

УДК 551.251:552.161

ПОЛИМЕТАМОРФИЗМ КСЕНОЛИТОВ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ПОРОД ВЕРХИСЕТСКОГО МАССИВА ГРАНИТОИДОВ НА СРЕДНЕМ УРАЛЕ

П.С. Козлов*, И.И. Лиханов**, Г.А. Петров***

*Институт геологии и геохимии УрО РАН
620075, г. Екатеринбург, пер. Почтовый, 7

**Институт геологии и минералогии СО РАН
630090, г. Новосибирск, просп. акад. Коптюга, 3

***ОАО Уральская геолого-съёмочная экспедиция
620014, г. Екатеринбург, ул. Вайнера, 55
E-mail: georg-petrov@mail.ru

Поступила в редакцию 2 июня 2008 г.

Работа посвящена метаморфизму метapelитов, слагающих блоки-ксенолиты в пределах верхнепалеозойского Верхисетского батолита в окрестностях Екатеринбурга на Среднем Урале. Главной минералогическо-петрографической особенностью этих пород является развитие футляровидного граната в ассоциации с плагиоклазом с высоким содержанием анортитового минала (битовнитом), что наряду с появлением редкого для контактового метаморфизма ставролита определяет интерес к их петрогенезису. На основе полученной информации о химических составах минералов и последовательности образования минеральных парагенезисов выделены два этапа метаморфизма и оценены РТ-условия их эволюции: ранний региональный метаморфизм кинанит-силлиманитового типа ($P = 5,2-4,3$ кбар, $T = 660-606^\circ\text{C}$) и более поздний, наложенный контактовый метаморфизм ($P = 3,2-2,2$ кбар, $T = 605-566^\circ\text{C}$). С учетом этих данных обосновываются последовательность и возраст проявления полиметаморфизма в регионе. Предполагается принадлежность субстрата ксенолитов к аналогам Сысертского гнейсо-амфиболитового комплекса.

Ключевые слова: высокоглинозёмистые сланцы, роговики, футляровидные гранаты, геотермобарометрия, полиметаморфизм.

POLYMETAMORPHISM OF HIGH-ALUMINOUS XENOLITES FROM VERKHISETSKIY GRANITOID MASSIVE, MIDDLE URALS

P.S. Kozlov*, I.I. Likhanov**, G.A. Petrov***

*Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS

**Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of RAS

***Urals Geological Survey Expedition

The metamorphism of metapelite xenolites from Verkhisevskiy batholith, in vicinity of Ekaterinburg, was the topic of study. The development of atoll (boxy) garnets in association with high-Ca plagioclase (bytowntite) and with quite uncommon for contact metamorphism staurolite, is the main mineralogical and textural feature of these rocks, which attract the special interest to their petrogenesis. Two metamorphic stages with P - T conditions of their evolution was singled out on the base of chemical composition and mineral assemblages sequence: the early medium-pressure regional metamorphism of the kyanite-sillimanite type ($P = 5,2-4,3$ kbar, $T = 660-606^\circ\text{C}$) and the later superimposed low-pressure contact metamorphism ($P = 3,2-2,2$ kbar, $T = 605-566^\circ\text{C}$). The above data were taken as a basis for justification of the sequence and the age of polymetamorphic events in the region. The host rocks for these xenolites are surmised to analogues of the Sysertskiy gneiss-amphibolite complex.

Key words: high-aluminous gneisses, hornfelses, atoll (boxy) garnets, geothermobarometry, polymetamorphism

ВВЕДЕНИЕ

Взаимоотношение высокометаморфизованных пород регионального и контактового метаморфизма в полиметаморфических комплексах – одна из важнейших проблем метаморфической петроло-

гии. В большинстве случаев в экзоконтактах интрузий гранитов, расположенных среди высокометаморфизованных пород, не фиксируется широкое развитие роговиковых ореолов и не отмечается отчётливо выраженного ороговикования, т.к. РТ-условия контактового метаморфизма ниже ана-

логичных параметров регионального метаморфизма. Поэтому продукты термального воздействия не всегда распознаются в процессе картирования. Парагенетический анализ с использованием детальных исследований химизма минералов и их микроструктурных взаимоотношений совместно с данными по структурно-текстурным особенностям пород позволяет разграничить породы полиметаморфических комплексов и получить важную петрогенетическую информацию об их метаморфической истории.

