

42
С 28
109053

3

СЕЙСМИЧНОСТЬ И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ПРИБАЙКАЛЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

Кочетков В. М., Боровик Н. С., Леонтьева Л. Р., Гилева Н. А. Детальный анализ сейсмического поля Прибайкалья.— В кн.: Сейсмичность и сейсмогеология Восточной Сибири. М., «Наука», 1977, с. 62—72.

Прохазкова Д. Группирование землетрясений в Европе.— «Изв. АН СССР. Серия Физика Земли», 1974, № 11, с. 129—132.

С. В. ЛЫСАК, С. И. ШЕРМАН

ГЛУБИННЫЙ ТЕПЛОВОЙ ПОТОК И СЕЙСМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ ПРИБАЙКАЛЛЯ

Тепловое поле Прибайкалья крайне неоднородно. В южной части Сибирской платформы — тектонически стабильной и асейсмичной — тепловые потоки низкие (1,0—1,3 мккал/см²·с). В Забайкальской области умеренного горообразования они увеличиваются в среднем до 1,2—1,5 мккал/см²·с. В Байкальской рифтовой зоне — районе повышенной тектонической активности в кайнозое и высокой сейсмичности — тепловые потоки изменяются от 0,4 до 4,0 мккал/см²·с. На большей части рифтовой зоны они превышают 1,5 мккал/см²·с, что свидетельствует о значительном разогреве земных недр этой территории (Лысак, Зорин, 1976). Повышенный разогрев земной коры и верхней мантии подтверждается также данными магнитовариационного (Фотиади и др., 1965) и магнитотеллурического (Горностаев, 1972) зондирований, наличием аномальной мантии (Рогожина, 1975).

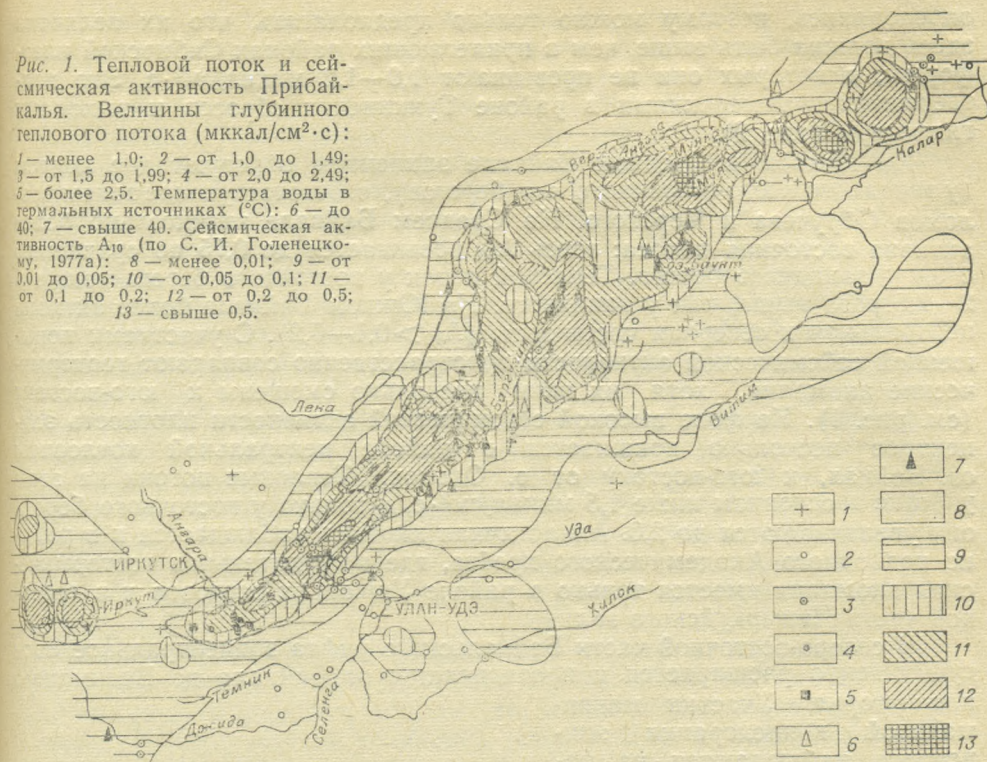
Существующие различия в тепловом режиме глубинных недр ведут к появлению горизонтального градиента температур и возникновению термоупругих напряжений. Их накопление происходит на участках термически неоднородных областей, отличающихся степенью тектонической активности в кайнозое. Именно таким участком и является Прибайкалье, в котором тепловой поток имеет тенденцию увеличения в соответствии с развитием Байкальского рифта. В прилегающих районах Сибирской платформы тепловой поток в это же время убывает (Любимова, 1970). В связи с этим дополнительно создается весьма напряженный тектонический режим, вызывающий, в свою очередь, различные причинно-следственные связи между геотермическими аномалиями, сейсмической активностью, сгущением сетки локальных разломов и пр. Попытаемся установить взаимосвязь между некоторыми из упомянутых параметров.

Сейсмическая активность оценена по способу суммирования для выделенных в эпицентральной зоне характерных участков (Голенецкий, 1977а). Качественное сопоставление по A_{10} с распределением теплового потока показывает, что контуры сейсмических зон нередко совпадают с локальными геотермическими аномалиями (рис. 1). Этот факт нами отмечен ранее (Шерман и др., 1972) при сопоставлении с картой плотности сейсмической энергии (Пшеничников, Фомина, 1964). В настоящее время в связи с появлением нового материала как по тепловому потоку (особенно района акватории Байкала; Дучков и др., 1976; Лысак, Зорин, 1976), так и по сейсмической активности (Голенецкий 1977 а, б) замеченная закономерность подтверждается большим количеством данных.

Очаги землетрясений Прибайкалья приурочены преимущественно к Байкальской рифтовой зоне. Как отмечают многие исследователи (Тресков, 1968; Мишарина и др., 1973; Голенецкий, 1977а), наблюдаемое из года в год распределение эпицентров сравнительно устойчиво

Рис. 1. Тепловой поток и сейсмическая активность Прибайкалья. Величины глубинного теплового потока (мккал/см²·с):

1 — менее 1,0; 2 — от 1,0 до 1,49; 3 — от 1,5 до 1,99; 4 — от 2,0 до 2,49; 5 — более 2,5. Температура воды в термальных источниках (°С): 6 — до 40; 7 — свыше 40. Сейсмическая активность A_{10} (по С. И. Голенецкому, 1977а): 8 — менее 0,01; 9 — от 0,01 до 0,05; 10 — от 0,05 до 0,1; 11 — от 0,1 до 0,2; 12 — от 0,2 до 0,5; 13 — свыше 0,5.



