

Г. И. Беликова

ГРАФИЧЕСКАЯ ИДЕНТИФИКАЦИЯ В ХИМИЧЕСКОЙ ГЕОДИНАМИКЕ ПО СООТНОШЕНИЯМ ПЕТРОГЕННЫХ КОМПОНЕНТОВ (ПРИМЕНИТЕЛЬНО К БАЗАЛЬТАМ)

Выполнение петролого-геохимических исследований, направленных на выяснение геодинамических обстановок, в которых формировались магматические породы, предусматривает выявление особенностей распределения в них петрогенных и редких элементов.

Общепризнано, что наиболее показательными индикаторами геодинамических условий служат базальты. По их вещественным составам международным научным сообществом собран большой фактический материал, создано много баз данных по разным типам базальтов. Как заметил Н.В. Короновский [2011], в настоящее время набирает силу новое направление в геологии — химическая геодинамика, развивающаяся на стыке петрологии, геохимии и тектоники.

Для геохимической интерпретации геодинамических обстановок широко используется комплекс разработанных классификационных (идентификационных, диагностических и т.п.) диаграмм, на которых точки составов базальтов определенных типов сосредоточены обособленно, служат своего рода реперами, что позволяет проводить соответствующую диагностику [Le Bas et al., 1986; Sun, McDonough, 1989; Irvin, Barager, 1971; Pearce, Cann, 1973; Winchester, Floyd, 1977; Pearce et al., 1990; Anderson, 1983; Condie, 2005; Zindler, Hart, 1986; Ontonello et al., 1984; Tatsumi et al., 2000; Tejada et al., 1966; Wood, 1980; Лутц, 1980 и др.].

Цель настоящей работы состояла в построении нетривиальной классификационной диаграммы для базальтов разных геодинамических обстановок с использованием соотношений петрогенных элементов.

К настоящему времени стало рутинным построение диаграмм распределения REE, более информативны мультиэлементные спайдер-диаграммы.

Значительно реже для выяснения геодинамических обстановок привлекаются абсолютные содержания элементов, при этом, по мнению известных геохимиков (Л.Н. Овчинников, В.И. Герасимовский, В.Н. Коваленко, В.Б. Наумов, В.В. Ярмолюк и др.), более информативными оказываются не столько сами содержания, сколько их количественные отношения.

Существуют так называемые «канонические отношения», выявлены некоторые закономерности изменения их величин. Чаще всего количественные

отношения применяются для элементов, частично подобных друг другу по свойствам, но отличающихся, например, по степени когерентности (compatible-incompatible), способности к изоморфизму, подвижности, химической активности и т.п.

Рассматриваемые нами базальтовые породы характеризуются неоднородностью составов как по петрогенным оксидам, так и по микроэлементам.

Представляется, что для пород, формирующихся в условиях высоких температур и давлений, действия различных механизмов накопления компонентов, влияния геологических и пространственно-временных факторов и т.п., одной из главных причин широких вариаций составов является разнородность мантийных источников, питающих первичные магматические расплавы, и путей дальнейшей эволюции магмы.

При использовании количественных соотношений (в дальнейшем «соотношений») имеет значение подбор определенных сочетаний элементов: пару могут составить элементы разных геохимических групп: одной группы периодической системы, разных периодов и т.п. Это могут быть элементы как примесные, так и главные минералообразующие, либо их сочетание. Содержания компонентов могут зависеть от составов исходных расплавов, содержания элементов во вмещающих породах, температуры кристаллизации и других факторов, поэтому подобные соотношения могут иметь индикаторное значение.

Для построения диаграммы выбраны соотношения некогерентных (Na, K), когерентного Ti. Ведущая роль придана калию, а не натрию, по ряду причин. В таблице дано сопоставление распространенности и некоторых физико-химических свойств K и Na. Калий, открывающий первый большой период системы элементов, химически активнее натрия, проявляет свойства более сильного восстановителя по сравнению с натрием, что подтверждается значениями их ионизационных и нормальных электродных потенциалов, соответственно (табл.). По распространенности в земной коре элементы близки, но в базальтах содержание натрия выше, чем калия, исключая базальты зоны континентальных рифтов, горячих точек мантии, океанических островов [Наумов и др., 2004; Кузьмин, 1985] и магматические высококалийевые расплавы вулкана Везувий [Коваленко и др., 2007].

