

УДК 550.361

## АНОМАЛЬНЫЙ ТЕПЛОВОЙ ПОТОК И ПРИРОДА ЖЕЛОБОВ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ СВАЛЬБАРДСКОЙ ПЛИТЫ

© 2009 г. М. Д. Хуторской, академик Ю. Г. Леонов, А. В. Ермаков, В. Р. Ахмедзянов

Поступило 13.08.2008 г.

Свальбардская континентальная окраина, включающая шельф, континентальный склон и островную сушу архипелага Шпицберген (Свальбард), является северо-западным фрагментом более крупной структурно-тектонической зоны – Баренцевоморской континентальной окраины. Исследование этой области дает интереснейший материал для понимания взаимосвязи тектонических процессов континентальной и океанической литосферы.

Одним из опорных источников информации о тектонике и геодинамике этой области являются геотермические данные. В этой связи в 2007 г. в ходе экспедиции, проведенной Геологическим институтом РАН на нис “Академик Николай Страхов”, выполнена геотермическая съемка на двух полигонах в не изученных ранее районах шельфа Баренцева моря: к западу от архипелага Земля Франца-Иосифа (полигон ЗФИ) и к востоку от о. Северо-Восточная Земля архипелага Шпицберген (полигон Шпицберген).

Экспедиция 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.

Впервые геотермические работы на шельфе Баренцева моря были выполнены по профилю п-ов Рыбачий–ЗФИ в 1976 г. во время 23-го рейса нис “Академик Курчатов” [1]. Применявшаяся тогда аппаратура – одноканальный автономный термоградиентограф ПТГ–ЗМТБ – не позволяла фиксировать такие важные параметры, как при-

донная температура воды, угол вхождения зонда в донные осадки, форму термограммы. Относительные погрешности измерений этим прибором оценивались в 30–40%.

В 1980-е годы, в связи с развитием бурения в Арктике, были получены первые кондиционные оценки теплового потока по термокаротажным данным в Баренцевом и Карском морях [2]. Впоследствии эти данные были уточнены [3]. В те же годы Геологическим институтом КНЦ РАН был измерен тепловой поток в южной и центральной частях Баренцева моря двухканальным автономным зондом ТГЦП. Площадные наблюдения сопровождалась режимными наблюдениями за температурой морского дна на нескольких опорных станциях в южной и восточной частях Баренцева моря. Это позволило с помощью специально разработанного алгоритма [3] 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 (рис. 1). Так, в зоне сочленения Кольской микроплиты и Балтийского щита среднее значение теплового потока составляет 54 мВт/м<sup>2</sup>, а в районах Северо-Баренцевской впадины и Центрально-Баренцевского поднятия – 70 мВт/м<sup>2</sup>. Такой тренд теплового потока можно объяснить влиянием тектонических процессов в земной коре Баренцевоморской плиты, омоложение которых происходит в северном направлении. Авторы ранее уже высказывали предположение о связи этого явления с развитием рифтогенеза [4].

Работы в рейсе 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 на четырех измерительных базах, теплопроводности осадков на тех же базах, гидростатического давления (глубины), температуры воды, угла внедрения зонда в осадки (угла отклонения от вертикали) и определения на

Геологический институт  
Российской Академии наук, Москва  
Российский университет дружбы народов,  
Москва