и свидетельствует о заметной упорядоченности их локализации. Районы повышенной концентрации эпицентров ($A_{10} \geq 0,1$) тяготеют к Южно-Байкальской впадине, участку дельты р. Селенги и южной части Центрального Байкала, преимущественно к его восточному побережью, к восточной и средней частям Северо-Байкальской впадины, к Тункинской, Баргузинской, Верхне-Ангарской и другим рифтовым впадинам и районам горных перемычек в северо-восточной части рифта. На остальной территории Прибайкалья уровень сейсмической активности постепенно уменьшается: до 0,01—0,05 в Забайкалье и менее 0,01 — в южных районах Сибирской платформы. Как правило, вариации величин глубинных потоков соответствуют отмеченным особенностям эпицентрального поля (см. рис. 1).

В рифтовых впадинах тепловые потоки, как отмечалось, чаще всего превышают 1,5 мккал/см²·с. Однако единой геотермической аномалии на территории всей зоны не существует. Повышенные величины тепловых потоков наблюдаются на Южном и Северном Байкале, в районе дельты р. Селенги, в заливах Провал и Чивыркуйском, в Баргузинской и Тункинской впадинах и на других участках. В зонах геотермических аномалий тепловые потоки нередко увеличиваются до 2,0—2,5 мккал/см²·с и более. Здесь имеются многочисленные термальные источники, температура воды которых достигает 40—80°С. Максимальные величины тепловых потоков и термальные источники сосредоточены преимущественно в зонах активизированных в кайнозойском разломе.

Эпицентры землетрясений Прибайкалья нередко концентрируются в линейные протяженные полосы, в ряде случаев ориентированные вдоль зон крупных разломов. Так, сейсмически активная зона Главного Саянского разлома четко отделяет сейсмически активную юго-западную часть Байкальского рифта от практически асейсмичной Сибирской платформы. К сожалению, в этой переходной зоне тепловые потоки не

определялись, поэтому можно только предполагать, что их величина здесь должна быть выше, чем в прилегающих районах Сибирской платформы, в которых они не превышают $1,0-1,2$ мккал/см²·с. Это подтверждается измерениями в районе Тункинских сбросов и выходами гидротерм (рис. 2).

На Южном и Среднем Байкале эпицентры образуют две полосы (у западного и юго-восточного его берегов), соответствующие зонам разломов Обручева и Черского. На Среднем Байкале значительно более активна восточная полоса: здесь A_{10} повышается до $0,75$ по сравнению с $0,4$ у западного берега. Тепловой поток у восточного берега также в $2-2,5$ раза выше, чем у западного. На Южном Байкале более активна центральная и северная части зоны ($A_{10} > 0,1-0,2$). С участками повышенной сейсмической активности пространственно совпадают геотермические аномалии, хотя их пики несколько смещены к юго-востоку (см. рис. 1). На фоне высокой сейсмической активности плотность эпицентров несколько понижается в районе центральной котловины оз. Байкал, к юго-востоку от о. Ольхон. Тепловые потоки на этом участке в основном ниже $1,5$ мккал/см²·с, и только у восточного берега они увеличиваются до $2,0$. Аналогичная картина наблюдается и в районе подводного Академического хребта, где положительная геотермическая аномалия имеется только в районе Ушканьих островов и в северной части Чивыркуйского залива.

В северо-восточной части Байкальского рифта эпицентральное поле существенно расширяется и протягивается от Байкала до Витимского плоскогорья. Участки максимальной концентрации эпицентров наблюдаются на восточном побережье северной оконечности оз. Байкал, где имеются термальные источники, а величины тепловых пото-

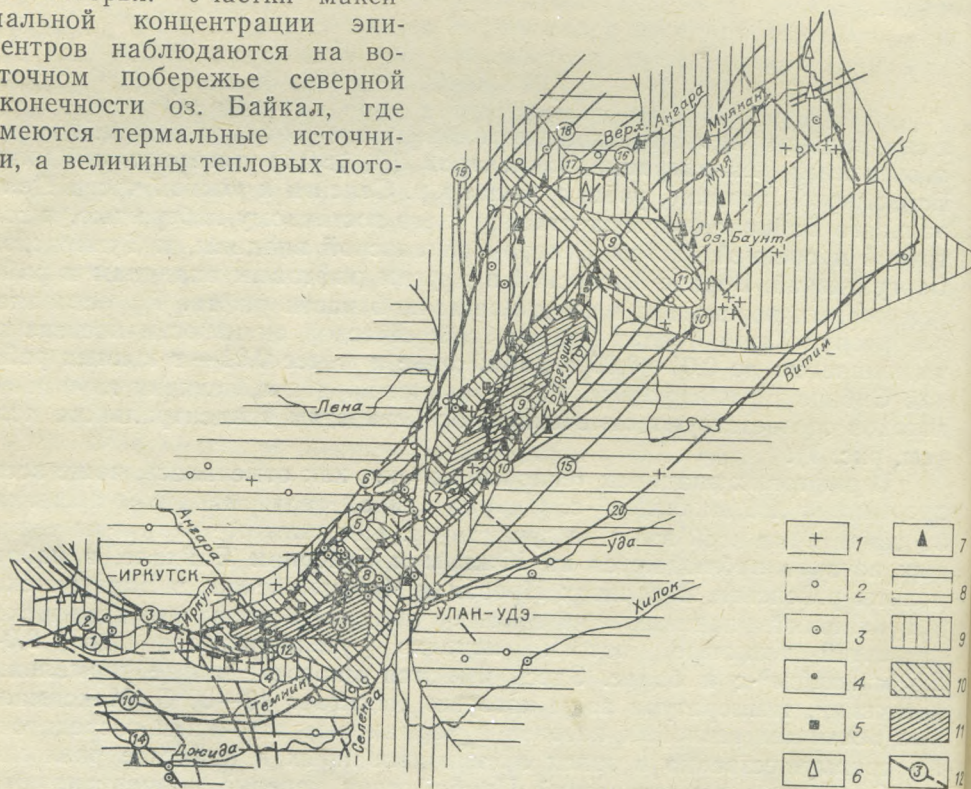


Рис. 2. Тепловой поток и сейсмоактивные разломы Прибайкалья.

1—7 — см. рис. 1; плотность разломов (по С. И. Шерману, 1975); 8 — менее 70; 9 — от 70 до 100; 10 — от 100 до 130; 11 — больше 130; 12 — основные сейсмоактивные разломы: Южно-Тункинский (1); Тункинский (2), Восточно-Саянский (3), Армакский (4), Обручевский (5), Приморский (6), Восточно-Байкальский (Черского) (7), Посольский (8), Баргузинский (9), Туркино-Бамбуйский (10), Ципа-Баунтовский (11), Хамар-Дабанский (12), Удунгинский (13), Джидинский (14), Курбинский (15), Северомуйский (16), Верхне-Ангарский (17), Байкало-Жуинский (18), Левсминьский (19), Удино-Витимский (20).