Распространенность и некоторые физико-химические свойства калия, натрия и их оксидов

Элемент	Распространенность, %		Ионизационные потенциалы, Эв		Атомный радиус, нм	Ионный радиус, нм	Нормальный электродный потенциал E, В	Относительная масса атома, г	Молекулярная масса оксида, г	Коэффициенты диффузии в силикатных расплавах, см ² /сек	
	Земная кора	Континент, базальты	I	II						1200 °С	1400 °С
Na	2,38–2,64	1,98	5,09–5,14	46,65	0,186	0,092	–2,74	22,990	54,988	2,6E5–	5E6–
K	2,13–2,40	0,77	4,33	31,90	0,236	0,136	–2,92	30,098	71,096	2,3E5–	4,32E5–

В силикатных высокотемпературных расплавах щелочные металлы имеют ионную природу. Оксиды Na₂O и K₂O при температурах выше 300–400 °С (по другим данным выше 700 °С) разрушаются, диссоциируют, элементы переходят в ионную форму. Катионы щелочных металлов относительно крупных кремнекислородных тетраэдров проявляют высокую подвижность, обуславливая электропроводность так называемых «сухих» магм. Для расплавов существует следующая закономерность: менее активный щелочной металл вытесняет более активный, т.е. Na вытесняет K, в результате чего калий проявляет более высокую миграционную способность. Подвижность ионов характеризуется коэффициентами диффузии D. По данным [Малкин, Могутнов, 1961], в силикатных расплавах состава Na₂O–K₂O–SiO₂ и K₂O–Na₂O–SiO₂ при T=1200 °С коэффициенты диффузии Na⁺ и K⁺ отличаются незначительно, но при T=1400 °С значения DK⁺ почти на порядок выше DNa⁺ (табл.).

Следует отметить, что температуры, при которых определялись коэффициенты диффузии, вполне реальны для глубинных магм. Так, при определении условий генерации магм, исходных для N-MORB в зоне трансформного разлома Срединно-Атлантического хребта (глубина магмогенерации оценена в 40–50 км), по расплавленным включениям в клинопироксенах из базальтовых стекол В.А. Симоновым с соавторами [1999], установлены температуры 1350–1400 °С.

При сопоставлении свойств калия и натрия, кроме вышеперечисленных различий, приходится учитывать неравенство относительных атомных масс элементов (табл.). Одинаковые процентные содержания оксидов калия и натрия не означают равенства содержаний элементарных форм металлов (в г-атомах). Количество K превышает количество Na на величину, кратную 882 на каждый процент оксида, отсюда не сложно рассчитать, что равные количества K и Na отвечают, к примеру, concentra-

циям K₂O — 1,00% и Na₂O — 1,12%. С повышением щелочности расхождение в содержаниях элементарных форм нарастает. Так, для высокощелочных пород равные количества K и Na отвечают процентным содержаниям K₂O — 8% и Na₂O — 8,96%. Таким образом, оценка щелочности через оксиды дает несколько завышенное содержание натрия.

Титан, в отличие от щелочных элементов, относится к группе HFSE (High Field Strength Elements). В геохимическом плане K, Na и Ti существенно различаются. Титан — поливалентный (+2, +3, +4) сидерофильный когерентный элемент, входит в число наиболее доступных (наряду с калием и натрием) для определения петрогенных элементов, достаточно хорошо изучен.

Для построения диаграммы K/Na–K/Ti использовались литературные данные, отвечающие некоторым критериям. Выборка составлялась из магматических пород, по химической классификации отвечающих основному составу, по соотношению суммы щелочных оксидов и кремнезема — нормально-щелочным базальтам.

На диаграмме K/Na–K/Ti (рис. 1) рассматривавшиеся базальты локализованы вдоль тренда нарастания K/Na и K/Ti от величин, свойственных примитивной мантии (PM) до аналогичных соотношений для базальтов внутриконтинентальных рифтов (WCR). Сюда же приурочены точки MORB и верхней мантии (UM). Графическим отражением этой закономерности в данном случае является тренд, описываемый линейным уравнением K/Na = 0,465·K/Ti + 0,006. Реперные точки: MORB, UM находятся вблизи линии, описываемой этим уравнением. Интервал изменений соотношений K/Ti в базальтах — около 0,120–2,003; K/Na — от 0,041 до 0,913.