Полиметаморфические высокоглинозёмистые породы изучались в пределах Верхоловской копи – уникального объекта для решения вопросов реконструкции и оценки РТ-условий минералообразования в ксеногенных блоках высоко метаморфизованных пород, залегающих внутри полихронного Верхисетского гранитного массива. Повышенный петрологический интерес к этим образованиям вызван тем, что породы содержат кристаллы крупного (до 2,5-3 см) полизонального граната и два полиморфа Al_2SiO_5 – кианит и силлиманит, с более поздним развитием последнего в метапелитах по хлорит-плагиоклаз-кианит-биотит-гранат-ставролит-ильменитовому парагенезису. Особенностью минерального состава роговиков и ороговикованных сланцев является развитие мелких порфиروبластов граната с футляровидным строением кристаллов («атолловых» гранатов) и плагиоклаза необычной высокой основности (битовнита), сохранность реликтов ставролита и новообразованного силлиманита. Кроме этого, в эндоконтактах биотитовых гранитов отмечено присутствие ксеногенных включений ставролита и силлиманита, а в непосредственных контактах гранитов с роговиками (в зоне закалки) – развитие симплектитов эпидота, что также повышает интерес к петрогенезису этих пород.

В этой связи, детальное изучение полиметаморфитов в совокупности с данными по геологии, петрологии и геохронологии массива и его обрамления имеет важное значение для реконструкции формирования геологических комплексов в позднем палеозое.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Верхоловская гранатовая копь входит в группу Евгение-Максимилиановских (Палкинских) минеральных копей, расположенных в юго-восточной части Верхисетского гранитного батолита. Минералогия Евгение-Максимилиановских копей, где в конце XIX в. добывались коллекционные и ювелирные камни – гранат, эпидот (пушкинит), сфен, апатит и другие, подробно

описана А.Н. Карножицким [1896]. Минеральные копи приурочены к крупным ксенолитам метаморфических пород, расположенным среди гранитов и гранодиоритов. Разнообразие минералогии этого объекта вызвано присутствием среди ксенолитов различных горных пород – кварцевых диоритов, диоритов, габбро, метапироксенитов, роговиков и скарнов и полиметаморфической историей пород.

Верхоловская копь широко известна любителям камня, благодаря скоплению в сланцах крупных кристаллов и сростков пироп-альмандинового граната. Наличие в составе ксеногенных блоков гранат-ставролит-силлиманит-биотитовых кристаллических сланцев и гранатовых гнейсов впервые отмечено И.Н. Бушляковым и И.Д. Соболевым [1976], позднее исследование этих пород и условий их формирования продолжено Е.А. Зиньковой [1998] и С.В. Прибавкиным с соавторами [2002]. Однако, ряд вопросов по выделению типов метаморфизма, последовательности минералообразования в полиметаморфических породах и др. оставался нерешенным из-за дефицита информации по химическому составу минералов, что определяет актуальность данной работы.

Верхисетский гранитоидный батолит, вмещающий блоки метаморфических пород, расположен на восточном склоне Среднего Урала, между гг. Екатеринбург и Первоуральск (рис. 1). Массив имеет овальную форму, субмеридиональное простирание, и располагается в окружении вулканогенных толщ преимущественно девонского возраста. Площадь его составляет около 1800 км².

В составе массива отмечаются гранитоиды, относимые к двум комплексам – раннему тоналит-гранодиорит-плагиогранитовому и позднему – гранодиорит-гранитовому [Орогенный..., 1994]. По данным Г.Б. Ферштатера [2001] в пределах массива объединены породы четырех комплексов – ранних, деформированных: чусовского габбро-тоналитового, таватуйского тоналит-трондьемитового и исетс-кого тоналит-гранодиоритового, прорываемых недеформированными гранитами более позднего аятского комплекса. Изотопно-геохронологические исследования гранитоидов показали наличие двух групп разновозрастных пород – 318-320 млн. лет и 275-300 млн. лет [Bea et al, 1997], что соответствует серпуховскому веку раннего карбона и позднему карбону-ранней перми.

