

УДК 550.361 : 550.362

Ю. В. Шевалдин, В. И. Балабашин, П. С. Зимин

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОТЕРМИКЕ ТАТАРСКОГО ПРОЛИВА

В южной части Татарского пролива и в районе северного его окончания получены новые данные о тепловом потоке, включающие его аномально высокие значения. По-видимому, на всем протяжении район пролива характеризуется повышенной и высокой гео-

термической активностью. С позиции модели трещинного мантийного диапира дается объяснение особенностям корреляции структуры теплового потока в районе пролива и ряда других геофизических полей.

В процессе проведения 13-го рейса НИС «Каллисто» и 7-го рейса НИС «Академик Несмеянов» в южной части Татарского пролива и вблизи северного его окончания с учетом существующей здесь геотермической изученности на 31 станциях получена информация о температурных градиентах в донных осадках и их теплопроводности (см. таблицу).

регистрировалось снижение температуры после нагрева в течение 2 мин. Для вычисления коэффициента теплопроводности использовался стационарный участок на логарифмической кривой.

Измерения геотермического градиента с борта НИС «Каллисто» проводились термоградиентометром ПТГ-ЗМТБ по стандартной методике; база градиента 1 м. Градиентометр укреплялся на пятиметровой геологической трубке — пробоотборнике диаметром 70 мм.

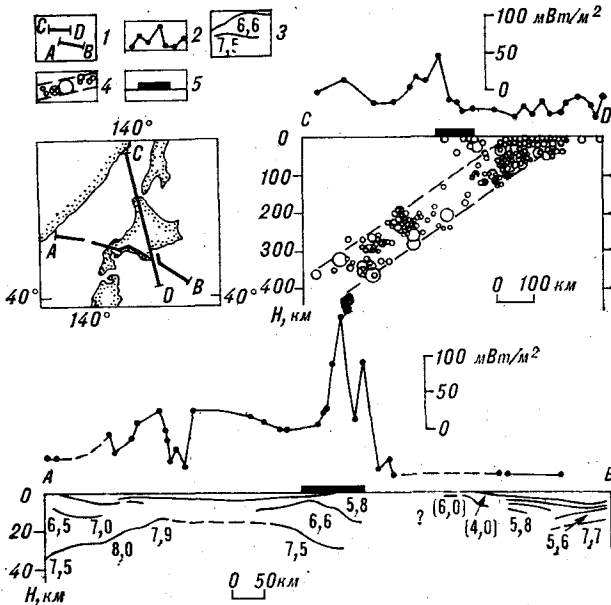
Теплометрические измерения с борта НИС «Академик Александр Несмеянов» выполнялись каротажным измерителем теплового потока (ТП) — ТОКПИ (совместная разработка Тихоокеанского океанологического института ДВНЦ АН СССР и Куйбышевского политехнического института).

Коэффициент теплопроводности осадков измерялся методом игольчатого зонда с регистрацией информации на ЦПМ ЭУМ-23. Измерения проводились в течение 30 мин. Датчик внедрялся в колонку грунта через 10 см, и

Измеритель ТОКПИ — телеметрическая система, в которой обработка информации и управления процессом измерения с борта НИС осуществляется микро-ЭВМ «Электроника-60». Каротажный вариант системы включает пьезотрадиционную установку, позволяющую на станции плавно с контролем местоположения изме-

