

## О *PT*-условиях в магматических очагах мантии Земли

© В. В. Гордиенко, 2014

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 5 марта 2014 г.

Представлено членом редколлегии В. П. Коболевым

Проведено дослідження *PT*-параметрів вогнищ магм у мантиї цього та інших океанів. Вони складають близько 25 км и 1150 °С, 55—60 км и 1200 °С, 95 км и 1350 °С, 145 км и 1500 °С, 210 км и 1700 °С. Результати узгоджуються з адвекційно-поліморфною гіпотезою глибинних процесів.

**Ключові слова:** мантия океанів та континентів, глибинні процеси, джерела магм, *PT*-параметри.

**Введение.** Статья представляет собой продолжение исследований параметров мантийного магматизма, начатых в работах [Варенцов и др., 2013, Гордиенко, Гордиенко, 2013а, б], о *PT*-условиях в очагах преимущественно океанов. Как и предшествовавшие им публикации, касавшиеся только определенных глубины очагов [Гордиенко, Усенко, 2003, Гонтова, Гордиенко, 2006 и др.], они имели целью экспериментальную проверку представлений адвекционно-полиморфной гипотезы (АПГ) глубинных процессов, разрабатываемой автором [Гордиенко, 2012 и др.]. По ходу работы изменялись методики анализа данных о составе магматических пород мантийного происхождения, позволившие в конечном счете провести массовое изучение глубин очагов и температур в них для континентов, океанов и переходных зон.

Предварительно были получены расчетные параметры очагов, соответствующие АПГ, которые оказались практически одинаковыми для всех типов эндогенных режимов. Примерные глубины их кровель и температуры составили (км и °С соответственно): 420 и 2000, 320 и 1900, 220 и 1750, 160 и 1550, 100 и 1350, 50 и 1200. Четыре верхних очага возникают в условиях, пригодных для вынесения магмы на поверхность. Очаги магматизма, возникающие на глубине менее 50 км (для континентов — в земной коре), считались вторичными, сформированными при вторжении мантийных выплавов. Они прогнозируются на глубине несколько больше 20 км, а в некоторых случаях — на 2—10 км.

Совпадение температуры в очаге с линией солидуса указывает на ее принадлежность

кровле очага и преимущественное распространение среди изученных пород образовавшихся после заметного остывания объекта, т. е. геологически значимого времени сегрегации расплава из тела поднявшегося на данную глубину астенолита (по АПГ он в несколько раз мощнее очага) и дифференциации.

Имеющаяся геолого-геофизическая информация позволяет проверить названные глубины очагов для некоторых вариантов глубинных процессов (рис. 1). На небольшой глубине можно использовать сведения о температуре Кюри титаномагнетитов андезитобазальтов [Глеваская, 1983 и др.].

На рис. 1, а приведены данные для Закарпатского прогиба. Отчетливо проявляются два источника магмы — в подкоровой мантии (глубже 50 км) и в коре (глубже 20 км). Для более кислых пород (с использованием иной методики) в прогибе обнаружены и очаги на глубине 10—2 км.

На рис. 1, б приведено распределение максимальных глубин ксенолитов, вынесенных кимберлитовыми (в меньшей мере щелочно-базальтовыми) магмами всех континентов. Видно, что максимальные глубины для источников магм различаются весьма существенно: от 60 до 200 км. Конечно, можно предположить, что существует единый резервуар магмы на глубине около 200 км, из которого магма поднимается к поверхности, по каким-то причинам начиная захват ксенолитов на разных участках этого пути. В этом случае обобщенные результаты будут представлять собой более или менее равномерное распределение максимальных глубин во всем интервале от 200 км до раздела М. На больших глубинах может быть исполь-

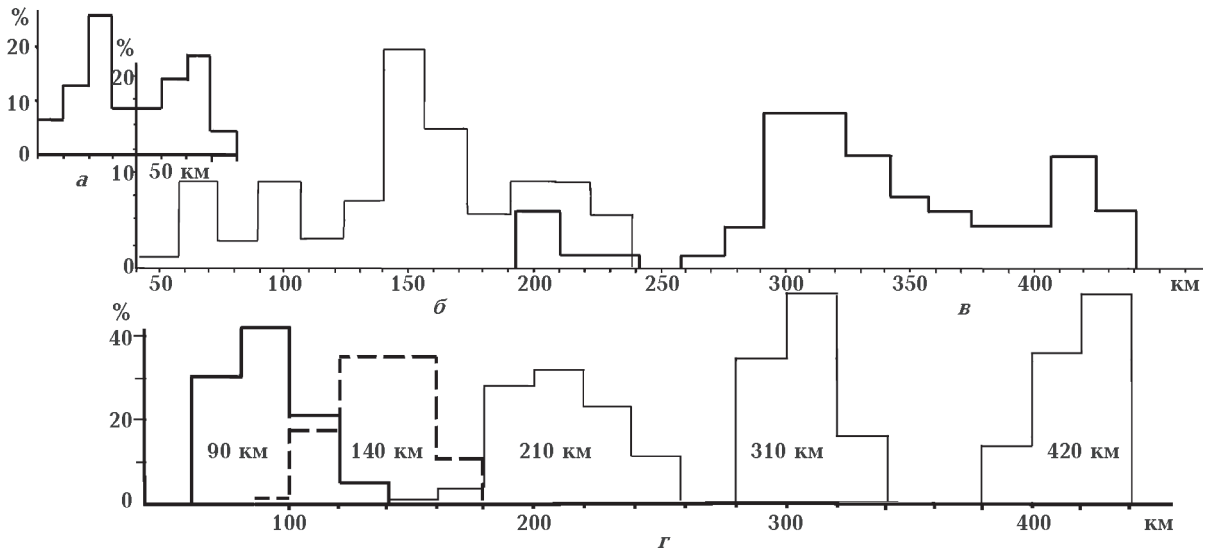


Рис. 1. Гистограммы распределений глубин магматических очагов, установленных разными методами: *а* — для Закарпатского прогиба, *б, в* — по ксенолитам, вынесенным кимберлитовыми и щелочно-основными магмами (*б*), по включениям мейджоритов в алмазах (*в*), *г* — по скоростным разрезам верхней мантии.

зована только схема «ксенолит в ксенолите». Доставленные каким-то процессом массопереноса на глубину около 200 км с больших глубин включения мейджоритовых гранатов в алмазах [Бобров, 2009] указывают на глубины их захвата, как и ксенолиты кимберлитов (рис. 1, *в*). На глубине менее 200 км мейджорит неустойчив, однако достигает поверхности. Очевидно, что перенос с больших глубин, захват алмазом в момент нуклеации и вынос кимберлитом должны происходить очень быстро. Поскольку такие факты все же известны, они фиксируют две максимальные глубины очагов, совпадающие с прогнозными.

Над очагами магматизма в мантии формируются зоны мощностью порядка 10 км, представленные ореолами флюидно-термального воздействия с измененными физическими свойствами пород. Поскольку наложенные метасоматические процессы осуществляются по проницаемому зонам, возникающие слои гетерогенны. При многократном расположении кровли астеносферы на нескольких фиксированных уровнях в мантии могут возникнуть слои, достаточно контрастные по отношению к вмещающей среде, чтобы быть выделенными при сейсмических исследованиях [Гордиенко, Усенко, 2003 и др.]. Такая конструкция формируется только при сравнительно длительном расположении очага на одной глубине, т.е. при процессе, отличном от обусловившего распределение на рис. 1, *б—в*. В этом смысле

распределения на рис. 1, *б—г* могут считаться независимыми по происхождению.

Очевидно, что на скоростных моделях (распределениях скорости продольных сейсмических волн —  $V_p$ ) должна быть заметна и граница, соответствующая началу полиморфного преобразования у подошвы верхней мантии, здесь резко увеличивается скорость сейсмических волн. Для Северной Евразии (см. ниже), включающей докембрийские и эпигерцинскую платформы, на значительных территориях, охваченных современной активизацией, по АПГ можно оценить только предельные значения — от 350—400 до 450—480 км. В этом регионе построена система скоростных разрезов вдоль длинных профилей ГСЗ, проведенных с помощью мощных взрывов ядерных и химических зарядов [Pavlenkova, Pavlenkova, 2006 и др.]. По ним определены вариации глубин границ в мантии (см. рис. 1, *г*). Экстремумы на гистограмме распределения явно отражают прогнозируемые глубины. Только на глубине около 50 км из-за большого распространения блоков с аномальной скоростью (показано, что они связаны с погружением в мантию экологизированных коровых базитов и частичным плавлением [Гордиенко, 2012 и др.]) невозможно выделить скоростную границу, распространенную в достаточной мере для создания экстремума на гистограмме.

Распределения глубин границ заметно отличаются от нормальных, но все же можно

довольно уверенно установить, что две трети значений в каждом массиве данных укладываются в интервалы  $90 \pm 22$ ,  $140 \pm 19$ ,  $210 \pm 22$ ,  $310 \pm 16$  и  $420 \pm 16$  км. По данным Н. И. Павленковой, протяженная скоростная граница на глубине около 100 км обнаружена и вне рассмотренной территории на Туранской плите, Канадском щите, в Атлантическом океане (Анголо-Бразильский геотраверс). Она, как и граница на глубине 200 км, вообще характерна для мантии Земли [Каракин и др., 2003].

Таким образом, рассчитанные с помощью АПГ глубины очагов реальны, но для их характеристики недостает температур. Кроме того, необходимо распространить экспериментальную проверку на все типы эндогенных режимов и возрасты событий. Для решения этой задачи необходима методика экспресс-анализа информации о составе пород мантийного про-

исхождения, позволяющая обработать десятки тысяч данных.

**Методика расчетов.** Вначале применялось несколько методик, основанных на привлечении многих данных о составе пород [Гордиенко, Гордиенко, 2013а, б]. Затем, основываясь на результатах [Ariskin, 1999; Светов, Смолькин, 2003; Николаев, Арискин, 2005 и др.], расчет удалось ограничить использованием концентраций двух оксидов ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{MgO}$ ). Вычисления глубины кровли очага магмы ( $H$ ) и температуры ( $T$ ) в нем проведены для пород с содержанием  $\text{SiO}_2$  не более 52 % (т. е. для основных и ультраосновных), не рассматривались карбонатиты и образования с большой концентрацией нефелина (т. е. не анализируются не только нефелиновые сиениты, но и фonoлиты и пр.). Как было показано на тысячах примеров определений  $PT$ -параметров для

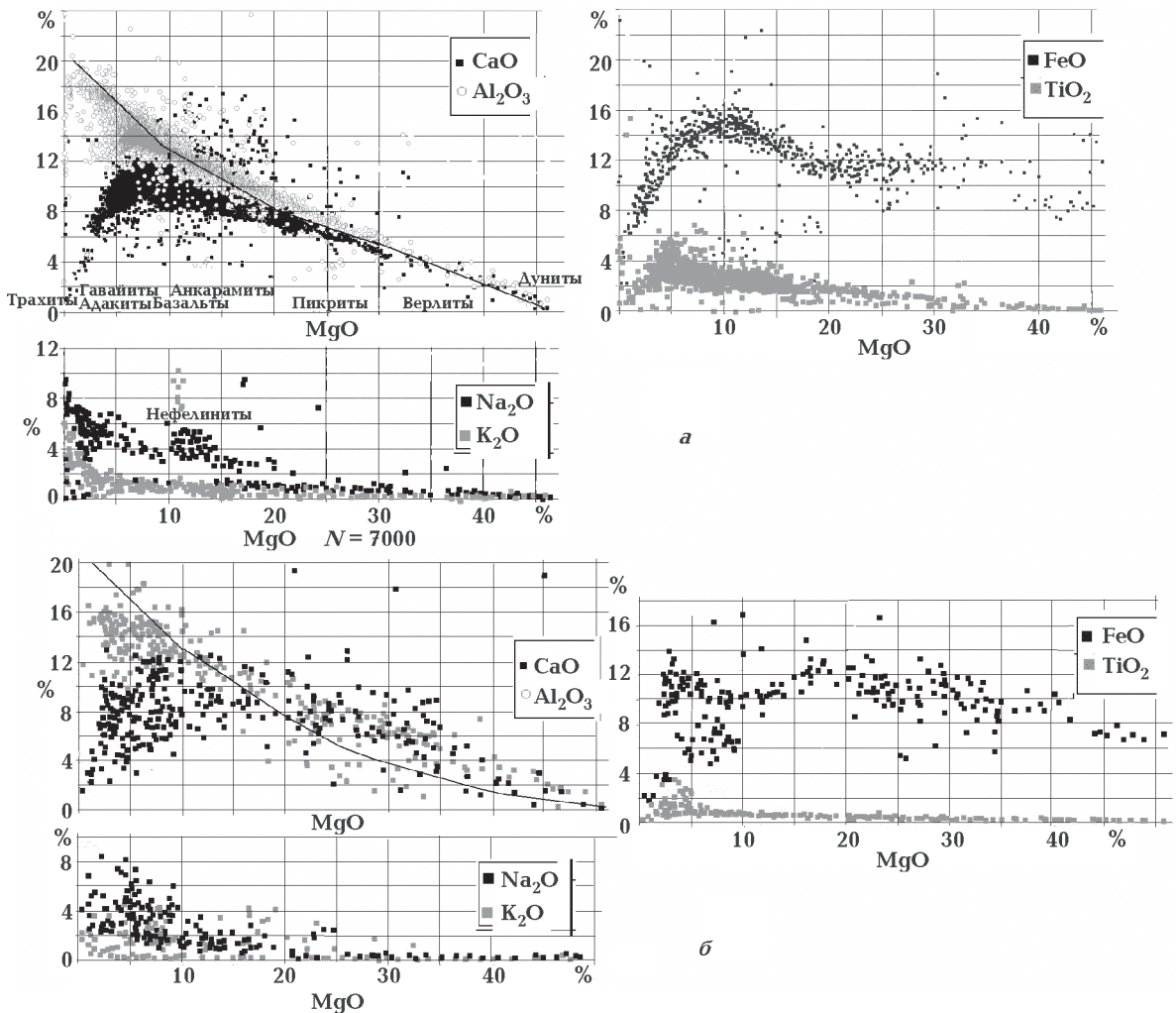


Рис. 2. Связь концентраций оксидов магния, алюминия, кальция, натрия, калия, железа и титана для пород Гавайских островов (а) и щита Йилгарн в Австралии (б). Линия — вид связи, следующий из расчетных формул.

выплавов из мантии, эти величины наиболее точно отражают их (рис. 2, 3). Получены выражения:  $T = -0,365(\text{MgO})^2 + 32,903(\text{MgO}) + 1060$  и  $T = -0,133(\text{Al}_2\text{O}_3)^2 - 32(\text{Al}_2\text{O}_3) + 1824$  и  $H = 0,319(T - 1050)$ , где  $H$  — в км,  $T$  — в °С. Связь температуры с глубиной оказывается практически линейной:  $H \sim 0,33(T - 1060)$  и в рассматриваемом диапазоне глубин очень близкой к установленной ранее  $T = 1013 + 3,914H - 0,0037H^2$  [Гордиенко, 2012]. Принятое выражение при больших значениях концентраций  $\text{Al}_2\text{O}_3$  дает явно заниженные значения температур и, соответственно, глубин очагов. Поэтому при концентрациях 22 % и более применялась постоянное значение  $T = 1070$  °С, что для практически встречающихся концентраций не могло заметно повлиять на результаты. Не использовались также и данные с концентрацией  $\text{MgO}$  менее 1,5 %.

Предпринимались попытки применить для расчетов связь с глубиной и температурой очага магматизма концентрации оксидов кальция в изверженных породах мантийного происхождения. Они оказались менее удачными, чем для оксидов алюминия и магния. Большие выборки данных [Geokem] позволили выяснить причину этого и более обоснованно исключить привлечение концентрации кальция (см. рис. 2).