В области локализации базальтов попадают точки составов UM, континентальной коры (CC), океанической коры, океанических и островодужных базальтов. Из этого следует, что магматические

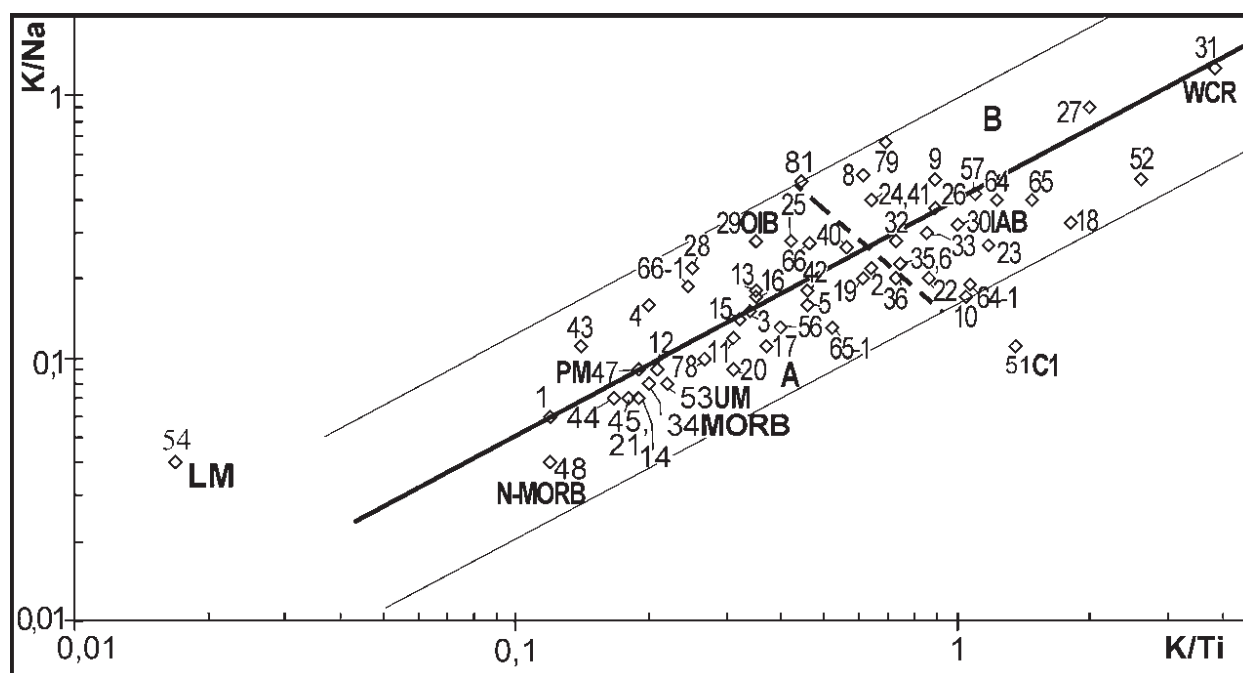


Рис. 1. Идентификационная диаграмма для нормальных базальтов разных геодинамических обстановок по соотношениям петрогенных компонентов

Условные обозначения. Составы: PM (примитивная мантия), по [Sun, McDonough, 1989]; LM (нижняя мантия), UM (верхняя мантия), хондрит C1, по [Anderson, 1983]; WCR — базальты внутриконтинентальных рифтов, OIB — базальты океанических островов, MORB (средние составы), по [Наумов и др., 2004]; IAB (базальты зоны островных дуг + активной континентальной окраины), N-MORB (средние составы по расширенной базе данных), по [Коваленко и др., 2007]. **Точки составов:** 1, 2, 3 — Утлыкташский комплекс, Южный Урал, по [Салихов, Беликова, 2011]; 4, 5 — Норильский рудный район, по [Альмухамедов, Медведев, 1986]; 6, 7 — Худолазовский комплекс, по [Салихов, Бояркин, 1975]; 11, 13, 14, 15, 16, 17 — надрудные базальты месторождения Комсомольское, Южный Урал, по [Даниленко, 1991]; 18, 19, 20, 22, 23 — Магнитогорская зона, Южный Урал, по [Горожанина, 1991]; 24 — Самаркинский террейн, Центральный Сихотэ-Алинь, по [Симаненко и др., 2009]; 25, 26, 27, 28 — Сакмарская зона, Южный Урал, по [Косарев, 1986]; 29, 30, 31 — средние содержания, по [Наумов и др., 2004]; 32, 33, 35 — Худолазовский комплекс, Южный Урал, по [Салихов и др., 2012]; 36 — Худолазовская мульда, Южный Урал, по [Салихов и др., 2011; Беликова, 2012]; 40, 43, 44, 45 — подводное плато Онтонг Джава-Науру, Тихий океан, по [Симонов и др., 2004]; 56, 57 — Южный Урал, по [Иванов и др., 1986]; 64, 65, 66 — Худолазовский комплекс, Южный Урал, по [Салихов и др., 2012]; 78, 79, 81, 82 — Магнитогорская зона, Южный Урал, по [Салихов, Беликова, 2011]. **Примечания:** точки 64, 65, 66 — данные силикатного анализа; 64-1, 65-1, 66-1 — метод ICP-MS.

