

## О СВЯЗИ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ С СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТЬЮ

Байкальская рифтовая зона относится к районам повышенной сейсмической активности (до 9 баллов и более). Максимально сейсмоопасные зоны тяготеют к ее центральной части. Сейсмоактивными являются и активизированные разломы, особенно расположенные на участках сочленения морфоструктур с противоположными знаками движения (Солоненко, 1968). Поля эпицентров приурочены к рифтовым впадинам и обрамляющим их горным хребтам. Наибольшая плотность таких полей наблюдается в районе Среднего Байкала, вблизи Баргузинской впадины, и особенно в северо-восточной части рифта, в районе Муйских и Муяканского хребтов, а также Муйской впадины (Тресков, 1968).

Геотермическое поле Байкальской рифтовой зоны неоднородно: тепловые потоки изменяются здесь от 0,6 до 3,8 мккал/см<sup>2</sup>·с. Максимальные величины тепловых потоков приурочены к рифтовым впадинам ( $2,0 \div 2,5 \cdot 10^{-6}$  кал/см<sup>2</sup>·с) и к зонам активизированных разломов ( $2,5 \div 3,0 \cdot 10^{-6}$  кал/см<sup>2</sup>·с). В горном обрамлении рифтовых впадин, вне зон разломов, тепловые потоки близки к  $(1,0 \div 1,3) \cdot 10^{-6}$  кал/см<sup>2</sup>·с и сопоставимы с величинами потоков в сопредельных районах Забайкалья и Сибирской платформы.

Качественное сопоставление зон повышенной сейсмической активности с распределением теплового потока показало (Шерман и др., 1972), что наблюдается относительно высокая степень схожести контуров геотермических районов и сейсмоактивных зон.

Для выяснения количественных соотношений величины тепловых потоков коррелировались с различными параметрами, которые отражают степень потенциальной сейсмической опасности (Солоненко и др., 1968), собственно сейсмическую активность  $A_{10}$  (Ризниченко и др., 1969), прогнозную сейсмическую активность (Зорин, Новоселова, 1972), энергетический баланс землетрясений (Пшенинков, 1965) и глубины гипоцентров (Голенецкий и др., 1970).

При сопоставлении степени потенциальной сейсмической опасности с тепловым потоком оказалось (см. рисунок), что между этими параметрами существует прямая линейная связь, при которой коэффициент корреляции  $r = 0,62$ . Действительно, на участках, где происходят или возможны землетрясения силой 9–10 баллов, тепловые потоки часто превышают  $(1,5 \div 2,0) \cdot 10^{-6}$  кал/см<sup>2</sup>·с. Там, где интенсивность не более 8 баллов, тепловой поток уменьшается до  $(1,5 \div 1,0) \cdot 10^{-6}$  кал/см<sup>2</sup>·с. Формула связи имеет вид:

$$q = -2,10 + 0,45x^{\pm} \cdot 0,14,$$

где  $q$  — тепловой поток,  $10^{-6}$  кал/см<sup>2</sup>·с,  $x$  — степень потенциальной сейсмической опасности в баллах.

Связь между тепловым потоком и сейсмической активностью  $A_{10}$  была установлена при корреляции с картой К.В. Пшенникова (Ризниченко и др., 1969). На этой карте изолиния  $A = 0,1$  соответствует системе байкальских рифтовых впадин и обрамляющих их хребтов. Изолинии более высокой сейсмической активности известны в центральной и южной частях оз. Байкал, в западной части Тункинской впадины, в северо-восточной части Баргузинской впадины и на северо-восточном фланге рифтовой зоны, где они образуют субширотную цепочку. Участки наиболее высокой сейсмической активности совпадают с эпицентрными зонами сильных землетрясений ( $M > 6 - 7 \frac{1}{2}$ ), происшедших в последние десятилетия, — Мондинского (1950 г.), Муйского (1957 г.), Среднебайкальского (1959 г.), Муяканского (1962 г.), Южно-Байкальского (1966 г.).

Связь между тепловым потоком и сейсмической активностью лучше всего представить в полулогарифмическом масштабе (см. рисунок). Хотя между указанными параметрами существует прямая линейная связь ( $r = 0,48$ ), следует отдавать предпочтение нелинейной связи, при которой корреляционное отношение  $\eta$  достигает 0,67.