Очевиден большой разброс концентраций оксида кальция и распространение ситуаций, когда в пределах основного тренда их изменения они соответствуют разным концентрациям оксида магния. В этом случае невозможно получить согласованные результаты расчетов. Причина состоит в увеличении концентраций оксидов натрия и калия в гавайитах и адакитах [Martin et al., 2005 и др.], т. е. содержания  $\text{CaO}$

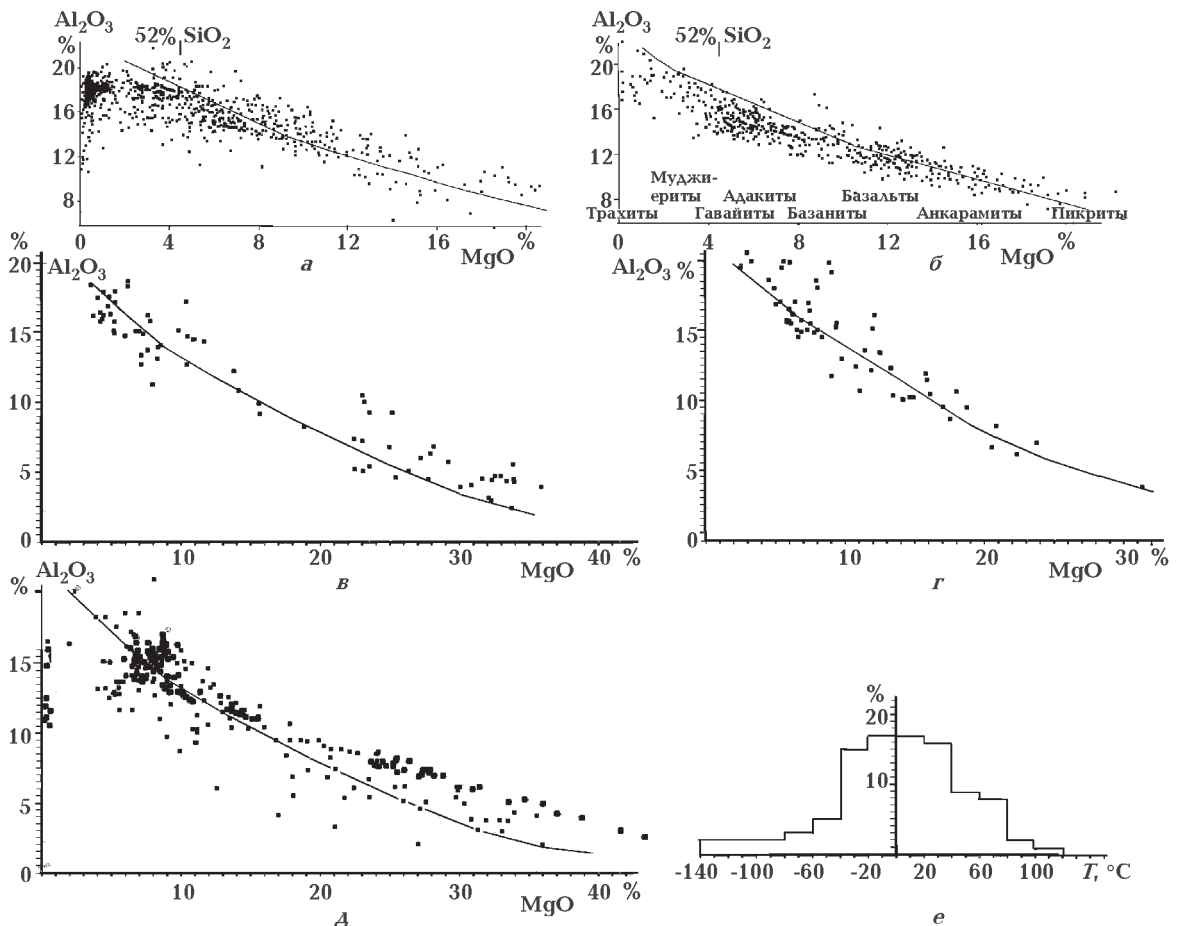


Рис. 3. Иллюстрация отклонений связи  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{MgO}$  в реальных породах разного возраста нескольких регионов океанов и континентов (точки) от предполагаемой принятыми расчетными формулами (линия):  $a$  — Азорские острова, Ян-Майен, Реюньон,  $б$  — Полинезия,  $в$  — Камчатка,  $г$  — Урал,  $д$  — Балтийский щит,  $e$  — гистограмма отклонений от средней расчетных температур по данным рис. 2, 3 и др.

падают без изменения общей щелочности низкомагнезиальных пород. В диапазоне содержания  $MgO$  10—15 % видно влияние появления в выборке нефелинитов: возникает область пониженных концентраций  $CaO$  и возрастания содержаний окислов калия и натрия (см. рис. 2).

Большое количество данных в [Geokem] о содержаниях оксидов в породах Гавайских островов также демонстрирует практическую непригодность изучения концентраций оксидов железа и титана для решения поставленной задачи. Поскольку информативность изменений концентраций  $MgO$  не вызывает сомнений, устанавливаемый вид связей с ними содержаний  $FeO$  (имеется в виду суммарное содержание обеих разновидностей оксидов железа) и  $TiO_2$  выглядит бесперспективным.

Сравнение рассчитанных параметров с установленным для тех же пород детальным минералогическим анализом для известных в литературе геотермометров и геобарометров [Славинский, 1994; Доусон и др., 1997; Ariskin, 1999; Светов, Смолькин, 2003; Николаев, Аришкин, 2005; Bryant et al., 2006; Ocean] показывает, что ошибки сопоставляемых методик близки. Недостатком используемого подхода следует признать привязку результатов фактически к принимаемой линии солидуса. Это приводит к заметному сокращению вариаций температур на одной расчетной глубине. Получается интервал глубин, растянутый на несколько лишних километров. Ниже отмечен и специфический вариант такого «растягивания».

Реальные погрешности, составляющие для пород мантийного происхождения несколько десятков градусов и около 10 км, заметно превосходят вносимые собственно методикой расчета. Об их величине можно судить, например, по результатам сравнения связи концентраций оксидов магния и алюминия, полученной из расчетных формул и наблюдаемой в реальности (см. рис. 2, 3). Полученные значения  $\Delta T$  представляют собой разницу между температурами, вычисленными по концентрациям каждого из оксидов. Приводимые ниже результаты — средние из этих величин (характерная величина отклонений от них около 40 °C).

Приведенный на рис. 2 и 3 разброс концентраций оксидов характеризует его величину, близкую к оптимальной. В значительных массивах использованных данных он меньше или больше.

При использовании основной части массива данных, представленного в источнике

[Geokem], где отсутствуют сведения о содержании кремнезема, возникают дополнительные трудности. Приходится считаться с возможностью попадания пород с  $MgO$  менее 4 % в разряд средних (см. рис. 2, 3). Очевидно также, что в интервале содержаний 5—8 % кроме основного тренда изменения состава возникает дополнительный, предположительно связанный с коромантийным обменом. На континентах он менее заметен, а на океанах проявляется в полной мере именно как результат океанизации. При этом процессе экологитизированные основные породы изменяемой земной коры погружаются в мантию и влияют на ее состав в пределах интервала глубин, где располагаются очаги частичного плавления на 50 и (в основном) 100 км.

В петрологической литературе можно встретить обоснование точки зрения, согласно которой часть находящаяся в мантии экологитов поступает в нее из коры [Jacob, 2004]. Это предположение находит подтверждение в изотопных метках алмазов в некоторых экологитах [Соболев, Соболев, 1980]. Они служат доказательством погружения экологитизированных пород земной коры на большие глубины (ниже границы раздела графит—алмаз, т. е. при реальных температурах в платформенном регионе более 120 км). Некоторые авторы [Gao et al., 2006 и др.] считают, что без погружения экологитизированных блоков коры в верхнюю мантию вообще невозможен «внутриплитовый» магматизм (речь идет о континентальной плите) наблюдаемого состава из мантийного источника на глубинах порядка 50—150 км. Не исключено, что рассматриваемое явление формирует состав верхних горизонтов «мантии гавайского типа» [Green, Falloon, 2005].

Предполагаются различные варианты участия погружившихся коровых экологитов в формировании состава источников магмы в мантии [Sobolev et al., 2005; Авдейко и др., 2011; Литасов, 2011 и др.]. Образующийся при этом комплекс пород (адакитов и др.) только частично может быть отнесен по принятым формальным признакам к основным ( $SiO_2 \leq 52\%$ ). По данным [Geokem], базитовую часть адакитов можно охарактеризовать содержаниями  $SiO_2$ ,  $MgO$ ,  $Al_2O_3$  как 49—53, 6,5 и 17 % соответственно. Направленное изменение содержаний в этом массиве данных не просматривается, можно допустить лишь незначительный рост  $Al_2O_3$  с увеличением концентрации  $MgO$  (т. е. изменение противоположно принятому в расчетной формуле). При использовании приня-



тых формул получаем среднюю глубину для очага магм базитовой части адакитов — 65 км. По данным минералогических геобарометров [Geokem] глубина составляет  $85 \pm 20$  км. Поэтому для массивов данных из [Geokem], где была неизвестна концентрация кремнезема, в интервале содержаний MgO 5—8 % расчетная глубина очага для пород дополнительного тренда изменения состава (см. выше) увеличилась на 20 км. Расчет по принятой формуле проводился в этом случае для концентраций MgO более 8 %. Естественно, такие поправки не прибавляют точности результатам расчета, однако соответствующие концентрации оксидов могут быть выведены из массивов, для которых определялось отклонение от средних значений глубин и температур (см. рис. 2, 3). Это позволило несколько сократить оценку разброса результатов (см. ниже).

Можно оценить ситуацию и по-другому. Температуры плавления, по которым вычислены глубины, относятся к перидотитовому парагенезису, для эклогита они приблизительно на 100 °C ниже. Расчетная глубина занижается примерно на 25—30 км [Гордиенко, Гордиенко, 2013а, б]. Другими словами, значительная часть параметров очагов из интервала глубин 60—80 км на рис. 2, 3 на самом деле относится к глубине порядка 100 км.

Для разделения больших массивов данных из [Geokem], когда это было возможно, формировались группы анализов по названиям пород. Сравнительно небольшой разброс значений концентраций оксидов в области базитов с максимальным содержанием кремнезема в некоторых случаях приводил к формированию блоков информации, в которых смешивались

характеристики двух, чаще всего наиболее близких к поверхности, очагов. Как показано выше (см. рис. 1), в этой ситуации необходимо ориентироваться на ограниченную мощность реального очага плавления в мантии. Напротив, широкие диапазоны изменения больших концентраций MgO в ультраосновных породах (как на рис. 2 для верлитов и дунитов 33—46 %) не вызывают существенных вариаций расчетных  $H$  и  $T$ , только на уровне погрешности расчета (на рис. 3 — 10 км и 40 °C).

Несмотря на эти и другие помехи, значительное количество использованного материала и разнообразие эндогенных режимов дают возможность получать достоверные результаты.

**Используемые данные.** Для решения поставленной задачи привлечены результаты анализов состава магматических пород мантийного происхождения с территорий и акваторий всех континентов и океанов. Их общее количество составляет около 70 000, из них около 30 000 относятся к океанам. Размещение пунктов отбора иллюстрирует рис. 4.

Источниками послужили публикации самого различного характера, в которых содержались данные о составах пород. Библиография по океанам приведена в публикациях [Гордиенко, Гордиенко 2013а, б и др.]. Сведения по континентам взяты из работ по Евразии [Саранчина, Шинкарев, 1973; Конди, 1983; Богатиков, Рябчиков, 1984; Соболев, Слуцкий, 1984; Магматические..., 1985, 1988; Грачев, 1987, 1999, 2003; Лампроиты..., 1991; Дмитриев, Богатиков, 1996; Есин и др., 1996; Феоктистов и др., 1996; Владыкин, 1997; Доусон и др., 1997; Поляков и др., 1997, 2008; Бородин, 1998; Ранний..., 1998; Ярмолюк и др., 1998; Филатова,

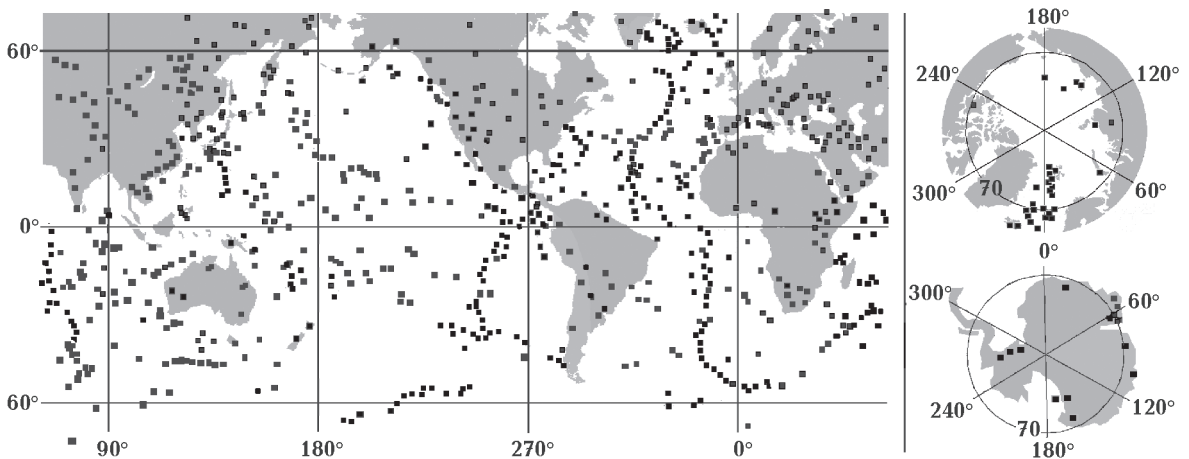


Рис. 4. Пункты отбора проб пород, использованных в работе.

1999; Медведев и др., 2003; Муравьева и др., 2003; Светов, Смолькин, 2003; Лутков и др., 2004; Ковалев, 2005; Мартынов и др., 2005; Николаев, Арискин, 2005; Осипенко и др., 2005; Федоров, Федоров, Колосков, 2005; Щербаков, 2005; Ермаков, Ермаков, 2006; Наумов и др., 2006; Вгуант et al., 2006; Глебовицкий и др., 2007; Жукова и др., 2007; Симонов и др., 2008, 2010; Gao et al., 2008; Конииков и др., 2009; Кривоуцкая и др., 2009; Буслов и др., 2010; Бучко, 2010; Гладкочуб и др., 2010; Авдейко, 2011; Богатиков и др., 2011; Варенцов и др., 2013; Geokem] и другим континентам [Восточно-Африканская..., 1974; Goldich et al., 1975; Muncy, 1979; Condie, Brookins, 1980; Jacques, Chappell, 1980; Конди, 1983; Магматические..., 1985, 1988; Sheraton, 1985; Goff et al., 1986; Грачев, 1987; Cox, 1989; Iyer, 1990; Лампроиты..., 1991; Briot et al., 1991; Geologie..., 1992; Nixon et al., 1992; Girnis et al., 1995; Shervais et al., 1996; Доусон и др., 1997; Polat et al., 1999; De Almeida et al., 2000; Schmidberger, Francis, 2001; Parada et al., 2001; Spath et al., 2001; Murphy et al., 2002; Wagner et al., 2002; Le Roex et al., 2003; Beker, Ewart et al., 2004; Geokem, Hearn, 2004; Fedortchouk, Canil, 2004; Sharma, 2004; Le Roex, 2005; Sobolev et al., 2005; Bray et al., 2006; Gibson et al., 2006; Глебовицкий и др., 2007; Almeida et al., 2007; Adekeye, Nitekim, 2007; Ellam, Oliveros et al., 2007; Nardi et al., 2008; Vigouroux et al., 2008; Espinoza et al., 2009; Богатиков и др., 2011; Du El Aouli et al., 2011; Otamendi et al., 2012; Owona et al., 2012; Petrology..., 2012].

Очевидна большая изменчивость плотности сети отбора образцов для анализов. Это впечатление усиливается при рассмотрении выборок по отдельным типам эндогенных режимов или регионам. Гавайи и их «цоколь» охарактеризованы 9700 анализами, срединно-океанические хребты (СОХ) — 4000, Северная Атлантика — 3600, Канары — 2100, Галапагосские и Маркизские острова — 1000, Мадейра, Кергелен, Коморы — 1050, Азоры, Реюньон — 900. Большие вулканические провинции континентов (Декан, Парана, Кару, плато Колумбия, Снейк ривер, Бассейнов и Хребтов, Мексики) — 8000, Каскадные горы и Анды — 4000, Исландия — 2300, островные дуги (Антилы, Камчатка, Курилы, Алеуты, Япония, Рюкю, Идзу-Бонин, Марианская, Новая Зеландия) — 12000. Кроме того, на всей акватории и островах Арктического океана использовано только 300 образцов.

Отметим, что по АПГ островные дуги отождествляются с молодыми геосинклиналями,

поэтому данные о них рассматривались в составе континентальных. Островные дуги южной части Индонезийского архипелага отнесены к Австралии. Современный рифт Исландии (который нельзя отнести к океаническим структурам хотя бы из-за мощности коры) формально «приписан» к Евразии.

Некоторая часть информации не использовалась из-за опасности выхода за оговоренные рамки концентрации кремнезема. Например, широко распространенные андезитобазальты, среди которых встречаются породы с содержанием  $\text{SiO}_2$  более 52 %, а информация об этом параметре отсутствует.

**Параметры очагов магматизма в мантии океанов.** Приводимая ниже информация — сжатое изложение, представленное в работах [Гордиенко, Гордиенко, 2013а, б и др.]. Для всех океанов на основе геолого-геофизических данных была показана неприменимость гипотезы тектоники плит и вероятность сравнительно недавней (начиная с мезозоя) океанизации коры континентального типа.

К рассмотрению привлечены данные по всем срединно-океаническим (сейсмичным) и большинству асейсмичных хребтов океанов (см. рис. 4). Это Гавайский и Императорский (включая поднятие Обручева), 90-го градуса, Мальдивский, Менделеева. Изучены породы крупных плато: Полинезийского и Самоа, Мид Пасифик и Марк-Уэйк, Цейлонского, Брокен, Натуралистов, Кергелен, Маскаренского, Коморского, Фиджи. Представлены океанические плиты: Лайн, Восточно-Марианская, Северо-Западная, Меланезии и Манихики, впадины окраинных морей: Карибского, Скотии, Тирренского, Филиппинского, Японского. Изучены данные с островов: Азорских, Бермудских, Галапагосских, Кабо Верде, Канарских, Кергелен, Коморских, Мадейра, Маркизских, Реюньона, Св. Елены, Тристан-да-Куньи, Ян-Майена. Часть этой информации (во всяком случае, в Индийском океане) с равным основанием может быть отнесена к океаническим плато. Представлены желоба: Тонга, Марианский, Центрально-Американский. Сравнительно мало (не по количеству анализов, а по числу регионов) исследованы океанические плато: Кергеленское, Коморское, Фиджи. Изучен ряд котловин: Сомалийская, Мозамбикская, Уотон, Перт, Кокос, Южно-Индийская, Северо- и Южно-Австралийские, Ангольская, Бразильская и др.

Исследования пород Тихого и Атлантического океанов проводились с использованием

многих методик (на первом этапе привлеченный позже материал, по объему превышавший первоначальный — по единой методике), Индийского и Арктического — по единой методике, описанной выше.

Новые данные согласуются с установленными ранее. Не для всех изученных регионов получены результаты, характеризующие все «этажи» магматических очагов. Но это, скорее всего, объясняется спецификой изученности. Тем не менее подтверждается (табл. 1) существование максимально глубоких очагов ( $215 \pm 15$  км), расположенных на промежуточных глубинах ( $145 \pm 15$  и  $85 \pm 5$  км) и с минимальной глубиной ( $55 \pm 5$  км). В некоторых случаях обнаруживается и результат выноса магматического материала в подкоровую камеру на глубине  $30 \pm 5$  км.