расплавы, из которых формировались породы, имели смешанное мантийно-коровое происхождение и подверглись контаминации коровым материалом.

Чтобы сравнить, как соотносятся данные, получаемые при использовании диаграммы вида $K/Na - K/Ti$, с информацией по иным классификационным схемам, проводилось сопоставление с диаграммой, координаты которой представлены индикаторными отношениями $(Th/Ta)N - (La/Nb)N$ (рис. 2). В сравнительной диаграмме Th, Ta, Nb — наиболее некогерентные элементы, La принято считать умеренно некогерентным. В связи с этим диаграмму используют для решения таких вопросов генезиса, как выявление признаков контаминации расплава континентально-коровым материалом, установление вероятных источников происхождения пород и т.п.

Для сопоставления рассматривались породы Басаевского, Худолазовского, Утлыкташского, Фай-

зуллинского комплексов (Магнитогорская мега-зона, Южный Урал [Салихов, Беликова, 2011; Салихов и др., 2012]).

На сравнительной диаграмме (рис. 2) базальты размещаются в поле взаимодействия мантийных расплавов с материалом нижней коры (базальты Худолазовского, Утлыкташского, Басаевского, Файзуллинского комплексов). Частично породы Худолазовского и Файзуллинского комплексов обнаруживают признаки контаминации материалом верхней коры. Смещение точек состава Худолазовского и Файзуллинского комплексов в сторону возрастания La/Nb отношения указывает на снижение доли мантийной компоненты и повышение степени контаминации мантийных расплавов верхнекоровым веществом.

При сопоставлении диаграмм (рис. 1 и рис. 2) проявляется следующая закономерность: базальты, источниками которых были расплавы, контамини-

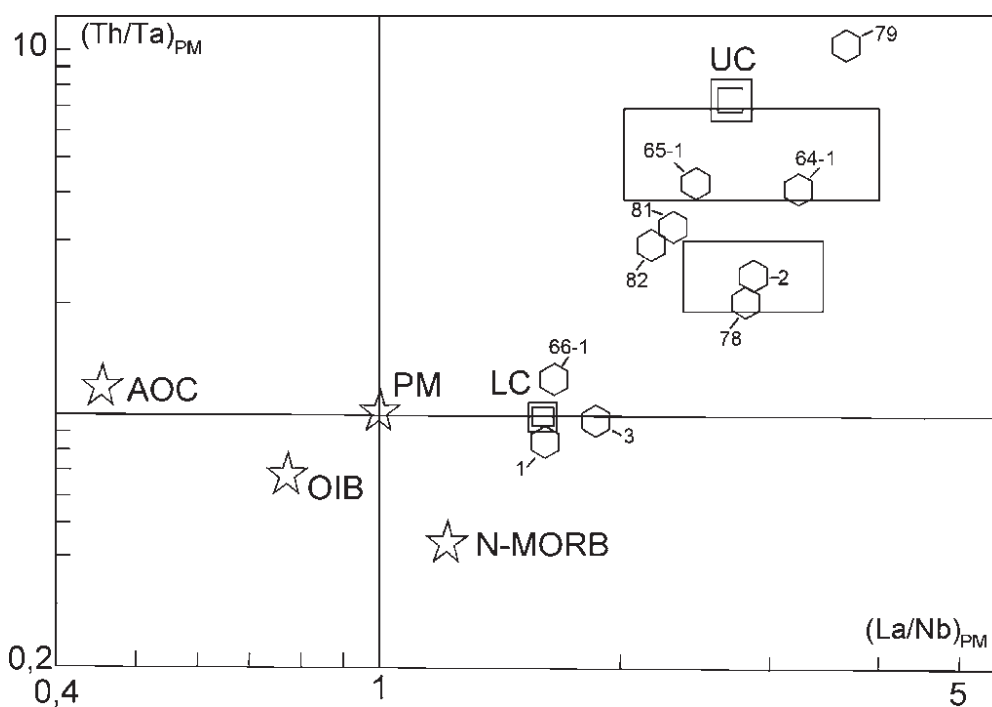


Рис. 2. Классификация базальтов Худолазовской мульды по соотношениям $(Th/Ta)_{PM} - (La/Nb)_{PM}$

