

# ЭВОЛЮЦИЯ ВЕЩЕСТВА ПИРОКСЕНИТОВЫХ КСЕНОЛИТОВ ЧЕРНОЙ СЕРИИ ИЗ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНОВ ШПИЦБЕРГЕНА

*Н. В. Боровков*

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург,  
n.v.borovkov@mail.ru*

Во многих районах проявления щелочно-базальтового вулканизма принято выделять две серии мантийных ксенолитов по цвету и по химическому составу моноклинного пироксена (Frey): (1) «зеленую» (хром-диопсидовую) и (2) черную (алюмотитанавгитовую). Серия (1) представлена породами собственно перидотитового ряда (гарцбургиты, лерцолиты, верлиты) и пироксенитового ряда (вебстериты, клинопироксениты, оливинные вебстериты). Серия (2) включает только породы пироксенитового ряда (оливинные вебстериты, вебстериты, клинопироксениты, их амфиболсодержащие разновидности). Поскольку пироксениты (2) серии отличаются от пироксенитов (1) серии и от перидотитов по составу моноклинного пироксена и других породообразующих минералов, то такое отличие существует и по валовому химическому составу. В настоящее время принято считать, что перидотиты представляют собой либо примитивное вещество верхней мантии, либо рестит после ее плавления, при этом некоторые из них подвергаются воздействию расплавов. Происхождение пироксенитов как (1), так и (2) серии является дискуссионным вопросом. В большинстве моделей [Irving, 1974; Wilkinson, 1976; Pearson et al., 2005; Копылова и др., 1996; Amundsen et al., 1986] образование пироксенитов рассматривается либо как результат кристаллизации первичных базальтовых расплавов, либо как результат фракционной кристаллизации последних на разных глубинах в мантии. Предметом настоящего исследования является зарождение и эволюция вещества расплавов в верхней мантии на примере пироксенитовых ксенолитов (2) серии из четвертичных вулканов Шпицбергена [Евдокимов, 2000].

В пределах (2) серии Шпицбергена выделены следующие петрографические разновидности: амфибол-гранатовые клинопироксениты (Amph: 20–50 %; Cpx: 50–80 %; Grt: 0–15 %; Sp: 10–15 %), вебстериты (Cpx: 70 %; Opx: 25 %; Amph: 0–5 %; Sp: 5–10 %), гранатовые вебстериты и клинопироксениты (Cpx: 70–80 %; Opx: 0–15 %; Grt: 5–20 %; Sp: 10 %; Amph: 5–10 %). Структура пород – полигональная гранобластическая (наличие полиэдрических изометричных зерен породообразующих минералов). В некоторых случаях гранат образует узкие каймы вокруг шпинели на границе с клинопироксеном. Можно предполагать, что эти каймы образовались в результате реакции клинопироксена и шпинели при понижении температуры. Порфиробласты граната в гранатовых вебстеритах могут представлять завершающую стадию этого процесса. В крупных кристаллах клинопироксена происходит распад твердых растворов с образованием ламелей и более крупных вростков ортопироксена. Особый интерес представляют собой мелкозернистые зоны перекристаллизации, состоящие из плагиоклаза, оливина, шпинели, пироксенов и ильменита.

**Химический состав.** Пироксенитовые ксенолиты по содержанию  $\text{SiO}_2$  (38.7–48.5 мас. %),  $\text{MgO}$  (14.0–16.9 мас. %) и  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  (1.22–2.49 мас. %) сходны с пикробазальтовыми или базальтовыми магмами.

Разновидности пироксенитов различаются по содержанию  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (от 7.48–8.78 мас. % в вебстеритах до 10.9–14.7 мас. % в гранатовых пироксенитах и до 15.5–17.6 мас. % амфиболовых разновидностях).