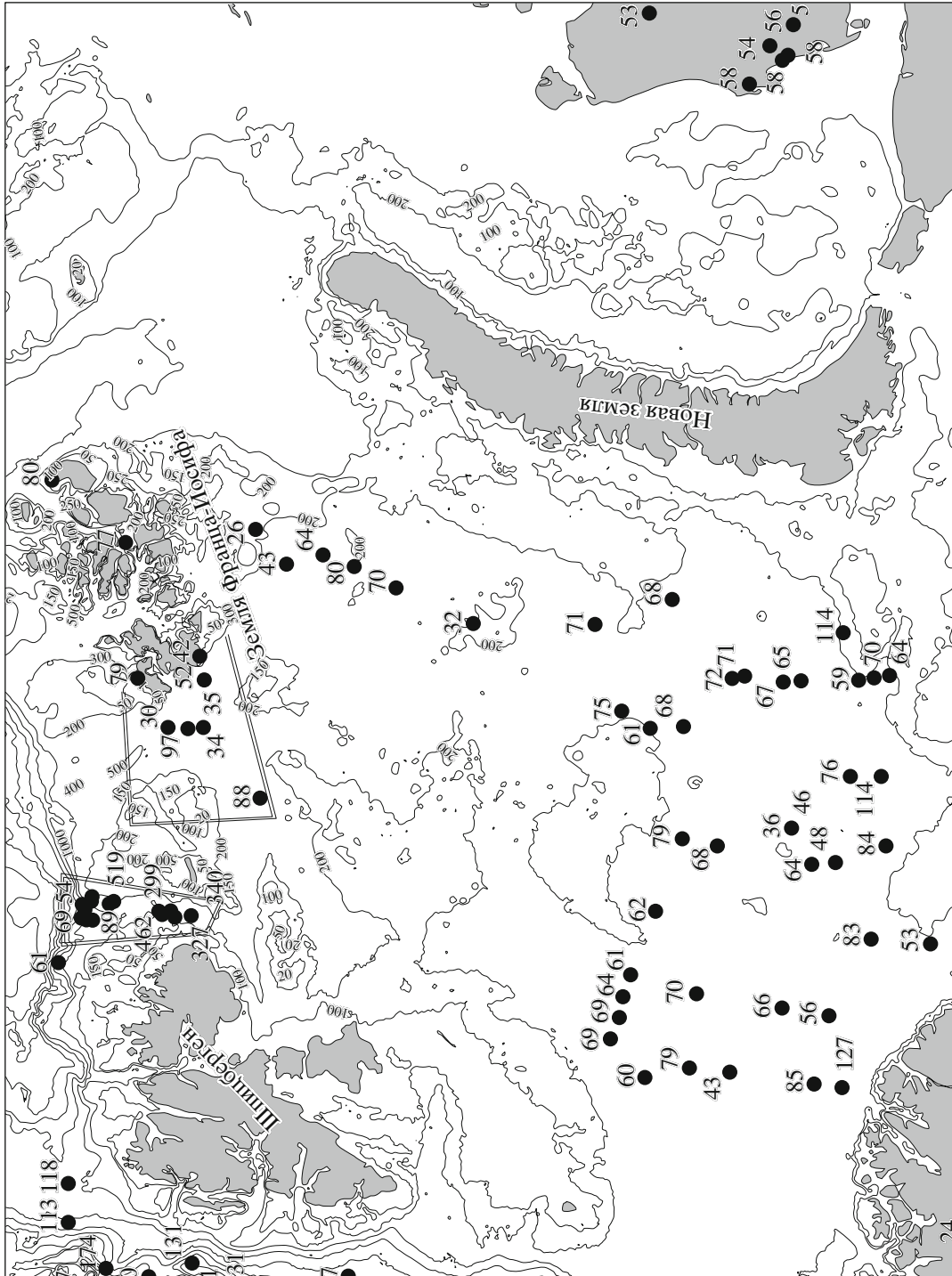


Рис. 1. Геотермическая изученность (значения теплового потока, мВт/м<sup>2</sup>) Баренцевоморского региона. Обведены районы работ 25-го рейса.

основе полученных данных глубинного теплового потока Земли через дно акваторий. Кроме того, зонд позволяет осуществлять вертикальное температурное зондирование водной толщи. По кабель-тросу осуществляется управление процессом измерения, вся получаемая информация поступает в набоортный компьютер.

На полигоне ЗФИ выполнено семь измерений теплового потока (табл. 1) и температуры в толще воды. В результате измерений температуры водной толщи обнаружен слой отрицательных температур в интервале глубин 30–80 м и изотермическая зона при глубинах более 370–380 м (рис. 2). Таким образом была определена минимальная глубина (~370 м), при которой возможно измерять тепловой поток, так как при меньших глубинах сказывалась “неизотермичность” придонной толщи воды. В связи с этим для измерения теплового потока при глубинах 370 м и более имелось ограниченное количество мест (рис. 3), на большинстве станций его можно было рассчитать только по показаниям температуры самых нижних баз зонда.

