резонансного усиления и фокусировки в этом случае не наблюдаются. В отсутствие неровностей ППВ на гладкой абсолютно отражающей сфере не возбуждается, и в правой части (7) $p_{\text{п}} = 0$. Таким образом, в случае шероховатой сферы значительное усиление дифракционного поля связано с совместным влиянием неровностей и кривизны подстилающей поверхности на рассеянное поле.

Акустический институт им. Н.Н. Андреева, Москва
Отделение гидроакустики Института гидромеханики
Академии наук УССР, Одесса

Поступило
23 III 1988

ЛИТЕРАТУРА

1. *Фелсен Л., Маркувиц Н.* Излучение и рассеяние волн. М.: Мир, 1978, т. 2. 555 с. 2. *Басс Ф.Г., Фукс И.М.* Рассеяние волн на статистически неровной поверхности. М.: Наука, 1972. 424 с. 3. *Лысанов Ю.П.* В кн.: Акустика океана / Под ред. Л.М. Бреховских. М.: Наука, 1974, с. 231–330. 4. *Nussenzveig H.M.* – Ann. Phys., 1965, vol. 34, p. 23–95. 5. Справочник по специальным функциям / Под ред. А. Абрамовиц, И. Стиган. М.: Наука, 1979. 830 с.

УДК 550.331

ГЕОФИЗИКА

О.Г. СОРОХТИН, С.А. УШАКОВ

О ТРЕХ ЭТАПАХ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

(Представлено академиком А.С. Алексеевым 29 III 1987)

В рассматриваемой модели предполагается, что тектоническое развитие Земли определяется конвективным массообменом в мантии, интенсивность которого пропорциональна скорости рассеивания в этой геосфере энергии

$$(1) \qquad \dot{Q}_m \approx \dot{\mathcal{E}} - \dot{E},$$

где $\dot{\mathcal{E}} = \dot{\mathcal{E}}_g + \dot{\mathcal{E}}_t + \dot{\mathcal{E}}_R$; $\dot{\mathcal{E}}_g, \dot{\mathcal{E}}_t, \dot{\mathcal{E}}_R$ – соответственно скорости выделения в Земле гравитационной, приливной и радиогенной энергии (без учета радиогенной энергии, выделяемой в континентальной коре); $\dot{E}$ – скорость изменения теплового содержания Земли. Фактически функция $\dot{Q}_m$ определяет собой идущий из мантии глубинный тепловой поток.

При оценке $\dot{\mathcal{E}}_R$ мы исходили из определений содержания радиоактивных элементов в Земле по работе [1], а $\dot{\mathcal{E}}_t$ находилось по работам [2, 3], в которых показано, что Луна возникла на пределе Роша и ее приливное взаимодействие с Землей в катархее и начале раннего архея было исключительно сильным. Определение $\dot{\mathcal{E}}_g$, $\dot{E}$ и $\dot{Q}_m$ для послеархейского времени выполнялось по работе [4]. Нахождение же значений $\dot{\mathcal{E}}_g$ и $\dot{E}$ в архее можно выполнить, только задавшись начальным состоянием молодой Земли и моделью ее геодинамического развития в раннем докембрии.

Начальные условия принимались по модели образования Земли, разработанной В.С. Сафроновым [5], согласно которой первичная Земля была однородной по составу и сравнительно холодной планетой (см. рис. 1). Важно отметить, что в первозданном земном веществе содержалось около 13% металлического железа и 24% окиси FeO, связанной в силикатной фазе [1].