На диаграммы  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{--MgO}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{--CaO}$  (рис. 1) нанесено поле составов перидотитов Шпицбергена [Гончаров, 2008], состав примитивной мантии [Palme, O'Neill, 2003], составы разновидностей ксенолитов (2) серии и расплавов, полученных в результате

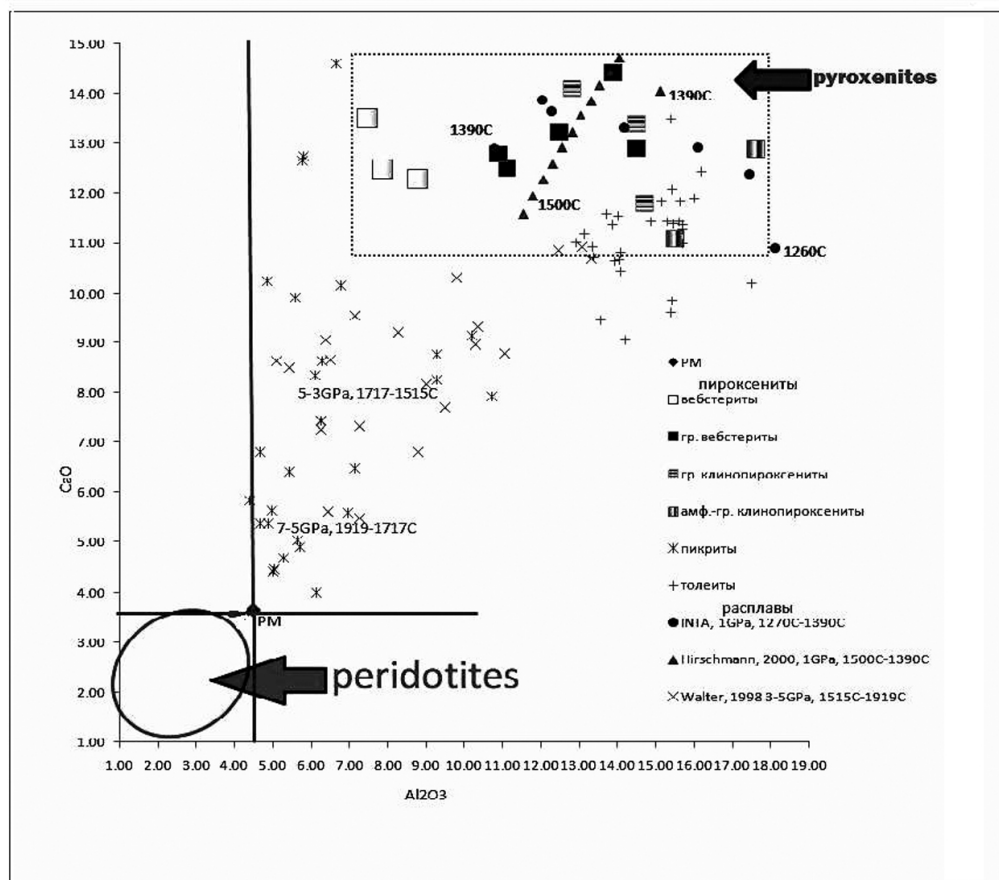
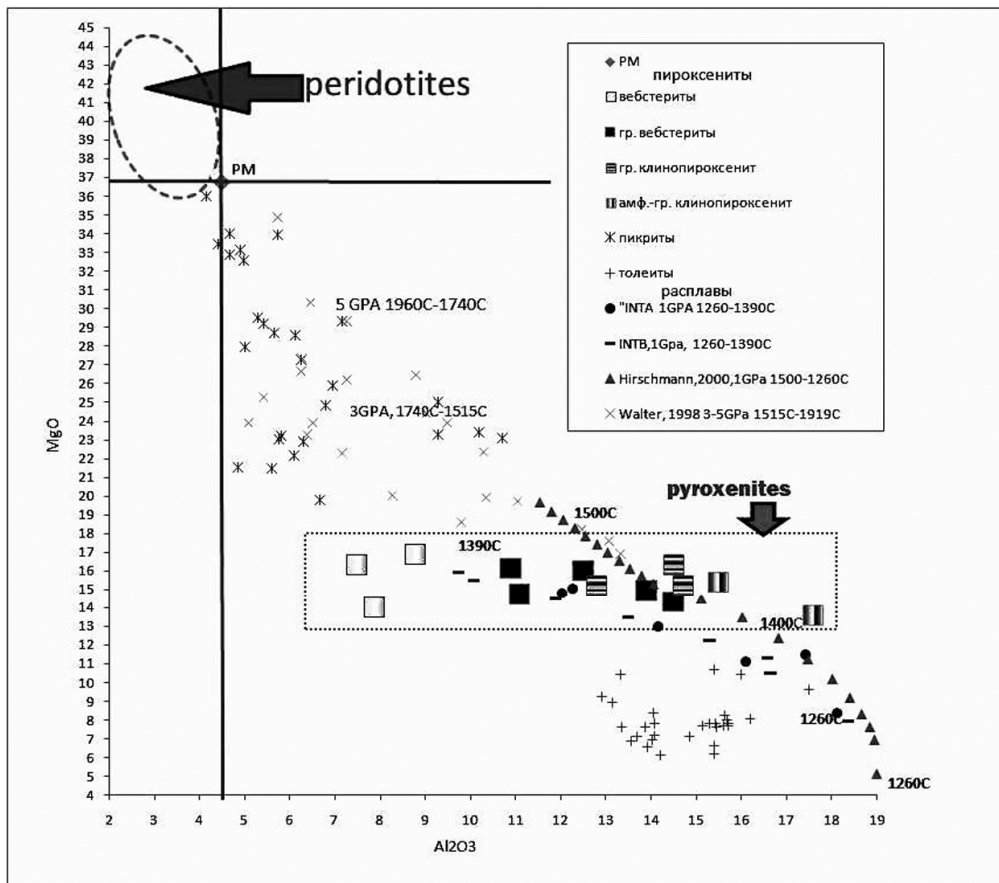