И все же разница в результатах примененных методик расчета параметров очагов заметна. В работах [Гордиенко, Гордиенко, 2013а, б

и др.] по Тихому и Атлантическому океанам непосредственно были получены данные только об очагах на глубинах до 100 км. Существование более глубоких объектов можно было предположить (хотя и с достаточными основаниями) по аномально высоким расчетным температурам, установленным в том числе и на сравнительно небольших глубинах. Считалось, что эти случаи отражают поступление перегретых магм из более глубоких источников (примерно на 150 и 200 км). Практически эти результаты выявляли несоответствие друг другу методик расчета температур и глубин очагов. Вариант методики, использованный в данной статье, лишен этого недостатка.

Результаты по океанам сведены в табл. 1.

Изученные острова Арктического океана не охарактеризованы отдельно, так как располагаются на шельфе.

В целом очевидно, что полученные глубины очагов и температуры в них соответству-

**Т а б л и ц а 1.** РТ-параметры магматических очагов в мантии океанов

Регионы	1-й этаж		2-й этаж		3-й этаж		4-й этаж		5-й этаж	
	H, км	T, °C	H, км	T, °C	H, км	T, °C	H, км	T, °C	H, км	T, °C
Тихий океан										
СОХ	—	—	—	—	90	1300	—	—	—	—
Асейсмичные хребты	—	—	120	1400	85	1300	65	1250	—	—
Плато, шельф	230	1800	—	—	80	1300	55	1200	—	—
Котловины	230	1800	190	1650	80	1300	55	1200	25	1150
Острова	200	1700	145	1500	95	1350	65	1250	30	1150
Желоба	210	1700	130	1450	85	1300	65	1250	40	1200
Окраинные моря	—	—	130	1450	90	1350	60	1200	40	1150
Атлантический океан										
СОХ	230	1800	140	1500	95	1350	55	1250	25	1100
Плато, шельф	220	1750	150	1550	90	1350	55	1200	30	1150
Острова	210	1700	140	1500	95	1350	55	1200	35	1150
Окраинные моря	—	—	140	1500	80	1300	55	1200	25	1100
Котловины	—	—	145	1500	100	1350	—	—	—	—
Индийский океан										
СОХ	—	—	150	1550	90	1350	55	1250	25	1100
Асейсмичные хребты	—	—	—	—	85	1300	50	1200	30	1150
Котловины	—	—	—	—	85	1300	55	1200	—	—
Острова	190	1650	140	1500	90	1350	55	1200	30	1150
Арктический океан										
СОХ	215	1700	140	1500	100	1350	70	1300	45	1200
Асейсмичный хребет	—	—	—	—	—	—	70	1250	30	1150
Плато, шельф	—	—	170	1600	90	1350	75	1300	50	1200
Котловины	—	—	120	1400	95	1350	75	1300	55	1250



ют прогнозу и не обнаруживают каких-либо существенных различий параметров между океаническими регионами.

**РТ-параметры мантийных очагов Евразии.**

В массиве данных по континентам Евразия занимает особое место как по количеству информации, так и по разнообразию исследованных зон с разным эндогенным режимом (рис. 5, 6). Есть смысл рассмотреть полученные здесь результаты отдельно.

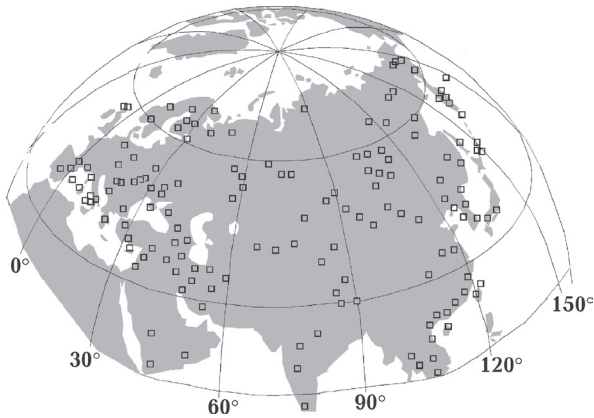


Рис. 5. Размещение пунктов отбора образцов для определения состава изверженных пород Евразии.

На материале Евразии может быть проанализирован вопрос об изменении параметров очагов с возрастом как в докембрии (как это предполагается, например, в работе [Светов, Смолькин, 2003]), так и в фанерозое, а также их различий для геосинклиналей, рифтов и зон одноактных активизаций [Гордиенко, 2012 и др.].

Материал по Евразии был разбит на группы в соответствии с типами эндогенных режимов. При достаточном объеме информации внутри групп выделялись региональные или возрастные подгруппы.

Магматизм разновозрастных геосинклиналей Евразии в использованном массиве данных представлен очень неравномерно. Сведений по регионам с каледонским и киммерийским возрастами складчатости недостаточно для индивидуальной характеристики. Поэтому материал по первым был присоединен к массиву данных по герцинидам, по вторым — по альпидам. Примерные контуры этих областей вместе с контурами докембрийских щитов Евразии показаны на рис. 6.

В приводимых ниже таблицах встречаются повторяющиеся названия регионов. Это происходит в случаях, когда для характеристики используются разные выборки анализов, как

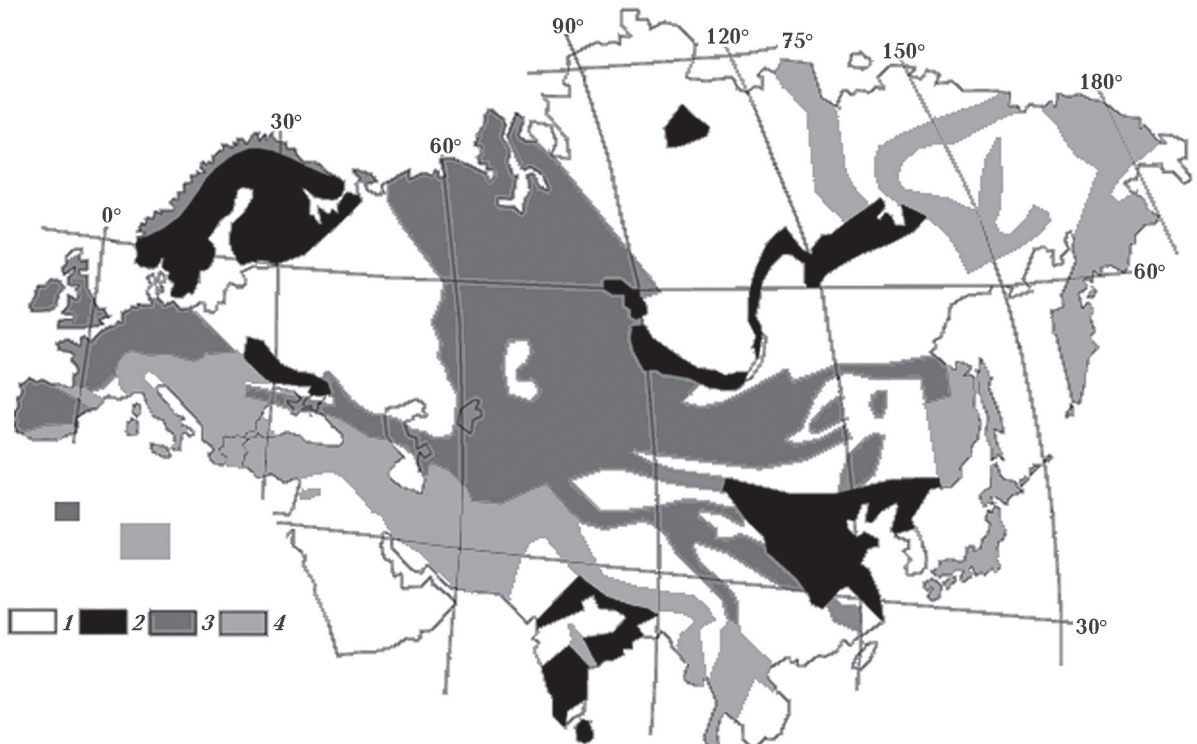


Рис. 6. Примерные контуры регионов Евразии с преобладанием разного возраста геосинклинальных процессов: 1 — разновозрастные платформы и крупные срединные массивы, 2 — докембрийские щиты, 3 — каледониды и герциниды, 4 — киммериды и альпиды.

**Т а б л и ц а 2. РТ-параметры очагов магматизма разновозрастных геосинклиналей Евразии**

Регион, возраст складчатости	1-й этаж		2-й этаж		3-й этаж		4-й этаж	
	<i>H</i> , км	<i>T</i> , °С	<i>H</i> , км	<i>T</i> , °С	<i>H</i> , км	<i>T</i> , °С	<i>H</i> , км	<i>T</i> , °С
УЩ, архей (Сурская зеленокаменная структура)	220	1750	155	1550	95	1350	55	1200
УЩ, протерозой (Криворожско-Кременчугская зона)	225	1750	170	1550	85	1300	55	1200
Тянь-Шань, герциниды	210	1700	150	1500	85	1300	60	1200
Крым, киммериды	195	1650	165	1550	80	1300	50	1200
Карпаты, альпиды	210	1750	140	1500	90	1350	50	1250

**Т а б л и ц а 3. РТ-параметры очагов магматизма альпийских и киммерийских геосинклиналей Евразии**

Регион	1-й этаж		2-й этаж		3-й этаж		4-й этаж	
	<i>H</i> , км	<i>T</i> , °С	<i>H</i> , км	<i>T</i> , °С	<i>H</i> , км	<i>T</i> , °С	<i>H</i> , км	<i>T</i> , °С
Сихотэ-Алинь	210	1650	—	—	75	1300	55	1200
Хонсю, Рюкю	—	—	—	—	90	1300	50	1200
Малый Кавказ	210	1650	—	—	100	1350	55	1200
Родопы	220	1750	135	1450	105	1350	55	1200
Командоры, Алеуты	195	1650	155	1550	100	1300	55	1200
Камчатка, Корякия	215	1750	155	1550	90	1300	55	1200
Сахалин	230	1800	—	—	100	1350	50	1200
Чукотка	230	1750	—	—	80	1300	55	1200
Курилы	—	—	—	—	95	1350	55	1200
Бонинская, Марианская, Соломонова дуги	170	1500	130	1450	85	1300	55	—
Филиппины	—	—	130	1450	—	—	50	1300
Северный Вьетнам	—	—	125	1450	95	1350	50	1200
Сулейман Даг	—	—	—	—	—	—	40	1150
Эльбурс	—	—	125	1450	100	1350	70	1250
Загрос	190	1650	170	1580	110	1400	50	1200
Тибет	—	—	—	—	80	1300	45	1200
Тавр	—	—	—	—	85	1300	55	1200
Аппенины, Корсика	—	—	150	1500	85	1300	55	1200
Пиңдос	—	—	145	1500	90	1300	55	1200
Кипр, Сирия	—	—	150	1500	85	1300	65	1250
Гималаи	—	—	—	—	90	1300	65	1250

правило, полученные из разных публикаций. Иногда они относятся к различным по возрасту или содержанию (типу эндогенного режима) этапам геологической истории.

Предположение об изменении параметров очагов с возрастом геосинклиналей рассматривается по данным табл. 2. Очевидно, что такая зависимость не обнаруживается. Различия в параметрах незначительны и изменения незакономерны. Это подтверждают и другие данные, приводимые ниже. Сведения

о наименее глубоких (коровых) очагах не рассматривались, так как для геосинклиналей докембрия они часто недоступны из-за уровня эрозионного среза.

Отдельно можно проанализировать сведения по нескольким киммерийским и альпийским геосинклиналям, для которых собраны относительно представительные массивы данных (табл. 3). Значительная часть массивов оказалась состоящей из однородных анализов, характеризующих лишь ограниченный интер-

вал глубин расположения очагов. Однако в других регионах просматриваются все уровни. Чаще всего выплавки из коровых источников представлены кислыми и средними породами, поэтому самый верхний «этаж» не отображен в таблице.

Примерно то же можно сказать и о каледонских и герцинских геосинклиналях Евразии (табл. 4), но в этом случае верхний «этаж» все же заметно проявился в магматитах мантийной природы.

Данные по каледонидам Норвегии и герцинидам Рено-Герцинской зоны не противоречат приведенным в таблице, но представлены ре-

зультатами анализов, характеризующими в каждом случае только очаги одной глубины.

Единственный вариант эндогенного режима, в рамках которого возможно отсутствие проявлений наиболее глубинных магматических очагов в верхней мантии (характерные глубины не более 100—150 км), — современная активизация альпид (и поздних киммерид Тихоокеанского пояса) (табл. 5). Для возрастов складчатости 30—60 млн лет тепломассоперенос может начаться после восстановления небольшой зоны частичного плавления в низах верхней мантии. Материал вначале выносится под кору, зона прогрева и небольшой степени

**Т а б л и ц а 4. *PT*-параметры очагов магматизма каледонских и герцинских геосинклиналей Евразии**

Регион, возраст складчатости	1-й этаж		2-й этаж		3-й этаж		4-й этаж		5-й этаж	
	<i>H</i> , км	<i>T</i> , °С	<i>H</i> , км	<i>T</i> , °С	<i>H</i> , км	<i>T</i> , °С	<i>H</i> , км	<i>T</i> , °С	<i>H</i> , км	<i>T</i> , °С
Центральная Азия, каледониды и герциниды*	—	—	140	1500	90	1300	55	1200	30	1150
Колымская зона герцинид	210	1700	—	—	110	1400	65	1250	—	—
Западная Сибирь, герциниды	—	—	—	—	115	1450	70	1250	35	1150
Тянь-Шань, каледониды и герциниды	220	1750	145	1500	115	1400	70	1250	45	1200
Тиман, герциниды	—	—	—	—	100	1350	70	1250	10	1100
Урал, герциниды	230	1750	145	1500	95	1350	70	1250	35	1150
Донбасс, герциниды	—	—	160	1550	100	1350	50	1200	—	—
Алтай, герциниды	190	1650	—	—	100	1350	65	1250	—	—
Сихотэ-Алинь, герциниды	215	1700	—	—	90	1300	55	1200	25	1150
Кавказ, герциниды	210	1700	160	1550	90	1300	65	1250	40	1150
Западная Камчатка, герциниды	—	—	145	1500	100	1350	75	1300	45	1200

\*Алтай, Забайкалье, Восточный Казахстан, Зайсан, Западная Монголия, Тянь-Шань, Тува, Кузбасс, Кузнецкий Алатау, Горная Шория

**Т а б л и ц а 5. Современная активизация геосинклиналей с разным возрастом складчатости**

Регионы, возраст складчатости	2-й этаж		3-й этаж		4-й этаж		5-й этаж	
	<i>H</i> , км	<i>T</i> , °С	<i>H</i> , км	<i>T</i> , °С	<i>H</i> , км	<i>T</i> , °С	<i>H</i> , км	<i>T</i> , °С
Альпиды и киммериды*	140	1500	100	1350	75	1300	50	1200
Каледониды и герциниды								
Монгольский Алтай	—	—	90	1300	75	1300	50	1200
Кавказ	—	—	90	1300	70	1250	—	—
Центральная Европа**	135	1450	105	1400	80	1300	50	1200
Рейнский грабен, Центральный массив	—	—	110	1400	85	1300	55	1200
Центральная Испания	120	1450	100	1350	—	—	—	—
Северо-Западный Тянь-Шань	—	—	115	1400	75	1300	45	1200

\*Верхояно-Колымская система, Курилы (о. Парамушир, о. Шикотан, о. Итуруп, о. Кунашир), Командоры (о. Беринга), Бетская Кордильера, Юго-Западный Китай, Вьетнам, Камбоджа, Таиланд, Южные Карпаты, Балканиды, Паннония.

\*\*Богемия, Тюрингия, Саксония, Силезия.

частичного плавления при повторной адвекции (вероятность ее на данном этапе разработки АПГ неясна) может распространиться через некоторое время вниз до 140—150 км. Для поздних альпид тепломассоперенос использует частично расплавленный материал реликтовой астенотинзы для выноса вещества непосредственно под кору и в кору. Глубины магматических очагов едва ли должны превышать 100—150 км.

Обобщение данных по нескольким рифтам в каждом регионе, в том числе для районов с относительно небольшим уровнем эрозионного среза, позволило определить параметры коровых источников (табл. 6).

Массивы данных, собранные по рифтам близкого возраста, обеспечили выявление почти всех уровней расположения магматических очагов. И в этом случае можно утверждать, что существенной зависимости их глубин и температур от возраста процесса не замет-

но. Данные по конкретным регионам, приводимые в табл. 7, свидетельствуют о том же. В табл. 7 включены сведения по магматизму разнообразных регионов Восточной и Юго-Восточной Азии, для которых по имеющимся у автора данным не всегда можно диагностировать тип эндогенного режима. Не исключено, что часть приводимой информации относится к процессам одноактной активизации, а не рифтогенеза.

Можно констатировать, что параметры очагов соответствуют прогнозным. Их значимое изменение с возрастом процесса не обнаруживается ни в докембрии (табл. 8), ни в фанерозое (как это и предусматривает АПГ).

**Параметры магматических очагов в мантии других континентов.** Представленное на рис. 7 примерное размещение зон с разным возрастом активных процессов на континентах вне Евразии и размещение пунктов отбора проб (см. рис. 4) показывают, что изучение

**Таблица 6. РТ-параметры очагов магматизма разновозрастных рифтов Евразии\***

Возраст	1-й этаж		2-й этаж		3-й этаж		4-й этаж		5-й этаж	
	H, км	T, °C	H, км	T, °C	H, км	T, °C	H, км	T, °C	H, км	T, °C
Рифей, венд	195	1650	140	1500	90	1350	60	1250	35	1150
Палеозой	215	1700	165	1550	90	1350	55	1200	—	—
Кайнозой	230	1750	165	1550	85	1300	60	1250	10	1100
Современный рифт	—	—	145	1500	90	1350	—	—	—	—

\*Оршанский прогиб, склон Анабарского щита, северо-восток Монголии, Кузбасс, Днепровско-Донецкая впадина, Западно-Сибирская плита, Тунгусская синеклиза, Сибирская платформа, Байкал, Прибайкалье, Аравийская платформа, Иорданский рифт, Сихотэ-Алинь, Исландия.