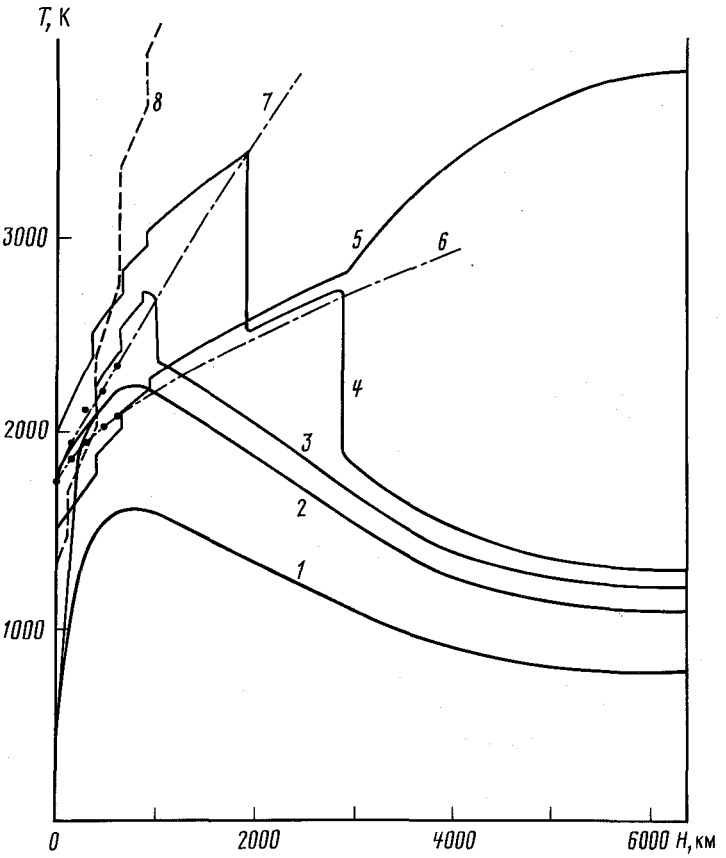

Рис. 1. Распределение температуры в Земле: *1 – 4* – в моменты ее образования $4{,}6 \cdot 10^9$, $4{,}0 \cdot 10^9$, $3{,}4 \cdot 10^9$ и $2{,}8 \cdot 10^9$ лет назад; *5* – в настоящее время; *6, 7* – температуры плавления эвтектических сплавов Fe · FeO и металлического железа (точками отмечены экспериментальные данные [10]); *8* – температура плавления силикатов мантии

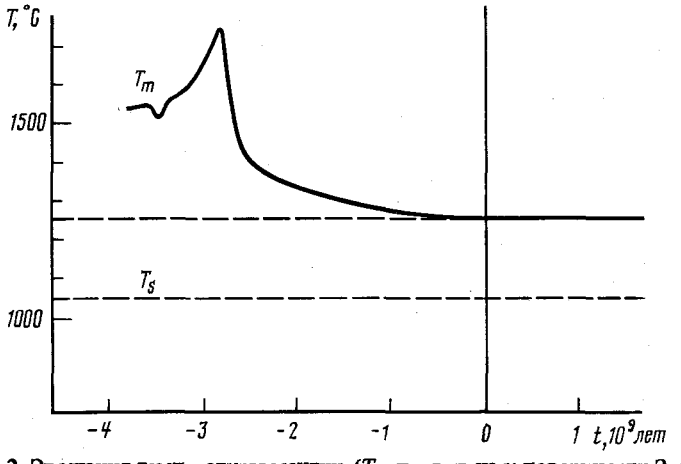

Рис. 2. Эволюция температуры мантии (T_m приведена к поверхности Земли)

Благодаря сравнительно низкой температуре молодой Земли вязкость вещества в ее недрах была исключительно высокой ($\eta_{min} > 10^{26}$ П на глубине 800 км и $\eta > 10^{40}$ П в центре), что полностью исключало возможность возникновения в Земле конвективных движений. Поэтому на самых ранних этапах существования нашей планеты ее эндогенная тектоническая активность, скорее всего, также полностью отсутствовала. В то время Земля еще оставалась тектонически пассивной планетой и только постепенно разогревалась за счет распада радиоактивных элементов и диссипации в ее недрах приливной энергии.