ков превышают 1,5 мккал/см²·с. В районе Баргузинского и Икатского хребтов и разделяющей их Баргузинской впадины сейсмическая активность более 0,1—0,2. Здесь также много термальных источников, а тепловые потоки достигают 1,5—2,5 мккал/см²·с и более (в зоне Баргузинского разлома). Аналогичное соотношение характерно для Верхнеангарской, Муйской и Баунтовской впадин и других участков северо-восточной части Байкальской рифтовой зоны (см. рис. 1).

Чтобы установить количественную связь глубинного теплового потока Прибайкалья с сейсмической активностью, была проведена корреляция между параметрами этих двух полей. Связь между тепловым потоком (q) и сейсмической активностью (A_{10}) прямая линейная (рис. 3). Теснота связи характеризуется коэффициентом линейной корреляции (\bar{r}), равным $0,57 \pm 0,15$, а корреляционное отношение (η) достигает $0,65—0,67$ (табл. 1, 2).

Полученные результаты показывают, что в районах невысокой сейсмической активности ($A_{10} < 0,10$) тепловые потоки чаще всего низкие и их среднее значение близко к 1,0 ккал/см²·с ($\bar{q} = 1,10 \pm 0,14$). Если сейсмическая активность увеличивается от 0,10 до 0,29, то наблюдаемые значения теплового потока в большинстве случаев повышенные ($\bar{q} = 1,85 \pm 0,13$), а при возрастании плотности эпицентров в 3 раза ($A_{10} > 0,30$) тепловой поток преимущественно превышает 2,0 мккал/см²·с ($\bar{q} = 2,04 \pm 0,16$).

Если предположить, что повышенный разогрев глубинных недр Байкальского рифта — одна из причин его новейшей тектонической активизации, выражающейся, в частности, в повышении сейсмической активности, то эмпирическое уравнение связи между коррелируемыми параметрами можно представить в виде

$$A_{10} = 0,37 q - 0,40 \pm 0,02. \quad (1)$$

К оценке взаимосвязи рассматриваемых параметров можно подойти и по-иному, если представить тепловой поток как функцию сейсмического процесса (см. табл. 2). Имеющийся материал показывает, что на участках низкого теплового потока ($q < 1,0$) сейсмическая активность невысока ($A_{10} = 0,04 \pm 0,02$). На участках среднего (нормального) теплового потока ($q = 1,0—1,49$) она возрастает почти в 3 раза ($A_{10} = 0,13 \pm 0,03$), а на участках высокого ($q > 1,5$) и сверхвысокого ($q > 3,0$) — увеличивается более чем в 5 раз ($A_{10} = 0,22 \pm 0,04$ или $0,29 \pm 0,22$ соответственно). Уравнение регрессии в этом случае выглядит так:

$$q = 1,08 + 2,69 A_{10} \pm 0,10. \quad (2)$$

Полученные соотношения показывают, что сейсмическая активность Прибайкалья находится в определенной взаимосвязи с тепловым режимом этой территории. Подобная качественная взаимосвязь существует во многих других сейсмически активных районах, в частности в Калифорнии (Roy e. a., 1976; Sass e. a., 1971), Кенийской рифтовой долине (Ward e. a., 1969), на Кавказе (Самедов, Мустафаев, 1975).

Установленная закономерность дополняется данными о соотношении теплового потока с активными разломами. Выше уже отмечалось, что эпицентры нередко концентрируются в линии, соответствующие зонам активных разломов. В вопросе о соотношении разломов с сейсмичностью обратим внимание на следующее: на территории Байкальского рифта очень много так называемых сейсмогенных (сейсмоактивных) разломов. Чаще всего это древние разломы, активизированные в кайнозойе, к которым тяготеют или, по преобладанию, приурочены эпицентры многочисленных землетрясений.

Соотношения сейсмической активности и сейсмоактивных разломов с глубинным тепловым потоком

Таблица 1

Коррелируемые параметры	Тепловой поток q , мккал/см ² ·с					\bar{r}	$\bar{\eta}$	Уравнение регрессии
	Интервал изменения	n	\bar{q}	σ_q	$t_{St} \cdot \bar{\sigma}_q$			
Сейсмическая активность (A_{10}):								
менее 0,10	0,6—2,9	46	1,10	0,49				
0,10—0,29	1,0—3,4	46	1,85	0,43	$\pm 0,14$	—	—	—
более 0,30	1,2—3,8	22	2,04	0,37	$\pm 0,13$	—	—	—
все значения	0,6—3,8	114	1,51	0,66	$\pm 0,16$	—	—	—
Плотность разломов (N):								
менее 100	0,5—3,1	46	1,27	0,34	$\pm 0,12$ (0,16)	$0,57 \pm 0,15$	0,65	$A_{10} = 0,37q - 0,40 \pm 0,02$
более 100	0,4—3,8	53	1,83	0,48	$\pm 0,10$	—	—	—
все значения	0,4—3,8	99	1,57	0,69	$\pm 0,13$	—	—	—
Расстояние сейсмоактивных разломов от пунктов определения теплового потока (D):								
В Байкальской рифтовой зоне (D_B):								
менее 5	1,4—3,8	33	2,15	0,42	$\pm 0,14$ (0,18)	$0,36 \pm 0,18$	0,48	$N = 97,4q - 55,5 \pm 4,3$
5—14	0,6—2,5	37	1,45	0,54	$\pm 0,10$	—	—	—
15—24	0,6—2,1	21	1,15	0,46	$\pm 0,18$	—	—	—
более 25	0,4—1,6	10	1,02	0,35	$\pm 0,21$	—	—	—
все значения	0,4—3,8	101	1,57	0,69	$\pm 0,25$	—	—	—
В зоне разлома Сан-Андреас (D_{CA}) (по данным Т. Непуеу, G. Wasserburg, 1971)								
менее 5	1,4—3,8	33	2,15	0,42	$\pm 0,14$ (0,18)	$-0,56 \pm 0,17$	0,62	$D_B = 43,4 - 21,30q_B \pm 1,4$
5—14	0,6—2,5	37	1,45	0,54	$\pm 0,18$	—	—	—
15—24	0,6—2,1	21	1,15	0,46	$\pm 0,21$	—	—	—
более 25	0,4—1,6	10	1,02	0,35	$\pm 0,25$	—	—	—
все значения	0,4—3,8	101	1,57	0,69	$\pm 0,14$ (0,18)	$-0,56 \pm 0,17$	0,62	$D_B = 43,4 - 21,30q_B \pm 1,4$
менее 5	1,4—3,8	33	2,15	0,42	$\pm 0,18$	—	—	—
5—14	0,6—2,5	37	1,45	0,54	$\pm 0,21$	—	—	—
15—24	0,6—2,1	21	1,15	0,46	$\pm 1,49$	$-0,60 \pm 0,42$	0,65	$D_{CA} = 35,1 - 18,4q_{CA} \pm 1,3$
более 25	0,4—1,6	10	1,02	0,35	$\pm 0,18$	—	—	—
все значения	0,4—3,8	101	1,57	0,69	$\pm 0,21$	—	—	—
менее 5	1,4—3,8	33	2,15	0,42	$\pm 0,29$	$-0,60 \pm 0,42$	0,65	$D_{CA} = 35,1 - 18,4q_{CA} \pm 1,3$
5—14	0,6—2,5	37	1,45	0,54	$\pm 0,18$	—	—	—
15—24	0,6—2,1	21	1,15	0,46	$\pm 0,21$	—	—	—
более 25	0,4—1,6	10	1,02	0,35	$\pm 1,49$	—	—	—
все значения	0,4—3,8	101	1,57	0,69	$\pm 1,49$	$-0,60 \pm 0,42$	0,65	$D_{CA} = 35,1 - 18,4q_{CA} \pm 1,3$