**Таблица 7. РТ-параметры очагов магматизма рифтов Евразии**

Регион	1-й этаж		2-й этаж		3-й этаж		4-й этаж		5-й этаж	
	H, км	T, °C	H, км	T, °C	H, км	T, °C	H, км	T, °C	H, км	T, °C
Корея	—	—	—	—	90,	1300	65,	1250	20,	1100
Внутренняя Монголия	—	—	—	—	—	—	70,	1250	45,	1200
Юго-Восточный Китай	—	—	145,	1500	100,	1350	70,	1250	45,	1200
Эмейшань	—	—	135,	1450	100,	1350	70,	1300	—	—
Тибет	—	—	—	—	95,	1350	70,	1300	30,	1150
Тайвань	—	—	—	—	100,	1350	80,	1300	55,	1200
Декан	—	—	140,	1500	105,	1400	75,	1300	45,	—
Урал	180,	1600	125,	1450	100,	1350	75,	1300	45,	1200
Чукотка	—	—	125,	1450	100,	1350	70,	1300	50,	1200
Норильск	175,	1600	150,	1500	100,	1350	80,	1300	—	—
Становой хребет	—	—	—	—	95,	1350	75,	1300	55,	1200
Балтийский и Украинский щиты	—	—	140,	1500	95,	1350	80,	1300	—	—

Т а б л и ц а 8. *PT*-параметры очагов магматизма докембрийских массивов Евразии

Регион, возраст	1-й этаж		2-й этаж		3-й этаж		4-й этаж		5-й этаж	
	<i>H</i> , км	<i>T</i> , °С	<i>H</i> , км	<i>T</i> , °С	<i>H</i> , км	<i>T</i> , °С	<i>H</i> , км	<i>T</i> , °С	<i>H</i> , км	<i>T</i> , °С
УЩ, архей	210	1700	155	1550	95	1300	70	1250	35	1150
УЩ, протерозой	195	1700	140	1500	95	1350	65	1250	25	1150
ВКМ, архей	190	1600	120	1450	—	—	65	1250	20	1100
БЩ, архей	205	1700	155	1550	105	1400	65	1250	20	1100
БЩ, протерозой	205	1700	150	1500	95	1300	75	1300	—	—
АлЩ, архей	210	1700	160	1550	120	1400	—	—	—	—
АлЩ, протерозой	200	1700	145	1500	105	1400	70	1250	—	—
АнЩ, протерозой	205	1700	145	1500	90	1300	70	1250	—	—
ИЩ, протерозой	210	1700	150	1500	100	1350	75	1300	—	—
ИЩ, архей	190	1650	—	—	100	1350	70	1250	—	—

Примечание: УЩ — Украинский щит, ВКМ — Воронежский кристаллический массив, БЩ — Балтийский щит, АлЩ — Алданский щит, АнЩ — Анабарский щит, ИЩ — Индийский щит.

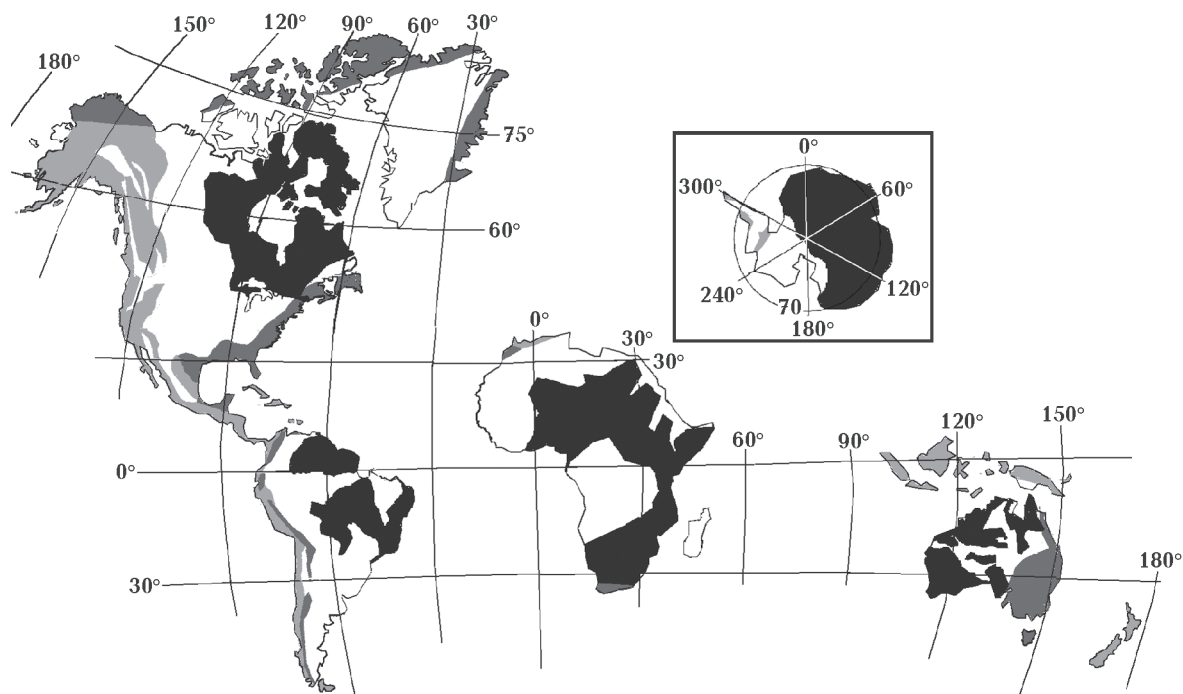


Рис. 7. Примерные контуры регионов с преобладанием разного возраста геосинклинальных процессов на континентах вне Евразии. Условные обозначения см. на рис. 6.

разнообразных эндогенных режимов здесь существенно ограничено. Фанерозойские геосинклинали достаточно широко представлены только в Северной Америке и островных дугах. Однако в первом случае наиболее изученная часть магматизма относится к постгеосинклинальной активизации, в основном это андезиты, т. е. средние по кислотности образования. Некоторые примеры (например, состав андезитовых лав Везувия) предполагают возмож-

ность перенесения на эти породы используемых расчетных формул, но встречаются и иные варианты состава. Вопрос пока не рассмотрен, упомянутые массивы данных использовались лишь в небольшой их части (андезитобазальтовой), для которой в литературе приводится соответствующий уровень концентрации  $\text{SiO}_2$ .

Кроме того, на рассматриваемых континентах широко распространены рифтовые структуры различного возраста. В частности,



**Т а б л и ц а 9. РТ-параметры очагов магматизма в мантии Африки**

Регион, возраст	1-й этаж		2-й этаж		3-й этаж		4-й этаж		5-й этаж	
	H, км	T, °C	H, км	T, °C	H, км	T, °C	H, км	T, °C	H, км	T, °C
Южная Африка, архей	200	1700	150	1500	95	1350	—	—	—	—
Южная Африка, архей, рифт	215	1700	155	1550	100	1350	—	—	—	—
Намибия, архей, протерозой	180	1600	—	—	80	1300	65	1250	—	—
Египет, протерозой	—	—	—	—	—	—	65	1250	—	—
Южная Африка, кимберлит	215	1700	140	1500	—	—	—	—	—	—
Марокко, Камерун, Гана, рифейский рифт	—	—	—	—	90	1300	60	1200	30	1150
Марокко, киммерийский рифт	—	—	145	1500	95	1350	55	1200	30	1150
Кару	185	1650	150	1500	100	1350	—	—	—	—
Алжир, альпиды	—	—	—	—	—	—	40	1150	—	—
Восточная Африка, альпийский рифт	185	1650	145	1500	95	1350	55	1200	20	1150
Нигерия, альпийский рифт	—	—	—	—	—	—	70	1250	—	—

**Т а б л и ц а 10. РТ-параметры очагов магматизма в мантии Северной Америки**

Регион, возраст	1-й этаж		2-й этаж		3-й этаж		4-й этаж		5-й этаж	
	H, км	T, °C	H, км	T, °C	H, км	T, °C	H, км	T, °C	H, км	T, °C
Канадский щит, архей	210	1700	150	1500	105	1400	—	—	—	—
Канадский щит, протерозой	185	1650	140	1500	95	1350	60	1200	—	—
Гренландия, протерозой	—	—	170	1600	85	1300	65	1250	15	1100
Аппалачи, каледониды	—	—	—	—	95	1350	60	1200	35	1150
Ньюфаундленд, каледониды	—	—	—	—	105	1400	70	1250	35	1150
Аляска, альпиды	230	1750	150	1500	100	1350	55	1200	—	—
Алеуты, альпиды	—	—	—	—	105	1400	55	1200	—	—
Центральные Кордильеры, альпиды	—	—	—	—	80	1300	50	1200	—	—
Каскады, альпиды	—	—	—	—	90	1300	—	—	—	—
Антильская дуга, альпиды	—	—	120	1450	90	1300	50	1200	—	—
Скалистые горы, киммериды	205	1700	140	1500	95	1350	—	—	—	—
Калифорния, киммериды	—	—	155	1550	100	1350	70	1250	—	—
Мексика, альпийский рифт	200	1700	130	1450	100	1350	60	1250	—	—
Большой Бассейн, альпийский рифт	—	—	—	—	95	1350	—	—	—	—

такая ситуация сложилась в Африке (табл. 9). Фанерозойские геосинклинали на континенте представлены мало и практически не изучены.

В самом представительном массиве данных по рифту Восточной Африки можно выделить два блока: в одном резко преобладают концентрации оксидов, приводящие к расчетным глубине очага 100 км и температуре 1350 °C, в другом скорее выделяются два объекта с глубинами кровли в среднем 115 и 85 км. В целом параметры очагов не обнаруживают заметных отличий от прогнозных.

В использованной литературе недостаточно данных для характеристики палеозойского геосинклинального процесса в Северной Америке (рис. 4, 7, табл. 10). Лучше представлены мезокайнозойские геосинклинали, образования докембрия и рифты.

В целом информации (не количества анализов, а их представительности) недостаточно для этого материка со сложной геологической историей. Однако в рамках мирового обзора полученными результатами можно ограничиться, так как они не противоречат прогнозным.

Примерно то же можно сказать о результатах по Южной Америке (табл. 11). Здесь кроме преобладания в массиве данных по Андам андезитов мало (единичные анализы) сведений по докембрийским породам Бразильского и Гвианского щитов. Но все рассчитанные параметры очагов неплохо соответствуют прогнозным, можно считать, что задача обзора выполнена.

В Австралии (включая Тасманию) и на соседних островных дугах рассмотрено достаточ-

ное количество анализов для характеристики основных тектонических регионов континента. Конечно, представлены не все «этажи» магматических очагов в мантии, но все полученные результаты укладываются в рамки прогноза (табл. 12).

На территории Антарктиды не всегда можно диагностировать тип эндогенного режима. Поэтому деление пород на группы проведено только по их абсолютному возрасту и территориальной принадлежности. К районам совре-

**Т а б л и ц а 11. *PT*-параметры очагов магматизма в мантии Южной Америки**

Регион, возраст	1-й этаж		2-й этаж		3-й этаж		4-й этаж		5-й этаж	
	<i>H</i> , км	<i>T</i> , °С	<i>H</i> , км	<i>T</i> , °С	<i>H</i> , км	<i>T</i> , °С	<i>H</i> , км	<i>T</i> , °С	<i>H</i> , км	<i>T</i> , °С
Гвианский щит, протерозой	—	—	—	—	90,	1300	45,	1200	—	—
Гвианский щит, кимберлиты	—	—	160,	1550	110,	1400	50,	1200	20,	1100
Бразильский щит, протерозой	—	—	150,	1500	80,	1300	65,	1250	—	—
Бразильский щит, герцинская активизация	—	—	160,	1550	85,	1300	60,	1250	—	—
Бразильский щит, альпийская активизация	—	—	—	—	95,	1350	65,	1250	40,	1150
Аргентина, герциниды	—	—	170,	1600	—	—	—	—	—	—
Аргентина, киммерийская активизация	—	—	140,	1500	90,	1300	65,	1250	—	—
Кордильеры Центральной Америки, альпиды	240,	1800	—	—	90,	1300	65,	1250	35,	1150
Колумбия, альпиды	205,	1700	150,	1500	90,	1300	—	—	—	—
Анды, альпиды	190,	1650	—	—	95,	1350	55,	1200	30,	1150
Анды, киммериды	—	—	—	—	80,	1300	60,	1250	35,	1150

**Т а б л и ц а 12. *PT*-параметры очагов магматизма в мантии Австралии**

Регион, возраст	1-й этаж		2-й этаж		3-й этаж		4-й этаж		5-й этаж	
	<i>H</i> , км	<i>T</i> , °С	<i>H</i> , км	<i>T</i> , °С	<i>H</i> , км	<i>T</i> , °С	<i>H</i> , км	<i>T</i> , °С	<i>H</i> , км	<i>T</i> , °С
Щит Йилгарн, архей	200	1700	170	1600	80	1300	60	1200	—	—
Центрально-Австралийский щит, протерозой	200	1700	—	—	85	1300	60	1200	30	1150
Центрально-Австралийский щит, рифт, архей	200	1700	125	1450	80	1300	60	1200	—	—
Новая Гвинея, герциниды	—	—	—	—	85	1300	—	—	20	1100
Новая Зеландия, альпиды	—	—	—	—	100	1350	65	1250	—	—
Тонга, Кермадек, альпиды	—	—	—	—	—	—	50	1200	—	—
Австралийские острова, альпиды	220	1750	—	—	90	1300	50	1200	—	—
Новая Британия, альпиды	—	—	—	—	85	1300	55	1200	—	—
Соломоновы острова, Отонг-Джава, альпиды	185	1650	155	1550	85	1300	55	1200	—	—
Фиджи, альпиды	—	—	—	—	95	1350	50	1200	—	—
Тасмания, современная активизация	—	—	140	1500	100	1350	—	—	—	—

менной активизации отнесены те, где встречены магматиты возрастом в первые миллионы лет: о. Росса, район Гауссберг, Земля Мэри Берд, Мунро. Киммериды — альпиды (от 180 до 15 млн лет): вблизи вулкана Эребус, гор Морнинг, Земля Принца Чарлза, Виктории. Каледониды и герциниды (от 500 до 250 млн лет): Земля Эндерби, Принца Чарлза, район Херитедж к югу от Антарктического полуострова. Протерозой представлен на Земле Принца Чарлза, Эндерби, Моусон, Вестфолд Хилс. Архей — на Гауссберг, Земле Эндерби, Вестфолд Хилс (табл. 13).

Отметим, что в результатах, полученных для Антарктиды, распространена ситуация (за исключением небольшого массива данных по процессам альпийского возраста), когда в регионе можно с равным основанием получить глубину 3-го этажа магматических очагов 80—100 км и 90 км.

**Обсуждение результатов.** Отклонения от средних значений  $H$  и  $T$  внутри групп, характеризующих очаги каждого из рассмотренных регионов (в которых было достаточное число определений), не отличаются от приведенных выше для нескольких массивов данных по океанам и континентам.

Едва ли полученные величины вариаций можно считать достоверно установленными погрешностями использованной методики, да и сами по себе параметры очагов, скорее всего, несколько различаются для разных регионов не только из-за ошибок расчета. Однако в большинстве случаев перепад глубин между соседними очагами в несколько раз превосходит обусловленную выявленную вариациями величину в 14 км, т. е. речь идет об отдельных объектах.

Результативные распределения температур и глубин для очагов океанов и континентов представлены на рис. 8, а, б.

Как отмечалось выше, нельзя исключать того, что параметры очагов несколько варьируют от района к району. Они могут не выходить за рамки прогнозных, но и незначительные отличия в глубинах и температурах будут стимулировать «размазывание экстремумов» на гистограммах. Для устранения этого эффекта были построены гистограммы для районов, в которых представлены все «этажи» очагов (рис. 8, в). Необязательным считалось только наличие самого верхнего очага на уровне коры. Однако использовались сведения об этих последних объектах, не попавшие в табл. 2 и 3. Следует подчеркнуть, что речь идет об очагах, образованных вторжениями основной и ультраосновной магмы в континентальную кору, а не о возникающих вследствие этого объемах частично расплавленных пород амфиболитовой фации метаморфизма в коре. Температуры в таких образованиях намного ниже.

Разделение очагов по «этажам» становится несколько более выразительным, минимумы глубже, но все же интервал глубин между 50 и 100 км не столь свободен от очагов промежуточной глубинности, как между 100 и 150 или 150 и 200 км.

В этом может проявляться влияние обоих факторов, упомянутых выше: опускания кровли очага при охлаждении объекта в верхнем этаже и плавления погружившихся в мантию эколгитизированных блоков основной части коры.

