Баренцева моря весьма вероятны, но главный период их развития, возможно, приходится на немного более раннее время или, напротив, только еще начинается. Заглядывать в будущее – задача неблагоприятная, и нельзя исключить также и того, что их формирование (иными словами, процесс деструкции коры) на этой стадии завершится. В любом случае рассматриваемые структуры надо рассматривать как рифты (грабены) единой системы, но находящиеся на разных стадиях формирования. Все они морфологически выражены и служат каналами для эрозионной деятельности и транспортировки осадочного материала.

Для выбора правильного варианта необходимы дополнительные, в первую очередь геотермические, наблюдения в желобах, особенно важно получить более полные данные по желобу Франц-Виктория и районам к северу от Шпицбергена.

Авторы не ставили перед собой задачу предложить, с учетом изложенного материала, сколько-нибудь завершённую схему кинематики и динамики для

рассматриваемой территории. Да, в настоящее время это сделать было бы трудно. Кинематическая и геодинамическая ситуация плиоцена и квартера во внешней зоне Баренцевоморского шельфа – в районе Шпицбергена и на остальной территории к востоку от него требует дальнейшего изучения. В реконструкциях необходимо найти место комплексу разнообразных структур на суше (Шпицберген и другие острова) и в акватории, таких как грабены (свидетельствующие о растяжении), нарушения сдвигового характера (входящие в систему Шпицбергенско-Северогренландской зоны сдвига, которой, вероятно, обусловлено формирование хр. Книповича, и другие), возможно, структуры сжатия. При этом, для корректных построений, структурные формы и нарушения требуется «рассортировать» по возрасту, поскольку даже на протяжении неогена – квартера геодинамические условия сильно менялись, и суммарная, осредненная картина, скорее всего, не отражает реальную обстановку отдельных этапов. Всего этого пока с необходимой убедительностью не сделано, хотя имеются интересные и важные фрагменты картины, обеспечивающие приближение к истине. Однако для создания завершенных моделей данных в настоящее время не хватает.

Относительно геодинамической обстановки описанного интервала времени, существует мнение (*Крапивнер, 2007; Шипилов и др., 2006*), согласно которому «Баренцевоморская континентальная окраина находится под воздействием двух взаимно перпендикулярных спрединговых хребтов – Книповича и Гаккеля». Наверно, в самой общей форме и для кайнозойской истории в целом это справедливо. Однако на поздних этапах этой истории (какая-то часть миоцена и квартал или, с полной очевидностью, плиоцен – квартал) и в отношении рассматриваемой группы структур и связанного с ними магматизма влияние хребта Гаккеля, скорее всего, минимально. Первую скрипку, очевидно, играют процессы, вызвавшие формирование хребта Книповича и связанных с ним структур в океанической и континентальной литосфере.

Так что вопросы приходится решать в основном в общем виде. Например, ограничиваться констатацией признаков высокой тектонической активности, свидетельствующих в целом о деструкции континентальной коры, вовлеченности ее краевых частей в единый процесс с процессами, происходящими в океане (что само по себе, конечно, важно), оставляя более детальную расшифровку на потом.

И последнее. В данном случае мы имеем дело с особым типом континентальных окраин – типом, который, кажется, не встречается, во всяком случае в таком ярком проявлении, в других местах Мирового океана. По мнению некоторых авторов, высокая интенсивность тектонических процессов сближает Западно-Арктическую окраину с активными окраинами. Так, по словам из работы (*Федоров, Мустов, 1992*): «широкое развитие субокеанических впадин и желобов, борта которых сейсмичны, голоценовый вулканизм на краевых архипелагах и наличие пояса приокеанических поднятий дают основания предполагать переходный от пассивного к активному тип материковой окраины в Западной Арктике» (стр. 52). Это, конечно, преувеличение: определяющих признаков активной окраины, также как перехода к ней, здесь нет. Но акцент на перечисленных особенностях поставлен не без оснований: данный тип (или данный участок) пассивной окраины действительно отличается повышенной активностью тектонических процессов.