Условные обозначения. Составы: PM, по [McDonough et al., 1991]; OIB, N-MORB, по [Sun, McDonough, 1989]; аномальная океаническая кора (AOC), по [Gomes-Tuena et al., 2007]; континентальная верхняя (UC) и нижняя (LC) кора, по [Rudnick, Gao, 2003]. Точки составов: 1, 2, 3 — Утлыкташский комплекс; 64, 65, 66 — Худолазовский комплекс; 78, 79 — Файзуллинский комплекс; 81, 82 — Басаевский комплекс.

рованные нижнекоровым материалом, размещаются влево от условной границы (пунктирная линия на диаграмме $K/Na - K/Ti$, зона А, рис. 1). В правую часть поля попадают базальты — продукты мантийных расплавов, в большей степени контаминированные веществом верхней коры (зона В). Такое разделение, разумеется, условно. Для определения уточненной границы нужны дополнительные исследования, т.к. вблизи разделительной линии размещаются и островодужные базальты юной дуги на энсиматическом основании (дуга Таупо, Новая Зеландия), что указывает на участие в формировании базальтов кроме континентальной коры и коры океанической, т.е. гетерогенность природы источников нарастает.

В заключение можно отметить, что применение идентификационных (диагностических, классификационных, факторных и т.п.) диаграмм на основе соотношений петрогенных компонентов позволяет систематизировать информацию о геодинамических условиях формирования магматических пород (нормальных базальтов) благодаря возможности использования как большого количества изучаемых объектов, множества реперных точек, так и доступности получения аналитических данных по петрогенным компонентам.

Литература:

Альмухамедов А.И., Медведев А.А. К геохимии инициальных стадий базальтового вулканизма // Геохимия вулкаников различных геодинамических обстановок. — Новосибирск: Наука, 1986. — С. 42–69.

Беликова Г.И. К геохимической специализации Дайкового комплекса Худолазовской мульды (Южный Урал) // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана: Мат-лы / 9-я Межрегион. научн.-практич. конф. — Уфа: ДизайнПресс, 2012. — С. 72–75.

Горожанина Е.Н. Sr и Zr в базальтах девонских островодужных комплексов западного борта Магнитогорского прогиба // Микроэлементы в магматических, метаморфических и рудных формациях Урала / БНЦ УрО АН СССР. — Уфа, 1991. — С. 72–79.

Даниленко С.А. О химизме надрудных базальтов Комсомольского месторождения // Микроэлементы в магматических, метаморфических и рудных формациях Урала / БНЦ УрО АН СССР. — Уфа, 1991. — С. 116–21.

Иванов С.Н., Самаркин Г.И., Семенов И.В., Пумпянский А.М. Природа раннекарбонатовых депрессий южной части Урала // Формирование земной коры Урала. — М.: Наука, 1986. — С. 156–161.

Коваленко В.И., Наумов В.Б., Гирнис А.В. и др. Летучие компоненты в базальтовых магмах и мантийных источниках океанических островов: II. Оценка содержания

ний в мантийных резервуарах // Геохимия. — 2007. — № 4. — С. 355–369.

Короновский Н.В., Демина Л.И. Магматизм как индикатор геодинамических обстановок: Учебн. пособие. — М.: Изд-во КДУ, 2011. — 232 с.

Косарев А.М. Петрохимические и геохимические особенности базальтов Южного Урала и их значение для металлогенических построений // Металлогения Южного Урала. — Уфа: БФАН СССР, 1986. — С. 47–62.

Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. — Новосибирск: Наука, СО, 1985. — 199 с.

Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. — М.: Недра, 1980. — 247 с.

Малкин В.И., Могутов Б.М. Самодиффузия щелочных ионов в силикатных расплавах // Докл. АН СССР. — 1961. — Т. 141, № 5. — С. 1127–1130.

Наумов В.Б., Коваленко В.И., Дорофеев В.А. и др. Средние содержания петрогенных летучих и редких элементов в магматических расплавах различных геодинамических обстановок // Геохимия. — 2004. — № 10. — С. 1113–1124.

