
РАДИОГЕННОЕ ТЕПЛО

Профессор В. И. Баранов, А. С. Сердюкова

*Институт геохимии и аналитической химии
им. В. И. Вернадского Академии наук СССР (Москва)*



Академик В. И. Вернадский выдвигал следующие основные проблемы радиогеологии: радиоактивное определение геологического времени, выяснение значения радиоактивности для геологии, изучение гелиевого «дыхания» Земли как меры ее радиоактивности.

В настоящее время работы, выполненные на основе методов масс-спектропии, далеко продвинули решение проблемы определения возраста Земли. Полученные данные используются для выяснения спорных геологических вопросов.

Для решения интересующей нас проблемы радиогенного тепла В. И. Вернадский предлагал положить за основу радиогеологическую карту Земли, составленную по международному плану. Такая карта, по мысли В. И. Вернадского, должна показать распределение источников радиоактивной энергии в качестве основы для новых выводов и обобщений. Это научное начинание еще ждет своего завершения.

Ко времени открытия радиоактивности в науке считалось, что Земля образовалась в виде раскаленного тела, а единственным источником тепла в ней являлся первоначальный жар. Расчеты Кельвина и других физиков, основанные на явлении повышения температуры с глубиной, показывали, что время, необходимое для охлаждения Земли, составляет от 20 млн. до 100 млн. лет, в среднем около 50 млн. лет.

Эти данные не соответствовали геологическим оценкам возраста Земли. Напри-

мер, Шухерт по мощности осадочных пород оценивал этот возраст в 500 млн. и даже в 1300 млн. лет. Противоречие было устранено, когда Джоли впервые указал на значение для геологии открытого П. Кюри и А. Лабордом в 1903 г. явления выделения тепла при радиоактивном распаде.

Первые же определения радиоактивности горных пород показали широкую распространенность урана и тория и позволили Джоли и Вернадскому утверждать, что тепло, выделяемое радиоактивными элементами, не только замедляет охлаждение Земли, но и доставляет необходимую энергию для вулканизма и тектонических движений.

Так была сформулирована проблема радиогенного тепла. На основе ее возникли теории радиогенных расплавлений и подвижек земной коры: старые теории Джоли и Холмса, имеющие сейчас только историческое значение, и новая радиомиграционная теория В. В. Белоусова. Из-за недостаточности опытных данных и отсутствия точных количественных расчетов в основе этих теорий лежат качественные оценки.

Проблема радиогенного тепла в настоящее время далека от полного разрешения, но уже накоплен некоторый опытный материал и произведены теоретические расчеты, результаты которых излагаются в статье.

В Земле происходят процессы, сопровождающиеся необратимой потерей энергии, величину которой можно приближенно определить.

Потеря благодаря теплопроводности. Наличие геотермического градиента и конечной величины теплопроводности горных пород обуславливает непрерывный поток тепла к поверхности Земли, величина которого для всей Земли может быть рассчитана как сумма произведений величины теплопроводности горных пород на значение вертикального градиента температуры.

В приведенной ниже таблице даются величины теплового потока для различных участков по данным разных авторов.

Таблица 1

Количество тепла, теряемого за счет теплопроводности

Район исследования	Геотермический градиент (в град/км)	Тепловой поток		Автор
		$\frac{\text{кал} \cdot 10^{-6}}{\text{см}^2 \cdot \text{сек}}$		
Суша (макс. глубина изучения от 300 до 3000 м)				
Южно-Африканский Союз (Оранжевая республика)	22,3	1,52	<i>Bullard</i> 1939	
(Трансвааль)	7,0	0,75	<i>Kriege</i> 1939	
Канада (Садберри)	15,8	1,01	<i>Misener</i> 1951	
США (Калифорния)	39	1,29	<i>Benfield</i> 1947	
Иран (Маджиди-Сулейман)		0,87(среднее)	<i>Coster</i> 1947	
Англия (Эклинг)	59—79	1,97—2,87	<i>Bullard, Niblett</i> 1951	

Океаны (глубина 4000—5000 м)

Тихий				
20°48' с. ш.	70	1,3		<i>Revelle</i> , 1952
159°42' з. д.				<i>Maxwell</i> (не опубликовано)
14°45' ю. ш.	214	3,3		» »
112°11' з. д.				
Атлантический				
49°09' с. ш.	23,7	0,58		<i>Bullard</i> 1954
17°38' з. д.				» »
48°52' с. ш.	45,5	1,20		
15°00' з. д.				