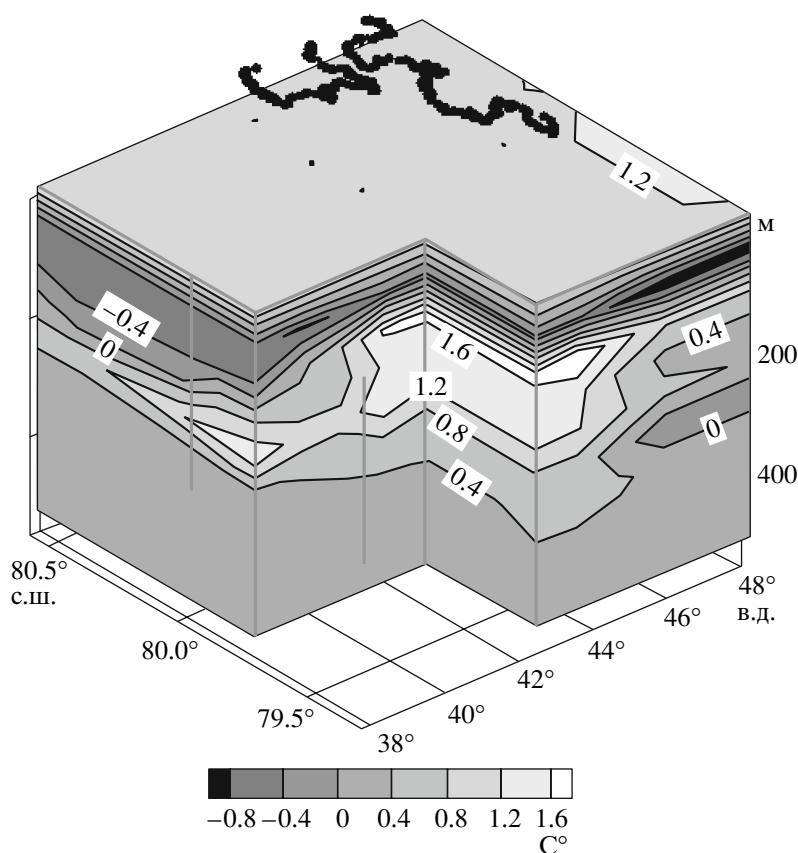
На 3D-блок-диаграмме распределения температур в водной толще полигона (рис. 2) видно существование слоя отрицательных температур во-

**Таблица 1.** Результаты измерений теплового потока на полигоне ЗФИ

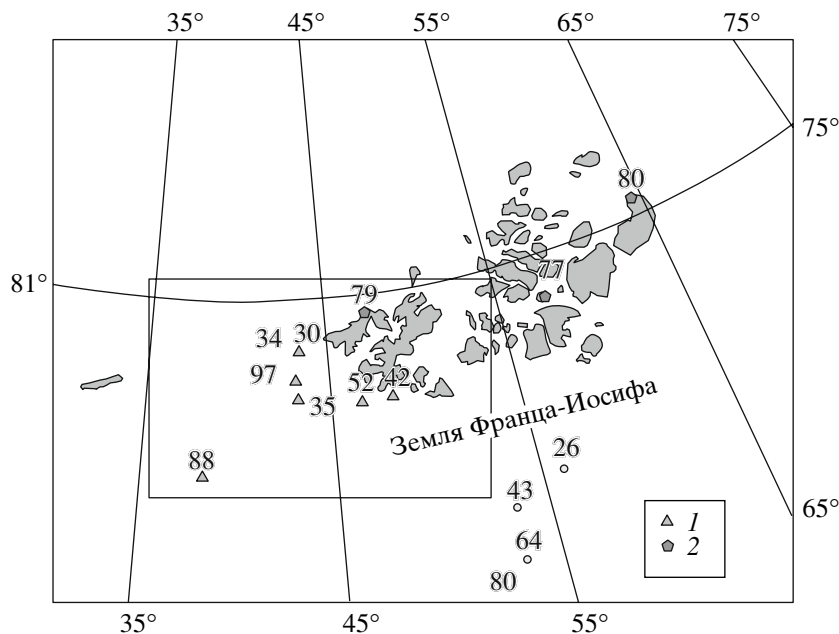
№ станции	Координаты, градусы		Глубина, м	ТП <sub>ср</sub> , мВт/м <sup>2</sup>
	с.ш.	в.д.		
2501	79.3463	38.1587	314	88
2502	80.0112	48.3466	375	42
2503	80.0083	46.581	402	52
2505	80.2472	43.0693	400	97
2506	80.5039	43.3696	530	30
2507	80.2472	43.0693	550	34
2509	80.067	43.1672	390	35

ды в интервале 30–100 м. В юго-восточной части полигона проявляется линза относительно повышенных температур воды (до 1,9°C). Причиной такого температурного режима водной толщи, несомненно, является приток более теплой и плотной воды из Атлантики, которая четко стратифицируется от холодной и более легкой арктической воды.