Рис. 1. Диаграммы  $Al_2O_3$ - $MgO$  и  $Al_2O_3$ - $CaO$  (объяснения в тексте).

экспериментов по плавлению шпинелевого лерцолита при  $P = 1$  ГПа и  $T = 1260\text{--}1390$  °С [Schwab, Johnston, 2001; Hirschmann et al., 1998] и гранатового перидотита при  $P = 3\text{--}7$  ГПа и  $T = 1500\text{--}1900$  °С [Walter, 1998]. Здесь же показаны составы пикритов и оливковых толеитов.

Ксенолиты (2) серии обогащены  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , CaO и обеднены MgO по сравнению с перидотитами и примитивной мантией. Гранатовые пироксениты соответствуют составам экспериментальных расплавов, полученных при плавлении шпинелевого лерцолита при 1 ГПа и  $T = 1290\text{--}1390$  °С. Вебстериты и амфиболовые разновидности расположены вблизи к составам экспериментальных расплавов. Вещество, из которого образовались пироксениты, сходно по составу с выплавками из примитивных перидотитов. Данные по химическому составу пироксенитов свидетельствуют о том, что они могли кристаллизоваться из расплавов, образовавшихся при частичном плавлении неоднородного субстрата. Само частичное плавление его могло происходить при различных объемах, температурах и давлениях, что и объясняет различие в составе расплавов, в результате кристаллизации которых могли образоваться пироксениты. Либо это могут быть кумулаты, образовавшиеся при разной степени дифференциации первичных расплавов в условиях верхней мантии.

