

АПАТИТ И АНГИДРИТ В СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ТРАХИАНДЕЗИТАХ И ТРАХИДАЦИТАХ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

© 2012 г. И. С. Авдонина, С. В. Прибавкин, Д. А. Замятин

Трахиандезиты и выявлены в окраинно-континентальной зоне Среднего Урала [5]. Они образуют дайковые тела, развитые на площади более 25 км² (рис. 1). Нами опробовано более 15 тел мощностью от первых сантиметров до 3 м и протяженностью более 100 м. Преобладающая ориентировка даек северо-западная, реже встречаются дайки субширотного направления. Дайки прорывают вулканогенно-осадочные породы раннего девона, предстлавленные породами медведевской толщи (базальты, андезиты-базальты, туфы, кремнистые осадки) и породы Уктусского дунит-

клинопироксенит-габбрового массива с возрастом около 400 млн. лет [1, 6]. Радиологический возраст эпидотсодержащих порфиров, определенный U-Pb методом по единичным зернам циркона, соответствует рубежу раннего и среднего девона и составляет 388 ± 2 млн. лет [3].

Содержание SiO₂ варьирует от 55–62% в трахиандезитах и 62–65% в трахидацитах. Содержание Na₂O+K₂O – от 6 до 10%. По содержанию K₂O они соответствует низко- и умеренно-калиевым разностям. Индекс глиноземистости $ASI = Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O \text{ (mol.\%)})$ меняется

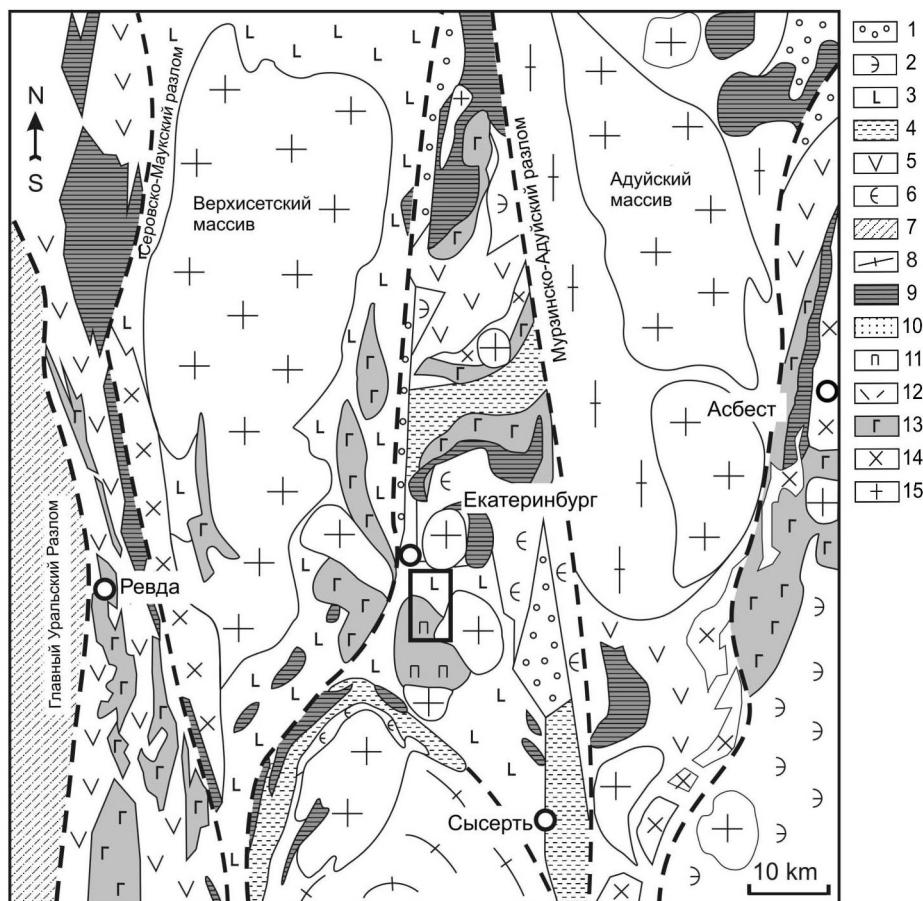


Рис. 1. Схематическая геологическая карта окрестностей Екатеринбурга, Средний Урал, по Соболеву (1986), Кузовкому (1987).