Формулы связи между тепловым потоком и сейсмической активностью выглядят следующим образом при линейной корреляции

$$q = 2,17 + 0,52 \lg x \pm 0,16,$$

при нелинейной корреляции

$$q = 0,11 \lg x^2 + 0,79 \lg x + 2,30 \pm 0,21,$$

где  $x$  — частота повторяемости на определенной площади землетрясений, приведенных к десятому классу ( $A_{10}$ ).

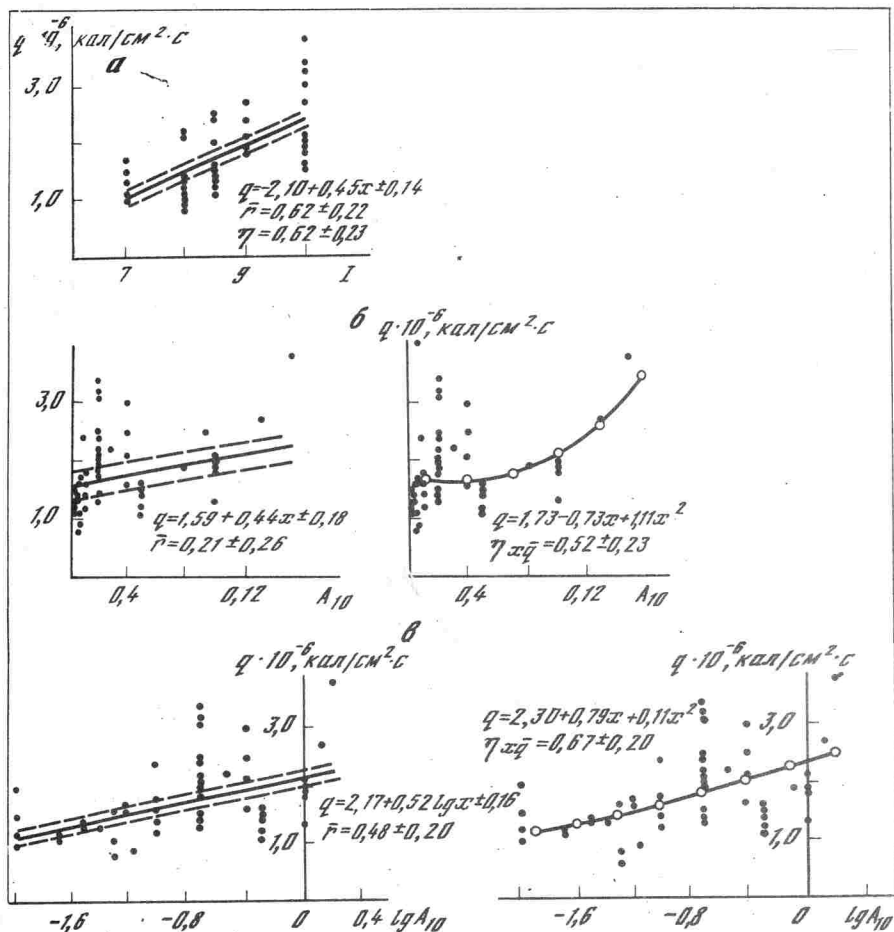
Авторами были проанализированы любезно предоставленные Н.С. Боровик материалы по энергии более 8 тыс. землетрясений, имевших место на изучаемой территории в период с 1961 по 1968 г. Попытка установить корреляцию между величиной теплового потока и максимальным энергетическим классом землетрясений  $K_{\max}$  не принесла хороших результатов. Установлено, что коэффициент корреляции между этими параметрами равен 0,43, при этом очень велики его доверительные границы ( $\pm 0,4$ ). Вероятно, только по значению  $K_{\max}$  нельзя создать представление о количественном соотношении теплового потока с сейсмической активностью.

М.Р. Новоселовой и Ю.А. Зориним (Зорин и др., 1972) была составлена прогнозная карта  $K_{\text{пр}}$ , явившаяся результатом множественной корреляции различных геофизических и сейсмологических параметров. Коэффициент корреляции теплового потока с  $K_{\text{пр}}$  оказался равным 0,51 при значительно более низких колебаниях доверительных границ ( $\pm 0,24$ ).