Салихов Д.Н., Беликова Г.И. Конформный базитовый магматизм мягкой коллизии Магнитогорского мегасинклинария // Геологический сборник № 9 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2011. — С. 164–172.

Салихов Д.Н., Беликова Г.И., Пучков В.Н. и др. Магматизм Худолозовской мульды на Южном Урале // Вулканизм и геодинамика: Мат-лы V Всеросс. симп. по вулканологии и палеовулканологии. — Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2011. — С. 163–166.

Салихов Д.Н., Беликова Г.И., Пучков В.Н. и др. Никеленосный интрузивный комплекс на Южном Урале // Литосфера. — 2012. — № 6. — С. 66–72.

Салихов Д.Н., Бояркин А.П. Петрохимические критерии отличия рудоносных интрузий в Худолозовском никеленосном комплексе (Южный Урал) // Магматизм, метаморфизм и рудоносность Южного Урала. — Уфа: БФАН СССР, 1975. — С. 66–77.

Симаненко В.П., Филиппов А.Н., Чашин А.А. Базальты океана Панталасса в Самаркинском террейне (Центральный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская геология. — 2009. — Т. 28, № 3. — С. 23–37.

Симонов В.А., Золотухин В.В., Ковязин С.В. и др. Петрогенезис базальтовых серий подводного плато Отонг Джава-Науру, Тихий океан // Петрология. — 2004. — Т. 12, № 2. — С. 191–205.

Симонов В.А., Колобов В.Ю., Пейве А.А. Петрология и геохимия геодинамических процессов в Центральной Атлантике. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1999. — 224 с.

Anderson D.L. Chemical composition and evolution of the Mantle // Journal of Geophysical Research. — 1983. — V. 88, No 15. — P. 841–852.

Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. — 2005. — V. 79. — P. 491–501.

Gomes-Tuena A., Langmuir Ch., Goldstein S.L. et al. Geochemical evidence for slab melting in the Trans-Mexican Volcanic Belt // J. Petrology. — 2007. — V. 48, No 3. — P. 537–562.

Irvin T.N., Barager W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Canadian Journal of Earth Sciences. — 1971. — V. 8. — P. 523–548.

Le Bas M.J., Le Maotre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkalisilica diagram // J. Petrology. — 1986. — V. 27. — P. 745–750.

McDonough W.F., Sun S.S., Ringwood A.E. et al. K, Rb and Cs in the earth and moon and the evolution of the earth mantle // Geochimica Cosmochimica Acta. — 1991. — V. 56. — P. 1001–1012.

Ontonello G., Ernst W.G., Joron J.L. Rare earth and 3d transition element geochemistry of peridotitic rocks // Journal of Petrology. — 1984. — V. 25. — P. 343–372.

Pearce J.A., Bender J.F. De Long S.E.F. et al. Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey // Volcanology Geotherm Res. — 1990. — V. 44. — P. 189–229.

Pearce J.A., Cann J.R. Tectonic setting basic volcanic rocks determined using trace element analyses // Earth and Planetary Science Letters. — 1973. — V. 19. — P. 290–300.

Rudnick R.L., Gao S. The Composition of the Continental Crust // Treatise on Geochemistry: 10 Vol. Set. — Oxford: Elsevier Ltd., 2003. — V. 3: The Crust / R.L. Rudnick (ed.). — P. 1–64.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Oceanic Basins: Geol. Soc. Spec. Publ. — 1989. — No 42. — P. 313–345.

Tatsumi Y., Kani T., Ishizuka H. et al. Activation of Pacific mantle plumes during the Carboniferous: evidence from accretionary complexes in southwest Japan // Geology. — 2000. — V. 28, No 7. — P. 580–582.

Tejada V.L.G., Mahoney J.J., Duncan R.A., Hawkins M.P. Age and geochemistry of basement and alkalic rocks of Malaita and Santa Isabel, Solomon Islands, with implications for the origin and evolutions of the Ontong Java Plateau // Journal of Petrology. — 1966. — V. 37. — P. 361–394.

Winchester J.A., Floyd P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation product using immobile element // Chemical Geology. — 1977. — V. 30. — P. 325–343.

Wood D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and establishing the crystal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // Earth and Planetary Science Letter. — 1980. — V. 50. — P. 11–30.

Zindler A., Hart S. Chemical geodynamics // Ann. Rev. Planet. Sci. — 1986. — V. 14. — P. 493–571.