

---

УДК 552.11

**В.В. Гордиенко, Л.Я. Гордиенко**

Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, Киев

## **РТ-УСЛОВИЯ В МАНТИЙНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ОЧАГАХ ПОД ТИХИМ ОКЕАНОМ**

---

*Проведено исследование РТ-параметров очагов магм в мантии Тихого океана. Они составляют около 50 км и 1200 °С, 70 км и 1300 °С, 90 км и 1350 °С. Перегретое и частично расплавленное мантийное вещество поступало на эти уровни с глубины около 200 км, где температура достигала 1600–1650 °С. Результаты согласуются с авторской адвекционно-полиморфной гипотезой глубинных процессов.*

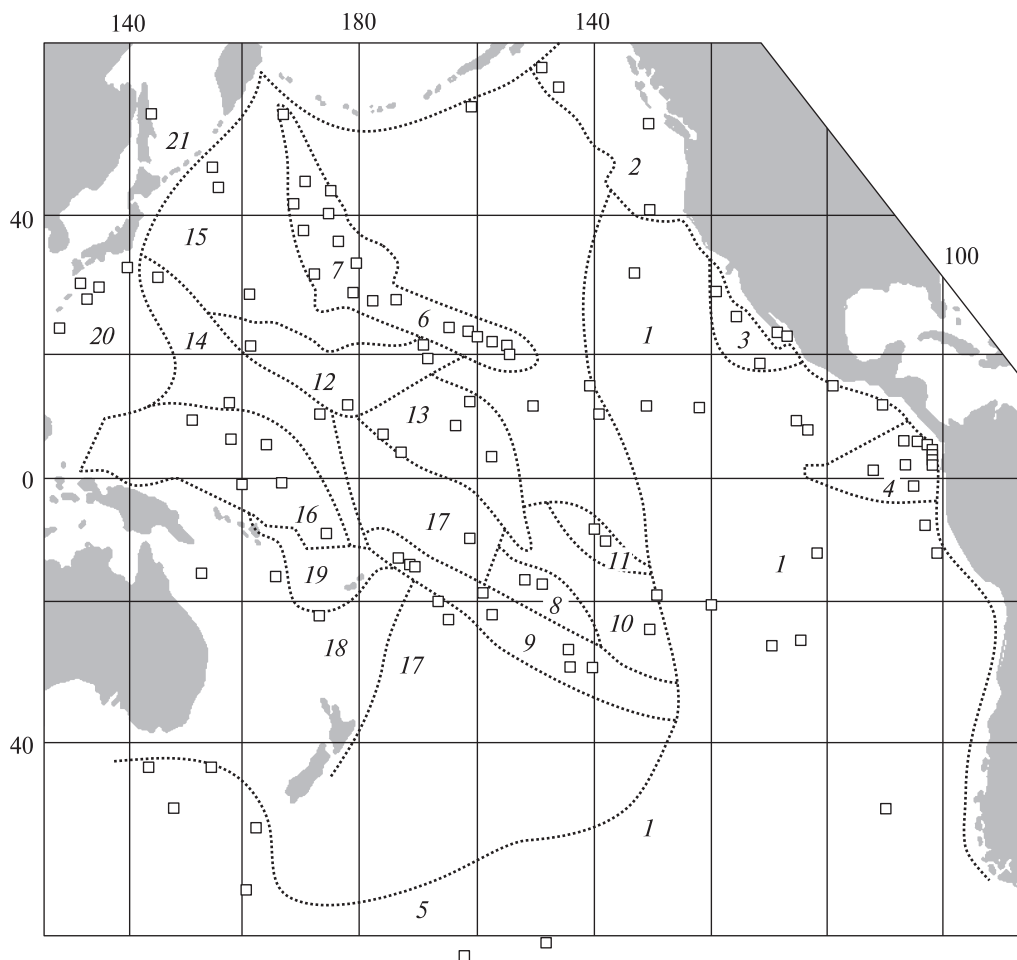
**Ключевые слова:** мантия океанов, глубинные процессы, источники магм, РТ-параметры

### **Введение**

Изучение глубинных процессов в тектоносфере океанов затруднено скудостью информации об их геологической истории. В Тихом океане и переходных зонах к окружающим его континентам данных несколько больше, но и здесь на большей части территории можно представить только последние (мезо-кайнозойские) этапы развития. Предшествующие геологические события восстанавливаются на гипотетическом уровне по косвенным данным [12, 24 и др.], хотя, в принципе, не вызывает сомнений присутствие в океанической коре докембрийских пород [18, 20].

Определенным шагом в направлении диагностики характера перемещений вещества тектоносферы кажется использование имеющихся сведений о магматических образованиях (пусть и возникших в ограниченном временном диапазоне). По их составу можно оценить глубины и температуры магматических очагов. Сравнение РТ-условий с рассчитанными авторами с использованием адвекционно-полиморфной гипотезы (АПГ) глубинных процессов [7 и др.] позволит установить применимость общих положений АПГ к схемам теплопереноса в мантии океанов. Гипотеза

© В.В. ГОРДИЕНКО, Л.Я. ГОРДИЕНКО, 2013



**Рис. 1.** Пункты отбора проб магматических пород в петрологических провинциях Тихого океана [3 и др.]. *Провинции:* 1 — Восточно-Тихоокеанская, 2 — Хуан де Фука, 3 — Калифорнийская, 4 — Галапагосская, 5 — Южно-Тихоокеанская, 6 — Гавайская, 7 — Императорская, 8 — Таитянская, 9 — Тубуаи, 10 — Туамоту, 11 — Маркизская, 12 — Мид Пасифик, 13 — Лайн, 14 — Восточно-Марианская, 15 — Северо-Западная, 16 — Меланезийская, 17 — Манихики, 18 — Тонга-Лау, 19 — Новогбридская, 20 — Филиппинская, 21 — Охотоморская.

предполагает расположение кровли источников расплава на глубинах около 50, 100, 150 и 200 км при температурах (для типичных мантийных пород) около 1200, 1350—1400, 1500—1550 и 1600—1650 °С. Примерно в 80—90 % случаев поступающая на поверхность магма возникает в двух верхних очагах. При современной активизации регионов, в которых недавно завершился активный процесс альпийского возраста, приведший к образованию очагов с минимальной глубиной, как источник магмы используется остаточная астеносфера, кровля которой успела погрузиться примерно до 70 км. Такие данные получены для Карпат, Восточной Камчатки и др. [5, 7]. Температура в этом очаге составляет около 1250 °С.

В пределах Тихого океана определен состав тысяч образцов магматических пород, что позволяет рассчитывать на достоверное определение искомым параметров.