Примечание. n — количество коррелируемых пар; \bar{q} — среднее арифметическое значение величины теплового потока; $\bar{\sigma}_q$ — погрешность определения среднего арифметического значения ($\sigma_q = \frac{\sigma_q}{\sqrt{n}}$); t_{St} — критерий Стьюдента; $t_{St} \cdot \bar{\sigma}_q$ — доверительный интервал определения средней величины теплового потока приведен с вероятностью 95% (в скобках — 99%).

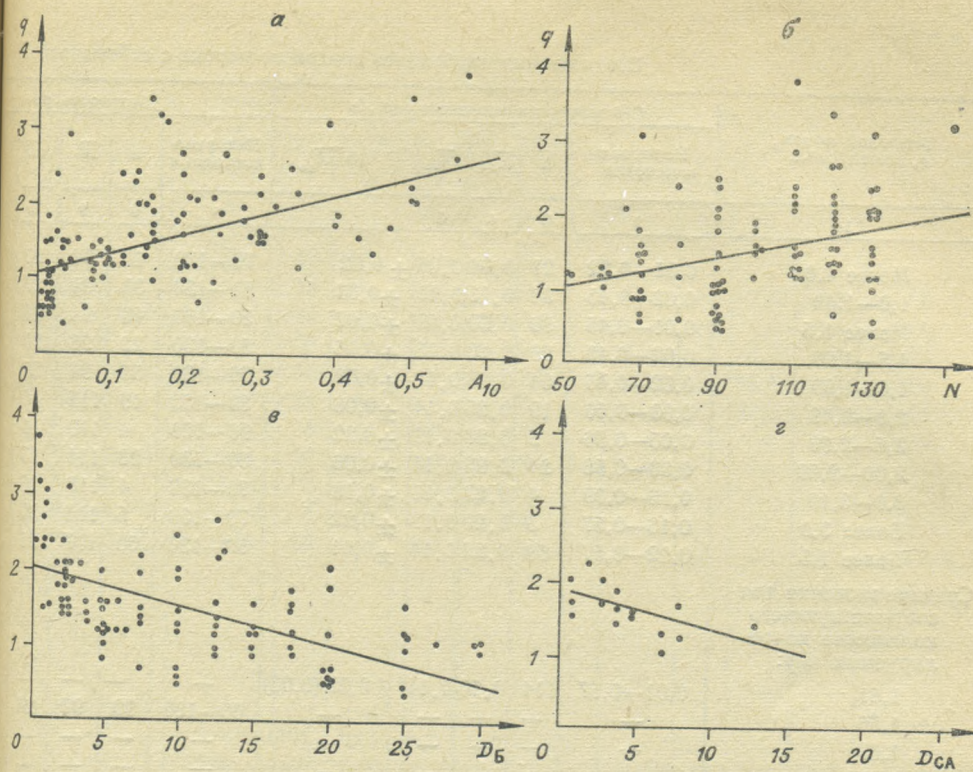


Рис. 3. Графики корреляции теплового потока с сейсмической активностью и сейсмоактивными разломами Байкальской рифтовой зоны (а, в) и системой разломов Сан-Андреас (б, г).

q — тепловой поток, A_{10} — сейсмическая активность (а), N — плотность разломов (б), D_B — расстояние (в км) пунктов определения теплового потока от основных разломов Байкальской рифтовой зоны (в), D_{CA} — то же, для системы разломов Сан-Андреас (г).

Для оценки связи сейсмоактивных разломов с глубинным тепловым потоком следует прежде всего рассмотреть соотношение теплового потока с плотностью разломов, т. е. с количеством разломов на единицу площади, показывающей существующую «разбитость» земной коры данного района или участка (Шерман, 1975).

Карта плотности разломов Байкальской рифтовой зоны учитывает разломы, зафиксированные при геологических съемках среднего и крупного масштаба. Наиболее высокая плотность разломов (см. рис. 2) характерна для центральной, осевой части Байкальской рифтовой зоны. На общем повышенном фоне выделяются локальные аномалии, в которых плотность повышается в 1,5–2 раза и более. Такие участки тяготеют к Южному Байкалу, району дельты р. Селенги, Баргузинскому заливу и другим участкам. Контуры этих участков очень часто совпадают с районами повышенных величин тепловых потоков. Парная корреляция плотности разломов (N) с величинами тепловых потоков (q) показала, что между рассматриваемыми параметрами намечается прямая линейная связь (рис. 3), хотя теснота связи невысока: $\bar{r}=0,36\pm 0,18$ и $\eta=0,37\pm 0,48$ (см. табл. 1, 2). Вычисленное уравнение имеет вид

$$q=0,01+0,57\pm 0,12. \quad (3)$$

При плотности разломов менее 100 тепловой поток исследуемого участка вряд ли будет выше среднего ($\bar{q}=1,27\pm 0,10$). При повышении плотности до 100–130 и более тепловой поток становится высоким