В целом на полигоне отмечаются фоновые значения теплового потока (табл. 1). Однако мы на-



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



**Рис. 3.** Измерения теплового потока на полигоне ЗФИ (1) и три значения теплового потока (2), полученные при термическом каротаже в скважинах (с запада на восток): Нагурская (о. Земля Александры), Хейса (о. Хейса) и Северная (о. Грэм-Бэлл). Значения теплового потока в мВт/м<sup>2</sup>.

блюдаем два высоких значения (88 и 97 мВт/м<sup>2</sup>) по линии северо-восточного простирания, относящейся к проливу Франц-Виктория, а также пониженные значения теплового потока (30–35 мВт/м<sup>2</sup>) севернее и южнее этой линии.

Подобные вариации теплового потока, где на небольшом пространстве значения изменяются в два раза, характерны для районов развития эвапоритовых бассейнов в условиях деструкции коры. На западе ЗФИ, а именно в Александровском поднятии вулканиты с абсолютным возрастом  $116 \pm 5$  млн. лет четко оконтуриваются магнитной аномалией до 600 нТ [5]. Это позволило предложить модель деструкции континентальной коры (break-up) именно в этой части архипелага [6]. С этапом break-up связан процесс образования соленосных толщ [7]. Эвапориты повсеместно встречаются в разрезах океанического чехла окраинных периокеанических бассейнов Атлантики [8]. Преимущественно на деструктивной континентальной коре образуется система грабенов, выполненных эвапоритовыми осадками. Примеры можно привести по солеродным бассейнам Западно-Африканской (Канарская котловина) и Северо-Американской (Ньюфаундленд) пассивных окраин [8, 9].

На континентальном склоне ЗФИ в районе депрессий Пролива Британского канала и пролива Кембридж выявлены локальные минимумы гравитационного поля в редукции Фая, которые В.В. Верба ассоциировала с соляными диапира-

ми. Позже это предположение подтвердилось результатами плотностного моделирования [5].

Теплопроводность каменной соли очень высока. Она в 3–3.5 раза превышает теплопроводность вмещающих терригенных пород. Такой резкий контраст теплопроводности, а также крутые углы наклона границ раздела сред обуславливают перераспределение глубинного теплового потока.

Эффект перераспределения глубинного потока энергии в условиях структурно-теплофизических неоднородностей может проявляться и на полигоне ЗФИ. Повышенные значения теплового потока могли быть измерены на станциях над апикальной частью куполов, а относительно пониженные – над межкупольными зонами.

Эта одна из возможных моделей, объясняющая вариации теплового потока, но для ее подтверждения необходимы результаты сейсмического профилирования.

Объектом изучения на полигоне Шпицберген был желоб Орла, простирающийся от архипелага Короля Карла на юге до начала континентального склона Котловины Нансена на севере. Название желоба варьирует в разных источниках. В работе [10] структура носит название “грабен Орла”. В то же время она упоминается также под названием “желоб Стуре” по имени расположенного поблизости от него о. Стурейя (Storoya) [11]. Желоб представляет собой узкую, выраженную в рельефе дна депрессию меридионального простирания. Высота стенок депрессии до 400 м, а дно расположено на глубине 470–520 м

и еще более углубляется с выходом к континентальному склону. По простирацию желоб выражен на протяжении почти 200 км при ширине всего 50 км.

Распределение температуры в водной толще полностью аналогично описанному для полигона ЗФИ.

Тектоническая природа этой структуры была совершенно не ясна, и в литературе о ней имеются весьма отрывочные данные.