Таблица 1. Петрохимическая систематика базальтов структур Тихого океана по [3]

Формационно-геохимический тип	$\Sigma\text{FeO}$ , %	$\text{Na}_2\text{O}$ , %	$\text{K}_2\text{O}$ , %	Геодинамическая позиция вулканизма
1. Толейты COX (MOR)				Восточно-Тихоокеанское поднятие
Магнезиальные	9,3	2,4	0,08	Осевая зона
Железистые	11,2	2,6	0,10	Осевая зона
К-железистые	11,4	2,7	0,25	Фланги
Натриевые	9	3	0,24	Калифорнийская зона
Переходные	10,6	2,9	0,18	Галапагосы, Хуан де Фука
Обогащенные	12,7	2,9	0,40	То же
Деплетированные	8,5	2,1	0,07	
2. Ультратитанистые Ферро-толейты	14	2,7	0,13	Трансформные разломы, разломы рифтов
3. Примитивные внутриплитные толейты	10,6	2	0,13	Впадина Науру, плато Манихики Хребты Императорский,
4. Толейты островов и гайотов				
Гавайский тип	11,2	2,2	0,4	Гавайский, Полинезийский,
Самоанский тип	12,6	1,9	0,65	Лайн, Магелланов, Самоа
5. Субщелочные Базальты	8,4	3	0,7	Зоны разломов, секущих COX, окраинные моря
6. Субщелочные дифференцированные базальты				
Базальты	12,6	3	1	Аналогично 4, реже 5 (о. Пасхи)
Трахибазальты	11,9	3,3	1,8	
Тристаниты	5,5	4,2	4,5	
7. Щелочные К базальты				
Калиевые нефелиниты	11,7	0,9	2,9	Зоны рифтовых разломов, секущих асейсмичные хребты (Кросс-Лайн) и вулканические центры (Самоа, Маркизы, Уэйн)
Базаниты	11	2,7	3	
Фоилиты	3	7,9	6,4	
8. Щелочные К-Na базальты				
Нефелиниты	11,6	4,3	1,6	Аналогично 4 (Гавайи, Каролинские о-ва, Полинезийский свод)
Базаниты	11,7	3,5	1,3	
Таититы	10,2	3,9	2,3	
9. Автономные анкармиты	12	1,8	0,9	Зоны активизации древних структур (Маркус-Уэйн, Мид Пасифик)
10. Толейты окраинных морей	9,5	2,5	0,5	Бассейны Сев. Фиджи, Филиппин, Муссау
11. Базальты KLAEP				
Толейтовые	11,5	2,5	1,1	Зоны скупивания (поднятие Шатского, Огасавара, вал Хоккайдо)
Субщелочные	11,5	3	3	
12. Бониниты	7,9	1,5	0,6	Преддуговые зоны (Бонин-Марианская, Новогбридская)

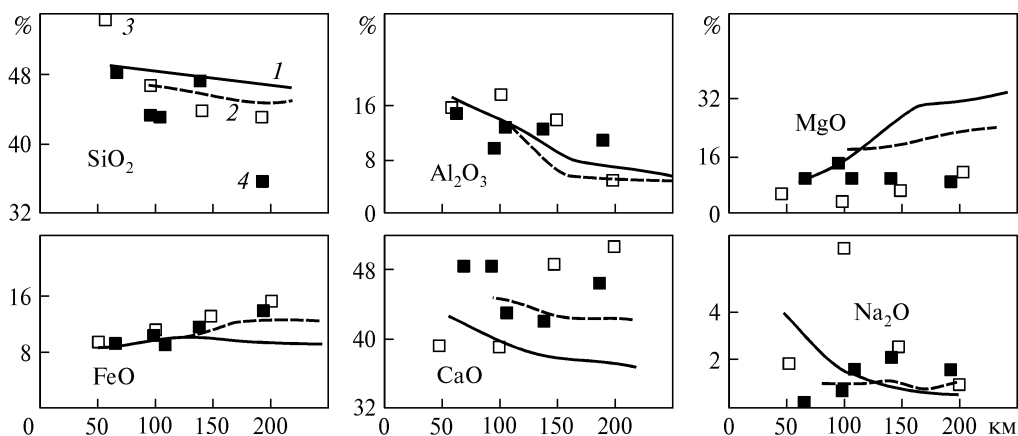
**Используемые экспериментальные данные.** Информация о составе магматических пород дна океана и островов взята из работ [3, 4, 13—16, 23, 25, 31, 32 и др.]. Размещение большей части пунктов отбора образцов показано на рис. 1. В некоторых публикациях нет конкретной информации о положении точек опробования, приведены только данные об их региональной принадлежности. Это полностью или частично относится к породам Сахалина, Японии, Курильских островов, Сихотэ-Алиня, Камчатки, Японской, Филиппинской, Марианской котловин. Сеть опробования неравномерна (рис. 1), но количество анализов почти во всех петрологических провинциях значительно. Магматические породы, возникшие из расплавов коровых очагов (это касалось, разумеется, районов островных дуг и некоторых других регионов со сравнительно мощной корой), не рассматривались. Согласно АПГ это продукты вторичных процессов, связанных с выносом в кору вещества верхних мантийных очагов. Их параметры неоднократно исследовались ранее и признаны вполне соответствующими прогнозам АПГ [7, 8 и др.].

Общее количество использованных анализов состава пород — около тысячи, часть из них — результат осреднения в пределах групп, классификация пород — в табл. 1.

### Методики расчетов

Информация об изучаемых породах представлена в основном данными о концентрациях оксидов в них. Этот материал исключает массовое использование минералогических термобарометров. Более того, нельзя применить и сведения о результатах плавления мантийных пород. В этом убеждает, например, сравнение концентраций оксидов в расплавах, возникших на разной глубине (при разном давлении) согласно [10, 35], с концентрациями, полученными для пород, глубина очагов магм которых установлена по комплексу минералогических критериев (рис. 2).

Очевидна невозможность прямого использования зависимостей концентраций оксидов по [10, 35] от глубины очага для оценки последней. В работе [17] для



**Рис. 2.** Концентрации оксидов в зависимости от глубины очага плавления 1 — по [10], 2 — по [35], 3 — по [8], 4 — по [17]

определения глубины, кроме состава котектики, учитывалась отсадка определенного (изменяющегося по глубине) количества кристаллов оливина ( $Fo_{90}$ ), в [8] использовались данные о соотношениях минеральных фаз, наличии и составе акцессоров и пр.

Поэтому использовались чисто эмпирические связи давления ( $P$  и глубины —  $H$ ) и температуры ( $T$ ) с составом основных и ультраосновных пород мантийного происхождения. Один вариант получен для диапазона глубин примерно 30—100 км по данным работы [25], второй — по [26], третий по [17, 19, 28]. Последние два содержат некоторые возможности приспособления формул расчета к типам изучаемых пород (т.е. позволяют определить не одну пару параметров). Естественно, погрешности расчетов должны оказаться вполне заметными. В случае определения глубин магматических очагов отклонения от средних величин, установленных несколькими методами (рис. 3), составляют в типичных случаях около 15 км. Эта величина согласуется с полученной для минералогических барометров [29].