Соотношения глубинного теплового потока с сейсмической

Тепловой поток q , мккал/см ² .с	Сейсмическая активность (A_{10})					Плотность раз			
	Интервал изменения	n	\bar{A}_{10}	$\sigma\bar{A}_{10}$	$t \cdot \sigma\bar{A}_{10}$	Интервал изменения	n	\bar{N}	$\sigma\bar{N}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Менее 1,0	0,01—0,22	21	0,04	0,05	$\pm 0,02$	70—130	16	90	20
1,0—1,49	0,02—0,45	35	0,13	0,10	$\pm 0,03$	50—130	33	91	27
Менее 1,5	0,01—0,45	56	0,09	0,09	$\pm 0,02$	50—130	49	91	24
1,5—1,99	0,02—0,40	29	0,20	0,13	$\pm 0,05$	50—130	22	98	22
1,0—1,99	0,02—0,45	64	0,16	0,12	$\pm 0,03$	50—130	55	94	25
2,0—2,49	0,03—0,50	19	0,25	0,14	$\pm 0,06$	80—130	19	115	16
2,5—2,99	0,05—0,56	5	0,28	0,19	$\pm 0,22$	90—120	4	110	14
2,00—2,99	0,03—0,56	24	0,26	0,14	$\pm 0,06$	80—130	23	114	15
3,0—3,49	0,16—0,39	4	0,22	0,11	$\pm 0,18$	70—130	4	118	16
Более 3,0	0,16—0,57	5	0,29	0,18	$\pm 0,22$	70—130	5	116	30
Более 1,5	0,02—0,57	58	0,22	0,14	$\pm 0,04$	50—130	50	107	21
Средние значения для соответствующего количества коррелируемых пар:									
1,51	0,01—0,57	114	0,16	0,14	$+0,02 (0,03)$	—	—	—	—
1,56	—	—	—	—	—	50—130	99	99	24
1,57	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1,65	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Коэффициент корреляции	$0,57 \pm 0,15$					$0,36 \pm 0,18$			
Корреляционное отношение	0,67					0,37			
Уравнение регрессии	$q = 1,08 + 2,69;$				$A_{10} \pm 0,10$	$q = 0,57 + 0,01N \pm 0,12$			

Примечание. Обозначения см. в табл. 1; сведения по разлому Сан-Андреас — по дан

($\bar{q} = 1,83 \pm 0,13$). Можно отметить и иную закономерность: если тепловой поток на участке низкий ($q < 1,0$), то средняя плотность разломов не превышает 90. При высоком тепловом потоке ($q > 1,5 - 3,0$) она увеличивается до 110—120 и более. Однако полученное при этом уравнение регрессии (см. табл. 1) вряд ли имеет физический смысл.

В основу карты плотности разломов легли разломы всех рангов длин, т. е. от локальных, не существенных для оценки сейсмического режима, до крупных, генеральных. Сгущение сети мелких локальных разрывов в отдельных местах Прибайкалья привело к сгущению изолиний карты плотности разломов. Этим же можно объяснить и пространственное несовпадение ряда участков схем плотности эпицентров и разломов (см. рис. 1, 2). Есть все основания полагать, что относительно невысокое значение коэффициента корреляции при определении тесноты связи $q(N)$ объясняется той же причиной. Поэтому из имеющихся разломов мы будем учитывать только региональные и генеральные, относящиеся к разряду крупных разломов, возникших или активизированных в кайнозой и определяющих ряд современных геологических процессов этой территории. К ним относятся разломы северо-восточного и северо-западного простираний. По морфологической классификации они определяются как сбросы и сдвиги-сбросы, реже сдвиги.

Максимальные величины тепловых потоков (см. рис. 2) выявлены именно в зонах таких разломов. Для установления взаимосвязи между

Таблица 2

активностью и сейсмоактивными разломами

ломов (N)	Расстояние пунктов определения теплового потока от сейсмоактивных разломов (D)									
	в Байкальской рифтовой зоне (D _Б)					в зоне разлома Сан-Андреас (D _{СА})				
	от—до	n	\bar{D}_B	$\sigma\bar{D}_B$	$tSt \cdot \sigma \bar{D}_B$	от—до	n	\bar{D}_{CA}	$\sigma\bar{D}_{CA}$	$tSt \cdot \sigma \bar{D}_{CA}$
11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
±10,8	5—25	16	16,3	6,2	±3,3					
±9,5	2,5—27	13	13	9,1	±3,2	4—13	5	7,8	3,3	±3,9
±7,0 (9,4)	2,5—27	49	14,5	8,1	±2,3(3,1)	4—13	5	7,8	3,3	±3,9
±9,8	1,0—25	24	8	7	±3,0	1—8	8	3,9	2,3	±1,9
±6,7(8,8)	1,0—27	57	11	8,5	±2,2(3,0)	1—13	1	35,4	3,3	±2,0
±7,8	0,5—20	19	5	7,3	±3,5	1—3	3	32,0	1,0	±2,5
±22,6	1,0—12,5	4	6	6,0	±9,6	—	—	—	—	—
±6,6(9,0)	0,5—20	23	5	5,3	±2,3(3,1)	—	—	—	—	—
±52,6	0,5—2,5	4	1	1,0	±1,5	—	—	—	—	—
±36,4	0,5—2,5	5	1	0,8	±0,9	—	—	—	—	—
±5,9(7,9)	0,5—25	52	6	6,3	±1,8(2,3)	1—8	11	3,4	2,1	±2,2 (3,2)
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
±4,8(6,4)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	0,5—27	101	10,1	8,2	±1,6(2,2)	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1—13	16	4,8	0,8	±1,7(2,4t)
					—0,56±0,17					—0,60±0,42
					0,56					0,68
					$q_B = 2,04 - 0,05D_B \pm 0,11$					$q_{CA} = 1,91 - 0,05D_{CA} \pm 0,12$

ным Т. Henyey, G. Wasserburg (1971),

обсуждаемыми параметрами рассмотрено изменение теплового потока по мере удаления (D) от зоны разлома. Анализ проведен на двух примерах — Калифорнии и Прибайкалья.

Качественную оценку изменения теплового потока в зависимости от удаления от осевой части разлома впервые выполнили Т. Хеней и Дж. Вассербург (Henyey, Wasserburg, 1971). По семнадцати специальным определениям тепловых потоков вблизи сбросов Сан-Андреас, Сан-Джасинто и Гарлок на расстоянии от 1 до 13 (50) км от зон разломов было сделано несколько очень интересных наблюдений, отражающих связь теплового потока с сейсмической активностью. В частности, авторы отметили, что 6 изменений в районе сброса Сан-Андреас «не показали отсутствия корреляции с удалением от разлома». Но этот вывод был получен качественным путем, так как коэффициент корреляции авторами не вычислялся. Используя данные, опубликованные этими авторами (см. Henyey, Wasserburg, 1971, табл. 2), мы попытались дать математическую оценку этой связи.