Полученные формулы связи между тепловым потоком и энергетическим классом землетрясений имеют вид

$$q = -0,43 + 0,19x \pm 0,20,$$

где  $x$  — землетрясение с максимальной энергией для выбранного план-

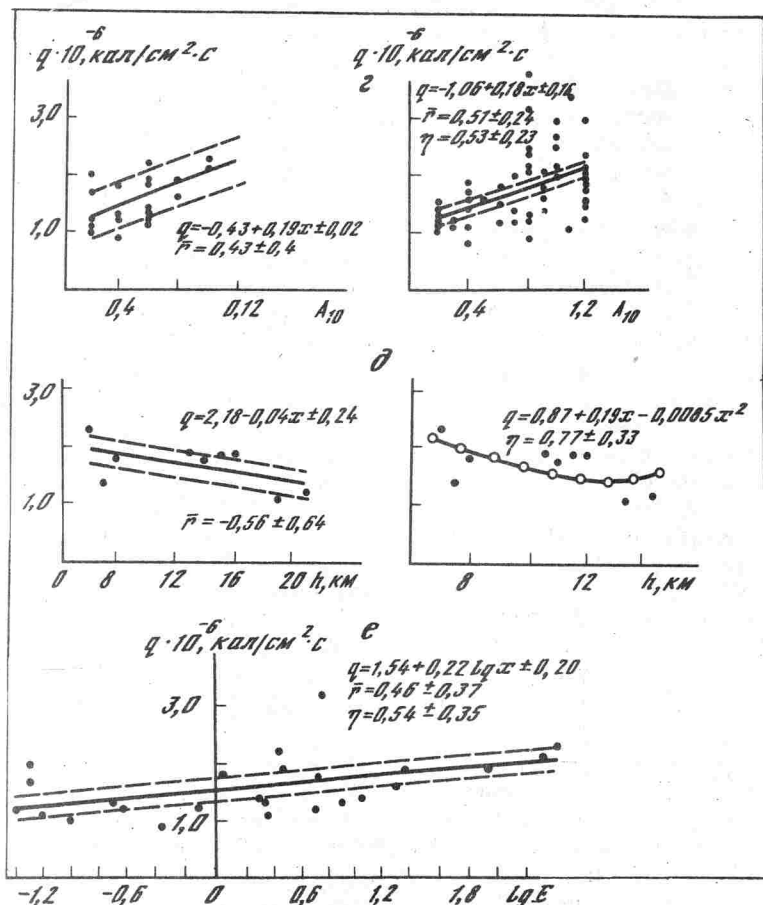


Графики корреляции теплового потока с параметрами сейсмичности на территории Байкальской рифтовой зоны

шета  $K_{\max}$  и  $q = -1,06 + 0,18x + 0,16$  ( $x$  — прогнозный энергетический класс землетрясений  $K_{\text{пр}}$  в пункте измерения теплового потока).

По имеющимся данным была подсчитана суммарная энергия землетрясений за восьмилетний период, которая для наглядности была переведена в единицы теплового потока (см. рисунок).

Физическую сущность полученной величины можно представить следующим образом. Во время землетрясения происходит целый ряд процессов, ведущих к разогреву среды в очаговой зоне (Пшениников, 1965): разрушение материала 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 происходит



довольно сильный разогрев поверхности трещин (Джеффрис, 1960); в очаговой зоне происходят значительные пластическая и вязкоупругая деформации среды, при которых 85, а то и все 100% энергии превращаются в тепло (Бриджмен, 1955). В сейсмические волны превращается очень малая часть полной энергии землетрясений, а большая часть переходит в тепло. Вполне вероятно предположить, что в пределах порядка величина тепловой энергии равна полной энергии землетрясений.

Большой объем земной коры, нагретой при землетрясении, очень медленно возвращается в первоначальное состояние, так как теплопроводность горных пород на участках повышенной сейсмической активности невысока. Как правило, она даже значительно ниже теплопроводности окружающих участков из-за сильной разрушенности пород. Поэтому можно обсуждать возможность разогрева земной коры за счет энергии землетрясения и хотя бы ориентировочно оценить долю этой энергии в величине теплового потока.

Расчеты показали, что величина этой энергии по сравнению с тепловым потоком незначительна, так как она в среднем составляет  $(1 \div 10) \cdot 10^{-12}$  кал/см<sup>2</sup>·с, хотя на отдельных участках увеличивается до  $(200 \div 250) \cdot 10^{-12}$  кал/см<sup>2</sup>·с и более. Ввиду большого разброса данных для дальнейших расчетов был выбран полулогарифмический масштаб. Корреляция теплового погоа с логарифмом тепловой энергии землетрясений показала, что между исследуемыми параметрами существует прямая линейная связь ( $r = 0,46$ ), а уравнение регрессии имеет вид  $q = 1,54 + 0,22 \lg x \pm 0,20$ , в котором  $x$  — тепловая энергия землетрясений (в единицах теплового потока, т.е.  $10^{-6}$  кал/см<sup>2</sup>·с).