Геотермический градиент неодинаков для различных мест. Среднее его значение на суше около 3° на 100 м; в районах активных тектонических движений он значительно больше, а в вулканических областях может достигать 20° на 100 м. На платформах градиент меньше среднего; на щитах он снижается до 1° на 100 м.

Среднее значение теплового потока для континентальной части земной коры в различных частях света, по данным Бенфильда, Булларда, Костера и Берча заключается в пределах $(0,9—1,5) \cdot 10^{-8} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{сек}$.

Данных о тепловом потоке со дна моря очень мало. По Берчу, он примерно одинаков для различных мест и, по-видимому, равен потоку с континентов, за исключением отдельных локальных вариаций. Суммарный тепловой поток к поверхности Земли оценивается величиной $Q \approx 2 \cdot 10^{20} \text{ кал/год}$.

Значительное количество тепла выносятся с вулканическими продуктами и горячими источниками (см. табл. 2).

Этот расход тепла для всей Земли, по приближенным подсчетам различных авторов, составляет от $2 \cdot 10^{17}$ до $7,3 \cdot 10^{18} \text{ кал/год}$ в среднем.

Много энергии выделяется при землетрясениях. Приблизительно она составляет около $2 \cdot 10^{20} \text{ кал/год}$. При этом не учитываются мелкие землетрясения, не регистрируемые на центральных сейсмических станциях. Энергия, которая затрачи-

Таблица 2

Количество тепла, выделяемого при извержениях вулканов и из термальных источников

Автор и время определения	Источник потери тепла	Количество теряемого тепла
Эйнерсон, 1949	Вулкан Гекла в Исландии	$6 \cdot 10^{17} \text{ кал}$ (несколько дней)
Аллен и Дэй, 1935	Термальные источники, Йеллоустонский национальный парк (США)	$4 \cdot 10^{-8} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{сек}$
Раби, 1951	Термальные источники (вся Земля)	$1 \cdot 10^{18} \text{ кал/год}$
Феркуген, 1946	Вулканические извержения (вся Земля — с конца докембрия до настоящего времени)	$2 \cdot 10^{17} \text{ кал/год}$
Лотц, 1928	Вулканические извержения (с 1600г. до настоящего времени)	$5,7 \cdot 10^{17} \text{ кал/год}$
Берч, 1951	Потери, основанные на гипотезе образования океана из пара, а земной коры — из лавы	$7,3 \cdot 10^{18} \text{ кал/год}$

вается на тектонические движения и не сопровождается зарегистрированными землетрясениями, пока не поддается количественному учету.

В недрах Земли могут протекать химические реакции, связанные как с выделением, так и с поглощением тепла. Однако имеющиеся соображения пока не дают материала для количественной оценки этого фактора.

В сумме необратимый расход энергии составляет:

теплопроводность	$2 \cdot 10^{20}$ кал/год
вулканы и термы	$10^{17} + 10^{18}$ кал/год
землетрясения	$2 \cdot 10^{20}$ кал/год

Всего $\sim 4,2 \cdot 10^{20}$ кал/год

В Земле существуют источники тепловой энергии, пополняющие ее необратимый расход.

Большое количество тепла Земля получает от Солнца, но расход его происходит в основном в слое толщиной 20—30 м, поэтому солнечное тепло не играет никакой роли в тепловом балансе внутренних частей Земли.