Для корреляции было использовано 16 определений теплового потока (семнадцатое, сделанное в 50 км от зоны разломов, было исключено). Как видно из графика (см. рис. 3), существует обратная линейная связь между величинами тепловых потоков и их удалением от разломов системы Сан-Андреас. Коэффициент линейной корреляции при этом равен $-0,60 \pm 0,42$, а корреляционное отношение увеличивает-

ся до 0,65—0,68 (см. табл. I, 2). Если обозначить расстояние от разломов системы Сан-Андреас до пунктов определения теплового потока через $D_{СА}$, то на основании проведенной корреляции получим следующее уравнение регрессии:

$$q_{СА} = 1,91 - 0,05 D_{СА} \pm 0,12. \quad (4)$$

Отметим, что при удалении пунктов определения теплового потока от зоны сейсмоактивного разлома на расстояние до 5 км тепловой поток продолжает оставаться высоким ($\bar{q} = 1,81 \pm 0,18$). Он сохраняет среднее значение ($\bar{q} = 1,44 \pm 0,21$) при удалении на 6—13 км и уменьшается, по-видимому, только на более значительных расстояниях от разломов.

Для аналогичной корреляции в Байкальской рифтовой зоне было использовано 101 определение теплового потока и выявлены закономерности изменения теплового потока по 20 разломам, характеризующимся высокой сейсмической активностью (см. рис. 2, 4). При этом учитывались только точки, удаленные от зон разломов на расстояние от 0,5 до 30 км.

На графике величин теплового потока и расстояний (D_B) пунктов его определения от осевых зон активных разломов (см. рис. 3) хорошо заметна обратная линейная связь между коррелируемыми параметрами. Теснота связи определяется коэффициентом корреляции $\bar{r} = -0,56 \pm 0,17$ ($\eta = 0,56 - 0,62$). Вычисленное уравнение регрессии имеет вид

$$q_B = 2,04 - 0,05 D_B \pm 0,11. \quad (5)$$

Заметно, что уравнения (4) и (5) отличаются друг от друга только величиной свободного члена.

Таким образом, изменение величины теплового потока при удалении от осевой части сейсмоактивных разломов имеет определенную, четко оцениваемую закономерность, видимо, принципиально не отличающуюся друг от друга в разломных зонах различных континентальных рифтовых зон. Установленная закономерность четко проявляется при удалении от зон разломов на расстояние до 5 км ($\bar{q} = 2,15 \pm 0,15$). Далее тепловые потоки уменьшаются быстрее, если на них не оказывают дополнительное влияние новые разломы или иные факторы. Практически влияние разломов уже не сказывается при удалении на 15—25 км. Как правило, на таком расстоянии тепловой поток приобретает нормальную фоновую величину, характерную для данного района или участка.

Определяя количественное соотношение тепловых потоков с сейсмоактивными разломами, мы использовали имеющийся материал в целом по всей исследуемой территории. При анализе отдельных конкретных разломов выявляются некоторые отклонения от общей статистической картины. В Байкальской рифтовой зоне четко выражена зависимость теплового потока от расстояния до осевой части разлома на сейсмически наиболее активных участках приразломных зон (рис. 4) — в районах Южно-Тункинского (1), Восточно-Саянского (3), Приморского (6), западной (байкальской) ветви Черского (7), Посольского (8), Баргузинского (9) разломов. У других разломов такая закономерность менее отчетлива, так как на нее накладываются другие дополнительные факторы, влияющие на величину теплового потока. Такое наблюдается, например, в районе Обручевского сброса (5), Туркино-Бамбуйского (10) и Ципа-Баунтовского (11) разломов, наиболее протяженных на исследуемой территории. По-видимому, распределение теплового потока на этих участках в большей степени зависит от общего снижения уровня сейсмической активности и уменьшения фоновых зна-

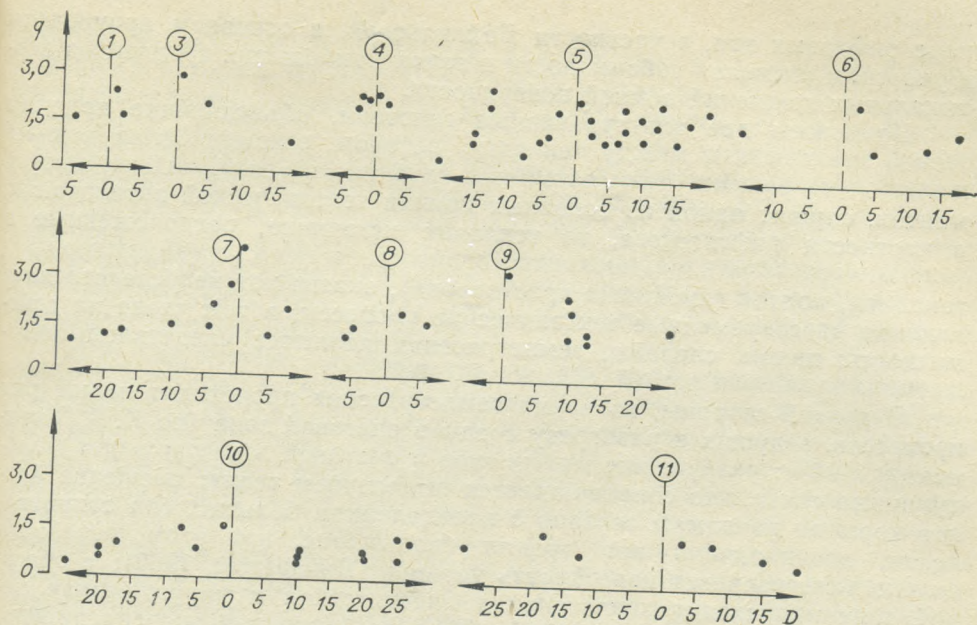


Рис. 4. Распределение теплового потока в окрестностях основных сейсмоактивных разломов Байкальской рифтовой зоны. Номера у знака разлома соответствуют таковым на рис. 2.

чений тепловых потоков (10 и 11), хотя общая тенденция увеличения теплового потока по мере приближения к сейсмоактивному разлому сохраняется повсеместно.

Однако данный вывод нуждается в уточнении, так как специальные целенаправленные геотермические исследования в зонах сейсмоактивных разломов на территории Байкальского рифта еще не проводились. Чтобы изучить роль разломов в формировании геотермических аномалий, необходимо знать степень их «раскрытости» и объем подтока по ним глубинного (конвективного) тепла, теплопроводность трещиноватых и раздробленных пород, заполняющих зону разломов, наконец, иметь данные по сейсмической активности разлома или отдельных его сегментов, поскольку во время подвижек значительное количество механической энергии переходит в тепло. Количество энергии, преобразованной в тепло, по крайней мере, должно быть равно энергии, появляющейся в результате сейсмических волн (Bullard, 1954).