В желобе и на его продолжении в пределах континентального склона выполнено 20 измерений теплового потока (табл. 2), принесших, без преувеличения, сенсационные результаты. Он составлял от 300 до 520 мВт/м<sup>2</sup>, что почти в 10 раз выше уровня фонового теплового потока для Баренцева моря. Идеальная форма записи температуры датчиков в грунте не оставила сомнений в достоверности полученных результатов.

Аномально высокий тепловой поток характерен для всего желоба Орла и для его продолжения на континентальном склоне вплоть до изобаты 1200 м (рис. 4). Только при больших глубинах отмечается снижение теплового потока, хотя и на глубинах 1400–1870 м измерены повышенные относительно фоновых значения – 89 и 90 мВт/м<sup>2</sup>.

Экстраполяция температур в нижнее полупространство показывает, что на глубине 4.0–4.5 км под дном в желобе могут быть встречены солидные температуры. Это говорит о проникновении деструкции континентальной коры на всю ее мощность и внедрении в фундамент (а, возможно, и в нижние слои осадочного чехла) горячего мантийного (?) вещества. Отсутствие признаков конвективной разгрузки глубинного теплового потока на дне обусловлено высокой скоростью накопления терригенного и моренного материала, который экранирует проявления зон разгрузки флюидов в придонный слой. Для решения вопроса о степени выноса глубинного материала целесообразно проведение гидрохимического опробования придонных слоев с целью анализа индикаторов мантийного теплопереноса (<sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He и др.).

Морфология трога, а также полученные впервые для этой структуры геотермические данные показывают, что желоб Орла имеет тектоническую природу. Это, скорее всего, рифт, затрагивающий земную кору на всю ее мощность и находящийся сейчас в активной фазе развития.

Но полученные данные выглядят еще значительнее, если рассматривать более общую проблему деструкции Баренцевоморской континентальной окраины на фоне других относящихся к этой проблеме явлений.

На северной окраине шельфа Баренцева моря развита система желобов (трогов), выраженных в рельефе дна. Они ориентированы меридиональ-

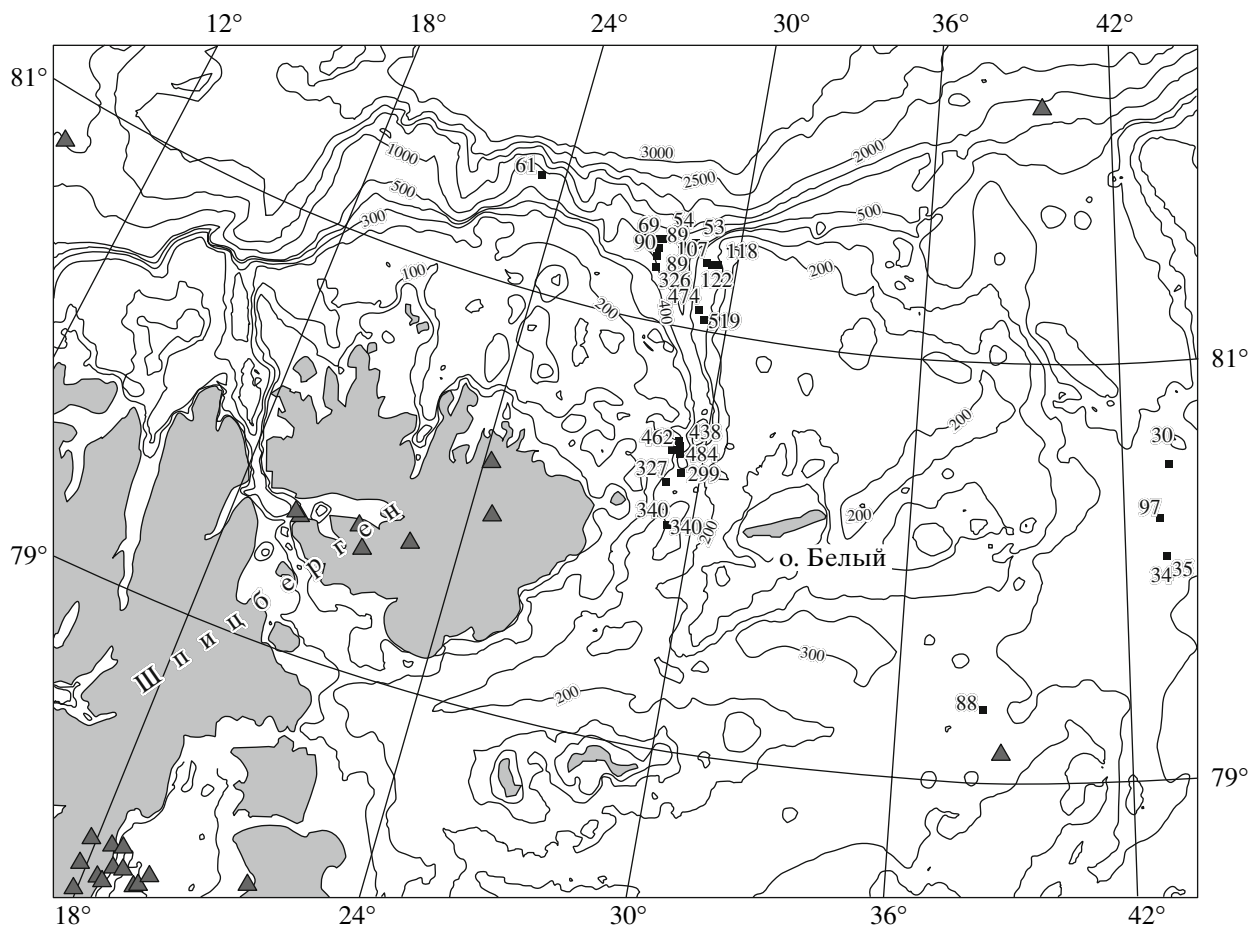
**Таблица 2.** Результаты измерений теплового потока на полигоне Шпицберген