Минералогические термометры могут достигать большой точности, когда речь идет о хорошо известных условиях образования породы при фиксированном давлении. Например, сравнение расчетных  $T$  образования с экспериментально установленной температурой гомогенизации расплавных включений по [21] обнаруживает хорошую согласованность параметров (рис. 4). Среднеквадратическое отклонение составляет

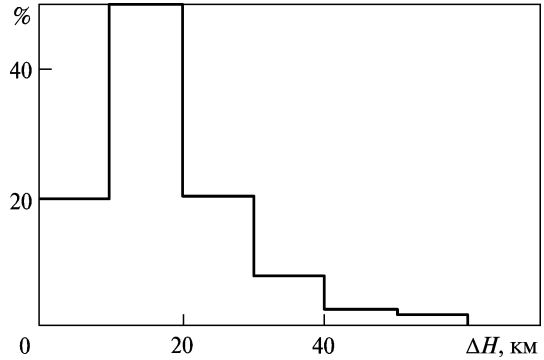


Рис. 3. Гистограмма распределения отклонений от среднего значения расчетной глубины очага

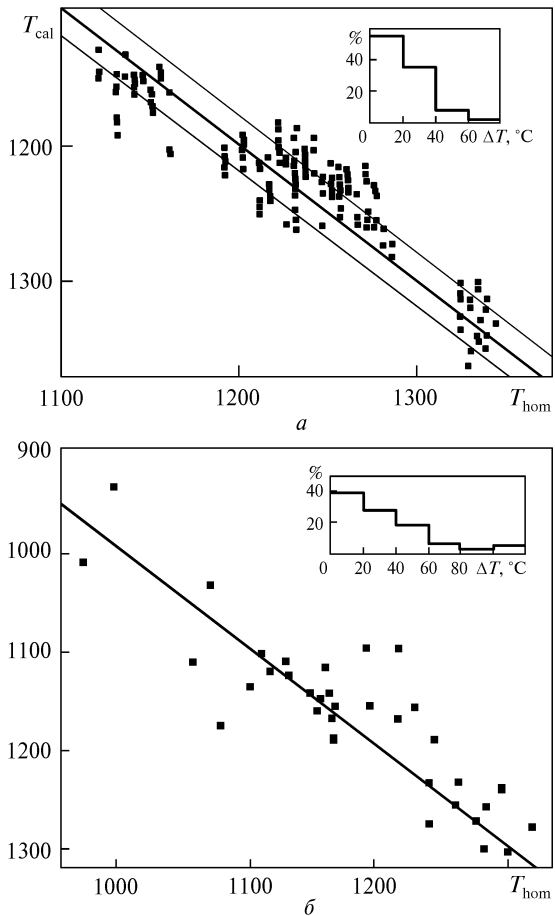
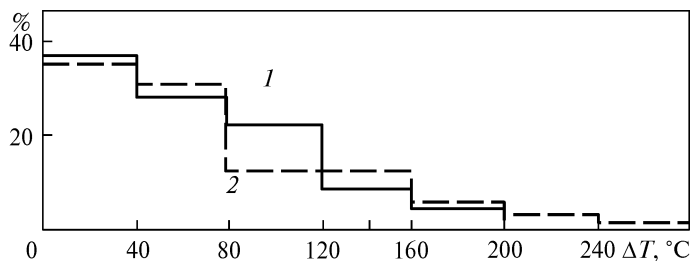


Рис. 4. *a* — сопоставление температур гомогенизации расплавных включений с расчетными [21] Тонкие линии — пределы точности использованных термометров. *б* — сопоставление температур гомогенизации расплавных включений [3 и др.] с рассчитанными в данной работе



**Рис. 5.** Гистограммы отклонений расчетных  $T$  от среднего, полученных несколькими методами согласно АПГ (1) и по литературным данным, полученным разными минералогическими термометрами (2)

около  $25^{\circ}\text{C}$ . Для одного из использованных нами методов оно достигает  $40^{\circ}\text{C}$ . Однако видимое преимущество минералогического метода определения температуры пропадает, когда сравнение проводится в одинаковых условиях.

В случае неизвестного давления, состава первичной магмы, деталей дифференциации, субстрата и флюидного режима оценки температуры разными минералогическими методами становятся гораздо изменчивее [3, 9, 22, 34, 30, 33]. Гистограмма распределения отличий таких  $T$  от средней приведена на рис. 5, где сопоставлена с построенной по аналогичным отклонениям для использованных нами методик.

Очевидна значительная погрешность оценок температуры при обоих подходах и сопоставимость величин этих погрешностей, т.е. использованные методы обеспечивают обычную погрешность расчета температуры. В случае «нетипичных» составов погрешность резко увеличивается, поэтому все анализы, обнаруживающие концентрацию  $\text{SiO}_2$  более 52 %, не использовались (исключение — см. ниже), что не позволяло определять параметры «непосредственно подкоровых» очагов.

## Обзор результатов

*Островные дуги.* Сведений об ультраосновных породах, магмы которых поступили из наиболее глубоких очагов расплава, довольно мало (первые десятки анализов). Все они относятся к островным дугам и соседним желобам. Используемые методики расчета лишь частично применимы для этих пород, различия в вычисленных глубинах и температурах существенны. Кажется рациональным представить результаты в виде двух групп данных. В первой группе получены глубины  $160 \pm 7$  и  $183 \pm 7$  км и температуры  $1540 \pm 50$  и  $1620 \pm 20^{\circ}\text{C}$  соответственно. Во второй группе глубины  $140 \pm 5$  и  $210 \pm 15$  км, температуры —  $1550 \pm 25$  и  $1580 \pm 60^{\circ}\text{C}$ . Можно утверждать, что эти результаты соответствуют прогнозу (см. выше). Но ограниченность информации и неполная адекватность использованных зависимостей составу пород (хотя авторы методик утверждают, что «экспериментально установленные зависимости были апробированы на природных базальтовых, коматиитовых и перидотитовых составах в интервале температур от  $1100$  до  $1600^{\circ}\text{C}$ , показав четкую корреляцию с модельными значениями» [19, с. 888]) не позволяет оценить их достоверность.

Собственно, островные дуги с точки зрения АПГ не являются регионами с океаническим типом эндогенного режима. Это — молодые (альпийские, реже — киммерийские) геосинклинали, отличающиеся от типичных континентальных более основной корой, мощность которой (около 30 км) резко отличается от оке-

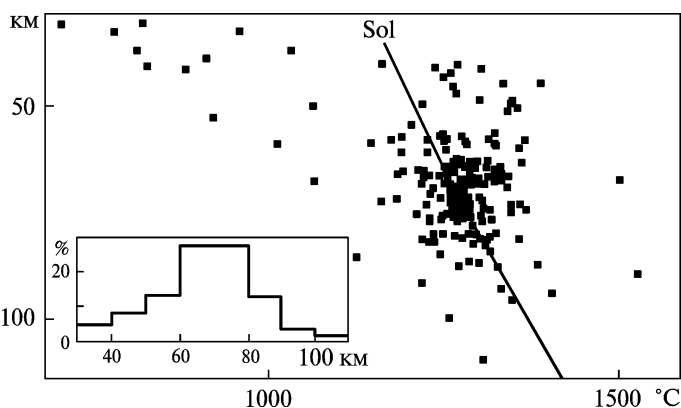
анической. Поэтому есть смысл рассмотреть и другие данные о РТ-условиях в очагах магматизма этих регионов. Их можно сравнить с тепловыми моделями, построенными авторами для разных периодов развития дуг. Одним из примеров может служить модель для Восточной Камчатки, где кровля современной астеносферы определена на глубине около 70 км, 100 млн лет назад — около 160 км [5] (по тепловой модели температуры — 1330 и 1540 °С соответственно), внутри этого временного интервала она размещалась на глубинах около 100 и 50 км.