Связь теплового потока с сейсмоактивными разломами подтверждается и другими примерами. В частности, Фон Герцен и др. (Von Herzen e. a., 1970) считают, что тепловой поток в зоне разлома Вима (Срединно-Атлантический рифт) — следствие последних землетрясений. Зона сейсмической активности Скалистых гор совпадает с границей разломообразования, а повышенные тепловые потоки в этом районе приурочены к участкам концентрации эпицентров землетрясений (Blackwell, 1969). В провинции Бассейнов и Хребтов обнаружена корреляция между интенсивностью теплового потока из недр и возникновением «роев» землетрясений (Smith, 1972). Сейсмичность рифта Рио-Гранде также связана с тепловым потоком и современной тектоникой (Bridwell, 1976).

Таким образом, в рифтовых зонах земного шара, по-видимому, существует генетическая связь между глубинным тепловым потоком и сейсмической активностью. По мнению ряда исследователей (Любимова, 1970; Фотиади и др., 1970), современные тепловые источники в земной

коре рифтовых зон, в частности Байкальской, в основном приурочены к участкам активной сейсмичности в зонах наибольших градиентов вертикальных движений земной поверхности.

Возможны две альтернативные гипотезы, объясняющие причины тесной взаимосвязи между тепловым потоком, сейсмичностью и дизъюнктивными зонами. Если источники глубинного тепла, находящиеся в мантии, служат одной из основных причин тектонической активизации, в частности рифтогенеза, то тепловые источники, расположенные в земной коре (очаги радиоактивного разогрева недр, внедрившиеся астенолиты, подток глубинных «растворов»), оказывают непосредственное влияние на современные тектонические процессы, в том числе на сейсмичность; иными словами, землетрясения являются следствием повышенного теплового потока (Blackwell, 1969).

С другой стороны, во время землетрясения происходит целый ряд процессов, ведущих к разогреву среды в очаговой зоне (по К. В. Пшеникину, 1965): разрушение материалов в очаговой зоне нарушает молекулярные связи, что сопровождается выделением тепла; смещение блоков коры по разломам связано с преодолением больших сил сопротивления, возникающих при трении скольжения, при этом достаточно сильно разогревается поверхность трещин (Джеффрис, 1960); в очаговой зоне происходит значительная пластическая и упруго-вязкая деформация среды, при которой 85—100% сейсмической энергии превращаются в тепло (Бриджмен, 1955).

В пределах одного порядка величина образованной тепловой энергии, вероятно, будет равна полной энергии землетрясений. Отсюда вполне допустимо, что разогрев земной коры может происходить за счет энергии землетрясений, хотя оценить долю этой энергии в величине теплового потока очень трудно из-за сложности определения объема земной коры, нагретого при землетрясении, и неизвестной скорости отдачи тепла. Можно полагать, что эта скорость будет не очень высокой, так как теплопроводность горных пород на участках сейсмической активности, как правило, значительно ниже теплопроводности окружающих массивов из-за сильной разрушенности пород в зонах разломов. Из-за тепловой инерции корового материала эффект, производимый землетрясением, практически не наблюдаем. Для создания условий стационарного состояния теплового потока требуются миллионы лет непрерывной активности данного участка. Поэтому измеренный нами кондуктивный тепловой поток на территории Прибайкалья является результатом событий, происходящих в основном в период формирования Байкальской рифтовой зоны, т. е. 25—30 млн. лет тому назад, лишь на отдельных участках мы можем ожидать более молодые «всплески» тепловых потоков — своеобразные геотермические аномалии, обязанные своим происхождением в основном неотектонической активизации рифтовой зоны и связанные, в частности, с ее сейсмической активностью.

Для установления четкой генетической связи между тепловым потоком и сейсмической активностью необходимо прямое сравнение тепловой и сейсмической энергии. Осуществление этой попытки пока дало только предположительные результаты. Как считают К. Кинг и Л. Кнопоф (King, Knoroff, 1968), при большемагнитудных землетрясениях выделение сейсмической энергии происходит в течение длительного времени и значительная часть выделяемой энергии деформации передается на сейсмические волны. Однако равновесие сейсмической и тепловой энергии не является самоочевидным. Оценка, основанная на том, что количество энергии, превращающейся в тепло вблизи сброса, равно среднему количеству энергии, излучаемой упругими волнами, возможно, завышена. Разломы могут иметь сейсмическую эффективность, т. е. отношение выделения сейсмической энергии к общему выделению энергии, порядка 10—50%, что зависит от типа их сейсмической активности и

энергии растяжения. В частности, для системы Сан-Андреас избыток теплового потока в $0,3-0,5$ мккал/см²·с считается эквивалентным скорости выделения сейсмических волн вдоль сброса (Henyey, Wasserburg, 1971).

Для решения этого вопроса необходимо знать количество энергии, излучаемой сейсмическими волнами, время локальной генерации тепла и скорость его распространения, характер давлений и скоростей напряжений в зоне разлома, его геометрию, скорость теплопроизводительности; детально изучить распределение теплового потока, особенно в зонах сейсмоактивных разломов; выяснить влияние на тепловой поток топографии, радиоактивности, климата.

Для территории Прибайкалья не все перечисленные параметры хорошо известны. Однако обнаруженная качественная и количественная связь между тепловым потоком и сейсмической активностью региона имеет определенный «тектонический» смысл и может быть использована для решения ряда вопросов рифтообразования и прогноза землетрясений. Такой вывод подтверждается существованием корреляционных глобальных соотношений между тепловыми потоками и другими геофизическими параметрами. Путем сферического гармонического анализа мировых данных было показано (Toksöz e. a., 1969), что аномалии тепловых потоков соответствуют «источникам» тектонически активных районов, а наличие разогретого материала под этими районами согласуется с растяжением и современной сейсмичностью.

