

И. К. Туезов, С. Н. Канев, В. П. Жигалов, П. Ю. Горнов

ТЕМПЕРАТУРНОЕ ПОЛЕ КОМСОМОЛЬСКОГО РАЙОНА

Приведены расчеты стационарного температурного поля нескольких моделей литосферы Комсомольского рудного района до глубин 100 км. Показано, что при

К числу важнейших геофизических характеристик земной коры относятся данные о ее тепловом режиме, необходимые для изучения глубинного строения, анализа геодинамического состояния Земли и энергетических условий развития геологических процессов, включая процессы формирования месторождений полезных ископаемых.

Несмотря на существенные успехи, достигнутые за последние два десятилетия в определении теплового режима территории СССР [2—4, 6], тепловое поле менее изучено по сравнению с другими потенциальными полями. Одна из причин этого — недостаточное количество данных о тепловом потоке, теплофизических свойствах вещества и глубинных температурах. Особенно последнее касается рудных месторождений Дальнего Востока.

Температурное поле — информативный показатель условий развития геологических структур и их энергетического состояния, поэтому нахождение температурного поля региона является одной из важнейших задач изучения формирования рудных месторождений. Для определения глубинных температур Комсомольского рудного района на основе данных сейсмозондирования [5, 7] и оценки генерации радиоактивного тепла породами, слагающими земную кору и верхнюю мантию, авторами было разработано несколько одномерных моделей строения земной коры (табл. 1).

Из табл. 1 видно, что первые две модели отличаются друг от друга тем, что гранитный слой в них имеет различную интенсивность тепловыделения. Это связано с различным содержанием калия-40 в породах слоя: в первой модели рассмотрен случай минимального его содержания, во второй — максимального. Вторая модель отличается от третьей составом надбазальтового и базальтового слоев, при этом различная генерация радиоактивного тепла обусловлена предполагаемым содержанием урана и тория в базальтах плиоцен-раннечетвертичного и раннемелового комплексов. При выборе модели строения верхней мантии предполагалось, что она состоит из леңролитов и пироксенитов, поэтому интенсивность радиоактивного тепловыделения была взята равной 0,027—0,032 мкВт/м³.

Температура в земной коре и верхней мантии до глубины 100 км рассчитывалась на ос-

значениях плотности теплового потока более 75 мВт/м² возможны зоны частичного плавления.

нове стационарного уравнения теплопроводности

$$\frac{d}{dz} \left[\lambda(z) \frac{dT}{dz} \right] = -A(z) \quad (1)$$

с граничными условиями $T|_{z=0} = 0$; $\lambda \frac{dT}{dz} \Big|_{z=0} = -q_0$. Здесь z — глубина, T — температура на глубине z , q_0 — тепловой поток на поверхности, λ — коэффициент теплопроводности пород, слагающих данный слой. (Предполагается, что теплопроводность пород постоянна для слоя и изменяется только от одного слоя к другому.) A — интенсивность радиоактивного тепловыделения.

Таблица 1

Модели строения земной коры Комсомольского рудного района

Слой земной коры	Тип породы	H, км	A, мкВт/м ³	q _p , мкВт/м ³
Осадочный Гранитный	Осадочные породы Гранодиориты Чалбинского комплекса	12,5	1,15	16
		20,5	1,41	11,3
Надбазальтовый	Плиоцен-ранне- четвертичные базальты	29	0,461	3,9
Базальтовый		33,5	0,495	2,2
Земная кора в целом . . .		33,5		33,4
Осадочный Гранитный	Осадочные породы Гранодиориты Чалбинского комплекса	12,5	1,15	16
		20,5	1,52	12,2
Надбазальтовый	Плиоцен-ранне- четвертичные базальты	29	0,461	3,9
Базальтовый		33,5	0,495	2,2
Земная кора в целом . . .		33,5		34,3
Осадочный Гранитный	Осадочные породы Гранодиориты Чалбинского комплекса	12,5	1,15	16
		20,5	1,52	12,2
Надбазальтовый	Раннемеловые базальты	29	0,56	4,7
Базальтовый		33,5	0,6	2,7
Земная кора в целом . . .		33,5		35,6

Примечание. H — глубина подошвы слоя; A — интенсивность тепловыделения; q_p — радиоактивное тепловыделение.

Таблица 2

Температурное поле (ТП) земной коры и верхней мантии Комсомольского рудного района в зависимости от глубины и значений поверхностного теплового потока для модели I

H, A, T, T _{пл}	Значения ТП, мВт/м ²	Размерность	Численное значение				
			км	мкВт/м ³	°С		
H	Не опр.	км	12,5	20,5	29	33,5	100
A	»	мкВт/м ³	1,15	1,41	0,461	0,495	0,027
T	45	°С	278	377	458	496	736
T	50	»	314	434	538	591	942
T	55	»	351	492	620	688	1152
T	60	»	388	552	705	788	1363
T	65	»	425	608	786	884	1571
T	70	»	462	665	868	981	1781
T	75	»	498	733	962	1090	2005
T	80	»	535	781	1034	1177	2178
T	85	»	570	837	1115	1274	2386
T _{пл}	Не опр.	»	670	710	1080	1094	2045

Примечание. T — температура; T_{пл} — температура плавления пород на соответствующей глубине.