Сжатие или дифференциация вещества в поле тяготения. Для твердой планеты, находящейся в настоящее время в среднем состоянии, близком к тепловому равновесию, этот источник имеет очень малое значение. По старым расчетам Фишера и Луна, за счет сжатия могло выделяться количество тепла, достаточное для расплавления Земли. Но по расчетам Е. А. Любимовой, нагревание Земли, образовавшейся путем объединения холодных частиц, не могло привести ее к расплавлению при ударе и сжатии.

Источниками тепловой энергии могут являться химические реакции. Как указано выше, этот вопрос почти не затронут исследованиями.

Другим источником, поддающимся количественному учету, служит распад радиоактивных элементов. В настоящее время имеются довольно многочисленные данные о содержании радиоактивных элементов в различных горных породах и точно известна энергия излу-

чения естественных радиоактивных элементов и количество выделяемого ими тепла. Соответствующие значения приведены в табл. 3 и 4.

Таблица 3

Константы распада и количество выделяемого тепла

Изотоп	Период полураспада · 10 ⁹ лет	$\lambda \cdot 10^{-4}$ лет ⁻¹	Количество выделяемого тепла	
			мг/атом	кал/г · год
U ²³⁸	4,5	0,154	47,4	0,71
U ²³⁵	0,71	0,98	45,2	4,3
U (обычный)	—	—	—	0,73
Th ²³²	13,9	0,05	39,8	0,20
K ⁴⁰	1,3	0,55	0,71	0,22
K (обычный)	—	—	—	27 · 10 ⁻⁶
Rb ⁸⁷	60	0,011	0,044	130 · 10 ⁻⁶
Rb (обычный)	—	—	—	36 · 10 ⁻⁶

¹ См. Hollander, Perlman, Seaborg, 1953.

Приведенные значения количества выделяемого тепла для U и Th, по данным различных авторов, очень близки между собой. Несколько большие колебания имеют место для K.

При различном содержании радиоактивных элементов в разных горных породах количество тепла, выделяемое в калориях на 1 г породы за 1 млн. лет, будет различным

Таблица 4

Количество тепла, выделяемое в различных породах за счет распада U, Th, K

Породы	Концентрация		Количество выделяемого тепла кал/г 10 ⁶ лет			
	Ra 10 ⁻¹² г	Кг	U	U + Th	K	Общее
Граниты	1,4	0,035	3	6	1	7
Промежуточные породы	0,7	0,02	1,5	3,0	0,5	3,5
Базальты	0,2	0,01	0,4	0,8	0,3	1,1
Ультраосновные породы (дувиты)	0,005	0,00004	0,01	0,02	0,001	0,02
Каменные метеориты	?	0,001	?	—	0,03	0,03
Железные метеориты	0,001?		0,002	0,004	—	0,004?

и колеблется (как видно из табл. 4) от 7 для гранитов до 0,02 для ультраосновных пород.

Для расчета значения количества выделяемого в породах тепла может быть использовано не прямое определение содержания каждого радиоактивного элемента, а определение индекса α -активности пород при помощи α -счета. Это связано с тем, что 90% тепловой энергии радиоактивного распада в породах обуславливается α -распадом. Применение α -счета позволяет избавиться от трудоемких и малопродуктивных химических и радиохимических анализов и обеспечить проведение работ большого объема.

Учитывая данные, приведенные в табл. 3, и принимая, что $\alpha = 0,368 \text{ U}^{238} + 0,0886 \text{ Th}^{232}$, где α — число α -частиц, излучаемых 1 мг вещества за 1 час, ($\alpha \text{ мг}^{-1} \text{ час}^{-1}$), можно получить следующую формулу для расчета количества выделяемого тепла за счет распада U и Th:

$$H = (0,75 \text{ U}^{238} + 0,203 \text{ Th}^{232}) \cdot 10^{-6} \text{ кал} \cdot \text{г}^{-1} \cdot \text{год}^{-1}.$$

Принимая, что $\text{Th}^{232}/\text{U}^{238} = 3,5$, имеем, что $\alpha = 0,678 \text{ U}^{238}$ и $H = (0,75 \text{ U}^{238} + 0,71 \text{ U}^{238}) \cdot 10^{-6} = 1,46 \text{ U}^{238} \cdot 10^{-6} \text{ кал} \cdot \text{г}^{-1} \cdot \text{год}^{-1}$, или $H = 2,14 \alpha \cdot 10^{-6} \text{ кал} \cdot \text{г}^{-1} \cdot \text{год}^{-1}$.