ЛИТЕРАТУРА

- Бриджмен П. Исследование больших пластических деформаций и разрыва. М., ИЛ, 1955. 444 с.
- Голенецкий С. И. Сейсмичность Прибайкалья.— В кн.: Сейсмичность и сейсмогеология Восточной Сибири. М., «Наука», 1977а, с. 3—42.
- Голенецкий С. И. Сейсмичность Байкальской рифтовой области.— В кн.: Континентальный рифтогенез. М., «Сов. радио», 1977б, с. 56—64.
- Горностаев В. П. О глубинной геоэлектрической модели Прибайкалья.— «Геол. и геофиз.», 1972, № 6, с. 98—101.
- Джеффрис Г. Земля, ее происхождение, история и строение. М., ИЛ, 1960. 485 с.
- Дучков А. Д., Казанцев С. А., Голубев В. А., Лысак С. В., Хайковский Э. С. Тепловой поток в пределах озера Байкал.— «Геол. и геофиз.», 1976, № 4, с. 112—121.
- Лысак С. В., Зорин Ю. А. Геотермическое поле Байкальской рифтовой зоны. М., «Наука», 1976. 92 с.
- Любимова Е. А. О роли термоупругих напряжений как планетарном источнике землетрясений.— В кн.: Физические основания поисков методов прогноза землетрясений. М., «Наука», 1970, с. 122—127.
- Мишарина Л. А., Солоненко Н. В., Хренов П. М. О приуроченности землетрясений Байкальской рифтовой зоны к системам разломов фундамента.— «Геол. и геофиз.», 1973, № 2, с. 103—106.
- Попов В. В. Температурные напряжения и их связь с сейсмической активностью.— В кн.: Физические основания поисков методов прогноза землетрясений. М., «Наука», 1970, с. 127—133.
- Пшенинников К. В. Об энергетическом балансе в области очага сильного землетрясения.— «Изв. АН СССР. Серия Физика Земли», 1965, № 10, с. 17—24.
- Пшенинников К. В., Фомина Е. В. Энергетическая характеристика землетрясений Прибайкалья за 1952—1961 гг.— В кн.: Вопросы сейсмичности Сибири. Новосибирск, 1964, с. 11—14. (Труды ИЗК СО АН СССР, вып. 18).
- Рогожина В. А. О строении верхней мантии под Байкальской рифтовой зоной и прилегающими к ней территориями.— В кн.: Проблемы рифтогенеза. Иркутск, 1975, с. 64—66.
- Самедов С. С., Мустафаев С. Н. Выраженность сейсмических зон Азербайджана в аномалиях геотермического поля.— «Уч. зап. Азербайдж. ун-та. Серия геол.-геогр.», Баку, 1975, № 5—6, с. 11—14.
- Солоненко В. П. Сейсмоструктура и современное структурное развитие Байкальской рифтовой зоны.— В кн.: Байкальский рифт. М., «Наука», 1968, с. 57—71.
- Тресков А. А. Сейсмичность и строение земной коры в зоне Байкальского рифта.— В кн.: Байкальский рифт. М., «Наука», 1968, с. 102—112.

- Фотиади Э. Э., Ваньян Л. Л., Харин Е. П. Глубинные магнитовариационные зондирования (МВЗ) на юге Средней Сибири и в Забайкалье.— «Докл. АН СССР», 1965, т. 164, № 3, с. 559—562.
- Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И., Колмогоров В. Г., Колмогорова П. П., Ларионов В. А., Мурзина Г. А., Черемисин В. Г., Сардарян А. С. Байкальский геодинамический полигон. Новосибирск, изд. СНИИГГиМС, 1970. 175 с.
- Шерман С. И. Новая карта плотности разломов Байкальской рифтовой зоны.— «Докл. АН СССР», 1975, т. 220, № 1, с. 187—190.
- Шерман С. И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск, «Наука», 1977. 102 с.
- Шерман С. И., Боровик Н. С., Лысак С. В. О влиянии некоторых тектонических процессов на формирование теплового поля Байкальской рифтовой зоны и их учета при геотектоническом районировании.— В кн.: Геологическая эффективность геофизических исследований в Забайкалье. Вып. 1. Чита, 1972, с. 21—23.
- Blackwell D. D. Heat flow determinations in the northwestern United States.— «J. Geophys. Res.», 1969, v. 74, N 4, p. 992—1007.
- Bridwell R. G. Lithospheric thinning and the late Cenozoic thermal and tectonic regime of the northern Rio Grande Rift.— «New Mexico Geol. Soc. Guidebook», 1976, p. 283—293.
- Bullard E. C. The flow of heat through the floor of the Atlantic Ocean.— «Proc. Roy. Soc.», L., 1954, v. 222, p. 408—429.
- Henyeu T. L., Wasserburg G. J. Heat flow near major strikeslip faults in California.— «J. Geophys. Res.», 1971, v. 76, N 32, p. 7924—7946.
- King C., Knopoff L. Stress drop in earthquakes.— «Bul. seismol. Amer.», 1968, v. 58, p. 249—257.
- Roy R. F., Brune N., Henyeu T. L., Wasserburg G. J. Heat flow in a zone of high creep rate along the San Andreas fault, California.— «Fos Trans., AGU», 1967, v. 48, N 1, p. 209.
- Sass G. H., Lachenbruch A. H., Munroe R. G., Greene G. W., Moses T. H. Heat flow in the western United States.— «J. Geophys. Res.», 1971, v. 76, N 26, p. 6376—6413.
- Smith R. Predicting where to tap the earth's heat.— «Sci. News», 1972, v. 102, N 11, p. 311.
- Toksöz M. N., Arkani-Hamed, Knight. Geophysical data and long-wave heterogeneities of the earth's mantle.— «J. Geophys. Res.», 1969, v. 74, N 15, p. 3751—3770.
- Von Herzen R. P., Simmons G., Folinsbee A. Heat flow between the Caribbean Sea and the Mid-Atlantic Ridge.— «J. Geophys. Res.», 1970, v. 75, N 11, p. 1973—1984.
- Ward P. L., Palmason G., Drake C. L. A microearthquake survey and the Mid-Atlantic ridge in Iceland.— «J. Geophys. Res.», 1969, v. 74, N 2, p. 665—684.

**В. А. ГОЛУБЕВ, Ю. А. ЗОРИН,
С. В. ЛЫСАК, С. В. ОСОКИНА**

НОВЫЕ ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА ОЗЕРЕ БАЙКАЛ

Методика и результаты ранее выполненных геотермических исследований на оз. Байкал изложены в ряде работ (Любимова и др., 1966, 1976; Дучков и др., 1976; Зорин и др., 1972, 1976; Голубев и др., 1975), здесь же рассматривалась природа обнаруженной геотермической аномалии. В данной статье приводятся методика и результаты новых геотермических исследований на оз. Байкал, выполненных с использованием кабельного зонда-термометра в 1976 г. В качестве источника геотермической аномалии в этом районе рассматривается остывающая трещинная интрузия, для моделирования которой используются аналитические и численные методы.

ТЕХНИКА И МЕТОДИКА ИЗМЕРЕНИЙ

При геотермических исследованиях дна озер, наряду с автономной аппаратурой, используются и более простые, неавтономные приборы Pankin, Hündman, 1971; Hänel, 1970). Погружаемая в осадки часть