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

но, ортогонально к краю шельфа и “раскрываются” по направлению к континентальному склону. Кроме желоба Орла, это желоба Воронина, Святая Анна, Франц–Виктория, а также менее крупные структуры – проливы Британский канал в архипелаге Земля Франца-Иосифа и Хинлопен в архипелаге Шпицберген. В последние годы все чаще говорят о тектоническом происхождении этих желобов, применяя к ним термины “грабены” или “рифты” [11, 12].

Желоб Орла из перечисленных крупных депрессионных структур занимает самое западное положение и по своим морфологическим характеристикам близок к структурам меридионального простираания приблизительно такого же масштаба на островах Шпицбергена. На о. Западный Шпицберген это система фьордов Бокк-фьорд, Вуд-фьорд и Вейде-фьорд, а также упомянутый пролив Хинлопен.

Отмеченные структуры, расположенные ортогонально к северной кромке Баренцевоморского шельфа, ориентированы параллельно континентальному склону к западу от Шпицбергена и также параллельно океаническому хребту Книпповича, т.е. структурам раскрытия данного сектора Северной Атлантики. Такой структурный план позволя-



**Рис. 4.** Расположение станций измерений теплового потока на полигоне Шпицберген и значения теплового потока ( $\text{мВт/м}^2$ ).

ет предположить геодинамическое единство системы океанических (хребет Книпповича) и континентальных (Шпицберген) структур.

Особое значение для понимания новейшей тектонической активности субмеридиональных желобов (грабенов) и ограничивающих их систем разрывов имеют молодые вулканы Шпицбергена. Вулканические аппараты этого возраста сосредоточены в северо-западной части архипелага вблизи заливов Бокк-фьорд и Вуд-фьорд.

По данным [13], продукты излияний представлены лавами и пирокластикой субщелочных оливиновых базальтов. Возраст наиболее древних извержений по изотопным данным определяется в интервале от  $2.7 \pm 1$  до  $2.0 \pm 1$  млн лет. Самые поздние извержения – совсем недавние, по геологическим данным (вулканогенный материал в морских террасах) они датируются временем 10 тыс. лет. В работе [14] уточняется время последних двух эпизодов вулканизма в неоплейстоцене–голоцене, второй из которых в районе вулкана Сверре датируется средним голоценом. В этих же районах наблюдается современная гидротермальная

активность, выраженная двумя группами ныне действующих термальных источников с обнаруженной Э.М. Прасоловым и И.Л. Каменским заметной примесью мантийного гелия ([15], а также Б.Г. Поляк, устное сообщение).

