

Я. Б. СМЕРНОВ, А. К. ПОПОВА

ТЕПЛОВОЙ ПОТОК, ВОЗРАСТ ОКЕАНИЧЕСКОГО ДНА И НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ К ИЗУЧЕНИЮ ДВИЖУЩЕГО МЕХАНИЗМА РАЗВИТИЯ ТЕКТОНОСФЕРЫ

(Представлено академиком А. В. Пейве 4 X 1974)

Тепловой поток является основным параметром, дающим прямую информацию об энергетике глубинных процессов, происходящих на срединных хребтах и в зонах Бенноффа. Поэтому наиболее популярные гипотезы о механизме развития тектоносферы океанов — тепловой конвекции в мантии и перемещения литосферных плит, тепловых диапиров и др. — основываются в энергетическом отношении на результатах изучения теплового потока в дне океанов. Очевидно, что критерием для проверки конкретных гипотез должно явиться реальное распределение теплового потока и его возможная связь с возрастом океанического дна (⁵, ¹¹, ¹⁶).

Фактический материал для такого анализа с учетом новых геотермических и геомагнитных данных (³, ⁸⁻¹⁶) и результатов глубокого бурения (⁷) представлен на рис. 1 и 2, составленных по выборкам теплового потока в определенных возрастных поясах океанического дна. По средним значениям теплового потока и возраста интервалов получены линии 1—3 (рис. 2), показывающие связь теплового потока с возрастом дна, а точнее — с возрастом заключительного этапа базальтового вулканизма в слое 2 дна океанов. Возможно, что отличие линий 1, 2 и 3 вызвано включением в расчет больших совокупностей данных по специфическим участкам хребтов в Индийском и Тихом океанах (рифты Красного моря, Аденский, Калифорнийский, Галапагосское и Северо-Тихоокеанское поднятия, континентальный склон у Северной Америки).

В линиях 1—3 (рис. 2) особой детализации требует зависимость в интервале 0—10 млн лет, поскольку ранее было показано наличие минимумов и максимумов в этой зоне, соответствующих рифтовым долинам, рифтовым горным грядам и склоновым частям хребтов (⁴⁻⁶, ¹¹). Такая детализация приведена на рис. 2А (линии 4, 5); она свидетельствует о наличии относительных минимумов в осевой зоне, резких минимумов в склоновых частях с возрастом приблизительно 6—10 млн лет и максимумов между ними. Еще более сложные зависимости наблюдаются на конкретных профилях (рис. 2Б), причем видно, что максимумы и минимумы на них не совпадают. Вследствие этого осреднение всех данных в полосе 0—10 млн лет приведет к существенно сглаженным суммарным кривым (4, 5 на рис. 2А). Последнее нежелательно, так как намечается следующая тенденция: чем выше тепловой поток в осевой зоне, тем ниже его значения в прилегающих склоновых частях хребта. Сходную зависимость с линиями 1—3 дает корреляция данных теплового потока с возрастом по результатам глубокого бурения (радиус корреляции 1°), хотя здесь могут быть выделены две совокупности значений в интервале примерно 5—10 млн лет (линии 10 на рис. 2А, максимум приходится на район хребтов Кокос — Карнеги) и, возможно, в интервале 20—30 млн лет. Для сравнения с фактическими распределениями приведены теоретические модели измерения теплового потока (линии 6—9), рассчитанные на основе охлаждения раздвигающихся литосферных плит (¹¹, ¹³, ¹⁶). Как видно из графика, теоретические и наблюдаемые зависимости совпадают недостаточно хорошо.

Представленный фактический материал и имеющаяся геологическая информация по срединно-океаническим хребтам позволяют сделать выводы:

1. Средние значения теплового потока по центральным частям срединных хребтов составляют 3,08; 2,30 и 1,81 мккал/см²·сек соответственно для Тихого, Индийского и Атлантического океанов (см. рис. 1). Эти величины близки к фоновому тепловому потоку, 2,0–2,6 мккал/см²·сек, в молодых вулканических провинциях континентов и переходных зон⁽⁵⁾. Вулканическая активность установлена и в центральных частях хребтов. Поэтому можно предположить, что высокий тепловой поток в них связан, прежде всего, с неглубоко залегающими зонами фракционного плавления вещества верхней мантии (наличие здесь теплового диапира). Наблюдающиеся минимумы и максимумы как на суммарных кривых, так и на конкретных профилях могут свидетельствовать о перераспределении энергии между центральными частями хребта и его склонами, причем отметим, что минимум в интервале 6–10 млн лет является характерной чертой распределения теплового потока на срединных хребтах и имеет, вероятно, глубинную природу.