На рис. 6 собраны данные для Камчатки, Сахалина, Сихотэ-Алиня, Японии, Идзу-Бонинской, Новогейбридской и Тонга-Лау дуг, полученные в данной работе. К ним добавлены сведения по верхним горизонтам мантии для Камчатки и Курил, обобщенные в работе [6]. Часть последних образцов представляет собой ксенолиты, вынесенные магмой, т.е. характеризует не параметры очага, а распределение температуры над ним перед извержением. Всего использованы результаты примерно 240 анализов.

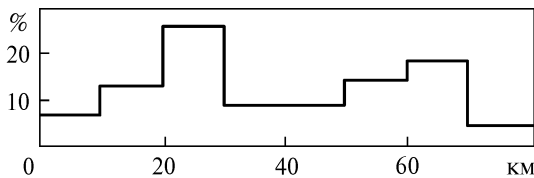
Очевидна наиболее распространенная глубина очагов — около 70 км, типичная температура — 1250 °С. Однако интервал глубин слишком велик. Дело в том, что магма достигает концентрации, необходимой для сепарации и извержения, лишь в относительно небольшом слое у кровли астеносферы мощностью порядка 10 км [8] при общей толщине зоны частичного плавления в несколько раз больше. Именно такой результат получен, в частности, для очага магматизма, существовавшего геологически краткое время в Закарпатском прогибе [2] — рис. 7.

Данные по отдельным изученным островным дугам также указывают на глубины кровли магматического очага 50—60 км и 70—80 км и температуры 1240 и 1280 °С. Мощности этих объектов составляют 10—20 км. Легко показать, что суперпозиция двух распределений при сопоставимом количестве данных в обоих, по виду близких к мантийной части, распределениях на рис. 7, создаст картину, близкую к представленной на рис. 6.

Максимальные зафиксированные температуры (около 1500 °С) могут относиться к моменту вторжения глубинных магм. Учитывая адиабатическое охлаждение, температуру в этом первичном очаге оценим примерно в 1600 °С. Это минимальная оценка, так как охлаждение при подъеме превосходит адиабатическое [8] для рассматриваемой траектории примерно на 100 °С. Температура приближается к солидусу мантийных пород на глубине 200—250 км.



**Рис. 6.** Глубины кровель и температуры магматических очагов в мантии островных дуг запада Тихого океана. Sol — температура солидуса пород верхней мантии ( $T_c = 1013 + 3,914H - 0,0037H^2$ , где  $H$  — глубина в км [7])



**Рис. 7.** Распределение расчетных глубин источников магмы в период постальпийской активизации Закарпатского прогиба

*Восток и юг Тихого океана.* Распространена точка зрения, согласно которой восточная и южная части океана отличаются от центральной и западной [3, 24 и др.]. Здесь располагаются Восточно- и Южно-Тихоокеанские поднятия с молодым вулканизмом, продолжающие их на север зона Калифорнийского залива и поднятие Хуан де Фука, на восток — Галапагосский рифт, многочисленные разломные зоны, секущие поднятия и параллельные им, также сопровождаемые вулканизмом.

В составе верхней коры разных районов обнаружены магматические породы от раннеэоценовых (50—55 млн лет) до раннеплиоценовых (5 млн лет); формирование поднятий, сопровождаемое вулканизмом, происходит начиная с момента 5—0,5 млн лет назад [3]. Многие авторы упоминают о размещении магматических камер на разной глубине, но чаще речь идет о подкоровой зоне. Есть сведения и о поступлении магм с более значительных глубин, но без указания конкретных уровней.

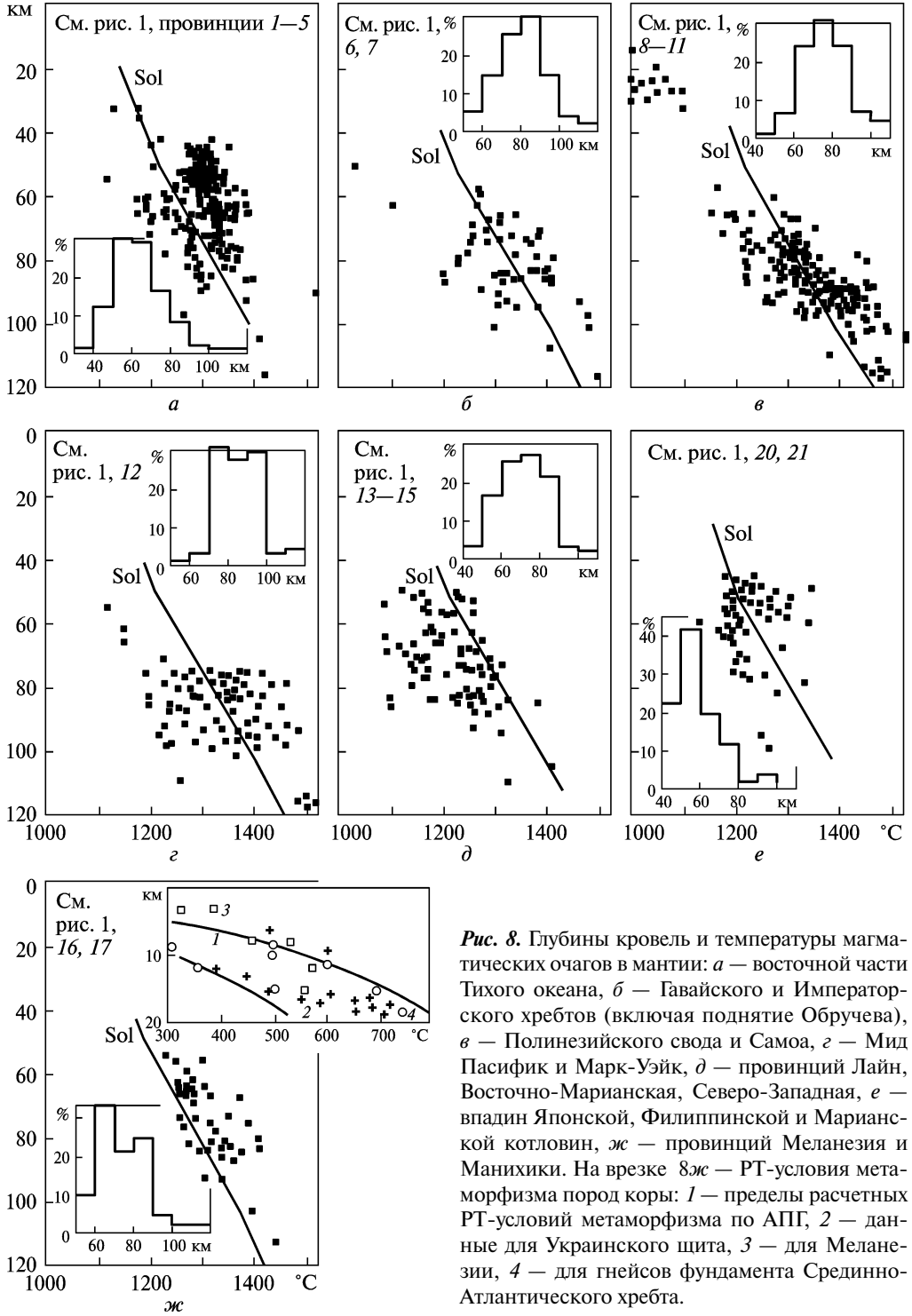
По данным, полученным для отдельных районов востока океана, приведенным на рис. 8А (около 200 анализов пород), можно предположить существование в разное время очагов магматизма с глубинами кровли и температурами около 45 км (1280 °С), 65 км (1310 °С), 85 км (1330 °С). Минимальные глубины и температуры более характерны для молодых поднятий — Восточно- и Южно-Тихоокеанского хребтов, Галапагосского рифта, хребта Хуан де Фука. Глубокие очаги больше распространены в Калифорнийской провинции, Перуанской котловине и на удалении от осей хребтов. Максимальная зафиксированная температура, как и в случае островных дуг, оказывается на уровне 1400—1500 °С, т.е. может указывать на подъем частично расплавленных масс с глубин 150—200 км. Согласно [31] расчетные ликвидусные Т региона сосредоточены в диапазоне 1320—1370 °С.