Прямоугольник – область развития даек трахиадезитов и трахидацитов. 1 – песчаники, известняки (C₁); 2 – туфовые конгломераты, туфовые песчаники (D₂₋₃); 3 – базальты, андезибазальты, туфы (D₁); 4 – кремнистые осадки (S₁₋₂); 5 – базальты, андезиты (O₃-S₁); 6 – базальты, туфы, кремнистые глинистые сланцы, яшмы (O₂₋₃); 7 – конгломераты, кварцевые песчаники, зеленые сланцы, базальты (Є₃-O₃); 8 – гнейсы; 9 – офиолиты; 10 – дуниты; 11 – пироксениты; 12 – меланогаббро; 13 – габбро; 14 – гранодиориты, кварцевые диориты; 15 – граниты.

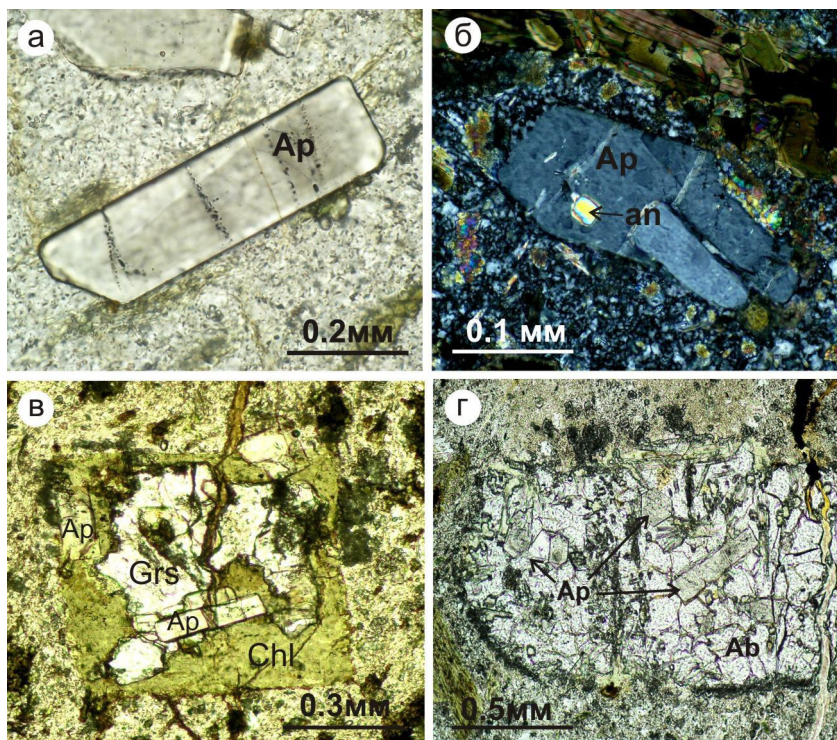


Рис. 2. Микрофотографии зерен апатита в ассоциации с ангидритом (а, в, г – николи параллельны, б – николи скрещены).

а – зональный вкрапленник апатита с богатым серой ядром; б – фенокрист апатита с включением ангидрита; в – псевдоморфоза по таблитчатому минералу (предположительно ангидриту), состоящая из гроссуляра и хлорита, с включениями апатита; г – псевдоморфоза по таблитчатому минералу (предположительно ангидриту), состоящая из гроссуляра с включениями апатита.

от 0.7 до 1.7, характеризую породы как умеренно и высокоглиноземистые.

Породы различаются по ассоциации минералов-вкрапленников, подробно описанных нами ранее [2, 3, 4]. Трахиандезиты содержат $Pl+Hbl+Ttn\pm Ep\pm Gt+Ap$, а трахидациты $Pl+Vt\pm Qtz+Ep+Gt+Mu+Ap$. Символы минералов даны по Р. Крецу [15].

В этой работе мы приводим новые данные по составу вкрапленников апатита и ангидрита.