Гранитоиды Верхисетского массива почти повсеместно обнаруживают активные контакты с преимущественно девонскими вулканогенно-осадочными толщами с образованием ореола роговиков и скарнов. Отсутствие геохимических и петрографических аналогов пород исследуемых ксенолитов в комплексах обрамления, позволяет предположить более древний, чем девонский, возраст высокоглинозёмистых сланцев.

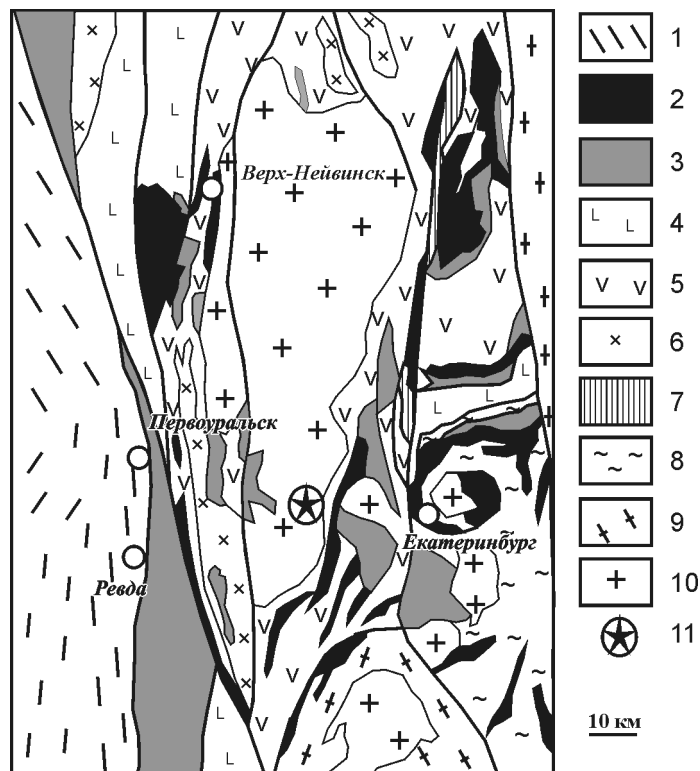


Рис. 1. Обзорная геологическая схема района исследований (составлена на основе Государственной геологической карты листа О-40-41 под. ред. В.В. Шалагинова, 1997 г.).

1 – терригенные, карбонатные и вулканогенные толщи окраины Восточно-Европейской платформы; 2-10 – образования Тагильской и Восточно-Уральской мегазон: 2 – альпинотипные ультрамафиты, 3 – габбровые и перидотит-габбровые интрузии, 4 – позднеордовикско-силурийские вулканы Тагильской мегазоны, 5 – девонские палеоостроводужные вулканогенные толщи, 6 – габбро-диорит-гранитовые серии, 7 – раннекаменноугольные терригенные толщи, 8 – меланжевый комплекс (тектонические блоки и пластины зеленосланцевых metabазальтов, метадиоритов, метагаббро, серпентинитов и углеродистых сланцев), 9 – амфиболит-гнейсовые комплексы, 10 – каменноугольно-пермские гранодиориты и граниты; 11 – район расположения Верхововской копи.

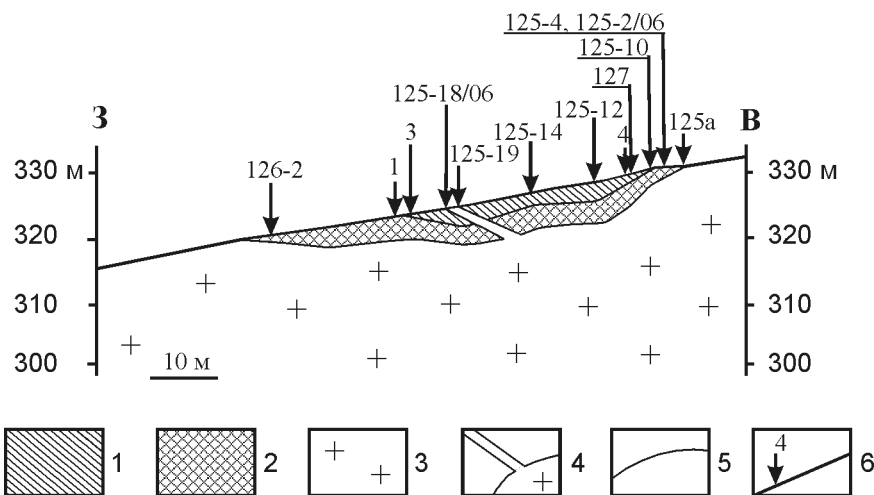


Рис. 2. Схематический геологический разрез через ксенолит высокоглинозёмистых сланцев в районе Верхововской копи (Средний Урал).