Эндогенная тектоническая активность Земли возникла лишь в начале архея, около $4 \cdot 10^9$ лет назад, после образования в ее приповерхностных слоях первой астеносферы. После этого события, благодаря преимущественному рассеиванию приливной энергии в слоях с низкой механической добротностью вещества, должен был произойти быстрый разогрев и полное расплавление вещества верхней мантии на глубины до 350–400 км. Момент возникновения на Земле астеносферы четко маркируется началом интенсивного базальтового магматизма на Луне ($4{,}0 \cdot 10^9$ лет назад) [3] и возрастом древнейших пород континентальной коры ($\sim 3{,}8 \cdot 10^9$ лет).

Расплавление верхней мантии Земли в раннем архее должно было возбудить в этой геосфере процесс плотностной дифференциации земного вещества с сепарацией жидких расплавов металлического железа. Такая дифференциация во многом напоминала процесс зонной плавки, ранее исследованный А.П. Виноградовым [6], за теми лишь отличиями, что рассматриваемый процесс питался не радиогенной, а значительно более мощной гравитационной энергией и распространялся не снизу вверх, а, наоборот, сверху вниз.

Освобождаемая при зонной дифференциации железа энергия $\dot{\mathcal{E}}_g$ расходовалась как на поддержание теплового режима процесса $\dot{Q}_m$, так и на разогрев нижележащего сравнительно холодного вещества глубинных земных недр. Термодинамические оценки показывают, что в условиях принятых распределений температур (см. рис. 1) рассматриваемый процесс устойчив, во всяком случае в верхней и средней мантии [7]. При этом заметное превышение градиента температуры плавления металлического железа над адиабатическим градиентом распределения температуры в конвектирующей мантии приводило к существенному перегреву этой оболочки в течение большей части архея (см. рис. 1 и 2). Судя по геологическим данным о распространении наиболее высокотемпературных (магнезиальных) коматиитовых лав, процесс зонной сепарации металлического железа в Земле продолжался до 2,9–2,8 млрд. лет назад.

В связи с изменением химических свойств железа при высоких давлениях $P > 130$ кбар [1, 8] его силикаты в условиях средней и нижней мантии должны перестраиваться с переходом окислов железа в твердые растворы. Однако и они при этих давлениях оказываются неустойчивыми и могут распадаться с выделением окислов железа в межгранулярные пространства силикатов. В работе [9] рассмотрены основные закономерности бародиффузионного механизма распада таких растворов в условиях нижней мантии Земли. Используя полученные в этой работе результаты, удается оценить, что при погружении фронта зонной сепарации металлического железа на глубины около 1000 км в Земле должен был начаться второй процесс зонной дифференциации земного вещества с высвобождением эвтектических расплавов Fe · FeO.

В связи с существенно меньшей температурой плавления эвтектических составов Fe · FeO по сравнению с металлическим железом [10] (см. рис. 1) процесс их сепарации оказывается энергетически значительно более выгодным. Поэтому после включения процесса дифференциации расплавов Fe · FeO должно было произойти резкое увеличение рассеиваемой в мантии энергии $\dot{Q}_m$ и, как следствие