Определение химического состава апатита и ангидрита было произведено в лаборатории физико-химических методов исследования ИГГ УрО РАН. С помощью микрозондового анализатора Cameca SX100 были получены данные по содержанию Na, Ca, Mn, Fe, P, Si, S, F, Cl в апатитах. Уровень определения для большинства элементов 0.02 мас. %. Были использованы эталоны силикатов и фосфатов. Изучение состава ангидрита производилось с использованием сканирующего электронного микроскопа JSM-6390LV с энерго-дисперсионной приставкой INCA Energy 450x Max 80.

Апатит. Вкрапленники апатита представлены как отдельными фенокристами в базисе, так и включениями во вкрапленниках амфибола, эпидота и плагиоклаза. Апатит образует призматические

кристаллы с размером до 1.5 мм (рис. 2а). Минеральные включения редки и представлены в основном табличками биотита, располагающимися параллельно зонам роста. Иногда наблюдаются псевдокубические или таблитчатые кристаллы ангидрита или пустотки, заполненные землистым агрегатом белого или охристого цвета. Также наблюдаются газово-жидкие включения, развитые по трещинам. В апатитах из трахиандезитов часто наблюдается зональность. Выделяется буроватое ядро и бесцветная кайма (рис. 2а).

Химический состав апатита представлен в табл. 1. В соответствии с классификацией минералов группы апатита [13] его состав соответствует апатит-(CaOH) и апатит-(CaF). Содержание фтора в апатите увеличивается от трахиандезитов (среднее значение 0.6%) к трахидацитам (3.2%) при отсутствии хлора (рис. 3а). Определенной зависимости по распределению галогенов в кристаллах не наблюдается.

Важной особенностью химического состава апатита является повышенное содержание серы (0.1–1.5 мас. % SO_3), которое снижается по мере роста SiO_2 в породах, что может отражать как снижение температуры расплава, так и насыщенность флюидно-магматической системы серой [7, 8, 11].

Таблица 1. Химический состав зерен апатита (мас. %)

№ пробы	Na ₂ O	CaO	MnO	P ₂ O ₅	SO ₃	SiO ₂	F	Cl	Сумма
425-1* (ц)	0.02	54.77	0.16	42.99	0.17	0.05	2.74	0.10	101.20
425-2* (к)	0.02	55.10	0.04	42.84	0.12	0.07	2.79	0.07	101.13
411-1* (ц)	0.06	56.37	0.14	42.81	0.25	0.09	0.77	0.05	100.72
411-2* (к)	0.01	55.99	0.23	42.85	0.15	0.03	0.90	0.13	100.46
412-1* (ц)	0.09	55.77	0.27	42.19	0.62	0.32	1.51	0.02	101.00
412-2* (к)	0.03	55.71	0.27	42.85	0.16	0.05	1.42	0.02	100.67
270-1-3*	–	54.01	0.13	41.62	0.31	–	2.94	0.05	99.01
257-1-2(а)	–	54.96	0.06	41.84	0.20	–	0.82	0.04	97.88
257-1-3(а)	–	55.49	0.16	42.45	0.16	–	0.89	0.02	99.13
257-6-2(б)	–	54.80	0.29	41.72	0.51	–	1.10	0.01	98.34
257-6-3(б)	–	54.92	0.13	42.46	0.04	–	1.12	0.01	98.67
415-3-1(в)	–	54.66	0.26	39.73	1.51	–	1.87	0.03	97.76
415-3-2(в)	–	54.82	0.20	41.34	1.05	–	1.86	0.02	99.08
415-2-1(г)	–	54.86	0.27	41.60	0.50	–	1.87	0.05	99.05
415-2-2(г)	–	54.35	0.22	41.84	0.18	–	1.86	0.05	98.46
270-4(баз)	–	54.88	0.06	42.29	0.25	–	3.00	0.05	100.47
257-3(баз)	–	54.90	0.24	41.99	0.44	–	0.80	0.06	98.33
257-4(баз)	–	54.70	0.29	40.72	0.84	–	0.80	0.06	97.23
415-3(баз)	–	54.96	0.21	41.02	0.00	–	1.92	0.03	98.86

Примечание. * – вкрапленники в базисе, ц – центр зерна, к – край зерна, а – в сростании с эпидотом, б – в амфиболе, в – в плагиоклазе, г – в псевдоморфозе по ангидриту, баз – зерна из агрегата базиса.