Список литературы

- Батурин Д.Г. Эволюция северной части Баренцева моря в области сочленения с Евразийским океаническим бассейном // Океанология. 1987. Т.27. Вып. 3. С. 418–424.
- Богданов Н.А. Тектоника Арктического океана // Геотектоника. 2004. №3. С. 13–30.
- Верба В.В., Астафурова Е.Г., Леонов В.О., Мандриков В.С., Хлюпин Н.И. Строение северной континентальной окраины Баренцевского шельфа в районе архипелага Земля Франца-Иосифа // Геол.-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Тр. НИИ-ГА-ВНИИОкеанология. Т. 203. СПб. 2004. С. 169–175.
- Верба М.Л. Сравнительная геодинамика Евразийского бассейна. СПб: Наука. 2008. 191 с.
- Гидрогеология, инженерная геология, геоморфология архипелага Шпицберген. Л.: Изд-во ПГО «Севморгеология». 1983. 82 с.
- Гусев Е.А., Рекант П.В., Мусатов Е.Е., Шкарубо С.И. Сейсмостратиграфическая основа расчленения четвертичного чехла Шпицбергенского шельфа // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Апатиты. 2003. Вып. 3. С. 85–91.
- Деревянко Л.Г., Гусев Е.А. Переотложенные споры и пыльца в голоценовых осадках внешней части Арктического шельфа России // Фундаментальные проблемы кватерна: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Новосибирск: Изд. СО РАН. 2009. С. 185–188.
- Дибнер В.Д. Морфоструктура шельфа Баренцева моря. Тр. НИИГА. 1978. Т. 185. 211 с.
- Евдокимов А.Н. Вулканы Шпицбергена. С.-Пб.: ВНИИОкеанология. 2000. 123 с.
- Зыков Д.С., Балчев А.С. Характер и причины проявления неотектонических деформаций в северо-западной части Баренцевоморской плиты (Свальбардский архипелаг) // Бюлл. Моск. общества испытателей природы. Отдел. Геол. 2008. Т. 83. Вып. 6. С. 20–26.
- Крапивнер Р.Б. Признаки неотектонической активизации Баренцевоморского шельфа // Геотектоника. 2007. № 2. С. 73–89.
- Ласточкин А.Н., Мусатов Е.Е., Мусатов Ю.Е., Нарышкин Г.Д., Федоров Б.Г. Морфоструктура и переходные зоны Арктического океана // Геоморфология зон перехода от континентов к океанам. М.: Наука. 1992. С. 79–83.
- Левашкевич В.Г. Закономерности распределения геотермического поля окраин Восточно-Европейской платформы (Баренцевоморский и Белорусско-Прибалтийский регионы) // Автореф. докт. дисс. М.: МГУ. 2005. 42 с.
- Лившиц Ю.Я. Палеогеновые отложения и платформенная структура Шпицбергена. Тр. НИИ геологии Арктики. Т. 174. Ленинград: Недра. 1973. 160 с.
- Лихачев А.А., Глебовский В.Ю., Брекке Х., Инген О., Фалейде Я.И. Оценка мощности осадочного чехла в котловине Нансена по магнитометрическим данным // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Сб. научных трудов. Вып. 5. СПб. 2004. С. 98–110.
- Лукина Н.В., Патык-Кара Н.Г. Неотектонические структуры и активные разломы Арктического шельфа России // Геология и полезные ископаемые шельфов России. М.: ГЕОС. 2002. С. 271–280.
- Методические и экспериментальные основы геотермии. М.: Наука. 1983. С. 181–185.
- Митяев М.В., Хасанкиев В.Б., Голубев В.А. Желоба Баренцева моря – современные каналы транспортировки или ловушки осадочного вещества? // Арктика и Антарктика. Вып.5 (39). М.: Наука. 2007. С. 72–79.
- Мусатов Е.Е. Развитие рельефа Баренцево-Карского шельфа в кайнозой // Геоморфология. 1989. № 3. С. 76–84.
- 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 // 1996. С. 72–77.