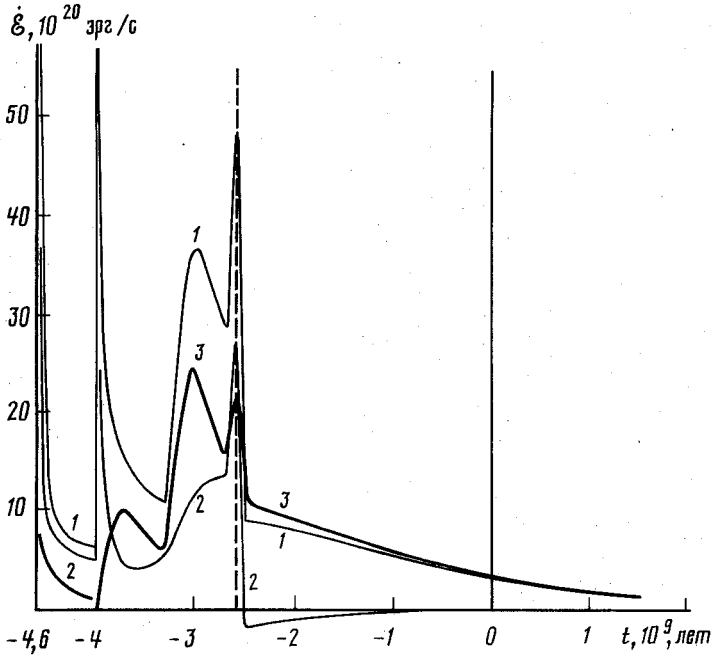

Рис. 3. Эволюция энергетического баланса Земли: *1* – $\dot{\mathcal{E}}$; *2* – $\dot{E}$; *3* – $\dot{Q}_m$ – функция, определяющая тектоническую активность Земли; штриховой линией отмечен момент выделения земного ядра

этого, резкое возрастание тектонической активности Земли. Учитывая геологические данные, мы приняли, что событие это произошло около $3{,}2 \cdot 10^9$ лет назад. При этом скорость продвижения вниз фронтов дифференциации железа и его окислов оказалась соответственно равной $u_1 \approx 0{,}2$ и $u_2 \approx 0{,}4$ см/год.

Развитие процесса зонной дифференциации Земли привело в архее к возникновению резкой гравитационной неустойчивости земных недр, поскольку под слоем тяжелых расплавов тогда располагалось менее плотное (еще не прошедшее дифференциации) первозданное земное вещество. Разрешению этой неустойчивости на первых этапах развития планеты, вероятно, препятствовали два обстоятельства. Во-первых, исключительно высокая вязкость вещества холодной земной "сердцевины" ($\eta > 10^{30}$ П). Во-вторых, благодаря большему прогреву приливной энергией низких широт Земли эти процессы зародились в ее приэкваториальном кольцевом поясе. Лишь после того, как кольцевая зона дифференциации расширилась до высоких широт и замкнулась там в единый сферический слой, возникшая ранее гравитационная неустойчивость Земли могла быстро разрешиться путем стекания плотных окисно-железных расплавов к центру планеты и компенсационного выжимания бывшей земной "сердцевины" к одному из полюсов Земли.

По-видимому, образование земного ядра произошло в самом конце архея, около 2,7–2,6 млрд. лет назад, и сопровождалось генерацией в мантии интенсивных конвективных течений, организованных в гигантскую одноячеистую структуру, ось которой совпадала с осью вращения Земли. В результате такой глобальной катастрофы у нашей планеты, вероятно, тогда же впервые возникло дипольное геомагнитное поле современного типа, а на одном из ее полюсов, также впервые, сформировался единый суперконтинент – Моногея. Приведенные теоретические выводы неплохо подтверждаются палеомагнитными данными о появлении маг-