**Минералогия.** Ортопироксен представлен энстатитом с примесью ферросиллитового минала ( $\text{MgO} = 25.37\text{--}25.84$ ;  $\text{FeO} = 14.56\text{--}15.08$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 4.50\text{--}6.50$  мас. %). Клинопироксен – диопсид с примесью жадеитовой и чемакитовой молекулы ( $\text{MgO} = 12.45\text{--}13.04$ ;  $\text{FeO} = 6.12\text{--}6.47$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 7.38\text{--}7.63$ ;  $\text{Na}_2\text{O} = 1.48\text{--}1.80$  мас. %; Jd: 6 %; CaTs: 4 %; Wo: 41 %; En: 38 %; Fs: 11 %). Гранат относится к ряду пироп-альмандин и является пиропом с примесью альмандиновой и гроссуляровой молекулы ( $\text{MgO} = 14.76\text{--}15.49$ ,  $\text{FeO} = 4.05\text{--}14.58$ , CaO = 5.33–5.76 мас. %; Pyr: 56 %; Alm: 30 %; Gross: 14 %). Шпинель – герцинит ( $\text{Al}_2\text{O}_3 = 62.50$ ;  $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 1.50$ ;  $\text{FeO} = 18.50$  мас. %), амфибол – керсутит ( $\text{Ca}^{\text{VII}} = 1.84\text{--}1.90$ ;  $(\text{Na}+\text{K})^{\text{XII}} = 0.92\text{--}0.98$ ;  $\text{Ti} = 0.50\text{--}0.54$ ;  $\text{Si} = 5.85\text{--}6.01$  ф.е.,  $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}) = 0.66\text{--}0.69$ ). Пироксены, гранаты и шпинели (2) серии обогащены  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , FeO и обеднены MgO по отношению к таковым в (1) серии. Также эти минералы во (2) серии почти не содержат  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  по сравнению с (1).

**Геотермобарометрия.** Условия равновесия парагенезисов оценены с помощью геотермобарометрических инструментов (Grt-Orx геотермобарометр, Crx-Orx геотермометр), которые представлены в работе [Никитина и др., 2010]. Геотерма для ксенолитов пироксенитов (2) серии расположена вблизи кривой перехода гранат-шпинель в системе CMAS [Walter et al., 2002], что согласуется с петрографическими наблюдениями, показывающими равновесие граната и шпинели. Ксенолиты пироксенитов (2) серии и перидотитовой серии представляют мантию разных уровней по глубине, поскольку геотермы для этих комплексов различаются по положению.

**Изменения в структуре пироксенитов.** В крупных зернах клинопироксена наблюдаются структуры распада с образованием ламелей ортопироксена.

Образование мелкозернистых зон перекристаллизации является важным процессом в изменении структур пироксенитов. На границе с этими зонами зерна клинопироксена имеют реакционную кайму. В этих зонах присутствуют лейсты плагиоклаза, иногда окруженные коронкой из кристалликов ильменита. Пироксены и оливины имеют хорошо выраженные кристаллографические очертания. В некоторых случаях структура зон перекристаллизации такова, что в общую плагиоклазовую массу погружены хорошо раскристаллизованные оливины, клинопироксен и ильменит. Плагиоклаз соответствует битовниту (An: 71–76). Оливин представлен форстеритом с повышенным содержанием FeO (Fa 27–32 %). Шпинель соответствует герциниту, и его состав отличается от порообразующих зерен в сторону обеднения FeO и обогащения  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Ильменит характеризуется наличием в своем составе гейкелитового ( $\text{MgTiO}_3$  – 10 %) минала (MgO от 2.01 до 5.42 мас. %).