Показательны следующие характерные особенности вулканизма: а) приуроченность проявлений вулканической и гидротермальной активности к разломным зонам меридионального простирания; б) присутствие в вулканическом материале ксенолитов, что показывает глубинность и масштабность процессов; в) направленное изменение состава в сторону возрастания щелочности в северном направлении и омоложение в том же направлении возраста вулканизма, что расценивается как следствие более общего процесса раскрытия Норвежско-Гренландского бассейна и бассейна СЛО [13]. Заметим, что севернее Шпицбергена, на плато Ермак получены аномальные значения теплового потока ( $110\text{--}125 \text{ мВт/м}^2$ ) и есть признаки наличия подводных вулканов. В случае подтверждения этих данных получится убедительная аналогия с наблюдениями в желобе Орла, свидетельствующую

щая о сходных тенденциях развития этих структур.

Таким образом, рассмотренные структуры желобов, или трогов, обладают рядом общих черт. Совокупность данных позволяет создать обобщающую модель их строения, обладающую признаками структур рифтового типа (морфология желобов, структура грабенов на суше, четвертичный, в том числе голоценовый вулканизм, термическая активность, гидротермальная разгрузка, альпийский расчлененный рельеф), т.е. признаками, характерными для процесса современной деструкции континентальной коры. Отметим, что современная деструкция континентальной коры предполагалась и ранее, но для доказательства этого не хватало количественных данных. Обнаружение аномально высокого теплового потока в желобе Орла сыграло роль недостающего решающего аргумента.

Однозначно раскрыв природу современной активности западного ряда желобов (желоба Орла и грабенов-фьордов Шпицбергена), мы не можем то же утверждать для восточных желобов – желоба Франц–Виктория и других. Их тектоническое происхождение очевидно, но пик периода активности приходился на более ранний период [5, 6], а в настоящее время, наряду с релаксацией термической активности, они, возможно, служат каналами для транспортировки осадочного материала.

Работа подготовлена при финансовой поддержке РФФИ (грант 08–05–00012), программы Президиума РАН “П-16” и программы Отделения наук о Земле РАН “ОНЗ-14”.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Методические и экспериментальные основы геотермии/Под ред. П.Н. Кропоткина, Я.Б. Смирнова. М.: Наука, 1983. С. 181–185.
2. Цыбуля Л.А., Левашкевич В.Г. Тепловое поле Баренцевоморского региона. Апатиты, 1992. 114 с.
3. Левашкевич В.Г. Закономерности распределения геотермического поля окраин Восточно-Европейской платформы (Баренцевоморский и Белорусско-Прибалтийский регионы). Автореф. дис. д-ра геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 2005. 42 с.
4. Хуторской М.Д., Подгорных Л.В., Грамберг И.С., Леонов Ю.Г. // Геотектоника. 2003. № 3. С. 79–96.
5. Верба В.В., Астафурова Е.Г., Леонов В.О. и др. В сб.: Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Тр. НИИГА–ВНИИОкеангеология. СПб., 2004. Т. 203. С. 169–175.
6. Грачев А.Ф. // Физика Земли. 2001. № 9. С. 49–61.
7. Боголепов А.К., Шипилов Э.В., Юнов А.Ю. // ДАН. 1991. Т. 317. № 4. С. 718–722.
8. Шеридан Р. В кн.: Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978. Т. 2. С. 82–101.
9. Забанбарк А. // Океанология. 2000. Т. 42. № 2. С. 308–314.
10. Лукина Н.В., Патык-Кара Н.Г. В кн.: Геология и полезные ископаемые шельфов России. М.: Геос, 2002. С. 271–280.
11. Мусатов Е.Е. В кн.: Геология и полезные ископаемые России. Т. 5. Кн.1. Арктические моря. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. С. 26–31.
12. Богданов Н.А. // Геотектоника. 2004. № 3. С. 13–30.
13. Евдокимов А.Н. Вулканы Шпицбергена. СПб.: ВНИИОкеанология, 2000. 123 с.
14. Сироткин А.Н., Шарин В.В. В сб.: Комплексные исследования природы Шпицбергена. Апатиты, 2006. В. 4. С. 147–151.
15. Гидрогеология, инженерная геология, геоморфология архипелага Шпицберген. Л.: Изд-во ПГО “Севморгеология”, 1983. 82 с.