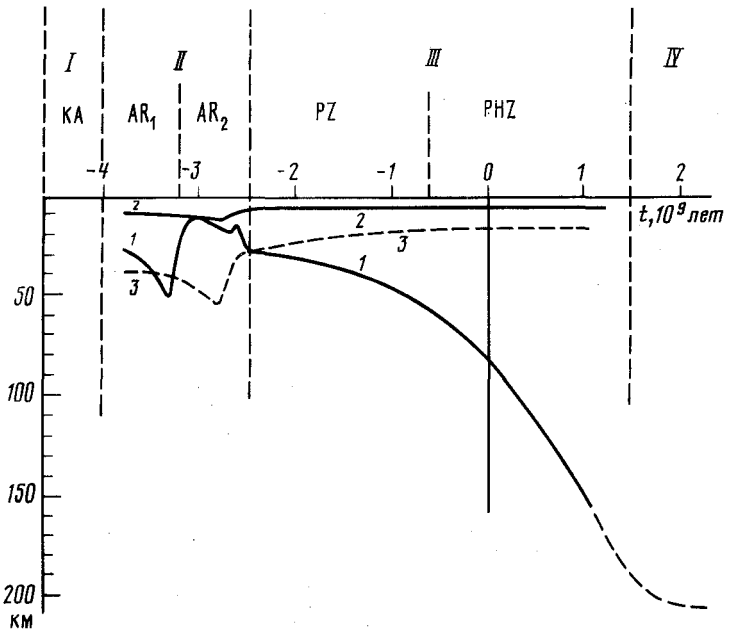

Рис. 4. Эволюция строения океанической литосферы: *1* – H_L; *2* – h_b; *3* – значение критической мощности H_L, при которой возможна субдукция; *I* – эпоха приливной экзотектоники; *II* – эпоха тектоники тонких литосферных пластин; *III* – эпоха тектоники литосферных плит; *IV* – эпоха тектонической смерти Земли

нитного поля у Земли именно на рубеже архея и протерозоя [11] и проявлениями первого глобального, исключительно интенсивного диастрофизма кеноранской эпохи.

Используя приведенную модель дифференциации земного вещества в архее, удается рассчитать для этой эпохи скорость выделения гравитационной $\dot{\mathcal{E}}_g$ и суммарной энергии $\dot{\mathcal{E}}$, а также скорость изменения теплосодержания Земли $\dot{E}$.

Для настоящего времени, по-видимому, можно принять условие примерного теплового равновесия нашей планеты $\dot{E} \approx 0$ [4]. В этом случае удается оценить эволюцию энергетического баланса Земли для всей геологической истории ее развития и определить тем самым искомую зависимость $\dot{Q}_m(t)$, фактически определяющую тектоническую активность Земли. Результаты такого расчета приведены на рис. 3.

В настоящее время геологическое развитие Земли полностью определяется процессами тектоники литосферных плит. При этом основными являются два глобальных и взаимосвязанных тектонических процесса: первый из них (рифтогенез) приводит к образованию океанических литосферных плит и океанической коры, а второй (субдукция) – к погружениям этих плит в мантию и формированию континентальной коры [1].

Однако погружаться в мантию могут только плиты, средняя плотность которых с учетом сравнительно меньшей плотности базальтового слоя $\rho_b \approx 2{,}9$ г/см^3 выше плотности горячей мантии $\rho_m \approx 3{,}2$ г/см^3. В этом случае условие погружения океанических плит в мантию можно записать в виде

$$(2) \qquad h_b/H_L < (\rho_b - \rho_m)/(\rho_L - \rho_b) \approx 0{,}25,$$

где h_b и H_L – соответственно мощность базальтового слоя и литосферы; $\rho_L \approx$ $\approx$3,3 г/см^3 – плотность подкоровой литосферы.

Средняя мощность литосферы H_L определяется уравнением [12]

$$(3) \quad T_s = T_m \operatorname{erf}\left[\bar{H}_L/2\sqrt{a\tau_L}\right],$$

где T_s и T_m – температуры соответственно солидуса мантийного вещества и мантии в °С; a – температуропроводность литосферы; τ_L – среднее время жизни океанических литосферных плит. Но

$$(4) \quad \bar{q}_{ок} = 2\lambda_L T_m(\pi a\tau_L)^{-1/2},$$

где $\bar{q}_{ок}$ – средний тепловой поток через океаническое дно; λ_L – теплопроводность литосферы. В настоящее время около 92% глубинного теплового потока из мантии проходит через океанические плиты, а в прошлые геологические эпохи эта доля была еще большей. Поэтому в первом приближении примем $\dot{Q}_m \sim q_m$, тогда

$$(5) \quad \tau_L \sim (T_m/\dot{Q}_m)^2$$

при современном значении $\tau_L \approx$120 млн. лет. Мощность базальтового слоя h_b океанической коры оценивается по условию [13]

$$(6) \quad h_b \sim (T_m - T_s)$$

с учетом, что современная мощность этого слоя (включая габбро) приблизительно равна 4 км, а $T_s \approx$1050 °С.