Учитывая, что K создает примерно 1/20 количества тепла от U и Th за счет его большой распространенности, будем иметь:

$$H = 2,24 \alpha \cdot 10^{-6} \text{ кал} \cdot \text{г}^{-1} \cdot \text{год}^{-1}.$$

При более точном учете K, в зависимости от его содержания, формула для количества выделяемого тепла будет иметь вид: $H = (0,75 \text{ U}^{238} + 0,203 \text{ Th}^{232} + 0,03K) \cdot 10^{-6} \text{ кал} \cdot \text{г}^{-1} \cdot \text{год}^{-1}$, где K выражается в весовых процентах.

Менее ясен вопрос о распределении радиоактивного тепла во всей массе Земли. Знание этого распределения необходимо для учета суммы образуемого тепла и расчета температур и их изменения со временем для разных слоев Земли.

О химическом составе глубоких слоев Земли нередко судят по аналогии с составом каменных и железных метеоритов. Поэтому расчет количества выделяемого из глубин тепла является приближенным.

Можно думать, что содержание радиоэлементов закономерно убывает с глубиной. Расчет, основанный на таком предположении, впервые сделал в 1937 г. В. Г. Хлопин. Оказалось, что количество тепла, выделяемого за счет распада радиоактивных элементов, составляло примерно $4 \cdot 10^{21} \text{ кал/год}$. По более обоснованным расчетам Г. В. Войткевича, сумма радиоактивного тепла по всей Земле составляет около $4 \cdot 10^{20} \text{ кал/год}$.

Из количественного сопоставления потери тепла Землей и запасов ее радиоактивного тепла получается, что радиоактивного тепла достаточно для компенсации потерь. Но с

проблемой радиоактивного тепла связаны еще два очень важных и интересных вопроса: распределение температуры в Земле в настоящее время и в прошедшие эпохи и возможность ее разогрева в местных масштабах.

При малой теплопроводности горных пород тепловой режим Земли устанавливается очень медленно. Поэтому в термических расчетах приходится учитывать радиоактивный распад, особенно для менее долговечных радиоактивных изотопов U^{235} и K^{40} . Расчеты теплового режима Земли были выполнены многими учеными. В свое время А. П. Соколов пришел к выводу, что Земля не находится в тепловом равновесии, а нагревается. Е. А. Любимова, исходя из космогонической теории О. Ю. Шмидта, произвела расчеты количества выделяемого тепла за счет распада радиоактивных элементов на основе двух исходных положений: равномерного распределения радиоактивных элементов (продолжающегося около 1—2 млрд. лет) и расслоенного состояния Земли (до глубины 2900 км). При этом расчеты производились для двух вариантов содержания радиоактивных элементов (табл. 5). Общее количество выделяемого тепла составило: в одном варианте $3,09 \cdot 10^{20} \text{ кал/год}$; в другом — $10,33 \cdot 10^{20} \text{ кал/год}$.

Таблица 5

Варианты	Содержание р. в. в % на 1 г породы		
	U-10 ⁻⁶	Th-10 ⁻⁶	K-10 ⁻⁶
А	0,93	2,8	1,5
Б	10,0	30,0	1,5

Из этих расчетов следует, что в результате радиоактивного распада значительное количество тепла выделялось и шло на разогрев пород. Но это не могло привести Землю к ее полному расплавлению, так как температура в это время была ниже температуры плавления, либо превышала ее лишь на некоторых глубинах.