2. Большой разброс величин теплового потока и высокие коэффициенты вариации (см. рис. 1) в центральных частях хребтов объясняются подводной гидротермальной деятельностью^(2, 16), сопряженной с вулканизмом, и циркуляцией воды вблизи дна⁽¹⁶⁾. Следствиями гидротермальной деятельности и вулканизма должно являться чередование локальных высоко- и низкотемпературных зон (0–500° в первых километрах литосферы), определяющее пестроту и специфический характер метаморфизма коренных пород, наличие больших динамических напряжений в них, тектоническую раздробленность и, возможно, неглубокофокусную сейсмическую активность. Общее повышение температуры, вулканизм и гидротермальная деятельность определяют разуплотнение пород под рифтовыми зонами, что использовано для построения механической модели срединного хребта⁽¹⁰⁾. Следствием подводной гидротермальной деятельности является, помимо преобразования пород, обогащение гидротермальными элементами донных осадков.

3. Зависимость теплового потока от возраста (кривые 1–5 на рис. 2) могут быть аппроксимированы функцией затухающих колебаний, свидетельствующей, по-видимому, о периодичности процесса. В структурах с

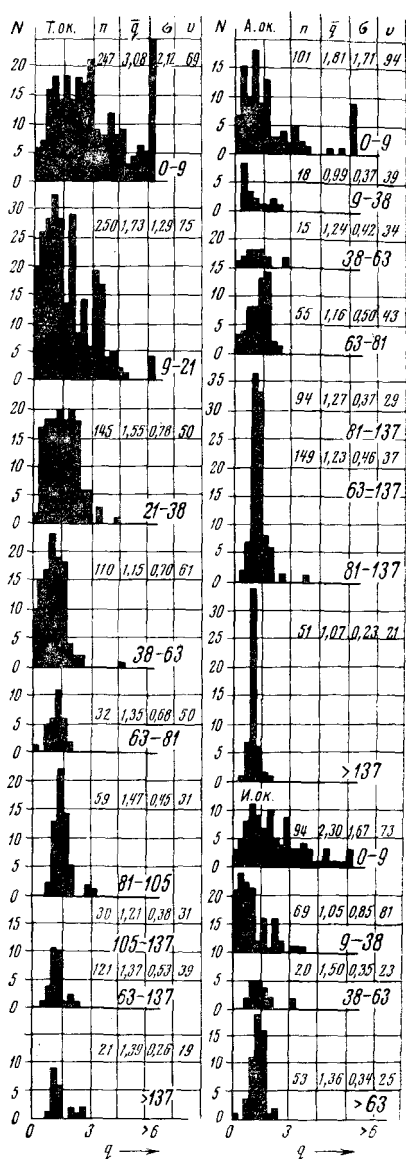


Рис. 1. Распределения теплового потока в зависимости от возраста дна для Тихого (Т.), Атлантического (А.) и Индийского (И.) океанов. N — число измерений, q — тепловой поток (мккал/см²·сек) (гистограммы построены по интервалам через 0,3 мккал/см²·сек), n — число измерений в выборке, $\bar{q}$ — среднее значение, σ — стандартное отклонение, v — коэффициент вариации (%). Цифры у оси абсцисс (например, 0–9) указывают возраст позос (млн лет), по которым составлены выборки