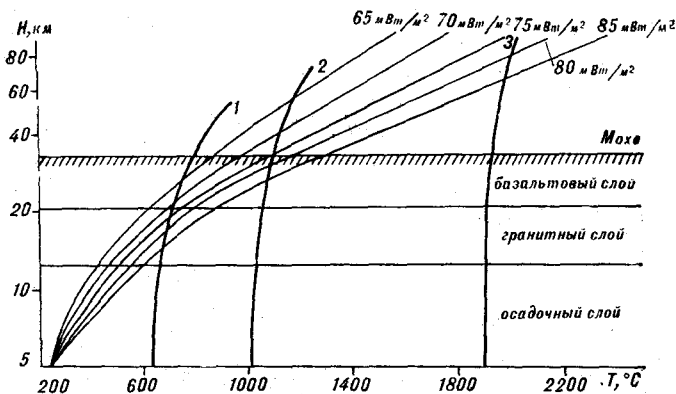
Решение уравнения имеет вид

$$T_{i+1} = T_i + \frac{z - h_i}{\lambda_{i+1}} \left[q_i - A_{i+1} \frac{z - h_i}{2} \right], \quad (2)$$

где $h_i \leq z \leq h_{i+1}$; $i = 0, 1, 2, \dots, n$; n — число слоев.

Как показали проведенные экспериментальные определения поверхностного теплового потока, его численные значения для отдельных регионов Комсомольского рудного района могут изменяться в пределах 45—85 мВт/м². Поэтому расчеты температурного поля проводились для этого интервала его значений при шаге 5 мВт/м². Результаты расчетов для первой модели показаны в табл. 2 и на рисунке.

Из приведенных расчетов видно, что при значениях теплового потока, равных 45—50 мВт/м², температура на глубине 20 км в Комсомольском рудном районе составляет 380—460, а на поверхности Мохо 500—600°С, что согласуется с данными [3, 4]. При расчетах принималось численное значение теплового по-



Распределение температур в земной коре и верхней мантии для различных значений поверхностного теплового потока. Кривые солидуса: 1 — гранитов, 2 — базальтов, 3 — дунитов.

тока 40—50 мВт/м², измеренное в двух точках месторождения Фестивальное [1].

Из наших экспериментальных работ по определению теплового потока в Комсомольском рудном районе следует, что в среднем по региону значение его можно принять ориентировочно 60 мВт/м², однако имеются участки с повышенным тепловым потоком — до 75—80 мВт/м², при котором, как видно из табл. 2 и рисунка, на глубине 35 км и ниже могут находиться зоны частичного плавления, что согласуется с данными других геофизических методов [5]. Области киммерийской складчатости, к которым относится Сихотэ-Алиньская складчатая зона, отличаются нестационарным тепловым полем и находятся в стадии охлаждения [3]. Поэтому решение стационарной задачи теплопроводности, рассмотренное в данной работе, требует уточнения, для чего необходимо решить нестационарное уравнение теплопроводности с соответствующими начальными и граничными условиями. Необходимо, очевидно, иметь более густую сеть экспериментальных значений поверхностного теплового потока в рассматриваемом регионе с целью более детального выявления участков аномального теплового потока и более качественного осреднения потока для всей площади района.

ЛИТЕРАТУРА

1. Волков Н. А., Веселов О. В. и др. Тепловой поток в Хабаровском крае. Южно-Сахалинск: ДВНЦ АН СССР, 1970. (Тр. СахКНИИ, вып. 24.)
2. Любимова Е. А., Любошиц В. М., Парфенюк О. Н. Численные модели тепловых полей Земли.— М.: Наука, 1983.
3. Моисеенко У. И., Смыслов А. А. Тепловой поток и глубинные температуры земной коры территории СССР.— Сов. геол., 1983, № 3.
4. Моисеенко У. И. Температурное поле земной коры территории СССР.— Докл. АН СССР, 1983; т. 270, № 6.
5. Поганьев С. В. Соотношение поверхностной и глубинной структуры земной коры Приамурья и Приморья.— В кн.: Глубинное строение литосферы Дальневосточного региона. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980.
6. Тепловое поле Европы.— М.: Мир, 1982.
7. Тузов И. К., Бакулин Ю. И. и др. Глубинные геофизические исследования Комсомольского и Верхнеамурского рудных районов.— Тихоокеанская геол., 1983, № 4.