*Императорский и Гавайский хребты.* Возраст осадочных и вулканогенных пород на глубинах под дном до 1 км достигает позднемиоценового (70 млн лет). Формирование хребта (много уже поднятий, рассмотренных выше, шириной до 100—150 км), сопровождаемое магматизмом, начинается через несколько млн лет, в раннем палеогене, и продолжается до настоящего времени. В северной части (Императорский хребет) магматизм прекратился, в южной (Гавайский хребет) продолжается. Последняя серия проявлений — от миоцена до настоящего времени.

В работе [25] определены глубины магматических очагов под Гавайским хребтом (60—90 км) и температуры в них — около 1600 °С. Этой степени прогрева отвечают и температуры, установленные по минералогии ксенолитов, вынесенных из вышележащей толщи. Т.е. вероятно поступление горячего астенолита с глубины более 200 км. Результаты расчета по составу пород (рис. 8 б) дают заметно более низкие величины.

Меньшее количество данных, чем в предыдущих сводках (более 50 анализов) позволяет все же предположить глубины кровель очагов и температуры в





**Рис. 8.** Глубины кровель и температуры магматических очагов в мантии: *а* — восточной части Тихого океана, *б* — Гавайского и Императорского хребтов (включая поднятие Обручева), *в* — Полинезийского свода и Самоа, *г* — Мид Пасифик и Марк-Уэйк, *д* — провинций Лайн, Восточно-Марианская, Северо-Западная, *е* — впадин Японской, Филиппинской и Марианской котловин, *ж* — провинций Меланезия и Манихики. На врезке *жж* — PT-условия метаморфизма пород коры: *1* — пределы расчетных PT-условий метаморфизма по АПГ, *2* — данные для Украинского щита, *3* — для Меланезии, *4* — для гнейсов фундамента Срединно-Атлантического хребта.

них 60 км и 1300 °С, 90 км и 1350 °С. Согласно [31] расчетные ликвидусные  $T$  магм южных Гавайев находятся в интервале 1340—1380 °С.

*Полинезийский свод и Самоа* (рис. 8 в). Возраст интрузивных базитов о. Таити достигает 150 млн лет. Это — редкая возможность заглянуть в предшествующую позднему мелу геологическую историю, которая, оказывается, включает киммерийский этап активизации, широко представленный на окраинах континентов вокруг Тихого океана. Шире распространенный возраст верхних слоев фундамента — 70—50 млн лет. В миоцене или плиоцене начинается магматическая активизация, включающая от одного до трех циклов, продолжающаяся вплоть до плейстоцена.

В отдельных провинциях разделение очагов мантийного магматизма по глубине проявляется отчетливее (возможно, из-за относительно большой выборки — всего использовано около 160 результатов анализов состава пород — и сопоставимой представленности их разновидностей), чем в рассмотренных выше. Устанавливаются глубины и температуры 70 км и 1300 °С, 90 км и 1400 °С. Видны и точки с максимальными  $T$  около 1500 °С, что может свидетельствовать о поступлении в рассматриваемый интервал частично расплавленных пород с глубины порядка 200 км.

Вулканическим породам Самоа, состав которых характеризуется как заметно отличный от представленного в других провинциях [3], не соответствуют иные глубины очагов.

В рассматриваемой провинции была предпринята попытка оценить параметры очагов более кислых пород, чем рассмотренные в других регионах Пасифики. Использовалась только часть формул, примененных в остальных случаях. Выявлен необычный очаг с глубиной кровли около 20 км и температурой примерно 1050 °С (рис. 8, в). Породы (встречающиеся и в других регионах запада Тихого океана) представлены трахитами, феолитами, муджиеритами, бенморитами. Близкие по составу образования на сопоставимой глубине возникают и при активизации континентов, не ведущей к полной океанизации коры.

*Мид Пасифик и Маркус-Уэйк*. Информации по этой провинции немного — использованы результаты всего около 70 анализов (рис. 8, з).

На поверхности дна здесь представлены породы, образовавшиеся на границе юры и мела, — около 135 млн лет назад. Киммерийские породы массово распространены в центре океана. Локально представлен возраст лав около 40 млн лет.

У границы с Гавайским хребтом получены оценки возраста вулканитов (недостаточно определенные) не менее 220 млн лет. Максимальное возможное значение — более 600 млн лет, т.е. в регионе возможно проявление герцинской или даже каледонской активизации. Состав пород провинции может свидетельствовать об участии в их формировании древней основной коры континентальной мощности. Ее фрагменты опустились под перидотиты верхов мантии и образовали очаги плавления на глубинах 50—150 км [3, 24 и др.].

Как и в рассмотренном выше регионе, здесь выделяются два основных варианта глубины кровли очага — 70 и 90 км — при практически одинаковой температуре 1300—1350 °С. Очаг на меньшей глубине не обнаруживается, представлены единичные точки, появление которых может объясняться погрешностью расчета. Возможно, намечен очаг на глубине более 100 км с температурой около 1500 °С, но для его выделения недостаточно данных.

*Лайн, Восточно-Марианская, Северо-Западная провинции.* Субмеридиональная магматическая структура хребта Лайн сформировалась 90—60 млн лет назад, последующие 30 млн лет магматизм несколько иного состава был приурочен в основном к поднятию Кросс-Лайн, до 2 млн лет назад на территории провинции известны отдельные вулканические проявления. Наиболее древние вулканические породы Восточно-Марианской провинции перекрыты известняками возрастом от апта до сантона (около 120—90 млн лет). Возраст пород верхней части коры на окраинном валу Хоккайдо нижнемеловой (около 130 млн лет). Верхнемеловые-палеоценовые вулканы вала относятся к породам островодужной серии, хотя и располагаются по другую сторону от глубоководного желоба по отношению к островным дугам. Возраст некоторых пород Японского желоба — 140—110 млн лет. Мощность коры под поднятием Шатского и в некоторых других районах существенно больше океанической. По [12] мощная (но очень «высокоскоростная» в нижней половине) кора широко распространена в Северо-Западной котловине.

В регионе имеется около 80 результатов определения состава пород. Они приведены на рис. 8, д. По ним можно выделить очаг с глубиной кровли около 60 км, второй, с глубиной кровли около 80 км, проблематичен. Температура в обоих случаях на уровне 1200 °С.