В трахиандезитах можно предполагать наличие нескольких генераций апатита. Первая представлена кристаллами, заключенными или находящимися в сростании с фенокристами амфибола (ферропаргасита) и редкоземельного эпидота. Такой апатит обладает бурой окраской и максимальными концентрациями серы (0.5–1.5 мас. %). Размер кристаллов не превышает 1 мм. Он кристаллизовался при температуре 760–800°C и давлении 10 кбар [2]. Вторая генерация формирует бесцветные каймы вокруг бурого апатита. Каймы характеризуются меньшими относительно ядер концентрациями серы (от 0.5 до 0.04 мас. %) (табл. 1). Третья популяция представлена мелкими идиоморфными кристаллами (0.1 мм) чуть крупнее зерен кварцполевошпатового базиса. По содержанию галогенов и SO₃ (0.3–0.9 мас. %) она близка апатиту первой генерации. Апатит из трахидацитов отличается от апатита из трахиандезитов тем, что не имеет бурых окрасок и содержит незначительное количество серы (менее 0.35 мас. % SO₃).

В составе апатита установлена корреляция между серой, фосфором и кремнием (рис. 3б, в, г). Данная закономерность соответствует гетеровалентному изоморфизму $S^{6+} + Si^{4+} = 2P^{5+}$, отвечающему ряду апатит-эллестадит [13].

Ангидрит. Вкрапленники магматического ангидрита впервые были обнаружены в 1982 году в продуктах извержения вулкана Эль Чичон [11]. В последующие три десятилетия магматический ангидрит найден в широком диапазоне геологических обстановок: лавы, игнимбриты, интрузивные породы. Парагенезис богатого серой апатита и ангидрита широко распространен. Он описан в богатых во-

дой магматитах кислого и среднего состава, часто повышенной щелочности [8, 9, 11, 12, 14]. Такие образования часто продуктивны на Cu-Mo и Cu-Au оруденение порфирирового типа [8, 14]. Присутствие ангидрита отражает высокие концентрации серы в расплаве и равновесие фаз сульфат-сульфид, зависящее от фугитивности кислорода [10].

Ангидрит в породах наблюдается очень редко и только в виде включений во вкрапленниках апатита. Он образует идиоморфные кристаллы псевдокубической или таблитчатой формы размером до 0.2 мм (рис. 2б). Ангидрит двуосный, обладает низким оптическим рельефом и желтой интерференционной окраской второго порядка. Нахождение зерен ангидрита в виде включений в фенокристах апатита позволяет сделать вывод о его магматическом генезисе. В ряде работ отмечается устойчивость ангидрита в известково-щелочных богатых водой магмах при 700–800°C и P ~6 кбар и фугитивности кислорода $\log f_{O_2} > NNO + 1$ [8, 9]. При этом при снижении температуры наблюдается уменьшение стабильности ангидрита в несколько раз [10]. В гипабиссальных обстановках ангидрит неустойчив вследствие высокой растворимости [11]. Этим можно объяснить его отсутствие в базисе. В то же время в базисе наблюдаются псевдоморфнозамещенные фенокристы, имеющие таблитчатый облик с размерами от 1.2 мм до 2 мм (рис. 2в, г), состоящие из гроссуляра, хлорита или альбита. Нередко псевдоморфозы полностью выщелочены с образованием пустот таблитчатой формы. Псевдоморфозы тесно ассоциируют с апатитом, который находится в виде включений в них, либо в сростании. Форма псевдоморфоз и взаимоотношения