Расчеты, произведенные для расслоенной Земли, показали, что на глубине примерно 500 км режим остывания поверхностной толщи сменяется режимом нагревания земных недр. Возникновение наружного слоя, обогащенного радиоактивными элементами за счет обеднения оболочки, не нарушает режима остывания поверхностных слоев, на-

метившегося еще на стадии равномерного распределения источников тепла. В тепловом режиме Земли во всех случаях обнаруживается характерная автономия температурного режима поверхностных и более глубоких слоев. Недра Земли продолжают медленно разогреваться, а поверхностные слои, пройдя через максимум разогрева, остывают на протяжении 2—3 млрд. лет.

Во внешней части земного ядра имеется слой, где температура оказывается выше температуры плавления. В большей части ядра температура оказывается ниже температуры плавления. Следовательно, из расчетов Е. А. Любимовой прямо не вытекает, что первоначально холодная Земля должна была пройти через стадию полного расплавления.

Попытки согласовать «холодные» гипотезы образования Земли с ее прежним расплавленным состоянием, предполагаемым геохимиками для объяснения расслоения Земли на оболочки, делались некоторыми учеными на основе допущения значительно большей радиоактивности Земли в далеком прошлом (несколько миллиардов лет тому назад) за счет повышенного содержания в то время K^{40} и U^{235} . Так, Берч (1951) показал, что при содержании K во всей Земле, равном его содержанию в гранитах, достаточно 1 млрд. лет, чтобы вызвать плавление первоначально холодной Земли. Другими словами, за промежуток времени от $3 \cdot 10^9$ до $2 \cdot 10^9$ лет за счет K могло произойти расплавление Земли (при возрасте Земли около $3 \cdot 10^9$ лет). Если учесть содержание в породах U и Th и допустить, что начальная температура пород была выше $0^\circ C$, то время расплавления может меняться от 10^8 до $1 \cdot 10^9$ лет.

На основании расчетов Юри (1955), следует, что если оболочка Земли по составу аналогична метеоритам, то тепла, выделяемого в течение $5 \cdot 10^8$ лет, с учетом потери за счет теплопроводности, достаточно, чтобы расплавить 65% земной оболочки. Если взять более длительный срок ($4,5 \cdot 10^9$ лет), то тепла будет достаточно, чтобы оболочка достигла точки плавления или даже превзошла ее и оставалась расплавленной в течение всего геологического времени.

На рис. дано изменение содержания количества выделяемого тепла за счет распада элементов для различного времени. Мы видим, что после 5 млрд. лет идет исключитель-

но быстрое нарастание радиогенного тепла.

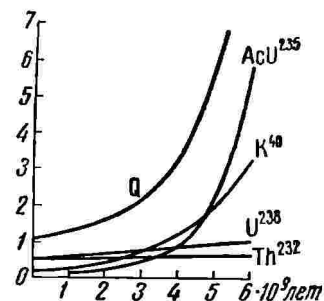
Однако, по имеющимся данным, возраст Земли ограничен возрастом химических элементов солнечной системы (примерно 5—6 млрд. лет). В то же время анализ изотопного состава свинца горных пород позволяет оценивать возраст твердой Земли в 4—4,5

млрд. лет. В эти пределы должно укладываться время радиогенного расплавления Земли.

Последний вопрос — это возможность накопления значительной энергии в ограниченных участках и образование очагов жидкой магмы.

В условиях полной тепловой изоляции любая горная порода может быть расплавлена за счет тепла, выделяемого находящимися в ней радиоактивными элементами за сотни миллионов лет. Л. К. Грейтон, на основании проведенных расчетов, показал, что гранитное тело, залегающее на глубине, где нормальная геотерма равна примерно $400^\circ C$, может быть доведено до температуры плавления при полном сохранении внутри него радиоактивной теплоты, накопившейся за 140 млн. лет.