Результаты расчета H_L и h_b показаны на рис. 4. Как видно из приведенных результатов, условие (2), разрешающее субдукцию, стало выполняться только после 2,5 · 10^9 лет назад. Отсюда следует очень важный вывод, что процессы тектоники литосферных плит в привычной нам форме с субдукцией океанических плит в мантию стали развиваться на Земле лишь начиная с раннего протерозоя.

В архее же, за исключением, быть может, короткого периода от 3,5 до 3,2 млрд. лет назад, сравнительно тонкие литосферные пластины не могли погружаться в мантию и оставались на плаву, несмотря даже на ее существенный перегрев. Особенно это относится к позднему архею, в течение которого возникали только тонкие океанические пластины (около10–15 км) существенно базальтового состава. Роль же зон субдукций в архее должны были играть зоны торошения базальтовых пластин с их последующим повторным переплавлением в верхних горизонтах перегретой мантии.

Таким образом, в тектоническом развитии Земли выделяются три крупные и принципиально разные тектонические эпохи. Древнейшая эпоха катархея (4,6 – 4,0) · 10^9 лет назад характеризовалась эндогенной пассивностью Земли. В исключительно активную эпоху архея (4.0 – 2,6) · 10^9 лет назад господствовала тектоника тонких и легких (во многом базальтовых) литосферных пластин. Континентальная кора в то время, по-видимому, возникала лишь за счет повторного переплавления базальтовых пластин и процессов дифференциации перегретого вещества верхней мантии. В позднем архее (около 3,0 – 2,6 млрд. лет назад) тектоническая активность Земли достигла своего максимума, при этом последний резкий всплеск активности около 2,7 – 2,6 млрд. лет назад был связан с катастрофическим процессом выделения земного ядра. Начиная с раннего протерозоя около 2,5 · 10^9 лет назад и доныне, в эндогенном геологическом режиме развития Земли уже безраздельно господствует тектоника литосферных плит.

Тектоническая активность Земли после архея закономерно уменьшалась. Этот процесс будет продолжаться и далее, пока совершенно не затухнет приблизительно еще через 1,5 млрд. лет в будущем. После этого наступит четвертый этап развития нашей планеты – ее тектоническая смерть.

Институт океанологии
им. П.П. Ширшова Академии наук СССР, Москва
Московский государственный университет
им. М.В. Ломоносова

Поступило
27 XII 1988

ЛИТЕРАТУРА

1. Геодинамика (Геофизика океана, т. 2), М.: Наука, 1979. 416 с. 2. *Сорохтин О.Г.* В кн.: Жизнь Земли. М.: Изд-во. МГУ, 1988, с. 5–24. 3. *Сорохтин О.Г., Ушаков С.А.* Там же, с. 24–46. 4. *Монин А.С., Сорохтин О.Г.* – ДАН, 1982, т. 266, № 1, с. 63–67. 5. *Сафронов В.С.* Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. М.: Наука, 1969. 244 с. 6. *Виноградов А.П.* – Геохимия, 1961, № 1, с. 3–29. 7. *Наймарк Л.М.* – ДАН, 1984, т. 276, № 4, с. 846–850. 8. *Сорохтин О.Г.* – ДАН, 1971, т. 198, № 6, с. 1327–1330. 9. *Монин А.С., Сорохтин О.Г.* – ДАН, 1981, т. 259, № 5, с. 1076–1079. 10. *Ohtani E., Ringwood A.E., Hibberson W.* – Earth and Planet. Sci. Lett., 1984, vol. 71, № 1, p. 94–103. 11. *Hale C.J.* – Nature, 1987, vol. 329, № 6136, p. 233–236. 12. *Сорохтин О.Г.* – ДАН, 1973, т. 208, № 6, с. 1338–1341. 13. *Сорохтин О.Г., Ушаков С.А.* – ДАН, 1988, т. 302, № 2, с. 308–312.