Первую ситуацию удобно рассмотреть на примере Восточной Камчатки [Гонтовая, Гордиенко, 2006; Ермаков, Ермаков, 2006] (рис. 9). Здесь по АПГ после завершения собственно геосинклинального процесса имела место современная активизация, при которой местами часть материала из реликтовой астеносферы была вынесена в кору, а на его место опустилось относительно холодное эколгитизирован-

Таблица 13. РТ-параметры очагов магматизма в мантии Антарктиды

Регион	1-й этаж		2-й этаж		3-й этаж		4-й этаж		5-й этаж	
	$H$ , км	$T$ , °C	$H$ , км	$T$ , °C	$H$ , км	$T$ , °C	$H$ , км	$T$ , °C	$H$ , км	$T$ , °C
Архей	205	1700	160	1550	95	1350	50	1200	25	1150
Протерозой	180	1600	145	1500	90	1300	50	1200	25	1150
Каледониды, герциниды	—	—	—	—	90	1300	50	1200	—	—
Киммериды	—	—	150	1500	100	1350	—	—	—	—
Киммериды, альпиды	—	—	140	1500	70	1250	50	1200	—	—
Современная активизация	—	—	—	—	95	1350	55	1250	25	1150
Островная дуга (Скотия)	—	—	—	—	85	1300	—	—	—	—

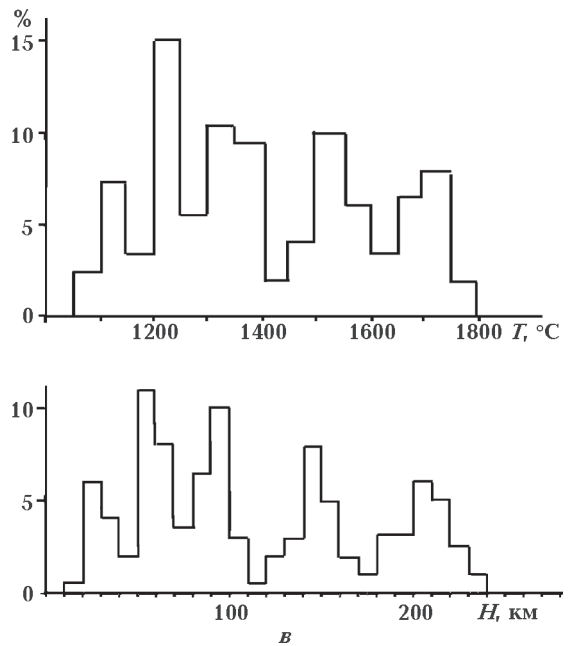
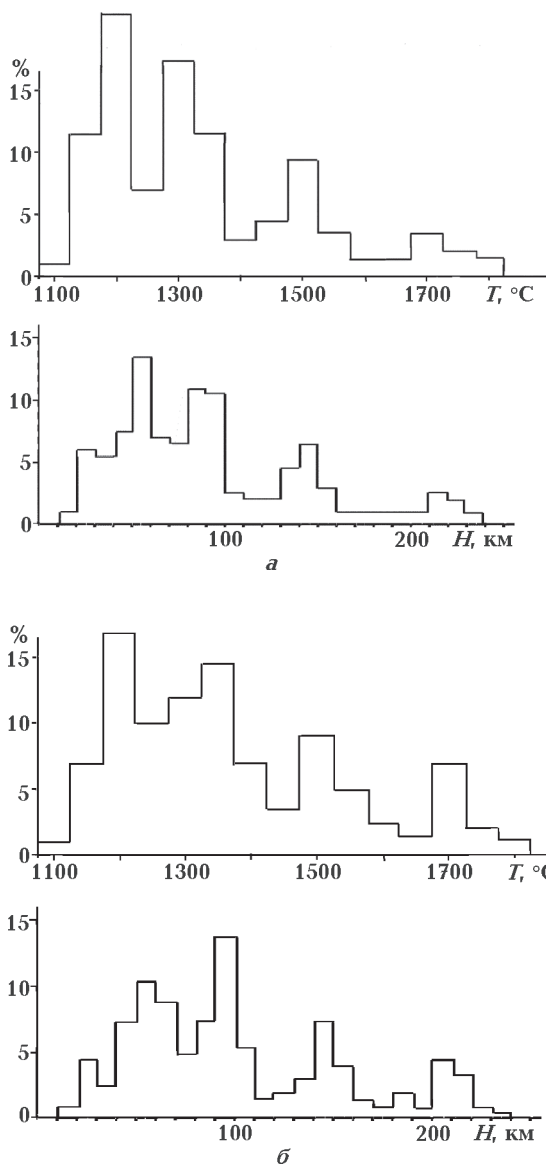


Рис. 8. Гистограммы распределения температур и глубин очагов магматизма в мантии: *а* — океанов, *б* — континентов, *в* — наиболее полно изученных районов континентов и океанов.

ное вещество коры. За прошедшее время оно расплавилось в астеносфере или опустилось глубже нее, температура в слое частичного плавления понизилась, кровля его в ряде районов региона несколько погрузилась по сравнению с уровнем около 50 км, существовавшим до активизации. Скоростная модель мантии региона сопоставлена с распределением скоростей сейсмических волн при температуре солидуса обычных пород мантии и эклогитов. Предполагается, что концентрация последних незначительна, они только понизили температуру солидуса, но не повысили скорость распространения сейсмических волн. Кровля астеносферы оказывается на глубинах около 50—80 км. Отметим, что погрешности опре-

деления значений скоростей и температур вполне допускают и другую картину распределения зон частичного плавления вплоть до разделения астеносферы на два фрагмента: с кровлей на глубине около 40 км и 80—100 км. По результатам петрологического анализа пород [Фролова и др., 1989] очаги плавления, из которых на поверхность поступили молодые лавы Камчатки, располагаются в интервале глубин от  $70 \pm 10$  до  $140 \pm 20$  км. Интервал глубин высокой электропроводности в мантии Восточной Камчатки (в целом, как единого региона)

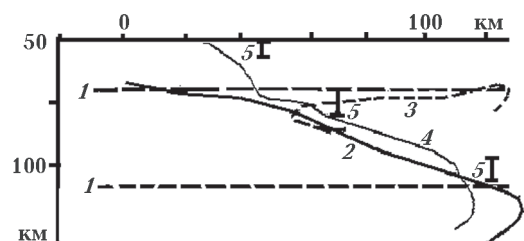


Рис. 9. Зона частичного плавления в мантии Восточной Камчатки: *1* — границы слоя высокой электропроводности [Мороз, 2009], *2—4* — кровля современной астеносферы по скоростным моделям для юга полуострова (*2*), центра (*3*), севера (*4*) [Гордиенко, 2010], *5* — расчетные глубины кровли очагов по концентрациям оксидов алюминия и магния в молодых породах Восточной Камчатки.

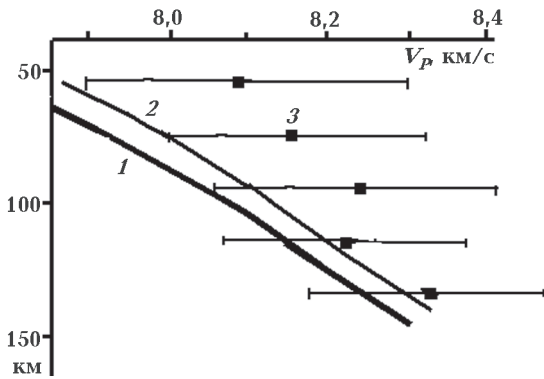


Рис. 10. Скорости распространения продольных сейсмических волн в верхних горизонтах мантии нефтегазоносных зон современной активизации Северной Евразии [Pavlenkova, Pavlenkova, 2006]: 1, 2 — распределение скорости при температуре солидуса перидотита (1), с небольшой добавкой эклогита (2), 3 — средние значения скорости на разных глубинах и отклонения от них.

располагается на глубинах 70—110 км [Мороз, 2009]. Глубина кровли очага, установленная по концентрациям оксидов алюминия и магния в молодых вулканических породах, изменяется в довольно широких пределах. Но они отражают реальные изменения глубины поверхности астеносферы, в разной степени истощенной процессом современной активизации.

По температуре Кюри титаномагнетитов молодых пород Восточной Камчатки [Ермаков, Ермаков, 2006] можно наметить источники магм в коре (на 20—25 км) и в подкоровой мантии (60 км).

В рассмотренном примере участие эклогитов в процессах на глубинах 50—100 км неочевидно. По всей видимости, они успели опуститься глубже и именно там создают положительную скоростную аномалию. Для ее выявления на 50—100 км необходимо обратиться к более массовому материалу. Время начала

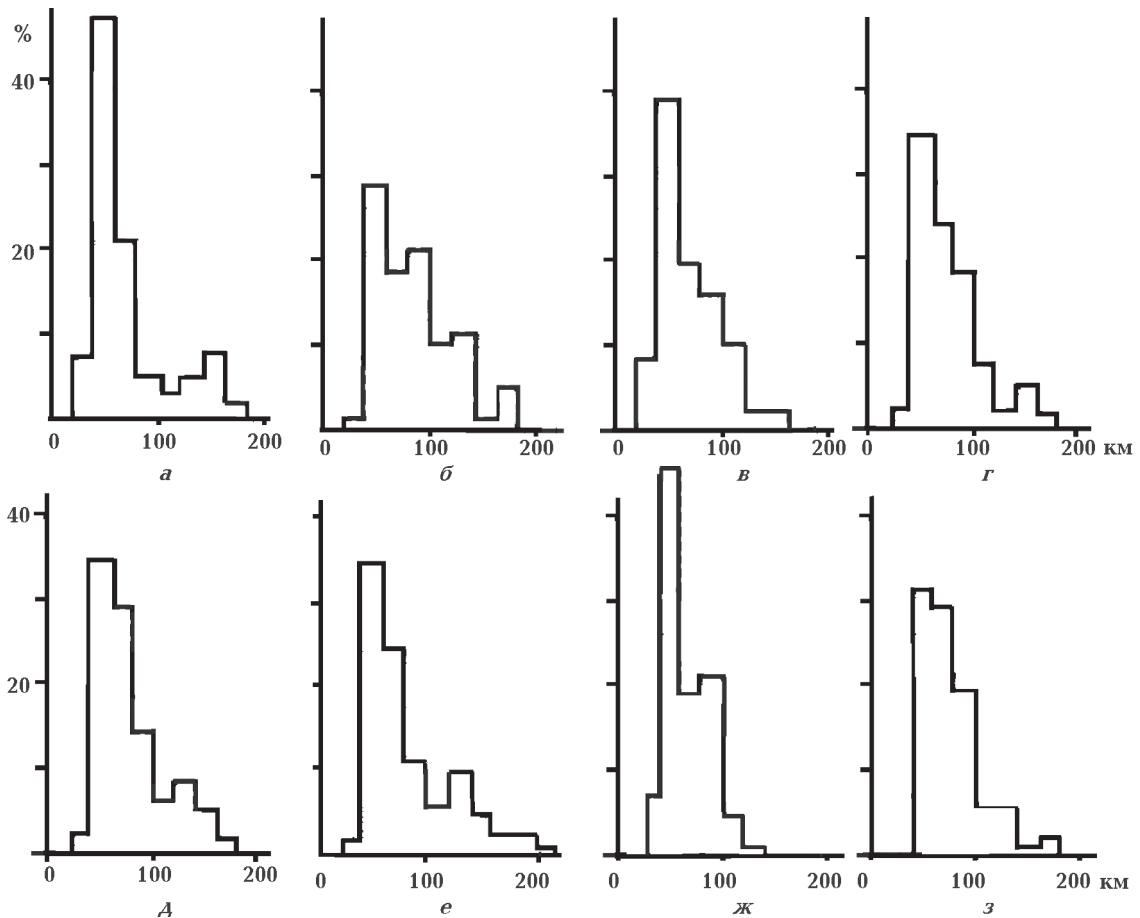


Рис. 11. Гистограммы распределений ширины активных зон: а — Восточно-Африканская рифтовая система, б — Восточно-Европейская и Западно-Сибирская плиты, в — рифты Западной Европы, г — герциниды и каледониды Западной Европы и Северной Америки, д — герциниды и каледониды Таймыра, фундамента Западно-Сибирской плиты и Алтае-Саяно-Монгольской области, е — Кордильеры и Анды, Верхояно-Чукотская область, Тетис, ж — глубоководные желоба, з — островные дуги.



событий в зонах современной активизации разных регионов, скорее всего, точно не совпадает, вполне вероятны небольшие вариации, в результате которых в одних случаях процесс достигнет стадии, показанной на Камчатке, в других — высокоскоростные эколгитизированные блоки только опустились в подкоровую часть мантии. Возникающее «скоростное разнообразие» и не позволило выделить раздел на глубине около 50 км по скоростным моделям мантии Северной Евразии (см. выше). При объединении всей информации по зонам современной активизации на этой территории видна достаточно выразительная картина (рис. 10). Несмотря на вероятность значительного прогрева подкоровой части мантии (во многих предполагаемых зонах современной активизации Северной Евразии тепловой поток практически не изучен и их существование установлено по менее надежным критериям, в основном по нефтегазоносности), здесь фиксируются в том числе и большие значения  $V_p$ , часто выше платформенных. Это можно объяснить присутствием значительной концентрации эколгитизированных блоков. В случаях,

когда они успели подплавиться, скорость сокращается до значений, указывающих на небольшую степень частичного плавления.

При значительном содержании эколгита и небольшой степени частичного плавления кривая 2 на рис. 10 смещается вправо.

В рассматриваемых зонах могут встречаться небольшие очаги частичного плавления на разных глубинах. Однако проверить их соответствие расчетным практически нельзя. Из регионов с молодым магматизмом в приведенное обобщение попала только Камчатка.

Результаты проделанной работы демонстрируют выдержанность глубин и температур основных очагов магматизма в мантии под океанами и континентами. Для АПГ этот единственно возможное распределение. Дело в том, что максимальная глубина, с которой мантийные магмы могут выноситься на поверхность или под кору, лимитирована изменением знака контраста плотности между жидкой и твердой фазой при совпадающем составе (200—250 км). А состав выплавки на такой глубине (в отличие от меньших глубин) близок к составу пород.

Выше между этим уровнем и подошвой коры

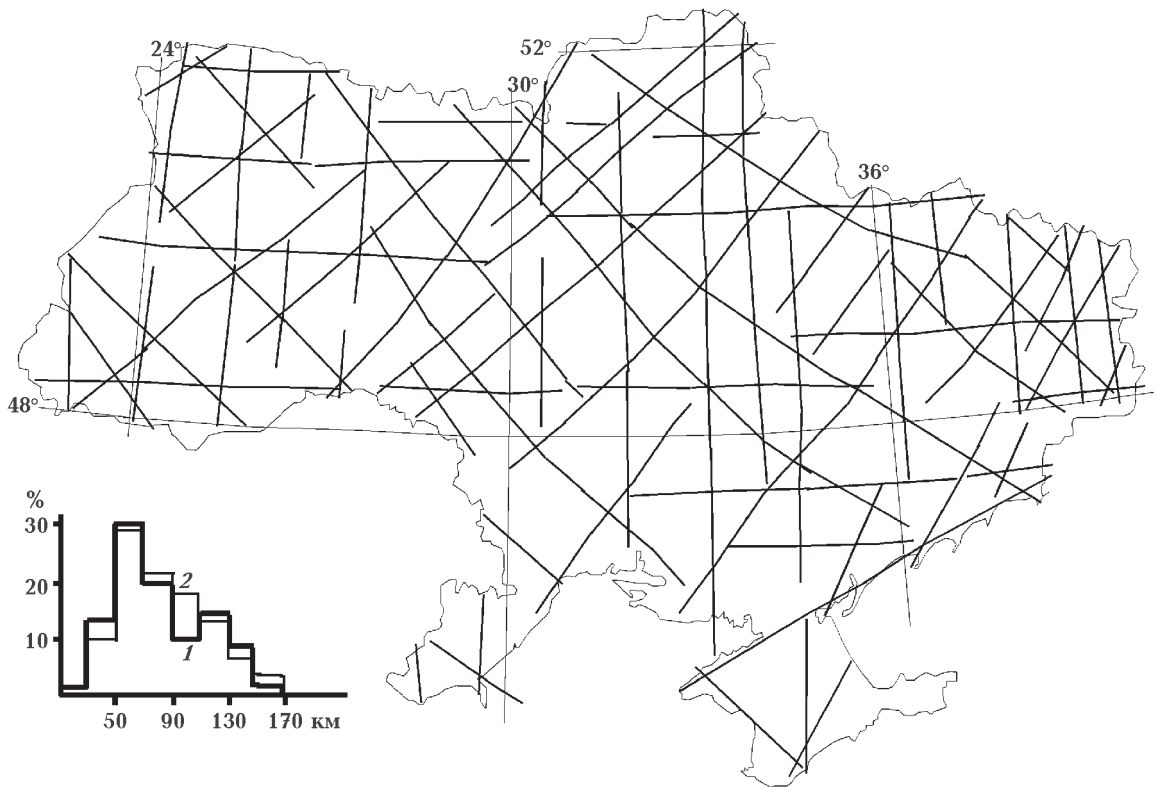


Рис. 12. Разломы на территории Украины, активные последние 3 млн лет. Гистограммы распределений размеров ячеек: 1 — разломы диагональных направлений, 2 — разломы меридионального и широтного направлений.

могут разместиться только три кванта тектонического действия (КТД) минимальных объемов перегретого и частично расплавленного вещества, способных к перемещению. Их размеры близки к  $60 \pm 10$  км [Гордиенко, 2012]. Поэтому кровли поднявшихся астенолитов оказываются на глубинах около 160, 100 и 40 км.

Величина КТД оценена по результатам расчетов Я. М. Хазана [Хазан, 1999 и др.].

Достигнутая в настоящее время детальность и достоверность результатов геолого-геофизических исследований позволяет поставить задачу обнаружения такого минимального мантийного процесса и его проявлений в приповерхностной зоне. Предлагаемый термин (КТД) отражает генетическую нейтральность искомого объекта. Поиск минимального акта конвекции или адвекции, минимального «термика» и т. д. априорно предопределяет характер глубинного процесса [Гордиенко, 2012].

Очевидно, что плотность сети геологических данных в приповерхностной зоне, характеризующих проявления различных эндогенных режимов, неизмеримо больше достигнутой при изучении мантийных объектов. Поэтому следует вначале рассмотреть имеющиеся сведения о геометрии областей синхронной однотипной активности, хотя она может лишь косвенно отражать размеры искомого КТД. Так как длина зон, как правило, много больше ширины, есть смысл сосредоточить внимание на последнем параметре. Приведенные ниже данные относятся к структурам с достаточно четкими краями. Сведения о них для геосинклинальных зон под чехлом привлекались только для хорошо изученного фундамента Западно-Сибирской плиты. Во всех остальных случаях на континентах рассматривались обнажающиеся участки геосинклиналей, четко отделяющиеся от соседних главным образом по глубинным разломам. Для рифтов границами признавались глубинные разломы, обрамляющие грабены. Ширина глубоководных желобов определялась в основном на уровне глубин акватории, соответствующем глубине соседней океанской котловины.