Мусатов Е.Е. Распространение кайнозойского чехла на Баренцевоморском шельфе между архипелагами Шпицберген и Земля Франца-Иосифа // Океанология. 1996. Т. 36. № 3. С. 444–450.

Мусатов Е.Е. Неотектоническая структура // Геология и полезные ископаемые России. Т. 5. Кн. 1. Арктические моря. СПб.: ВСЕГЕИ. 2004. С. 26–31.

Попов С.В., Маулини Р.Л. Исследование подледно-подводного рельефа северной части о. Северо-Восточная Земля (архипелаг Шпицберген) // Природа шельфа и архипелагов Европейской Арктики. Мат. конференции. М.: ГЕОС. 2008. С. 315–318.

Семовский Д.В. Неотектоника архипелага Шпицберген // Мат. по стратиграфии Шпицбергена. Ленинград: Изд. НИИГА. 1967. С. 225–238.

Сироткин А.Н., Шарин В.В. Соотношение четвертичного вулканизма с процессами морского и ледникового осадконакопления в районе Вуд-Форда (Шпицберген) // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Вып.4. Апатиты. 2006. С. 147–151.

Федоров Б.Г., Мусатов Е.Е. Морфодинамический поток в переходных зонах // Геоморфология зон перехода от континентов к океанам. М.: Наука. 1992. С. 50–52.

Хуторской М.Д., Антипов М.П., Волож Ю.А., Поляк Б.Г. Температурное поле и трехмерная геотермическая модель При-

каспийской впадины // Геотектоника. 2004. № 1. С. 63–73.

Хуторской М.Д., Леонов Ю.Г., Ермаков А.В., Ахмедзянов В.Р. Аномальный тепловой поток и природа желобов в северной части Свальбардской плиты // Докл. РАН. 2009. Т. 424. № 2. С. 1–7.

Хуторской М.Д., Подгорных Л.В., Грамберг И.С., Леонов Ю.Г. Термотомография Западно-Арктического бассейна // Геотектоника. 2003. №3. С. 79–96.

Цыбуля Л.А., Левашкевич В.Г. Тепловое поле Баренцевоморского региона. Апатиты. 1992. 114 с.

Шипилов Э.В., Шкарубо С.И., Богданов Н.А., Хаин В.Е. О тектоно-геодинамических взаимоотношениях областей молодого океанообразования с континентальными окраинами Арктики (Шпицбергенской и Лаптевоморской) // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Апатиты. 2003. Вып. 3. С.41–58.

Шипилов Э.В., Торемнов В.А., Глазнев В.Н., Голубев В.А. Палеогеографические обстановки и тектонические деформации Баренцевоморской континентальной окраины в кайнозой // Докл. РАН. 2006. Т. 407. 3 №. 378–383.

Bjorlykke K., Bue B., Elverhoi A. Quaternary sediments in the northwestern part of the Barents Sea and their relation to the underlying Mesozoic bedrock // Sedimentology. V. 25. N 2. Pp. 227–246.

Abstract

Heat flow measurements data in the northern part of Svalbard plate near Franz-Josef Land (FJL) and Spizbergen are discussed. Measurements were carried out by new updating geothermal probe «GEOS-M». Seven heat flow measurements on «FJL» and twenty - on «Spizbergen» are received. On first of them heat flow variation from 30 up to 85 mW/m² are connected both with trough valley Franz-Victoria tectonic activization and probably with structural and thermal conductivity heterogenesis inside sedimentary cover. Abnormal heat flow values (from 120 up to 519 mW/m²), measured in trough Orly (to the eastern of Spizbergen North-East Land), in combination with other geological data, testify to rift zone development which destroyed a continental crust. Researches were sponsored of the Norwegian oil Management, RAS Presidium, RAS Earth sciences departament and the Russian Basic Research Foundation.