Результаты измерений на геотермических станциях

Номер станции	Координаты		Глубина моря, м	Заглубление зонда, м	Градиент, К/м	Теплопроводность, Вт/(м·К)	Тепловой поток, Вт/м ² ·10 ⁻³	Номер станции	Координаты		Глубина моря, м	Заглубление зонда, м	Градиент, К/м	Теплопроводность, Вт/(м·К)	Тепловой поток, Вт/м ² ·10 ⁻³
	с. ш.	в. д.							с. ш.	в. д.					
К-13-1	42°47'0	137°12'1	3700	1,6	0,115	0,73	84,0	К-13-16	44°00'0	135°59'7	255	—	0,000	—	00,0
К-13-2	42°47'2	136°32'6	3690	2,8	0,022	0,75	16,5	К-13-16а	44°00'0	135°59'4	255	1,0	-0,080	0,89	-70,8
К-13-3	42°45'4	136°00'5	3300	≥1,2	0,064	0,63	40,3	К-13-17	44°16'3	136°20'2	260	—	0,000	—	00,0
К-13-4	43°01'5	136°10'5	3690	≥1,2	0,041	0,67	27,5	К-13-18	44°30'1	136°58'3	1875	2,0	0,116	0,67	77,7
К-13-5	43°15'6	135°56'2	3570	≥1,2	0,117	0,65	76,0	К-13-19	44°22'6	137°07'4	2250	1,0	0,114	0,79	89,8
К-13-6	43°14'0	135°24'1	3280	≥1,2	0,129	0,67	86,4	К-13-20	43°56'7	137°33'1	3260	2,0	0,122	0,68	83,0
К-13-7	43°31'8	135°39'0	1230	1,9	0,073	0,68	49,6	К-13-21	44°12'2	137°47'5	2550	1,9	0,110	0,66	72,6
К-13-8	43°30'9	136°07'5	3525	2,5	0,100	0,68	68,0	К-13-22	44°25'4	137°31'0	2250	2,6	0,127	0,68	86,4
К-13-9	43°14'6	136°33'1	3650	2,2	0,111	0,68	75,5	К-13-23	44°42'3	137°12'2	1710	≥1,2	0,164	0,66	108,2
К-13-10	43°11'0	137°06'8	3730	2,0	0,113	0,69	78,0	К-13-24	44°42'6	137°55'5	2430	≥1,2	0,112	0,69	77,3
К-13-11	43°30'9	137°11'8	3670	2,3	0,127	0,64	81,3	К-13-25	44°46'4	138°23'3	2250	1,6	0,138	0,71	98,0
К-13-12	43°46'9	136°58'6	3170	≥1,2	0,106	0,68	72,1	К-13-26	44°59'3	138°08'5	2210	1,1	0,140	0,68	95,2
К-13-13	43°26'5	136°38'2	3690	2,0	0,107	0,68	72,8	К-13-27	45°17'5	137°51'8	1630	1,9	0,111	0,72	80,0
К-13-14	43°44'2	136°29'7	3150	≥1,2	0,118	0,67	79,1	К-13-28	45°18'0	138°28'8	1920	3,0	0,130	0,65	84,5
К-13-15	44°10'0	136°38'0	1150	2,0	0,072	0,75	54,0	К-13-29	45°19'4	139°04'1	2040	1,7	0,134	0,74	99,2
								Н-7-1033	54°10'4	142°15'4	33	5,5	0,194	0,76	147,0



Соотношение теплового потока со строением земной коры и структурой сейсмофокальной зоны.
 1 — положение профилей АВ, СD; 2 — профиль теплового потока; 3 — разрез земной коры по данным ГСЗ по линии АВ; 4 — разрез сейсмофокальной зоны по линии СD; 5 — положение четвертичного вулканического фронта.

рительной базы каротировать распределение по вертикали в грунте абсолютной температуры, температурного градиента и коэффициента теплопроводности. Каротаж температурного градиента и теплопроводности донного грунта *in situ* на станции Н-7-1033 выполнялся до глубины 5,5 м через 0,55—1,15 м.

На большей части станций юга пролива значения ТП находятся в пределах 68—99 мВт/м². В соответствии с принятой нами ранее для Японского моря классификацией значений ТП [7, 8] полученные данные находятся в диапазоне нормально повышенных ТП. Аномально высокое значение ТП зарегистрировано на ст. К-13-23. На других станциях района отмечены пониженные значения ТП. На ст. Н-7-1033 в районе северного окончатия пролива также отмечается аномально высокое значение ТП.

Наибольший интерес, несмотря на многочисленные публикации по этому вопросу, продолжает вызывать природа областей повышенных ТП. В этой связи для северной части Японского моря выполнено сопоставление профилей ТП со структурой земной коры и с особенностями ряда других геофизических полей (см. рисунок).

По отношению к структуре земной коры [4] область повышенного ТП на севере Япономорской котловины приходится на участок разреза с приподнятой границей М. При этом большие изрезанность и амплитуда поля на профиле ТП оказываются на флангах мантий-

ного поднятия, меньшие — над центральной его частью.