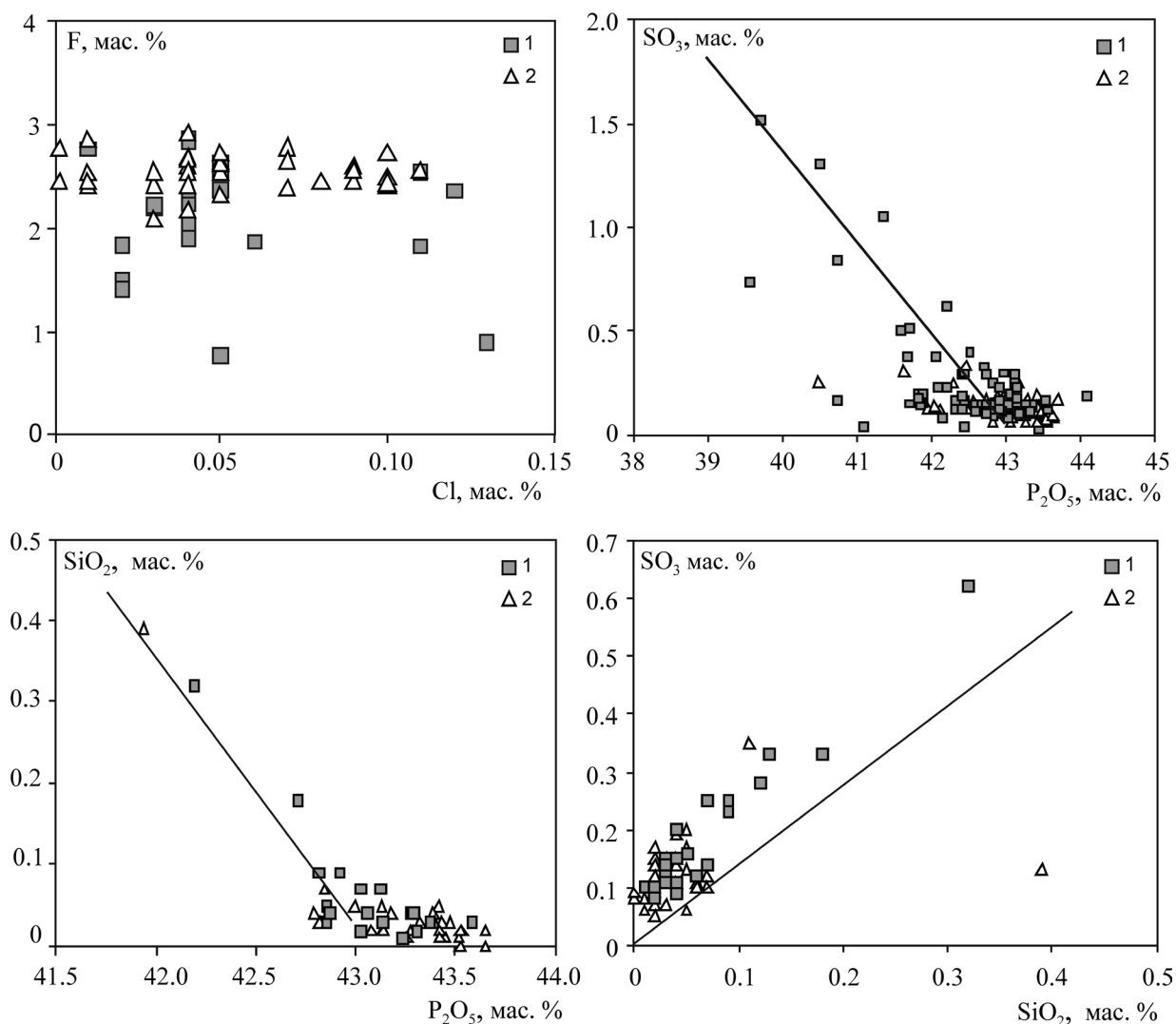


Рис. 3. Графики распределения F–Cl, SO₃–P₂O₅, SiO₂–P₂O₅, SO₃–SiO₂ в апатите.

1 – трахиандезиты, 2 – трахидациты. Линиями показан изоморфный ряд элестадит-апатит.

с апатитом позволяют высказать предположение о формировании их по вкрапленным ангидрита. Подобные псевдоморфозы по ангидриту в парагенезисе с апатитом описаны в известково-щелочных субвулканических телах, ассоциированных с Cu-Mo-порфировой минерализацией, Санта Рита, Нью Мехико [8]. Количество псевдоморфоз в наших породах достигает 1.5%, что может свидетельствовать о высокой концентрации серы в расплаве, достигающем 3500 г/т.