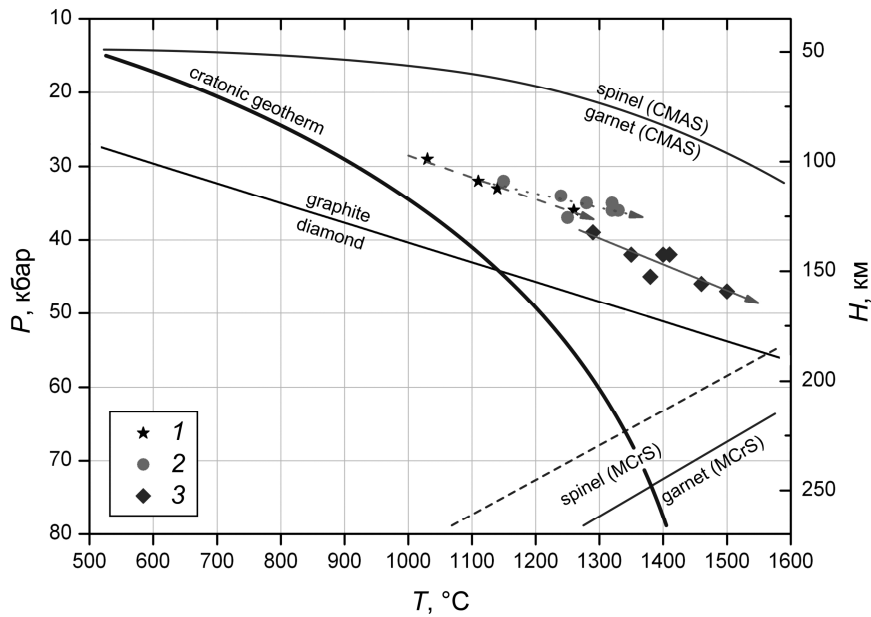


Рис. 2. P–T диаграмма для ксенолитов перидотитовой и пироксенитовой серии. Положение кривой перехода шпинелевых перидотитов в гранатовые в системе CMAS показано соответственно данным [O'Neill, 1981; Robinson, Wood, 1998; Walter et al., 2002], кривая графит-алмаз по [Bundy, 1961]. Штриховыми линиями показаны модельные континентальные геотермы с мощностью теплового потока 35, 40, 45, 50, 55  $\text{mW/m}^2$  [Pollack and Chapman, 1977]. 1 – перидотиты; 2 – пироксениты.

Из экспериментальных данных по плавлению пироксенитов [Irving, 1974; Lambart et al., 2009] известно, что ассоциации зон перекристаллизации, в которых стабилен плагиоклаз, могли возникнуть при существенном понижении давления до 1 ГПа при температуре 1000–1100 °C. Таким образом, можно предполагать, что образование мелкозернистых зон связано с понижением температуры и декомпрессией. Вероятно, что процесс перешел границу солидуса, и появлялись участки расплава, который в последствии не удалялся, а кристаллизовался в пределах ксенолита. Последнее подтверждается морфологией зон перекристаллизации.

**Вывод.** В настоящей работе принимается, что пироксениты (2) серии образуют слои и линзы в верхах мантии, подстилающей структуры Шпицбергена. Вещество, из которого кристаллизовались пироксениты, образовалось в результате плавления примитивных перидотитов. Этот процесс был связан с декомпрессией, возникшей при поднятии литосферы. Это подтверждается термобарометрическими данными. Петрографические особенности пород (2) серии свидетельствуют о сложной эволюции этого комплекса (гранобластические структуры, распад твердых растворов, реакционные взаимоотношения граната и шпинели, мелкозернистые зоны перекристаллизации). Эксперименты [Putirca et al., 1996; Рингвуд, 1981] по плавлению базальтовых магм показывают нам, что в пределах 2–3 ГПа и 900–1200 °C с расплавом равновесен клинопироксен, который в точности по составу совпадает с таковым в исследуемых пироксенитах. На рисунке 1 показано сходство состава пироксенитов с выплавками из примитивных перидотитов при  $P = 1$  ГПа и  $T = 1260\text{--}1390$  °C. Это может указывать на образование пироксенитов в результате различной степени фракционирования первичных расплавов в верхах мантии или полной кристаллизации таких расплавов, но разного состава. Понижение температуры после кристаллизации привело к появлению структур распада твердых растворов в клинопироксене, образованию реакционных кайм граната вокруг шпинели в результате реакции последней с клинопироксеном. Геотерма, получен-

ная для пироксенитов, соответствует тому этапу, в котором происходили эти процессы. Дальнейшее поднятие литосферы и связанная с этим процессом декомпрессия приводит к появлению вторичных мелкозернистых зон перекристаллизации, в которых стабильной фазой является плагиоклаз. Исследование пироксенитов (2) серии принесет новые данные о генерации магм, поскольку плавление этого комплекса также может породить новые порции расплавов [Hirschmann et al., 1996].

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты: № 08-05-00861-а и № 10-05-01017-а)*

*Автор выражает благодарность своему научному руководителю главному научному сотруднику ИГГД РАН профессору Л. П. Никитиной. Глубокую признательность хочется высказать аспиранту ИГГД РАН А. Г. Гончарову, предоставившему для исследований коллекцию ксенолитов.*

## Литература

*Гончаров А. Г.* Окислительно-восстановительное состояние континентальной литосферной мантии, подстилающей фанерозойские складчатые области / Магистерская диссертация. СПбГУ. Каф. геофизики. 2008.