*Окраинные моря.* В работе [25] рассмотрены результаты анализов состава магматических пород дна некоторых окраинных морей запада Тихого океана. На рис. 8, е приведены 50 значений РТ-условий.

Предшествующий опусканию дна этап магматизма может быть отделен от него несколькими десятками млн. лет, поэтому этапы, непосредственно сопровождающие опускание, не обязательно связаны с вызвавшими его процессами. Выделены три периода магматизма, разделенные интервалами времени около 20—30 млн лет. «1. Этап дифференцированного известково-щелочного вулканизма. ... В это время впадины моря не существует, а на ее месте расположено сводовое поднятие. 2. Этап субщелочного и толеитового магматизма.... 3. Этап позднего щелочного магматизма... Эндогенная активность затухает и устанавливается изостатическая компенсация впадины моря.» [25, с. 238].

К концу процесса в пределах Охотского, Японского и Филиппинского морей достигается мощность твердой коры в глубоководных впадинах — 7—10, 12—15 и 6—7 км соответственно, под поднятиями в их пределах (т.е. в районах, где процесс не завершен) — 20—30, 25 и 15—20 км. На начальном и, возможно, отчасти на втором этапе существует довольно толстая кора и нет глубокого моря. Для магматизма окраинных морей характерно «... обилие кислых и средних дифференциатов, свидетельствующих о наличии многочисленных промежуточных очагов в коре и о процессах взаимодействия магм с материалом земной коры. Особенно широко эти дифференциаты представлены в известково-щелочных сериях, где в ряде случаев они даже превышают по объему основные породы. Эти серии связаны с самыми ранними этапами вулканизма, когда еще не сформировалась впадина моря. Следовательно, именно на этой стадии происходит наиболее интенсивная переработка земной коры. ... Примитивные первичные магмы в течение всего времени активности не поступают на поверхность, а испытывают дифференциацию в промежуточных очагах.» [25, с. 237]. Магматические очаги в верхней коре могут

подниматься до глубин 5—10 км, т.е. размещаться и в маломощном «гранитном» слое коры преимущественно базитового состава. В окраинных морях Тихого океана три этапа магматизма при океанизации дополняет еще один, происходящий в самое последнее время и связанный, вероятно, с современной активизацией (началом рифтогенеза?), распространяющейся и на соседние островные дуги. Возможно, именно породы, образовавшиеся из магм этого очага, в основном представлены на рис. 8, е. Глубина кровли очага — около 45 км, температура в нем — 1200—1250 °С.

*Меланезия, Манихики.* Континентальная по мощности кора представлена в Меланезии (до 40 км), под Каролинскими островами — 20—40 км. В регионе известны магматические образования с возрастaми 110—130 млн лет, последующие проявления — в разных районах 36—16, 13, 10, 4—5 млн лет. К анализу привлечено небольшое количество образцов — всего 40. Породы фундамента позволяют оценить степень метаморфизма образований верхней половины коры (рис. 8, ж).

Распределение температур метаморфизма, фиксирующих максимальный прогрев коры в периоды различных активизаций [7], оказываются близкими во всех рассмотренных континентальных и океанических регионах. Некоторое превышение экспериментальных данных над расчетными на небольших глубинах связано с отсутствием в модели верхнекоровой адвекции, случающейся при максимальном прогреве. Она выражается во вторжении расплава кислого и среднего состава в интервал глубин с кровлей в первые километры. Примером моделей такого процесса могут быть построенные для Карпат, Камчатки и пр.

Очаги магматизма фиксируются на глубинах 60 и 80 км при температурах 1300 и 1350 °С.

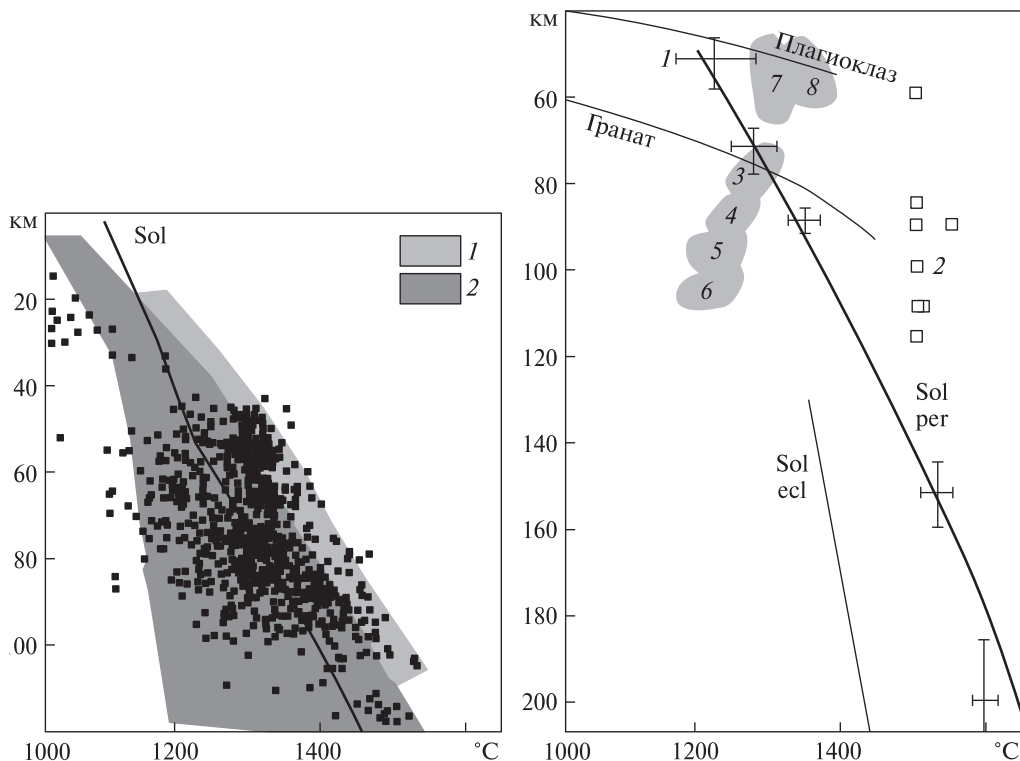
## Обсуждение результатов

Приведенная выше информация в целом подтверждает неоднократно высказывавшееся в литературе мнение об образовании западной части океана на месте континента [7, 12, 24, 25 и др.]. В восточной части сведения о соответствующих этапах геологической истории отсутствуют.