Наличие двух максимумов на флангах области повышенного ТП — характерная деталь на всем простирании Западно-Тихоокеанской переходной зоны (ЗТПЗ) [9]. При этом один из максимумов ТП, как правило, связан с современным вулканическим фронтом в тыловой части островной дуги.

При сопоставлении структуры ТП на площади Японского моря с данными расчета остаточных (мантийных) гравитационных аномалий [4] отмеченные выше максимумы ТП оказываются на флангах отрицательной аномалии Δg. Кроме того, для всей ЗТПЗ [3, 9] обнаружено наличие связей в виде зависимостей, близких к линейным, с одной стороны, между расстоянием от тылового максимума области повышенного ТП до оси желоба и амплитудой отрицательной мантийной аномалии Δg над котловиной краевого моря, с другой — между тем же параметром, но для фронтальной части области высокого ТП, и величиной положительной мантийной аномалии Δg над желобом. Япономорский регион в этом отношении не является исключением.

Выполнено сравнение изменчивости ТП и структуры глубинной сейсмической зоны. Наиболее полный разрез вкрест современной сейсмофокальной зоны в районе исследований [6] проходит через о. Хоккайдо и южную часть Татарского пролива. Распределение ТП на профиле в связи со структурой сейсмофокальной зоны также достаточно характерно. Наибольшая плотность очагов землетрясений приходится на глубины до 100—150 км. Этот участок профиля характеризуется пониженным ТП. Область повышенных ТП на профиле располагается над зоной, где локализованы разряженные глубокофокусные землетрясения и различной протяженности асейсмические участки. Это та область зоны, где при землетрясениях выделяется минимум энергии.

По данным Л. Сайкса [5] и других исследователей, для многих хорошо изученных в отношении сейсмичности систем в ЗТПЗ (в том числе Курило-Камчатской и Японской) в наиболее глубоких звеньях сейсмофокальных зон отмечается второй максимум частоты землетрясений.

Для таких регионов, как Татарский пролив, находящихся в пределах переходной зоны, но достаточно далеко отстоящих от глубоководных желобов, объяснение с помощью субдукционной модели перечисленных выше особенностей геофизических полей и структуры земной коры, на наш взгляд, затруднительно. Более приемлемой в данном случае, по-видимому, является модель трещинного мантийного диапира. Возникающий в области активизации в ре-

в результате апвеллинга астеносферы мантийный диапир резко меняет реологию вещества верхней мантии, частично или полностью разрушая тем самым структуру существовавшей здесь сейсмофокальной зоны. Признаком частичного разрушения глубинной сейсмической зоны можно считать появление в ней на глубинах более 100—150 км зон с пониженной плотностью гипоцентров землетрясений и широким развитием асейсмичных областей. О полном разрушении зоны можно говорить при наличии в ней звеньев с резко измененными углами падения. За пределами влияния диапира на сейсмофокальную зону с материковой стороны структура ее также остается неизменной, что фиксируется глубинным максимумом очаговой плотности землетрясений.

О влиянии процесса активизации в мантии на структуру ранее существовавшей сейсмофокальной зоны указывает и следующее обстоятельство. В большей части систем желоб — дуга — краевое море в ЗТПЗ, имеющих в котловинах тыловых морей высокий и повышенный ТП, угол падения сейсмофокальной зоны от флангов к центру увеличивается, а ширина областей островодужного четвертичного вулканизма в том же направлении имеет тенденцию к уменьшению.

Максимумы ТП на профилях области в целом повышенной геотермической активности связаны с краевыми частями мантийного диапира. Своим появлением они обязаны, по-видимому, импульсивному характеру активности диапира. К примеру, в системе Рюкю в развитии позднекайнозойской рифтовой зоны выделяются [10] три активные фазы — миоценовая, плейстоценовая и современная. В спокойные периоды, а также в начале активных фаз развития рифтов контактные зоны диапира являются наиболее проницаемыми для выноса тепла к поверхности.

В этой связи прямая зависимость между положением тылового максимума ТП и амплитудой отрицательной аномалии Δg над котловиной тылового моря достаточно очевидна. Чем дальше отстоит от оси желоба тыловой максимум ТП, чем более развит мантийный диапир и тем больше его поперечное сечение. Для активного периода развития диапира все перечисленные факторы приводят к увеличению объема разуплотненного вещества мантии и углублению гравитационного минимума.