Расчеты для Земли в целом показали, что при нормальной теплопроводности горных пород в настоящее время трудно ожидать накопления тепла для создания расплавленной оболочки на сравнительно небольшой глубине. Тем менее возможно локальное накопление значительного количества тепла в ограниченных участках. Это подтверждается опытными данными, из которых не установлено связи вулканизма с радиоактивностью. Продукты вулканизма по содержанию радиоактивных элементов сходны с обычными горными породами, вулканические газы не содержат повышенного количества гелия. Все это свидетельствует о том, что запасы расплавленной лавы образуются не за счет аномально высокой радиоак-



Выделение радиогенного тепла в прошлом Земли (современное выделение принято за единицу). По оси ординат отложена сумма Q радиогенного тепла

тивности вулканических пород. Последние работы по изучению термических аномалий в зонах месторождений радиоактивных руд дали, однако, положительные результаты. Это подтверждает, что образование слабо-выраженных локальных термических аномалий возможно.

В тех случаях, когда повышенная или даже нормальная радиоактивность горных пород сопровождается с малой теплоотдачей, может возникнуть местная, более значительная радиотермическая аномалия.

Современное состояние вопроса о радиоактивном тепле можно сформулировать следующим образом: потеря Землей тепла за счет теплопроводности, несомненно, может быть с избытком покрыта радиоактивным теплом.

Не исключено, что радиоактивное тепло

могло вызвать расплавление вначале холодной Земли на ранней стадии ее существования $[(4-6) \cdot 10^9]$ лет тому назад. Решающая роль радиоактивного тепла для местного разогрева горных пород не доказана. Проблема радиоактивного тепла требует дальнейших глубоких исследований. Задачами этих разносторонних работ должны явиться составление радиогеологической карты Земли; составление радиогеологических карт отдельных участков, и в первую очередь районов термических аномалий; теоретическое и экспериментальное изучение теплопроводности пород как в лаборатории, так и в месте залегания; теоретические расчеты теплового режима Земли на первом этапе ее развития; дальнейшее уточнение распределения радиоактивных элементов по всей Земле.

ЛИТЕРАТУРА

В. И. Вернадский. О значении радиогеологии для современной геологии. Международный геологический конгресс, Труды 17-й сессии, т. I, 1937. ГОНТИ, 1939; В. И. Вернадский. Очерки геохимии, Гостоптехиздат, 1934; Г. В. Войткевич. Радиогеология и ее значение в познании истории Земли, Гостеолтехиздат, 1956; Л. К. Грейтон. Предположения о вулканическом тепле, Изд-во иностранной литературы, 1949; С. И. Данилевич. Роль калия в радиоактивности Земли по современным данным. «Известия Академии наук СССР, серия геофизическая», 1952, № 1; Е. А. Любимова. Влияние радиоактивного распада на тепловой режим Земли. «Известия Академии наук СССР, серия геофизическая», 1952, № 2; Е. А. Любимова. О нагревании земных недр в процессе образования Земли. «Известия Академии наук СССР, серия геофизическая», 1955, № 5; Е. А. Любимова. Влияние перераспределения радиоактивных источников на термическую историю Земли. «Известия Академии наук СССР, се-

рия геофизическая», 1956, № 10; Е. А. Любимова. О роли лучистого теплообмена в тепловом режиме Земли. «Известия Академии наук СССР, серия геофизическая», 1957, № 5; К. Ранкама. Изотопы в геологии, Изд-во иностранной литературы, 1956; В. С. Сафронов. О росте планет в протопланетном облаке. «Астрономический журнал», т. XXXI, 1954, вып. 6; А. Н. Тихонов. О влиянии радиоактивного распада на температуру земной коры. «Известия Академии наук СССР, серия геофизическая», 1937, № 3; В. Г. Хлопин. Радиоактивность и тепловой режим Земли. «Известия Академии наук СССР, серия геофизическая», 1937, № 2; H. Faul. Nuclear Geology, N. Y., 1954; W. D. Urry. Significance of radioactivity in geophysics. Thermal history of the Earth. Transactions of American Geophysics. Un., v. 30, 1949. Harold C. Urey. Distribution of elements in the meteorites and the Earth and the origin of heat in the Earth's core. Annals of Geophys., 1955, v. 11, № 1, pp. 65 — 72.