Сделанное по литературным данным обобщение не претендует на полноту и статистическую обоснованность (восемь гистограмм на рис. 11 построены по 800 значениям ширины структур всех континентов кроме Антарктиды и некоторых океанических). По его результатам необходимо было лишь получить ответы на вопросы: существует ли минимальная ширина структур, характерная для проявлений одного

типа эндогенного режима? изменяется ли она с возрастом в течение фанерозоя? совпадает ли она для разных режимов?

Учтены поднятия Средиземноморского пояса (преимущественно альпиды), Тихоокеанского пояса (альпиды и киммериды). Привлечены структуры Кордильер Северной и Центральной Америки, Анд Южной Америки, Верхояно-Чукотской складчатой области северо-востока Азии. Обнаружен примерно тот же диапазон ширины структур (50—150 км), что и в Тетисе, хотя в небольшом количестве встречены складчатые зоны уже и шире.

Для складчатых зон палеозой (преимущественно герцинид) Западной Европы и Аппалачей видна преобладающая ширина 50—60 км, структуры более узкие практически не встречаются. То же можно сказать и о небольших по территории складчатых зонах палеозой восточной Австралии. Каледонида и герциниды Таймыра, фундамента Западно-Сибирской плиты и Алтае-Саяно-Монгольской области представлены складчатыми зонами шириной преимущественно  $60 \pm 20$  км (см. рис. 11).

Практически те же значения ширины фиксируются в самых молодых складчатых зонах вулканических дуг на периферии Тихого океана и в Карибском бассейне.

Представлены данные по кайнозойским рифтам Восточно-Африканской системы, Байкальской и Момской зонам. Кайнозойские рифты континентальной Западной Европы рассмотрены совместно с несколько более ранними (частично мезозойскими) рифтами Северного моря. Приведены данные по мезопалеозойской рифтовой системе Западно-Сибирской плиты и палеозойским рифтам Восточно-Европейской платформы. Во всех случаях установлено преобладание узких структур, но почти отсутствуют трюги с шириной менее 40 км.

Довольно стабильна ширина глубоководных желобов Тихого океана и прилегающих акваторий Атлантического и Индийского океанов. В основном она составляет 50—100 км, большая часть массива данных представлена минимальными значениями из этого диапазона.

В СОХ критерии оценки ширины непонятны. В наиболее молодых образованиях, каковыми и являются СОХ, при малой мощности и хрупкости коры можно обнаружить результаты действия каждого КТД, индивидуально смещающего ось хребта. Как следствие, хребет должен быть разбит на серию блоков, разделенных молодыми разломами. В частности, для Срединно-Атлантического

хребта характерные размеры блоков по его простиранию составляют  $50 \pm 30$  км, для калифорнийской части Восточно-Тихоокеанского поднятия —  $60 \pm 20$  км. К этим размерам близки (или кратны) палеозойские элементы рифта Днепровско-Донецкой впадины, выделенные по простиранию структуры.

В связи с современной активизацией территории Украины произошло синхронное «оживление» сетки разломов, в том числе и за пределами собственно зон активизации. Изучение этих (обладавших мобильностью последние ~3 млн лет) нарушений позволило наметить делимость, возникающую при одном процессе (рис. 12) [Верховцев, 2006].

Очевидно наличие двух сетей нарушений. Гистограммы распределений размеров ячеек в каждой из них явно отражают смешение массивов данных с преобладающими размерами 60 и 120 км, которые соответствуют размерам 1 и 2 КТД.

Таким образом, приповерхностные проявления активизации разного типа характеризуются довольно стабильными минимальными размерами объектов, не изменяющимися в течение фанерозоя. Эти размеры близки к 50—70 км. Встречающиеся активные области намного большего размера можно рассматривать как проявления многих КТД.

Непосредственное исследование мантийных объектов с аномальными свойствами под зонами молодой активизации разного типа на континентах и в переходных зонах к океанам обнаруживает приблизительно те же значения минимальной ширины (50—60 км). Для выделения таких образований использованы данные геоэлектрики и сейсмологии. Ширина аномальных объектов составляет, км: под активизированными альпидами Большого и Малого Кавказа —  $40 \div 60$ , под зонами Памира, Тянь-Шаня, Туранской плиты —  $50 \div 100$ , Южного Казахстана —  $50 \div 70$ , под Курильской островной

дугой —  $60 \div 80$ , под рифтом Татарского пролива —  $30 \div 70$ , под активизированными альпидами Берегового хребта Кордильер Северной Америки —  $40 \div 60$  (библиографию см. в работе [Гордиенко, 2012]).

Толщину КТД можно устанавливать в зонах молодой активизации, где могут быть обнаружены достаточно яркие аномалии физических свойств вещества верхней мантии, соответствующие единичным объектам. Один из примеров — тектоносфера под Бельцкой аномалией теплового потока [Гордиенко, 2012 и др.]. Мощность близка к 60—70 км. Толщина аномального объекта в мантии Восточной Камчатки —  $40 \div 70$  км, под прилегающей частью Северо-Западной плиты Тихого океана —  $60 \div 70$  км, под северными и южными Курилами, Охотским морем, Сахалином — около 80÷100 км [Тектоносфера..., 1992], под плитой Хуан-де-Фука — 70 км, под соседней частью Кордильер — 40 км [Гордиенко, 2012 и др.].

Таким образом, искомый объект характеризуется изометричным, размером примерно  $50 \times 50 \times 50$ — $70 \times 70 \times 70$  км. Отсутствие у единичного КТД «корней», уходящих на большую глубину в мантию, указывает на адвективный характер тепломассопереноса, сформировавшего его.

**Заключение.** Сделанный в начале статьи прогноз параметров очагов мантийного магматизма, основанный на представлениях развиваемой автором АПГ, был предельно конкретен. Этот прогноз подтвердился на практически глобальном материале вместе с предположением о возможности небольшой степени частичного сухого плавления мантийных пород при уровне солидуса, заметно ниже принятого во многих работах.

Естественным с точки зрения АПГ представляется и результат, указывающий на неизменность глубин кровель очагов в ходе геологической истории.

### Список литературы

- Авдейко Г. П., Палуева А. А., Кувикас О. В. Адакиты в зонах субдукции Тихоокеанского кольца: обзор и анализ геодинамических условий образования. *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*. 2011. № 1. Вып. 17. С. 45—60.
- Бобров А. В. Включения в алмазе и алмазоносные породы. *Материалы ISES-2009*. Москва: Изд-во Моск. ун-та, 2009. С. 1—22.
- Богатиков О. А., Коваленко В. И., Шарков Е. В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли. Связь во времени и пространстве. Москва: Наука, 2011. 608 с.
- Богатиков О. А., Рябчиков И. Д. Новые данные о происхождении коматитовых серий. *Геология и геофизика*. 1984. № 12. С. 88—96.
- Бородин Л. С. Эволюционные тренды и геохимия петрологически контрастных серий неовулканистов Кавказа. *Геохимия*. 1998. № 10. С. 867—876.

- Буслов М. М., Сафронова И. Ю., Федосеев Г. С., Рейков М., Дэвис К., Бабин Г. А. Пермотриасовый плюмовый магматизм Кузнецкого бассейна (Центральная Азия): геология, геохронология и геохимия. *Геология и геофизика*. 2010. № 9. С. 1310—1328.
- Бучко И. В., Сорокин А. А., Сальников Е. Б., Котов А. Б., Великославинский С. Д., Ларин А. Б., Изох А. Э., Яковлева С. З. Триасовый этап мафитового магматизма Джугжуро-Станового супертеррейна. *Геология и геофизика*. 2010. № 11. С. 1489—1500.
- Варенцов Ив. М., Гордиенко В. В., Гордиенко И. В., Завгородняя О. В., Ковачикова С., Логвинов И. М., Тарасов В. Н., Трегубенко В. И. Склон Воронежского кристаллического массива (геофизика, глубинные процессы). Киев: Логос, 2013. 112 р.
- Верховцев В. Новітні вертикальні рухи земної кори території України, їх взаємовідношення з лінійними та кільцевими структурами. В кн.: *Енергетика Землі, її геолого-екологічні прояви, науково-практичне використання*. Київ: КНУ, 2006. С. 129—137.
- Владыкин Н. В. Геохимия и генезис лампроитов Алданского щита. *Геология и геофизика*. 1997. № 1. С. 123—135.
- Восточно-Африканская рифтовая система. Ред. В. В. Белоусов. Т. 3. Москва: Наука, 1974. 318 с.
- Гладкочуб Д. П., Донская Т. В., Иванов А. В. Эрнст З., Мазукабзов А. М., Писаревский С. А., Ухова Н. А. Фанерозойский базитовый магматизм южного фланга Сибирского кратона и его геодинамическая интерпретация. *Геология и геофизика*. 2010. № 9. С. 1222—1239.
- Глебовицкий В. А., Никитина Л. П., Салтыкова А. К., Овчинников Н. О., Бабушкина М. С., Егоров К. Н., Ащепков И. В. Вещественная неоднородность континентальной литосферной мантии под раннедокембрийскими и фанерозойскими структурами по данным глубинных ксенолитов из кимберлитов и щелочных базальтов. *Геохимия*. 2007. № 11. С. 1—26.
- Глевасская А. М. Магнитные минералы и магнетизм вулканитов. Киев: Наук. думка, 1983. 208 с.
- 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.
- Гордиенко В. В. О природе аномалий скорости распространения продольных сейсмических волн в верхней мантии. *Геофиз. журн*. 2010. Т. 32. № 3. С. 43—63.
- Гордиенко В. В. Процессы в тектоносфере Земли. (Адвекционно-полиморфная гипотеза). Saarbrücken: LAP, 2012. 256 с.
- Гордиенко В. В., Гордиенко Л. Я. О РТ-условиях в мантийных магматических очагах под Тихим океаном. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. 2013а. № 2. С. 47—63.
- Гордиенко В. В., Гордиенко Л. Я. О РТ-условиях в мантийных магматических очагах под Атлантическим океаном. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. 2013б. № 4. С. 63—78.
- Гордиенко В. В., Гордиенко Л. Я. О РТ-условиях в мантийных магматических очагах под Индийским океаном. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. 2014а. № 1. С. 20—32.
- Гордиенко В. В., Гордиенко Л. Я. О РТ-условиях в мантийных магматических очагах под Арктическим и другими океанами. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. 2014б. № 2. С. 52—65.
- Гордиенко В. В., Усенко О. В. Глубинные процессы в тектоносфере Украины. Киев ИГФ НАНУ, 2003. 147 с.
- Грачев А. Ф. Раннекайнозойский магматизм и геодинамика Северного Тянь-Шаня. *Физика Земли*. 1999. № 10. С. 26—51.
- Грачев А. Ф. Рифтовые зоны Земли. Москва: Недра, 1987. 248 с.
- Грачев А. Ф. Финальный магматизм Европы и его геодинамическая природа. *Физика Земли*. 2003. № 8. С. 11—46.
- Дмитриев Ю. И., Богатиков О. А. Траппы Эмейшань (платформа Янцзы) — индикаторы геодинамической обстановки прерванного океанообразования. *Петрология*. 1996. № 4. С. 436—448.
- Доусон Д., Джеймс Д., Пэслик К., Холлигей А. Ультраосновной калиевый магматизм и континентальное рифтообразование на севере центральной Танзании: связь с повышенным тепловым потоком. *Геология и геофизика*. 1997. № 1. С. 67—77.
- Ермаков В. А., Ермаков А. В. Геолого-петрологические модели извержения 1975—1976 гг. на Толбачикском долу (Ключевская группа вулканов). *Геофиз. исследования*. 2006. Вып. 5. С. 55—113.
- Есин С. В., Приходько В. С., Пономарчук В. А., Шипицын Ю. Г. Петрогенезис мезозойской щелочнопикрит-мелалейцитовой ассоциации центрального Сихотэ-Алиня. *Геология и геофизика*. 1996. № 10. С. 17—27.
- Жукова И. А., Литасов Ю. Д., Дучков А. Д., Новиков Д. Д. Проблема генезиса кайнозойских базальтов Центральной Северной Монголии по



- данным изотопов гелия и петрохимии. *Геология и геофизика*. 2007. № 2. С. 204—215.
- Каракин А. В., Курьянов Ю. А., Павленкова Н. И. Разломы, трещиноватые зоны и волноводы в верхних слоях земной оболочки. Москва: ВНИИГеосистем, 2203. 227 с.
- Ковалев С. Г. Геохимия пород полосчатого комплекса массива Средняя Крака (Южный Урал). *Геохимия*. 2005. № 3. С. 333—340.
- Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. Москва: Мир, 1983. 390 с.
- Конников Э. Г., Некрасов А. Н., Орсов Д. А., Янь Х., Чи С. Гранатосодержащие базиты Кувалорогского массива Камчатки. *Геология и геофизика*. 2009. № 5. С. 595—612.
- Криволицкая Н. А., Михайлов В. Н., Снисар С. Г., Гонгальский Б. И. Внутреннее строение и состав Микчандинского ультрабазит-базитового массива в Норильском рудном районе (Сибирская трапповая провинция). *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*. 2009. № 2. С. 29—48.
- Лампроит. Ред. О. А. Богатинова, В. А. Кононовой. Москва: Наука, 1991. 302 с.
- Литасов К. Д. Физико-химические условия плавления мантии земли в присутствии летучих компонентов (по экспериментальным данным): Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск, 2011. 30 с.
- Лутков В. С., Могаровский В. В., Луткова В. Я. К вопросу о геохимической неоднородности верхней мантии Центрально-Азиатского подвижного пояса. *Геохимия*. 2004. № 4. С. 370—383.
- Магматические горные породы. Основные породы. Ред. Е. В. Шарков. Москва: Недра, 1985. 488 с.
- Магматические горные породы. Ультраосновные породы. Ред. Е. Е. Лазько, Е. В. Шарков. Москва: Наука, 1988. 510 с.
- 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.
- Медведев А. Я., Альмухамедов А. И., Кирга Н. П. Геохимия пермотриасовых вулканитов Западной Сибири. *Геология и геофизика*. 2003. № 1-2. С. 86—100.
- Мороз Ю. Ф. Глубинная электропроводность вулканических зон Камчатки В кн.: *Электромагнитные исследования Земли*. Москва: ИФЗ РАН, 2009. 157 с.
- Муравьева Н. С., Тевелев А. В., Сенин В. Г. Геохимия и генезис щелочных базальтоидов Южного Урала. *Геохимия*. 2004. № 4. С. 384—409.
- Наумов В. Б., Портнягин М. В., Толстых М. Л., Ярмолюк В. В. Химический состав и параметры кристаллизации трахибазальтов Джидинского района Южно-Байкальской вулканической области по данным изучения расплавленных и флюидных включений. *Геохимия*. 2006. № 3. С. 322—331.
- Николаев Г. С., Арискин А. А. Бураковско-Аганозерский расслоенный массив Заонежья: II. Строение краевой группы и оценка состава родоначальной магмы методом геохимической термометрии. *Геохимия*. 2005. № 7. С. 712—732.
- Осипенко А. Б., Конилов А. Н., Савельев Д. П., Крылов К. А., Аникин Л. П. Геохимия и петрология амфиболитов полуострова Камчатский мыс, Восточная Камчатка. *Петрология*. 2005. № 4. С. 421—448.
- Поляков Г. В., Ием Н., Балыкин П. А. Чан Ч., Нго Т. Новые данные по ультракалийевым основным породам Северного Вьетнама — кокитам. *Геология и геофизика*. 1997. № 1. С. 148—158.
- Поляков Г. В., Изох А. Э., Борисенко А. С. Пермский ультрабазит-базитовый магматизм и сопутствующее Co-Ni оруденение Гоби-Тяньшанского пояса как результат Таримского плюма. *Геология и геофизика*. 2008. № 7. С. 605—620.
- Ранний докембрий Алданского массива и его обрамления. Ред. Ф. П. Митрофанов, Н. И. Московченко. Ленинград: Наука, 1998. 184 с.
- Саранчина Г. М., Шинкарев Н. Ф. Петрология магматических и метаморфических пород. Ленинград: Недра, 1973. 392 с.
- Светов С. А., Смолькин В. Ф. Модельные РТ-условия генерации высокомагнезиальных магм докембрия Фенноскандинавского щита. *Геохимия*. 2003. № 8. С. 879—892.
- Симонов В. А., Клец А. Г., Ковязин С. В., Ступачков С. И., Травин А. В. Физико-химические условия раннего плюмового магматизма Западной Сибири. *Геология и геофизика*. 2010. № 9. С. 1277—1297.
- Симонов В. А., Миколайчук А. В., Рассказов А. В., Ковязин С. В. Мел-палеогеновый внутриплитный магматизм Центральной Азии: данные по базальтам Тянь-Шаня. *Геология и геофизика*. 2008. № 7. С. 689—705.
- Славинский В. В. Двупироксеновая термометрия. *Минерал. журн.* 1983. № 6. С. 29—38.
- Соболев А. В., Слуцкий А. Б. Состав и условия кри-