Очевидно, что во многих случаях установленные по составу пород РТ-условия очагов оказываются левее линии солидуса. В литературе такие составы объясняются плавлением метасоматически измененной мантии, природа изменения не рассматривается. Привлекаются также разные варианты участия основной коры

Таблица 2. Химический состав мантийных ксенолитов некоторых районов Тихого океана

Окисел	Содержание, %			
	Хребет Наска	Вост.-Тихоокеанский хребет	Тихоокеанско-Антарктический хребет	Гавайи
SiO <sub>2</sub>	43,5	42,5	45	45
FeO + Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10	10,5	8,5	8,5
MgO	44,5	43	42	42,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1	1,5	2,5	2
CaO	0,5	2	2	1,5
Сумма	99,5	99,5	100	99,5



**Рис. 9.** Сопоставление PT-параметров очагов выплавления магматических пород Тихого океана с областями плавления пиролита COX (1) и пиролита Гавайского типа (2) по [31]

**Рис. 10.** Средние глубины кровель и температуры магматических очагов в мантии Тихого океана и западной переходной зоны, сопоставленные с условиями плавления 1 — средние значения параметров в рассмотренных петрологических провинциях Тихого океана, 2 — максимальные расчетные T. Очаги выплавления: 3 — базанитов, 4 — нефелинитов, 5 — мелилитов, 6 — лейцититов, 7 — щелочных базальтов, 8 — гавайских толеитов. Sol per и Sol ecl — солидус перидотита и эклогита соответственно

(вплоть до «рассеянной субдукции» (?) на валах с океанической стороны желобов), анортозитовой протокоры [3 и др.].

Приводится и другое объяснение. На рис. 9 все полученные данные (кроме относящихся к островным дугам) сопоставлены с экспериментально изученными областями частичного плавления для мантийного вещества Тихого океана при различных PT-условиях и флюидных режимах.

Отметим, что проведенное сравнение демонстрирует реальность полученных результатов с петрологической точки зрения, особенно учитывая вероятную погрешность расчетов.

Область плавления пиролита Гавайского типа авторы [31] обозначают как зону «зарождающегося плавления» (incipient melting). Появление небольшого количества жидкости в условиях, при которых в веществе мантии под COX она не возникает, связывается с малыми особенностями состава. Действительно, судя по данным табл. 2 (значения округлены до 0,5 %), различия составов незначительны и могут обусловить лишь очень небольшую степень плавления. Для образования очага, способного питать магматический процесс, необходима

концентрация жидкости из большого интервала глубин. Вероятно все же, что ксенолиты не представляют часть вещества мантии, именуемую «базальтовой составляющей».

Представляется возможным и иной вариант объяснения низкотемпературного плавления. Обобщенные данные о глубинах кровель очагов и температурах в них приведены на рис. 10. Это средние величины из установленных выше в различных регионах океана. Они дополнены сведениями об экспериментально изученных условиях выплавления пород, которые могут быть образованы в верхней мантии [1, 11, 13, 14, 24, 31 и др.].

Выделение наиболее вероятных глубин очагов по осредненным данным не становится значительно более определенным, чем по данным для каждого из рассмотренных регионов. Все же представляется, что можно установить три уровня, показанные на рис. 9 (около 50, 70 и 90 км), но различия между соседними довольно близки к погрешности определения параметра. Максимальные  $T$ , как отмечено выше, могут указывать на поступление перегретых и частично расплавленных масс вещества, образовавшего очаги, с глубины около 200 км. В целом полученные результаты согласуются с прогнозом по АПГ и с принятой линией солидуса. Некоторым исключением можно считать данные для 200 км, но здесь слишком мало информации для получения достоверного результата.

Во всех группах данных, рассмотренных выше, представлены параметры очагов с температурами ниже солидуса перидотита; отклонения часто превышают погрешность расчета (рис. 8). Это может быть связано не только с флюидным режимом, но и с частичным плавлением эклогитов. Последние (согласно АПГ) должны образовываться в больших количествах при океанизации континентальной коры и опускаться в мантию. Сведения о солидусе эклогитов ограничены представленной на рис. 10 линией. В работе [1] она экстраполирована вверх к  $T$  около  $1200\text{ }^{\circ}\text{C}$  у поверхности. Это кажется малообоснованным, так как известно, что близкие по составу к эклогиту гранатовые гранулиты плавятся в сухих условиях на глубинах 40–45 км при  $1050\text{--}1100\text{ }^{\circ}\text{C}$  [27]. В верхней части мантии под океанизированной корой сконцентрированы нестандартные для других регионов очаги магм, выплавляющихся при пониженных  $T$ . В перечне, приведенном в ([3] — см. таблицу и рис. 9) широко представлены такие породы. Они возникают при последних проявлениях магматической активизации, когда преобразование коры (и изменение состава верхних горизонтов мантии погружающимися эклогитами) уже значительно продвинулись. Омфацит эклогита вполне может обеспечить щелочами эти образования.

## Заключение

Проведенное исследование РТ-параметров очагов магм, из которых возникли изверженные породы дна Тихого океана, показало приуроченность основной массы значений к интервалу глубин примерно 40–100 км и температур  $1200\text{--}1400\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Представляется вероятным, что внутри этой области наиболее распространены величины около 50 км и  $1200\text{ }^{\circ}\text{C}$ , 70 км и  $1300\text{ }^{\circ}\text{C}$ , 90 км и  $1350\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Перегретое и частично расплавленное мантийное вещество поступало на эти уровни с глубины около 200 км с температурой около  $1600\text{--}1650\text{ }^{\circ}\text{C}$ . По-

лученные результаты в рамках погрешности расчетов согласуются с прогнозом адвекционно-полиморфной гипотезы глубинных процессов. Однако ограниченность использованной информации одним-тремя последними по времени эпизодами магматизма не позволяет рассмотреть полную схему эволюции тектоносферы океана (исключение — островные дуги в западной переходной зоне).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бутвина В.Г.* Экспериментальные исследования фазовых равновесий и алмазообразования в эклогит-карбонат-сульфидных системах. — Дис. канд. геол.-мин. наук. — М.: МГУ. — 2006. — 144 с.
2. *Глевасская А.М.* Магнитные минералы и магнетизм вулканитов. — К.: Наук. думка. — 1983. — 208 с.
3. *Говоров И.Н., Голубева Э.Д., Пуцин И.К. и др.* Петрологические провинции Тихого океана. — М.: Наука. — 1996. — 439 с.
4. *Голубева Э.Д.* Толейтовые базальты провинций Тихого океана. — Владивосток: ДВО РАН. — 2000. — 1990. — 135 с.
5. *Гонтовая Л.И., Гордиенко В.В.* Глубинные процессы и геофизические модели мантии Восточной Камчатки и Кроноцкого залива // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. — 2006. — 2. — С. 107—121.
6. *Гордиенко В.В.* О природе аномалий скорости распространения продольных сейсмических волн в верхней мантии // Геофиз. журнал. — 2010. — С. 43—63.
7. *Гордиенко В.В.* Процессы в тектоносфере Земли (Адвекционно-полиморфная гипотеза). — Saarbrücken: LAP. — 2012. — 256 с.
8. *Гордиенко В.В., Усенко О.В.* Глубинные процессы в тектоносфере Украины. — К. ИГФ НАНУ. — 2003. — 147 с.
9. *Доусон Д., Джеймс Д., Пэслик К. и др.* Ультраосновной калиевый магматизм и континентальное рифтообразование на севере центральной Танзании: связь с повышенным тепловым потоком // Геология и геофизика. — 1997. — 1. — С. 67—77.
10. *Кадик А.А., Луканин О.А., Портнягин А.Л.* Магмообразование при восходящем движении мантийного вещества: температурный режим и состав расплавов, образующихся при адиабатической декомпрессии ультрабазитов мантии // Геохимия. — 1990. — 9. — С. 1263—1276.
11. *Литвин Ю.А., Бутвина В.Г.* Алмазообразующие среды в системе эклогит-карбонатит-сульфид-углерод по данным экспериментов при 6.0—8.5 ГПа // Петрология. — 2004. — 12, 4. — С. 426—438.
12. *Ломтев В.Л.* Новые данные по тектонике и магматизму СЗ Пасифики // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. — 2008. — 4. — С. 93—105.
13. *Магматические и метаморфические породы океанической коры* / Ред. В.Л. Барсуков, Л.В. Дмитриев. — М.: Наука. — 1983. — 248 с.
14. *Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис* / Ред. О.А. Богатиков, Ю.И. Дмитриев, А.А. Цветков. — М.: Наука. — 1983 а. — 272 с.
15. *Магматические формации базальтового фундамента Тихого океана.* Тр. ВНИИОкеангеология. — Л.: Недра. — 1986. — т. 195. — 151 с.
16. *Мартынов Ю.А., Дриль С.И., Чащин А.А., Рыбин А.В., Мартынов А.Ю.* Геохимия базальтов островов Кунашир и Итуруп — роль несубдукционных факторов в магмогенезисе Курильской островной дуги // Геохимия. — 2005. — 4. — С. 369—383.
17. *Николаев Г.С., Арискин А.А.* Бураковско-Аганозерский расчлененный массив Заонежья: II. Строение краевой группы и оценка состава родоначальной магмы методом геохимической термометрии // Геохимия. — 2005. — 7. — С. 712—732.
18. *Погребницкий Ю.Е., Трухалев А.П.* Проблема формирования Срединно-Атлантического хребта в связи с составом и возрастом пород его метаморфического комплекса // Спор-