Присутствие в изучаемых породах магматического ангидрита в ассоциации с серосодержащим апатитом и отсутствие магматических сульфидов можно объяснить величиной фугитивности кислорода в расплаве, регулирующей соотношение сульфид S²⁻ и сульфат компонента (SO₄)²⁻. По данным [8], присутствие ангидрита в парагенезисе с биотит+амфибол+титанит, указывает на величину

фугитивности кислорода в расплаве выше буфера NNO ($\log f_{O_2} \geq NNO + 1$). Образование сульфидов происходит при более восстановительной обстановке ($\log f_{O_2} < NNO + 0.5$) [8].

Таким образом, в результате изучения апатита и магматического ангидрита был уточнен состав флюида и условия кристаллизации эпидотсодержащих порфиров. Присутствие минералов, содержащих серу на ранних этапах кристаллизации, указывает на высокие концентрации этого элемента в богатом водой расплаве. Присутствие магматического ангидрита определяет величину летучести кислорода как $\log f_{O_2} \geq NNO + 1$.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ: Совместных проектов УрО-СО-ДВО РАН № 12-С-5-1004 и 12-С-5-1022; Программы Президиума РАН № 12-П-5-1024.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологическая карта Российской Федерации (1997). Масштаб 1:1000000 (новая серия). Листы О-40, (41) Екатеринбург. Объяснительная записка. 252 с.
2. Прибавкин С.В. Вулканиды с вкрапленниками магматического эпидота из окрестностей Екатеринбурга, Урал // Записки ВМО. 2005. № 4. С. 115–125.
3. Прибавкин С. В., Бородина Н.С., Гмыра В.Н. Новые данные о составе и времени ормирования дацитов, содержащих фенокристы мусковита, граната, эпидота (Средний Урал) // Ежегодник-2006. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 138–144.
4. Прибавкин С.В., Авдонина И.С., Главатских С.П. Состав и внутреннее строение вкрапленников магматического эпидота из андезитов и дацитов, Средний Урал // Ежегодник-2006. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. С. 168–172.
5. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия. 145 с.
6. Пушкарев Е. В. Петрология Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Средний Урал) // Екатеринбург, 2000. С. 7–20.
7. Холоднов В.В., Бушляков. Галогены в эндогенном рудообразовании // Екатеринбург, 2002. 394 с.
8. Audetat A., Pettke T., Dolejs D. Magmatic anhydrite and calcite in the ore-forming quartz-monzodiorite magma at Santa Rita, New Mexico (USA): genetic constraints on porphyry-Cu mineralization // *Lithos* 72. 2004. P. 147–161.
9. Barth A.P., Dorais M.J. Magmatic anhydrite in granitic rocks: First occurrence and potential petrologic consequences // *American Mineralogist*. 2000. P. 430–435.
10. Carroll M.R., Rutherford M.J. The stability of igneous anhydrite: Experimental results and implications for sulfur behavior in the 1982 El Chichon trachyandesite and other evolved magmas // *J. Petrol.* 28. 1987. P. 781–801.
11. Luhr J.F. Primary Igneous Anhydrite: Progress since its Recognition in the 1982 El Chichon Trachyandesite // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2008. P. 17.
12. Matthews S.J., Jones A.P., Bristow C.S. A simple magma-mixing model for sulphur behaviour in calc-alkaline volcanic rocks: mineralogical evidence from Mount Pinatubo 1991 eruption // *Journal of the Geological Society* 149. 1992. P. 863–866.
13. Pasero M., Kampf A.R., Ferraris C. et al. Nomenclature of the apatite supergroup minerals // *European Journal of Mineralogy*. 2010. V. 22. P.163–179.
14. Stern C.R., Funk J.A., Skewes M.A. Magmatic anhydrite in plutonic rocks at the El Teniente Cu-Mo deposit, Chile, and the role of sulfur- and copper-rich magmas in its formation // *Society of Economic Geologists*. 2007. P. 1335–1344.
15. The nomenclature of minerals: a compilation of IMA reports. Ed. R.F. Martin Mineralogical association of Canada. Ottawa, Ontario. 1998. 149 p.