- сталлизации исходного расплава сибирских меймечитов в связи с общей проблемой ультраосновных магм. *Геология и геофизика*. 1984. № 12. С. 97—110.
- Соболев В. С., Соболев В. Н. Новые доказательства погружения на большие глубины эколгитизированных пород земной коры. *Докл. АН СССР*. 1980. Т. 250. № 3. С. 683—685.
- Федоров П. И., Филатова Н. И. Геохимия и петрология позднемеловых-кайнозойских базальтов зон растяжения на континентальной окраине северо-востока Азии. *Геохимия*. 1999. № 2. С. 115—132.
- Федоров П. И., Колосков А. В. Кайнозойский вулканизм Юго-Восточной Азии. *Петрология*. 2005. № 4. С. 389—420.
- Феохтистов Г. Д., Владимиров Б. М., Егоров К. Н., Конев А. А. Петрохимическое сравнение кимберлитов и лампроитов Сибирской платформы и Австралии. *Геология и геофизика*. 1996. № 10. С. 28—35.
- Фролова Т. И., Перчук Л. Л., Бурикова И. А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. Москва: Недра, 1989. 260 с.
- Хазан Я. М. Релей-тейлоровская модель тепловой неустойчивости вблизи уровня инверсии плотностей расплава и твердой фазы: численные оценки и сопоставления с наблюдениями. *Геофиз. журн.* 1999. № 6. С. 40—50.
- Щербаков И. Б. Петрология Украинского щита. Львов: ЗукЦ, 2005. 366 с.
- Ярмолюк В. В., Иванов В. Г., Коваленко В. И. Источники внутриплитного магматизма Западного Забайкалья в позднем мезозое-кайнозое (на основе геохимических и изотопных данных). *Петрология*. 1998. № 2. С. 115—138.
- Adekeye J., Nitekim E., 2007. The geochemistry and petrogenesis of basaltic rocks the central part of Yola basin, upper Benue trough, Nigeria. *Cont. J. Earth Sci.* (1), 1—10.
- Almeida M., Macambir M., Oliveira E., 2007. Geochemistry and zircon geochronology of the I-type high-K calc-alkaline and S-type granitoid rocks from southeastern Roraima, Brazil: Orosirian collisional magmatism evidence (1.97—1.96 Ga) in central portion of Guyana Shield. *Precambrian Res.* 155, 69—97.
- Ariskin A. A., 1999. Phase equilibria modeling in igneous petrology use of CONGMAT model for simulating fractionation of ferro-basaltic magmas and the genesis of high-alumina basalt. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 90, 115—162.
- Beker M., Le Roex A., 2005. Geochemistry South African on- and off-craton, group I and group II kimberlites: petrogenesis and source region evolution. *J. Petrol.* 45, 1—31.
- Bryant J., Yagodinski G. M., Churikova T. G., 2006. Melt-mantle interactions beneath the Kamchatka arc: Evidence from ultramafic xenoliths from Shiveluch volcano. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 8(4), Q04007. doi:10.1029/2006GC001443.
- Briot D., Cantagrel J., Dupuy C., Harmon R., 1991. Geochemical evolution in crustal magma reservoirs trace-element and Sr-Nd-O isotopic variations in two continental integrate series at Monts Dore, Massif Central, France. *Chemical Geology* 89 (3-4), 281—303.
- Condie K., Brookins D., 1980. Composition and heat generation of the Precambrian crust in New Mexico. *Geochem. J.* (14), 95—99.
- De Almeida D., Lopez R., De Lima I., Gomes C., 2000. Petrography and geochemistry of the volcanic rocks of the Rodeio Velho Member, Ordovician of the Camaqua basin (NS-Brasil): Preliminary results. *Revista Brasileira de Geociências* 30(4), 763—768.
- Du Bray E., John D., Sherrod D., Evarts R., Conrey R., Lexa J., 2006. Geochemical Database for Volcanic Rocks of the Western Cascades, Washington, Oregon, and California. U. S. Geological Survey, Denver, 49 p.
- El Aouli E., Ikenne M., Amaouain H. Geochemical and geodynamic constraints on the origin of calcalkaline cryogenian mafic rocks in the Igherm inlier (Western AntiAtlas, Morocco). *Int. J. Geomat. Geosci.* 2(2), 357—370.
- Ellam R., Cox K., 1989. Proterozoic lithospheric source for Karoo magmatism: evidence from Nuanetsi picrites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 92, 207—218.
- Espinoza F., Morata D., Poly M., Lagabriele Y., Maury R., Guivel C., Cottend J., Bellond Y., Suarez M., 2009. Bimodal back-arc alkaline magmatism after ridge subduction: Pliocene felsic rocks from Central Patagonia (47°S). Servicio Nacional de Geología y Minería Chile. 28 p.
- Ewart A., Marsh J., Milner S., Duncan A., Kamber B., 2004. Armstrong R. Petrology and geochemistry of early cretaceous bimodal continental flood volcanism of the NW Etendeka, Namibia. *J. Petrol.* 45(1), 58—105.
- Fedortchouk Y., Canil D., 2004. Intensive variables in Kimberlite magmas, Las de Gras, Canada and implications for diamond survival. *J. Petrol.*, 45(9), 1725—1745.
- Gao S., Rudnick R., Xud W., Yuan H., Liu Y., Walker R.,

- Puchtel I., Liu X., Huang H., Wang X., Yang J., 2008. Recycling deep cratonic lithosphere and generation of intraplate magmatism in the North China Craton. *Earth Planet. Sci. Lett.* 270, 41—53.
- Geokem. Geochemistry of igneous rocks. <http://www.geokem.com/index.html>
- Geology and paleontology of the Ellsworth Mountains, West Antarctica, 1992. Eds G. Webers, C. Craddock, Y. Spletstoesser. *Geol. Soc. Amer. Memoir* (170), 435 p.
- Gibson S., Thompson R., Day J., 2006. Timescales and mechanisms of plume–lithosphere interactions:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology and geochemistry of alkaline igneous rocks from the Parana-Etendeka large igneous province. *Earth Planet. Sci. Lett.* (251), 1—17.
- Girnis A., Brey G., Ryabchikov I., 1995. Origin of group 1A kimberlites: fluid-saturated melting experiments at 45—55 kbar. *Earth Planet. Sci. Lett.* (134), 283—296.
- Goff S., Godfrey J., Holland J., 1986. Petrology and geochemistry of the Canadian shield of northeastern Alberta. *Geol. Surv. Alberta Bull.* (51), 60 p.
- Goldich S., Treves S., Suhr N., Stuckless J., 1975. Geochemistry of the Cenozoic volcanic rocks of Ross Island and Vicinity, Antarctica. *J. Geol.* 83(4), 415—435.
- Green D., Falloon T., 2005. Primary magmas at mid-ocean ridges, «hotspots,» and other intraplate settings: Constraints on mantle potential temperature. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 388, 217—247.
- Hearn B., 2004. The Homestead kimberlite, central Montana, USA: mineralogy, xenocrysts and upper-mantle xenoliths. *Litos* (77), 471—491.
- Iyer S., Choudhuri A., Pattison D., De Paoli G., 1990. Petrology and geochemistry of the Neoproterozoic Guaxupé granulite facies terrain, southeastern Brazil. *Precambrian Res.* (77), 23—40
- Jacob D., 2004. Nature and origin of eclogite xenoliths from kimberlites. *Lithos* (77), 295—316.
- Jacques A., Chappell B., 1980. Petrology and trace elements geochemistry of the Papuan ultramafic belt. *Contrib. Mineral. Petrol.* 75(1), 17—24.
- Le Roex A., Bell D., Davies P., 2003. Petrogenesis of group I kimberlites from Kimberley, South Africa: evidence from bulk-rock geochemistry. *J. Petrol.* 4(12), 2261—2296.
- Martin H., Smithies R., Rapp R., Moyen J., Champion D., 2005. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos* (79), 1—24.
- Muncy H. 1979. Geologic history and petrogenesis of alkaline volcanic rocks, mt. Morning, Antarctica. Tesis for the Degree Master of Science. Ohio State Univ., Columbus. 112 p.
- Murphy D., Collerson D., Kamber B., 2002. Lamproites from Gaussberg, Antarctica Possible transition zone melts of Archean subducted sediments. *J. Petrol.* 45(6), 981—1007.
- Nardi L., Plá-Cid J., Bitencourt M., Stabel L., 2008. Geochemistry and petrogenesis of post-collisional ultrapotassic syenites and granites from southernmost Brazil: the Piquiri Syenite Massif. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 80(2), 2—14.
- Nixon P., Davies G., Gray A., 1992. Venezuela kimberlites. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* (5), 101—115.
- Ocean Drilling Program. <http://www-odp.tamu.edu/publications>.
- Oliveros V., Morata D., Aguirre L., Féraud G., Fornari M., 2007. Magmatismo asociado a subducción del Jurásico a Cretácico Inferior en la Cordillera de la Costa del norte de Chile (18°30'—24°S): geoquímica y petrogenesis. *Revista Geológica de Chile* 34(2), 209—232.
- Otamendi J., Ducea M., Bergantz G., 2012. Geological, Petrological and Geochemical Evidence for Progressive Construction of an Arc Crustal Section, Sierra de Valle Fertil, Famatinian Arc, Argentina. *J. Petrol.* 53(4), 761—800.
- Owona S., Ndzana S., Mpesse J., Ondoa J., Schulz B., Punder J., Jegouzo P., Affaton P., Ratschbacher L., Ekodeck G., 2012. Petrogenesis of amphibolites from the Neoproterozoic Yaounde Group (Cameroon, Central Africa): Evidence of MORB and implications on their geodynamic evolution. *Bull. Geol. Soc.* (2), 11—23.
- Parada M., Lahsen A., Palacios C., 2001. Ages and geochemistry of Mesozoic-Eocene back-arc volcanic rocks in the Aysén region of the Patagonian Andes, Chile. *Rev. Geol. Chile* 28 (1), 13—27.
- Pavlenkova G. A., Pavlenkova N. I., 2006. Upper mantle structure of Northern Eurasia from peaceful nuclear explosion data. *Tectonophysics* (416), 33—52.
- Petrology — New Perspectives and Applications, 2012. Ed. Prof. Ali Al-Juboury. InTech Publ., 224 p.
- Polat A., Kerrich R., Wyman D., 1999. Geochemical diversity in oceanic komatiites and basalts from the late Archean Baba greestone belts, Superior province, Canada. *Precambrian Res.* 94, 139—173.
- Sharma K., 2004. The Neoproterozoic Malani magmatism of the northwestern Indian shield: Implications for crust-building processes. *Proc. Indian Acad. Sci. (Earth Planet. Sci.)* 113(4), 795—807

- Schmidberger S., Francis D., 2001. Constraints on the trace Element composition of the Archean mantle root beneath Somerset Island, Arctic Canada. *J. Petrol.* 42 (6), 1095—1117.
- Sheraton J., 1985. Chemical analyses of rocks from east Antarctica. Part 2. Bureau of mineral resources Australia. Canberra (12), 126 p.
- Shervais J., Shelley S., Secor D., 1996. Geochemistry of volcanic rocks of the Carolina and Augusta terranes in central South Carolina: An exotic rifted volcanic arc? *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* (304), 219—236.
- Sobolev A. V., Hofmann A. W., Sobolev S. V., Nikogosian I. K., 2005. An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts. *Nature* 434, 590—597.
- Spath A., Le Roex A., Optyo-Akech N., 2001. Plume-lithosphere interaction and the origin of continental rift-related alkaline volcanism — the Chyulu Hills volcanic province, Southern Kenya. *J. Petrol.* 42(4), 765—787.
- Vigouroux N., Wallace P., Kent A., 2008. Volatiles in High-K-Magmas from the Western Trans-Mexican Volcanic Belt: Evidence for Fluid Fluxing and Extreme Enrichment of the Mantle Wedge by Subduction Processes. *J. Petrol.* 49 (9), 1589—1618.
- Wagner C., Mokhtari A., Deloule E., Chabaux F., 2002. Carbonatite and Alkaline Magmatism in Taourirt (Morocco): Petrological, Geochemical and Sr±Nd Isotope Characteristics. *J. Petrol.* 44(5), 937—965.

## About PT conditions of magma chambers in the Earth's mantle

© Gordienko V. V., 2014

The investigation of the PT-parameters of magma in the mantle of this and other oceans is conducted. They are about 25 km and 1150 °C, 55—60 km and 1200 °C, 95 km and 1300 °C, 145 km and 1500 °C, 210 km and 1700 °C. The results are consistent with the advection-polymorphic hypothesis of deep processes.

**Key words:** mantle of the oceans and continents, deep processes, magma sources, PT-parameters

### References

- Avdeyko G. P., Palueva A. A., Kuvikas O. V., 2011. Adakita in zones of a subduction of the Pacific ring: review and analysis of geodynamic conditions of education. *Vestnik KRAUNC. Nauki o Zemle* (1) is. 17, 45—60 (in Russian).
- Bobrov A. V., 2009. Inclusions in diamond and diamond-bearing rocks. *Proceeding of the ISES-2009*. Moscow: MSU Publ., P. 1—22. (in Russian).
- Bogatikov O. A., Kovalenko V. I., Sharkov E. V., 2011. Magmatism, tectonics, Earth geodynamics. Connection in time and space. Moscow: Nauka, 608 p. (in Russian).
- Bogatikov O. A., Ryabchikov I. D., 1984. New data on the origin of komatiitic series. *Geologiya i geofizika* (12), 88—96 (in Russian).
- Borodin L. S., 1998. Evolutionary trends and geochemistry of petrologically contrasting series of the Caucasus neovulkanits. *Geohimiya* (10), 867—876 (in Russian).
- Buslov M. M., Safronova I. Ju., Fedoseev G. S., Reykov M., Davis K., Babin G. A., 2010. Permo-Triassic plume of Kuznetsk Basin magmatism (Central Asia): geology, geochronology and geochemistry. *Geologiya i geofizika* (9), 1310—1328 (in Russian).
- Buchko I. V., Sorokin A. A., Sal'nikov E. B., Kotov A. B., Velikoslavinskiy S. D., Larin A. B., Izoh A. Je., Jakovleva S. Z., 2010. Triassic stage of mafic magmatism of Dzhugzhuro-Stanovoy superterrane. *Geologiya i geofizika* (11), 1489—1500 (in Russian).
- Varencov Iv. M., Gordienko V. V., Gordienko I. V., Zavgorodnyaya O. V., Kovachikova S., Logvinov I. M., Tarasov V. N., Tregubenko V. I., 2013. The slope of the Voronezh crystalline massif (geophysics, deep processes). Kiev: Logos, 112 p. (in Russian).
- Verhovcev V., 2006. The newest vertical crustal movements in Ukraine, their relationship with linear and circular structures. In: *Power of the Earth, its geological and ecological implications, scientific and practical applying*. Kyiv: KNU, P. 129—137 (in Ukrainian).
- Vladykin N. V., 1997. Geochemistry and genesis of the Aldan shield lamproites. *Geologiya i geofizika* (1), 123—135 (in Russian).
- East African rift system, 1974. Ed. V. V. Belousov. Vol. 3. Moscow: Nauka, 318 p. (in Russian).
- Gladkochub D. P., Donskaya T. V., Ivanov A. V. Ernst Z., Mazukabzov A. M., Pisarevskiy S. A., Uhova N. A., 2010. Phanerozoic basite magmatism in the southern flank of the Siberian Craton and its geodynamic

- interpretation. *Geologiya i geofizika* (9), 1222—1239 (in Russian).
- Glebovickiy V. A., Nikitina L. P., Saltykova A. K., Ovchinnikov N. O., Babushkina M. S., Egorov K. N., Ashchepkov I. V., 2007. Substantial heterogeneity of the continental lithospheric mantle beneath Early Precambrian and Phanerozoic structures according to deep xenoliths in kimberlites and alkali basalts. *Geohimiya* (11), 1—26 (in Russian).
- Glevasskaya A. M. Magnetic minerals and magnetism of volcanics, 1983. Kiev: Naukova Dumka, 208 p. (in Russian).
- Gontovaya L. I., Gordienko V. V., 2006. Deep processes and geophysical model of the mantle of Eastern Kamchatka and Kronotskii Bay. *Geologiya i poleznye iskopaemye Mirovogo okeana* (2), 107—121 (in Russian).
- Gordienko V. V., 2010. On the nature of velocity anomalies of longitudinal seismic waves in the upper mantle. *Geofizicheskii zhurnal* 32(3), 43—63 (in Russian).
- Gordienko V. V., 2012. Processes in the Earth tectonosphere (advection-polymorphic hypothesis). Saarbrücken: LAP, 256 p. (in Russian).
- Gordienko V. V., Gordienko L. Ya., 2013a On the PT conditions in the mantle magma chambers beneath the Pacific Ocean. *Geologiya i poleznye iskopaemye Mirovogo okeana* (2), 47—63 (in Russian).
- Gordienko V. V., Gordienko L. Ya., 2013b. On the PT conditions in the mantle magma chambers beneath the Atlantic Ocean. *Geologiya i poleznye iskopaemye Mirovogo okeana* (4), 63—78 (in Russian).
- Gordienko V. V., Gordienko L. Ya., 2014a. On the PT conditions in the mantle magma chambers beneath the Indian Ocean. *Geologiya i poleznye iskopaemye Mirovogo okeana* (1), P. 20—32. (in Russian).
- Gordienko V. V., Gordienko L. Ya., 2014b. On the PT conditions in the mantle magma chambers beneath the Arctic and other oceans. *Geologiya i poleznye iskopaemye Mirovogo okeana* (2), 52—65 (in Russian).
- Gordienko V. V., Usenko O. V., 2003. Deep processes in the tectonosphere of Ukraine. Kiev: IGF NANU, 147 p. (in Russian).
- Grachev A. F., 1999. Early Cenozoic magmatism and geodynamics of the North Tien Shan. *Fizika Zemli* (10), 26—51 (in Russian).
- Grachev A. F., 1987. Rift zones of the Earth. Moscow: Nedra, 248 p. (in Russian).
- Grachev A. F., 2003. Final magmatism of the Europe and its geodynamic nature. *Fizika Zemli* (8), 11—46 (in Russian).
- Dmitriev Ju. I., Bogatikov O. A., 1996. Are Emeishan traps (Yangtze Platform) the indicators of geodynamic conditions of interrupted formation of oceans. *Petrologiya* (4), 436—448 (in Russian).
- Dawson D., James D., Paslic K., Hollyiday A., 1997. Potassium ultramafic magmatism and continental rifting in north-central Tanzania: association with increased thermal flow. *Geologiya i geofizika* (1), 67—77 (in Russian).
- Ermakov V. A., Ermakov A. V., 2006. Geological and petrological models of the eruption in 1975—1976 on Tolbachik dale (Kluchevskaya group of volcanoes). *Geofizicheskie issledovaniya* is. 5, 55—113 (in Russian).
- Esin S. V., Prihod'ko V. S., Ponomarchuk V. A., Shipitsyn Ju. G., 1996. Petrogenesis of Central Sikhotealin Mesozoic alkaline picrite-melaleysit Association. *Geologiya i geofizika* (10), 17—27 (in Russian).
- Zhukova I. A., Litasov Ju. D., Duchkov A. D., Novikov D. D., 2007. The problem of the genesis of Cenozoic basalts in North Central Mongolia according to isotope of helium and petrochemistry. *Geologiya i geofizika* (2), 204—215 (in Russian).
- Karakin A. V., Kur'yanov Ju. A., Pavlenkova N. I., 2003. Faults, fractured zones and waveguides in the upper layers of the earth's shell. Moscow: VNIIGeosistem, 227 p. (in Russian).
- Kovalev S. G., 2005. Geochemistry of the banded complex array Kraka (South Urals) rocks. *Geohimiya* (3), 333—340 (in Russian).
- Condie K., 1983. Archean greenstone belts. Moscow: Mir, 390 p. (in Russian).
- Konnikov Je. G., Nekrasov A. N., Orsoev D. A., Jan' H., Chi S., 2009. Basites containing grenades of Kamchatka Kuvalorogsky massif. *Geologiya i geofizika* (5), 595—612 (in Russian).
- Krivolutskaya N. A., Mihaylov V. N., Snisar S. G., Gongal'skiy B. I., 2009. Internal structure and composition of the ultramafic-mafic Mikchandinskogo massif in the Norilsk mining district (the Siberian Trap Province). *Vestnik KRAUNC. Nauki o Zemle* (2), 29—48 (in Russian).
- Lamproites, 1991. Eds O. A. Bogatikova, V. A. Kononov. Moscow: Nauka, 302 p. (in Russian).
- Litasov K. D., 2011. Physical and chemical conditions of the mantle melting in the presence of volatile components (the experimental data). Dr. geol. and min. sci. Abstract. Novosibirsk, 30 p. (in Russian).
- Lutkov V. S., Mogarovskiy V. V., Lutkova V. Ja., 2004. On the geochemical heterogeneity of the Central Asian mobile belt's upper mantle. *Geohimiya* (4), 370—383 (in Russian).