Более сложной для объяснения представляется связь между положением относительно оси желоба фронтального максимума ТП и положительной мантийной аномалией Δg над внешним склоном дуги и желобом. По нашему мнению, эта связь объясняется следующим образом.

Наряду с раздвигом по мере подъема диапира в краевых частях его происходит скучивание вещества коры и верхней мантии. С материковой стороны, как это имеет место в районе внешнего шельфа Приморья, формируются валы фундамента, увеличивается крутизна границы М. Со стороны островных дуг процесс раздвигания несколько ограничивает вязко-плотностная граница, с которой связана сейсмофокальная зона. Здесь процесс раздвигания происходит, по-видимому, с некоторым выталкиванием и подъемом в более высокие горизонты части мантийного вещества в приконтактной зоне. Таким образом, в мантии под желобом формируется подобие аккреционной призмы. Чем ближе граница диапира к желобу, тем больше будет вытеснено вверх мантийного вещества, тем интенсивнее гравитационная аномалия над желобом. Возможность такой ситуации вблизи сейсмофокальной зоны подтверждается моделью локальных неоднородностей [2], объясняющей природу остаточных гравитационных аномалий в системе тыловой бассейна — дуга — желоб. Существование подобной призмы, по-видимому, объясняет сильное нарушение изостазии в ряде островных дуг и имеющий место общий подъем профиля дна в некоторых тыловых бассейнах в направлении от континента к островной дуге. Аналогичный механизм перемещения мантийного вещества вблизи зоны Вадати-Беньюфа объясняет и связь с гравитационным полем угла наклона сейсмофокальной зоны [3, 9].

Заключение. По совокупности геофизических данных район Татарского пролива в ЗТПЗ представляет собой фрагмент современной развивающейся рифтовой зоны. Особенности структуры геофизических полей здесь дают основание предположить импульсивный характер развития этой зоны. По аналогии с системой Рюкю [10] начало наиболее активной фазы формирования рифта Татарского пролива и отчленения от континента о. Сахалин, по-видимому, приходится на плейстоцен.

ЛИТЕРАТУРА

1. Артемьев М. Е., Бодин Дж. Плотностные неоднородности мантии под системами глубоководных желобов, островных дуг и окраинных морей.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1978, № 2.

2. Артемьев М. Е., Страхов В. Н. и др. Плотностные неоднородности под системой островных дуг.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1982.
3. Ильичев В. И., Шевалдин Ю. В. Тепловой поток и геодинамическая модель Западно-Тихоокеанской

переходной зоны.— Докл. АН СССР, 1986, т. 286, № 2.

4. *Окада Х., Судзуки С. и др.* Строение коры по профилю, проходящему через южную часть о-ва Хоккайдо, Япония.— В кн.: Геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1977.
5. *Сайкс Л.* Сейсмичность и глубинное строение островных дуг.— В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М.: Мир, 1970.
6. *Тараканов Р. З., Ким Чун Ун, Сухомлинова Р. И.* Закономерности пространственного распределения гипоцентров Курило-Камчатского и Японского регионов и их связь с особенностями геофизических полей.— В кн.: Геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1977.
7. *Шевалдин Ю. В.* Теплового поток и некоторые во-

просы тектоники района Японского моря.— В кн.: Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1974.

8. *Шевалдин Ю. В., Шевалдина С. В.* Некоторые особенности геотермической зональности и ее связь с сейсмофокальной зоной в районе Японской, Нагсей и Идзу-Бонинской островных дуг.— В кн.: Геотермические и экспериментальные исследования по геотермике морей и океанов. М.: Наука, 1984.
9. *Шевалдин Ю. В., Шевалдина С. В.* К вопросу о выделении Западно-Тихоокеанской аномалии теплового потока и некоторые особенности ее проявления.— В кн.: Геофизика и тектоника переходной зоны Западно-Тихоокеанского типа. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985.
10. *Kimura M.* Back-arc rifting in the Okinawa Trough. *Marine and Petroleum Geology*, 1985, v. 2, August.

ТОИ ДВНЦ АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
3 марта 1986 г.