- ные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. — М.: ИФЗ РАН. — 2002. — С. 189—203.
19. Светов С.А., Смолькин В.Ф. Модельные РТ-условия генерации высокомагнезиальных магм докембрия Фенноскандинавского щита // Геохимия. — 2003. — 8. — С. 879—892.
  20. Силантьев С.А., Левский Л.К., Аракелянц М.М., Лебедев В.А., Vougault H., Cannat M. Возраст магматических и метаморфических событий в САХ: интерпретация данных изотопного К—Аг датирования // Российский журнал наук о Земле. — 2000. — т. 2, 3. [geo.web.ru/db/msg.html?mid=1162928&uri=part08.htm](http://geo.web.ru/db/msg.html?mid=1162928&uri=part08.htm)
  21. Симонов В.А., Козявин С.В., Пейве А.А., Колмогоров Ю.П. Геохимические особенности магматических систем в районе трансформного разлома Сьерра-Леоне, Центральная Атлантика (данные по расплавленным включениям) // Геохимия. — 2005. — 7. — С. 750—762.
  22. Смелов А.П., Березкин В.И., Попов Н.В. и др. Первые данные о синколлизионных базитах и ультрабазитах палеопротерозоя Алдано-Станового щита // Геология и геофизика. — 2006. — т. 47, 1. — С. 153—165.
  23. Суцёвская Н.М., Беляцкий Б.В., Дубинин Е.П., Цехоня Т.И., Михальский Е.М., Лейченко Г.Л. Геохимические неоднородности толеитового магматизма рифтовых зон, обрамляющих Антарктиду // Геохимия. — 2003. — 8. — С. 803—816.
  24. Фролов В.Т., Фролова Т.И. Происхождение Тихого океана. — М.: МАКС Пресс. — 2011. — 52 с.
  25. Фролова Т.И., Перчук Л.Л., Бурикова И.А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. — М.: Недра. — 1989. — 262 с.
  26. Юрченко Ю.Ю., Ладыгина М.Ю., Беляев Г.М. Опыт применения метода породной геотермометрии для оценки термодинамических условий образования магматических горных пород // Матер. 14 межд. конф. «Связь поверхностных структур с глубинными». — Петрозаводск: КФ РАН. — 2009. — С. 382—384.
  27. Юхиян А.К., Гениафт Ю.С. Экспериментальное изучение плавления ксенолитов из лав Гегамского нагорья в условиях базальтового слоя земной коры // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. — 1985. — 1. — С. 39—44.
  28. Ariskin A.A. Phase equilibria model in gineigneouspetrology use of CONGMAT model for simulating fractionation of ferro-basaltic magmas and the genesis of high-alumina basalt // J. Volc. Geoth. Res.. — 1999. — v. 90. — P. 115—162.
  29. Bryant J., Yogodzinski G.M., Churikova T.G. Melt-mantle interactions beneath the Kamchatka arc: Evidence from ultramafic xenoliths from Shiveluch volcano // Geochem. Geophys.Geosyst., 8, Q04007, doi:10.1029/2006GC001443
  30. Gondwana Research <http://www.gondwanaresearchonline.com/General/Index.aspx>.
  31. Green D., Falloon T. Primary magmas at mid-ocean ridges, «hotspots,» and other intraplate settings: Constraints on mantle potential temperature Geological Society of America. // Special Paper 388. — 2005. — P. 217—247.
  32. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. [deepseadrilling.org >i\\_reports.htm](http://deepseadrilling.org/i_reports.htm).
  33. Precambrian Research <http://www.elsevier.com/wps/find/journaldispatchdates.Authors/503357/dispatchdates>.
  34. Simon N., Neumann E., Bonadiman C., Coltorti M., Delpech G., Gr?goire M. and Widom E. Ultra-refractory Domains in the Oceanic Mantle Lithosphere Sampled as Mantle Xenoliths at Ocean Islands // Journal of Petrology. — 2008. — v. 49, 6. — P. 1223—1251
  35. Walter M.J. Melting of Garnet Peridotite and the Origin of Komatiite and Depleted Lithosphere // Jour. of Petrol. — 1998. — 39, 1. — P. 29—60.

Статья поступила 09.01.2013

В.В. Гордієнко, Л.Я. Гордієнко

#### ЩОДО РТ-УМОВ У МАНТІЙНИХ МАГМАТИЧНИХ ОСЕРЕДКАХ ПІД ТИХИМ ОКЕАНОМ

Проведено дослідження РТ-параметрів вогнищ магм у мантії Тихого океану. Вони становлять біля 50 км і 1200 °С, 70 км і 1300 °С, 90 км і 1350 °С. Перегріта й частково розплавлена мантійна



речовина надходила на ці рівні з глибини біля 200 км, де температура сягала 1600—1650°C. Результати узгоджуються з авторською адвекційно-поліморфною гіпотезою глибинних процесів.

**Ключові слова:** *мантія океанів, глибинні процеси, джерела магм, PT-параметри.*

*V.V. Gordienko, L.Ya. Gordienko*

ON PT CONDITIONS IN MANTLE  
MAGMATIC SOURCES BENEATH THE PACIFIC OCEAN

The investigation of PT-parameters of magma in the mantle of the Pacific is conducted. They are about 50 km and 1200 °C, 70 km and 1300 °C, 90 km and 1350 °C. Overheated and partially melted mantle substance arrived to these levels from a depth of about 200 km, where temperature reached 1600—1650 °C. The results are consistent with the advection-polymorphic hypothesis of deep processes.

**Keywords:** *mantle of the oceans, deep processes, magma sources, PT parameters.*