- Igneous rocks. Basic rocks*, 1985. Ed. E. V. Sharkov. Moscow: Nedra, 488 p. (in Russian).
- Igneous rocks. Ultrabasic rocks*, 1988. Eds E. E. Lazko, E. V. Sharkov. Moscow: Nauka, 510 p. (in Russian).
- Martynov Ju. A., Dril' S. I., Chashhin A. A., Rybin A. V., Martynov A. Ju., 2005. Geochemistry of Kunashir and Iturup basalts — role of nonsubduction factors in magma genesis of Kurile arc. *Geohimiya* (4), 369—383 (in Russian).
- Medvedev A. Ja., Al'muhamedov A. I., Kirda N. P., 2003. Geochemistry of Permo-Triassic volcanic rocks of West Siberia. *Geologiya i geofizika* (1-2), 86—100 (in Russian).
- Moroz Ju. F., 2009. Deep conductivity of Kamchatka volcanic zones. In: *Electromagnetic study of the Earth*. Moscow: IFZ RAN, 157 p. (in Russian).
- Murav'eva N. S., Tevelev A. V., Senin V. G., 2004. Geochemistry and genesis of alkaline basalts of the Southern Urals. *Geohimiya* (4), 384—409 (in Russian).
- Naumov V. B., Portnyagin M. V., Tolstyh M. L., Jarmolyuk V. V., 2006. Chemical structure and crystallization parameters of Dzhida district of South Baikal volcanic area trachybasalts on the data of melt and fluid inclusions. *Geohimiya* (3), 322—331 (in Russian).
- Nikolaev G. S., Ariskin A. A., 2005. Burakovsko-Aganozersky stratified array of Zaonezhje: II. The structure of the edge groups and evaluation of the parent magma by geochemical thermometry. *Geohimiya* (7), 712—732 (in Russian).
- Osipenko A. B., Konilov A. N., Savel'ev D. P., Krylov K. A., Anikin L. P., 2005. Geology and petrology of Kamchatka Peninsula Cape amphibolites, Eastern Kamchatka. *Petrologiya* (4), 421—448 (in Russian).
- Polyakov G. V., Iem N., Balykin P. A. Chan Ch., Ngo T., 1997. New data on ultrapotassic basic rocks of North Vietnam — kokity. *Geologiya i geofizika* (1), 148—158 (in Russian).
- Polyakov G. V., Izoh A. Je., Borisenko A. S., 2008. Permian ultramafic-mafic magmatism and associated Co-Ni mineralization in the Gobi-Tyanshansky belt as a result of the Tarim plume. *Geologiya i geofizika* (7), 605—620 (in Russian).
- Early Precambrian Aldan Massif and its surroundings, 1998. Eds F. P. Mitrofanov, N. I. Moskovchenko. Leningrad: Nauka, 184 p. (in Russian).
- Saranchina G. M., Shinkarev N. F., 1973. Petrology of igneous and metamorphic rocks. Leningrad: Nedra, 392 p. (in Russian).
- Svetov S. A., Smol'kin V. F., 2003. Model RT-generation high-Mg magmas conditions in Precambrian Fennoscandian Shield. *Geohimiya* (8), 879—892 (in Russian).
- Simonov V. A., Klets A. G., Kovyazin S. V., Stupakov S. yI., Travin A. V., 2010. Physico-chemical conditions of early plume magmatism in Western Siberia. *Geologiya i geofizika* (9), 1277—1297 (in Russian).
- Simonov V. A., Mikolaychuk A. V., Rasskazov A. V. Kovyazin S. V., 2008. Cretaceous-Paleogene intraplate magmatism in Central Asia: Evidence from basalts of the Tien Shan. *Geologiya i geofizika* (7), 689—705 (in Russian).
- Slavinskiy V. V., 1983. Two-pyroxene thermometry. *Mineralogicheskii zhurnal* (6), 29—38 (in Russian).
- Sobolev A. V., Sluckiy A. B., 1984. Composition and crystallization conditions of the initial melt of the Siberian meimechites with the overall problem of ultrabasic magmas. *Geologiya i geofizika* (12), 97—110 (in Russian).
- Sobolev V. S., Sobolev V. N., 1980. New evidence of eclogitized crustal rocks dipping to great depths. *Doklady AN SSSR* 250 (3), 683—685 (in Russian).
- Fedorov P. I., Filatova N. I., 1999. Geochemistry and petrology of the Late Cretaceous-Cenozoic basalts stretching zones at the continental margin of North-East Asia. *Geohimiya* (2), 115—132 (in Russian).
- Fedorov P. I., Koloskov A. V., 2005. Cenozoic volcanism in Southeast Asia. *Petrologiya* (4), 389—420 (in Russian).
- Feoktistov G. D., Vladimirov B. M., Egorov K. N., Konev A. A., 1996. Petrochemical comparison of kimberlite and lamproite in Siberian platform and Australia. *Geologiya i geofizika* (10), 28—35 (in Russian).
- Frolova T. I., Perchuk L. L., Burikova I. A. 1989. Magmatism and crustal transformation in active margins. Moscow: Nedra, 260 p. (in Russian).
- Hazan Ja. M., 1999. Rayleigh-Taylor heat instability model near the level of density inversion of the melt and solid phases: numerical evaluation and comparison with observations. *Geofizicheskiy zhurnal* (6), 40—50 (in Russian).
- Shcherbakov I. B. 2005. Petrology of the Ukrainian shield. Lviv: ZuKC, 366 p. (in Russian).
- Jarmolyuk V. V., Ivanov V. G., Kovalenko V. I., 1998. Sources of intraplate magmatism of Western Transbaikalia in the Late Mesozoic-Cenozoic (based on geochemical and isotopic data). *Petrologiya* (2), 115—138. (in Russian).
- Adekeye J., Nitekim E., 2007. The geochemistry and petrogenesis of basaltic rocks the central part of Yola basin, upper Benue trough, Nigeria. *Cont. J. Earth Sci.* (1), 1—10.



- Almeida M., Macambir M., Oliveira E., 2007. Geochemistry and zircon geochronology of the I-type high-K calc-alkaline and S-type granitoid rocks from south-eastern Roraima, Brazil: Orosirian collisional magmatism evidence (1.97—1.96 Ga) in central portion of Guyana Shield. *Precambrian Res.* 155, 69—97.
- Ariskin A. A., 1999. Phase equilibria modeling in igneous petrology use of CONGMAT model for simulating fractionation of ferro-basaltic magmas and the genesis of high-alumina basalt. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 90, 115—162.
- Beker M., Le Roex A., 2005. Geochemistry South African on- and off-craton, group I and group II kimberlites: petrogenesis and source region evolution. *J. Petrol.* 45, 1—31.
- Bryant J., Yagodinski G. M., Churikova T. G., 2006. Melt-mantle interactions beneath the Kamchatka arc: Evidence from ultramafic xenoliths from Shiveluch volcano. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 8(4), Q04007. doi:10.1029/2006GC001443.
- Briot D., Cantagrel J., Dupuy C., Harmon R., 1991. Geochemical evolution in crustal magma reservoirs trace-element and Sr-Nd-O isotopic variations in two continental integrate series at Monts Dore, Massif Central, France. *Chemical Geology* 89 (3-4), 281—303.
- Condie K., Brookins D., 1980. Composition and heat generation of the Precambrian crust in New Mexico. *Geochem. J.* (14), 95—99.
- De Almeida D., Lopez R., De Lima I., Gomes C., 2000. Petrography and geochemistry of the volcanic rocks of the Rodeio Velho Member, Ordovician of the Camaqua basin (NS-Brasil): Preliminary results. *Revista Brasileira de Geociências* 30(4), 763—768.
- Du Bray E., John D., Sherrod D., Everts R., Conrey R., Lexa J., 2006. Geochemical Database for Volcanic Rocks of the Western Cascades, Washington, Oregon, and California. U. S. Geological Survey, Denver, 49 p.
- El Aouli E., Ikenne M., Amaouain H. Geochemical and geodynamic constraints on the origin of calcalkaline cryogenian mafic rocks in the Igherm inlier (Western AntiAtlas, Morocco). *Int. J. Geomat. Geosci.*, 2(2), P. 357—370.
- Ellam R., Cox K., 1989. Proterozoic lithospheric source for Karoo magmatism: evidence from Nuanetsi picrites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 92, 207—218.
- Espinoza F., Morata D., Polyu M., Lagabrielle Y., Murray R., Guivel C., Cottend J., Bellond Y., Suarez M., 2009. Bimodal back-arc alkaline magmatism after ridge subduction: Pliocene felsic rocks from Central Patagonia (47°S). Servicio Nacional de Geología y Minería Chile. 28 p.
- Ewart A., Marsh J., Milner S., Duncan A., Kamber B., 2004. Armstrong R. Petrology and geochemistry of early cretaceous bimodal continental flood volcanism of the NW Etendeka, Namibia. *J. Petrol.* 45(1), 58—105.
- Fedortchouk Y., Canil D., 2004. Intensive variables in Kimberlite magmas, Las de Gras, Canada and implications for diamond survival. *J. Petrol.*, 45(9), 1725—1745.
- Gao S., Rudnick R., Xud W., Yuan H., Liu Y., Walker R., Puchtel I., Liu X., Huang H., Wang X., Yang J., 2008. Recycling deep cratonic lithosphere and generation of intraplate magmatism in the North China Craton. *Earth Planet. Sci. Lett.* 270, 41—53.
- Geokem. Geochemistry of igneous rocks. <http://www.geokem.com/index.html>
- Geology and paleontology of the Ellsworth Mountains, West Antarctica, 1992. Eds G. Webers, C. Craddock, Y. Spletstoesser. Geol. Soc. Amer. Memoir (170), 435 p.
- Gibson S., Thompson R., Day J., 2006. Timescales and mechanisms of plume-lithosphere interactions:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology and geochemistry of alkaline igneous rocks from the Parana-Etendeka large igneous province. *Earth Planet. Sci. Lett.* (251), 1—17.
- Girnis A., Brey G., Ryabchikov I., 1995. Origin of group 1A kimberlites: fluid-saturated melting experiments at 45—55 kbar. *Earth Planet. Sci. Lett.* (134), 283—296.
- Goff S., Godfrey J., Holland J., 1986. Petrology and geochemistry of the Canadian shield of northeastern Alberta. *Geol. Surv. Alberta Bull.* (51), 60 p.
- Goldich S., Treves S., Suhr N., Stuckless J., 1975. Geochemistry of the Cenozoic volcanic rocks of Ross Island and Vicinity, Antarctica. *J. Geol.* 83(4), 415—435.
- Green D., Falloon T., 2005. Primary magmas at mid-ocean ridges, «hotspots» and other intraplate settings: Constraints on mantle potential temperature. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* (388), 217—247.
- Hearn B., 2004. The Homstead kimberlite, central Montana, USA: mineralogy, xenocrysts and upper-mantle xenoliths. *Lithos* (77), 471—491.
- Iyer S., Choudhuri A., Pattison D., De Paoli G., 1990. Petrology and geochemistry of the Neoproterozoic Guaxupé granulite facies terrain, southeastern Brazil. *Precambrian Res.* (77), 23—40
- Jacob D., 2004. Nature and origin of eclogite xenoliths from kimberlites. *Lithos* (77), 295—316.
- Jacques A., Chappell B., 1980. Petrology and trace ele-

- ments geochemistry of the Papuan ultramafic belt. *Contrib. Mineral. Petrol.* 75(1), 17—24.
- Le Roex A., Bell D., Davies P., 2003. Petrogenesis of group I kimberlites from Kimberley, South Africa: evidence from bulk-rock geochemistry. *J. Petrol.* 4(12), 2261—2296.
- Martin H., Smithies R., Rapp R., Moyen J., Champion D., 2005. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos* (79), 1—24.
- Muncy H. 1979. Geologic history and petrogenesis of alkaline volcanic rocks, mt. Morning, Antarctica. Tesis for the Degree Master of Science. Ohio State Univ., Columbus. 112 p.
- Murphy D., Collerson D., Kamber B., 2002. Lamproites from Gaussberg, Antarctica Possible transition zone melts of Archean subducted sediments. *J. Petrol.* 45(6), 981—1007.
- Nardi L., Plá-Cid J., Bitencourt M., Stabel L., 2008. Geochemistry and petrogenesis of post-collisional ultrapotassic syenites and granites from southernmost Brazil: the Piquiri Syenite Massif. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 80(2), 2—14.
- Nixon P., Davies G., Gray A., 1992. Venezuela kimberlites. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* (5), 101—115.
- Ocean Drilling Program. <http://www-odp.tamu.edu/publications>.
- Oliveros V., Morata D., Aguirre L., Féraud G., Fornari M., 2007. Magmatismo asociado a subducción del Jurásico a Cretácico Inferior en la Cordillera de la Costa del norte de Chile (18°30'—24°S): geoquímica y petrogenesis. *Revista Geológica de Chile* 34(2), 209—232.
- Otamendi J., Ducea M., Bergantz G., 2012. Geological, Petrological and Geochemical Evidence for Progressive Construction of an Arc Crustal Section, Sierra de Valle Fertil, Famatinian Arc, Argentina. *J. Petrol.* 53(4), 761—800.
- Owona S., Ndzana S., Mpesse J., Ondoa J., Schulz B., Punder J., Jegouzo P., Affaton P., Ratschbacher L., Ekodeck G., 2012. Petrogenesis of amphibolites from the Neoproterozoic Yaounde Group (Cameroon, Central Africa): Evidence of MORB and implications on their geodynamic evolution. *Bull. Geol. Soc.* (2), 11—23.
- Parada M., Lahsen A., Palacios C., 2001. Ages and geochemistry of Mesozoic-Eocene back-arc volcanic rocks in the Aysén region of the Patagonian Andes, Chile. *Rev. Geol. Chile* 28 (1), 13—27.
- Pavlenkova G. A., Pavlenkova N. I., 2006. Upper mantle structure of Northern Eurasia from peaceful nuclear explosion data. *Tectonophysics* (416), 33—52.
- Petrology — New Perspectives and Applications*, 2012. Ed. Prof. Ali Al-Juboury. InTech Publ., 224 p.
- Polat A., Kerrich R., Wyman D., 1999. Geochemical diversity in oceanic komatiites and basalts from the late Archean Baba greestone belts, Superior province, Canada. *Precambrian Res.* 94, 139—173.
- Sharma K., 2004. The Neoproterozoic Malani magmatism of the northwestern Indian shield: Implications for crust-building processes. *Proc. Indian Acad. Sci. (Earth Planet. Sci.)* 113(4), 795—807
- Schmidberger S., Francis D., 2001. Constraints on the trace Element composition of the Archean mantle root beneath Somerset Island, Arctic Canada. *J. Petrol.* 42 (6), 1095—1117.
- Sheraton J., 1985. Chemical analyses of rocks from east Antarctica. Part 2. Bureau of mineral resources Australia. Canberra (12), 126 p.
- Shervais J., Shelley S., Secor D., 1996. Geochemistry of volcanic rocks of the Carolina and Augusta terranes in central South Carolina: An exotic rifted volcanic arc? *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* (304), 219—236.
- Sobolev A. V., Hofmann A. W., Sobolev S. V., Nikogosian I. K., 2005. An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts. *Nature* 434, 590—597.
- Spath A., Le Roex A., Optyo-Akech N., 2001. Plume-lithosphere interaction and the origin of continental rift-related alkaline volcanism — the Chyulu Hills volcanic province, Southern Kenya. *J. Petrol.* 42(4), 765—787.
- Vigouroux N., Wallace P., Kent A., 2008. Volatiles in High-K-Magmas from the Western Trans-Mexican Volcanic Belt: Evidence for Fluid Fluxing and Extreme Enrichment of the Mantle Wedge by Subduction Processes. *J. Petrol.* 49 (9), 1589—1618.
- Wagner C., Mokhtari A., Deloué E., Chabaux F., 2002. Carbonatite and Alkaline Magmatism in Taourirt (Morocco): Petrological, Geochemical and Sr±Nd Isotope Characteristics. *J. Petrol.* 44(5), 937—965.