*Евдокимов А. Н.* Вулканы Шпицбергена. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. 123 с.

*Копылова М. Г., Геншафт Ю. С., Дашевская Д. М.* Петрология верхнемантийных и нижнекорковых ксенолитов северо-западного Шпицбергена // Петрология. 1996. Т. 4. №. 5. С. 533–560.

*Никитина Л. П., Гончаров А. Г., Салтыкова А. К., Бабушкина М. С.* Окислительно-восстановительное состояние континентальной литосферной мантии Байкало-Монгольской области // Геохимия. 2010. № 1. С. 17–44.

*Рингвуд А. Е.* Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.

*Amundsen H. E. F., Griffin W. L., O'Reilly Suzanne.* The lower crust and upper mantle beneath north western Spitsbergen: evidence from xenoliths and geophysics // Tectonophysics. 1987. V. 139. P. 169–185.

*Bundy F. R., Bovenkerk H. P., Strong H. M., and Wentorf R. H. Jr.* Diamond–Graphite Equilibrium Line from Growth and Graphitization of Diamond // J. Chem. Phys. 1961. V. 35. P. 383–391.

*Hirschmann M. M., Ghiorso M. S., Wasylenki L. E., Asimow P. D. and Stolper E. M.* Calculation of Peridotite Partial melting from Thermodynamic Models of Minerals and Melts. I. Review of Methods and Comparison with Experiments // J. Petrol. 1998. V. 39. P. 1091–1115.

*Hirschmann M. M., Stolper E. M.* A possible role for garnet pyroxenites in the origin of the «garnet signature» in MORB // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 124. P. 185–208.

*Irving A. J.* Geochemical and High Pressure Experimental Studies of Garnet Pyroxenite and Pyroxene Granulite Xenoliths from the Delegate Basaltic Pipes, Australia // J. Petrol. 1974. V. 15. P. 1–40.

*Lambart S., Laporte D., Schiano P.* An experimental study of pyroxenite partial melts at 1 and 1,5 GPa: Implications for the major-element composition on Mid-Ocean Ridge Basalts // Earth Planet. Sci. Lett. 2009. V. 288. P. 335–347.

*Nesbitt R. W., Hamilton D. L.* Crystallization of an alkali-olivine basalt under controlled pO<sub>2</sub>, pH<sub>2</sub>O conditions // Phys. Earth Planet. Interiors. 1970. V. 3. P. 309–315.

*Palme H., O'Neill H. St. C.* Cosmochemical estimates of mantle composition // Treatise on Geochemistry. 2003. V. 2. 2.01. P. 1–38.

*Pearson D. G., Canil D., Shirey S. B.* Mantle samples included in volcanic rocks: xenoliths and diamonds. In: Carlson, R. W. (Ed) The mantle and core. 2005. V. 2. Elsevier. P. 125–171.

*Pollack H. N., Chapman D. S.* On the regional variation of heat flow, geotherms and Lithospheric thickness // Tectonophysics. 1977. V. 38. P. 279–296.

*Putirka K., Johnson M., Kinzler R., Longhi J., Walker D.* Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0–30 kbar // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1996. V. 123. P. 92–108.

*Schwab B. E., Johnston A. D.* Melting systematics of modally variable compositionally intermediate peridotites and the effects of mineral fertility // *J. Petrol.* 2001. V. 42. № 10. P. 1789–1811.

*Walter M. J.* Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere // *J. Petrol.* 1998. V. 39. P. 29–60.

*Walter M., Katsura T., Kubo A., Nishikawa O., Ito E., Lesher C., Funakoshi K.* Spinel-garnet transition in the system CaO–MgO–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–SiO<sub>2</sub> revisited: An in situ X-ray study // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2002. V. 60. N.12. P. 2109–2121.

*Wilkinson J. F. G.* Some ultracalcic clinopyroxenites from Salt Lake Crater, Oahu, and their petrogenetic significance // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1976. V. 58(2). P. 181–201.