Интересно отметить, что районы повышенных и максимальных величин тепловых потоков пространственно также хорошо сопоставляются с участками относительно небольших глубин залегания гипоцентров землетрясений. Для количественной проверки этой качественной закономерности был вычислен коэффициент корреляции между величинами тепловых потоков и средними глубинами залегания гипоцентров (см. рисунок). Для расчетов были использованы данные по глубинам гипоцентров, полученные в Лаборатории региональной сейсмичности Института земной коры под руководством С.И. Голенецкого по наблюдениям за 1967–1969 гг. В соответствии с предположением А.А. Трескова (1968) о том, что, как правило, общая картна поля эпицентров из года в год остается одной и той же, была определена средняя глубина гипоцентров по каждому планшету как среднее арифметическое из суммы накопившихся соответствующих определений по данной площади за трехлетний период (Шерман и др., 1972).

Результаты корреляции показывают существование сравнительно тесной связи между величинами теплового потока и средними глубинами гипоцентров, при этом следует оказать предпочтение нелинейной связи, при которой корреляционное отношение равно 0,90, а его доверительные границы колеблются в пределах  $\pm 0,33$ .

Формулы связи между величинами тепловых потоков и средними глубинами гипоцентров землетрясений имеют вид  $q = 2,15 - 0,011x \pm 0,15$  при линейной корреляции или  $q = 0,00405x^2 - 0,15x + 2,86$  при нелинейной корреляции, где  $x$  — средняя глубина гипоцентра на планшете, км;  $q$  — средний тепловой поток на планшете.

Небольшое количество коррелируемых пар (Джеффрис, 1960) не позволяет считать установленную закономерность количественно окончательно доказанной (вероятность связи  $< 0,90$ ), хотя вывод о том, что глубины гипоцентров внутрикоровых землетрясений Байкальской рифтовой зоны тесно связаны со степенью разогрева коры, представляется разумным, так как увеличение разогрева земных недр делает их вещество более пластичным и глубины гипоцентров уменьшаются.

Таким образом, между тепловым полем и повышенной сейсмической активностью Байкальской рифтовой зоны существует взаимосвязь, вариация признаков которой находится в среднем в пределах 45% (квадрат коэффициента корреляции). В остальных случаях

(55%) варьирование этих признаков осуществляется взаимно независимо. Действительно, вряд ли, например, глубина расположения очагов землетрясений или степень сейсмической активности определяют вариации теплового потока. Здесь взаимосвязан значительно большой круг процессов, имеющих общие причины.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бриджмен П. Исследование больших пластических деформаций и разрыва. М., ИЛ, 1955.
- Голенецкий С.И., Мишарина Л.А., Новомейская Ф.В. и др. Общий обзор сейсмичности Прибайкалья в 1967 г. - В кн.: Землетрясения в СССР в 1967 г. М., "Наука", 1970.
- Джеффрис Г. Земля, ее происхождение, история и строение. М., ИЛ, 1960.
- Зорин Ю.А., Новоселова М.Р. О возможности выделения долговременной составляющей сейсмической активности в Байкальской рифтовой зоне. - В кн.: Геофизика (научная информация). Иркутск, 1972.
- Пшенников К.В. Об энергетическом балансе в области очага сильного землетрясения. - "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1965, № 10.
- Ризниченко Ю.В., Пшенников К.В., Зорин Ю.А. Сейсмическая активность Прибайкалья в сопоставлении с рельефом и гравитационными аномалиями. - "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1969, № 10.
- Солоненко В.П., Хилько С.Д., Павлов О.В. Сейсмогеотектоника. - В кн.: Сейсмогеотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. М., "Наука", 1968.
- Солоненко В.П. Сейсмогеотектоника и современное структурное развитие Байкальской рифтовой зоны. - В кн.: Байкальский рифт, М., "Наука", 1968.
- Тресков А.А. Сейсмичность и строение земной коры в зоне Байкальского рифта. - В кн.: Байкальский рифт, М., "Наука", 1968.
- Шерман С.И., Боровик Н.С., Лысак С.В. О влиянии некоторых тектонических процессов на формирование теплового поля Байкальской рифтовой зоны и их учет при геотектоническом районировании. - В кн.: Геологическая эффективность геофизических исследований в Забайкалье, вып. 1. Чита, 1972.
- Шерман С.И., Лобацкая Р.М. О корреляционной зависимости между глубинами залегания гипоцентров и длиной разрывов в Байкальской рифтовой зоне. - ДАН СССР, 1972, 205, № 3.