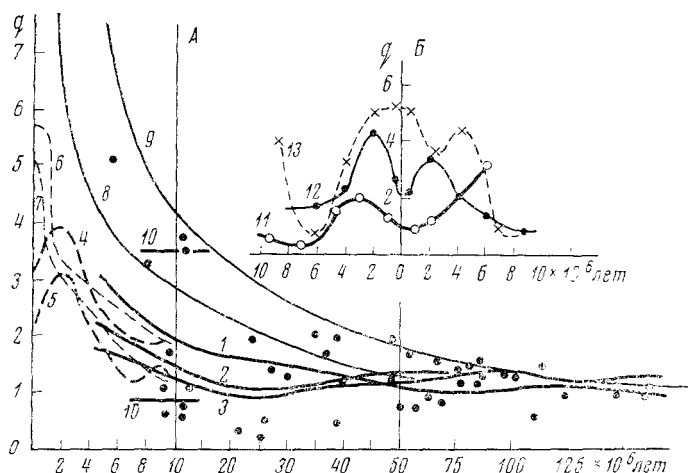


Рис. 2. Тепловой поток (q , $\text{мккал/см}^2\cdot\text{сек}$) и возраст океанического дна. Для А: 1–3 – по средним значениям теплового потока и возраста интервалов (см. рис. 1) для Тихого, Индийского и Атлантического океанов соответственно; 4, 5 – изменение теплового потока (полиномы четвертого порядка) в интервале 0–10 млн лет соответственно для Тихого и Индо-Атлантического хребтов (¹¹); 6–9 – модели распределения теплового потока при раздвижении охлаждающихся литосферных плит (6, 7 – для Тихого и Индо-Атлантического хребтов по (¹¹), плиты имеют мощность 15 км; 8, 9 – модели (¹³) для плит мощностью 75 и 100 км соответственно). Точки показывают зависимость теплового потока от возраста, определенного по скважинам глубокого бурения (⁷) и расположенным вблизи (в радиусе 1°) пунктам измерения теплового потока; линии 10 показывают две совокупности данных в полосе 6–15 млн лет, причем верхняя группа относится к специфическому району хребтов Кокос – Карнеги. Для В (профили теплового потока через конкретные срединные хребты): 11 – хр. Рейкьянес (¹⁶); 12 – Восточно-Тихоокеанское поднятие (¹⁷); 13 – Галапагосское поднятие (¹⁴)

возрастом более 30 млн лет зависимость проявляется очень слабо. Это главное отличие распределения теплового потока на океанах от континентов и переходных зон.

Приведенные данные подтверждают точку зрения Тальвани и др. (¹⁶), что простая модель движущейся жесткой плиты не соответствует фактическому материалу. В принципе они не опровергают гипотезы спрединга, но свидетельствуют о гораздо более сложных процессах, происходящих в тектоносфере океанов. Среди этих процессов решающую роль играет геохимическая дифференциация и дегазация вещества верхней мантии. Поэтому правильная энергетическая модель и, вероятно, общие модели геотектонического развития срединных хребтов не могут быть построены без учета особенностей физико-химических процессов и кондуктивного и конвективного теплопереноса в тектоносфере океанов.

Поступило
10 XII 1974

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ К. К. Зеленев, Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ, М., «Наука», 1972. ² К. К. Зеленев, Я. Б. Смирнов, Бюлл. МОИП, сер. геол., № 6 (1972). ³ А. К. Попова, Я. Б. Смирнов, В кн.: Тихий океан, М., «Наука», 1974. ⁴ Я. Б. Смирнов, Геотектоника, № 6 (1968). ⁵ Я. Б. Смирнов, ДАН, т. 168, № 2 (1968). ⁶ Я. Б. Смирнов, В кн.: Энергетика геологических и геофизических процессов. Тр. МОИП, т. 46, 52 (1972). ⁷ Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 1–24, 1969–1973. ⁸ J. D. Hays, Ed., Geological Investigation of the North Pacific, Geol. Soc. Am. Mem., 1971, p. 126. ⁹ J. Heirtzler, G. O. Dickson et al., J. Geophys. Res., v. 73, 2119 (1968). ¹⁰ A. H. Lachenbruch, J. Geophys. Res., v. 78, № 17, 3395 (1973). ¹¹ X. Le Pichon, M. G. Langseth, Tectonophysics, 1969, p. 319. ¹² W. C. Pitman, M. Talwani, Geol. Soc. Am. Bull., v. 83, 3, 619 (1972). ¹³ J. G. Sclater, J. Francheteau, Geophys. J. Roy. Astron. Soc., № 20, 509 (1970). ¹⁴ J. G. Sclater, K. D. Klitgord, J. Geophys. Res., v. 78, № 29, 6971 (1973). ¹⁵ G. Simmons, K. Horai, ibid., v. 73, № 20 (1968). ¹⁶ M. Talwani et al., ibid., v. 76, № 2, 473 (1971). ¹⁷ R. P. von Herzen, S. Uyeda, ibid., v. 68, № 14 (1963).