1 – сланцы высокоглинозёмистые кварц-плагиоклаз-биотит-ставролит-гранатовые с кианитом и силлиманитом, ороговикованные; 2 – роговики по высокоглинозёмистым сланцам кварц-плагиоклаз-биотитовые с эпидотом, кварц-плагиоклаз-биотитовые с гранатом и силлиманитом; 3 – биотитовые граниты Верхисетского батолита; 4 – дайки аплитов и мусковитовых пегматитов; 5 – геологические границы; 6 – точки отбора образцов пород.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ
ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Нами исследован наиболее обнажённый копиями и закопашками блок высокоглинозёмистых сланцев площадью $70 \times 150 \text{ м}^2$ в окрестностях Верхововской гранатовой копи. Схематический геологический разрез района приведён на рис. 2. При описании минеральных ассоциаций символы минералов приняты по [The nomenclature..., 1998].

В Верхововской копи выделены три главные группы высокоглинозёмистых пород: а) ороговикопованные сланцы плагиоклаз-слюдисто-ставролит-гранатовые с кианитом и силлиманитом, б) роговики кварц-биотит-гранатовые с реликтами силлиманита и ставролита, кварц-плагиоклаз-биотитовые с эпидотом, в) роговики кварц-плагиоклаз-биотитовые с эпидотом, гранатом и реликтами ставролита.

Ороговикопованные сланцы отмечаются на удалении от контактов с гранитами в виде небольших реликтовых «пропластков» (от 0,7 м до первых метров) среди ореола роговиков примерно в средней части ксенолита. Они представляют собой кристаллические слабо сланцеватые, почти массивные, плитчатые породы с высоким удельным весом, обусловленным присутствием крупных зональных кристаллов пироп-альмандинового граната (модальное содержание от 1-3 до 20-25 об. % в некоторых полосах-«прослоях»). Эти насыщенные гранатом породы являются основным объектом для коллекционеров при поисках граната.

Порфиروбласты граната часто образуют сростки из 2-3 и более кристаллов, линейно ориентированные вдоль слабо развитой сланцеватости. Иногда они составляют закономерные срастания из 4-х и 6-ти кристаллов, обуславливая крупно-гломеропорфиробластовую структуру. «Четверники», размер которых по диагоналям достигает 6 см, имеют квадратную в сечении форму и состоят из 4 кристаллов – ромбододекаэдров величиной до 2,5 см в диаметре. «Шестерники» включают 6 крупных кристаллов – тетрагонтриоктаэдров величиной от 1 до 2 см; они образуют субизометричные сростки в форме псевдооктаэдров величиной до 3-5 см по высоте. По периферии порфиробластов граната и внутри его сростков видны каймы и скопления светло-серого цвета (до 3-5 мм), представленные тонким микроагрегатом кварца и фибrolита, иногда с примесью ставролита. На этом светло-сером, слегка желтоватом от выветривания фоне отмечаются редкие игольчатые изогнутые нематофинобласты более крупного силлиманита величиной до 2-2,5 см по удлинению и 1,5-2 мм в поперечнике. Редко силлиманит образует тонкие прожилки (до 1 мм) в основной ткани.

Основная масса породы состоит из черных чешуек биотита (модальное содержание до 20-25 об. %) размером от 1 до 2,5 мм, реже до 4 мм, и микрогра-

нобластового агрегата кварца и плагиоклаза между ними. С гранатом ассоциирует ставролит (1-3 %), слагающий небольшие вытянутые по рассланцеванию порфинобласты (до 5-7 мм). Иногда ставролит образует тонкие линзовидные прожилки в основной ткани породы мощностью от 1-2 до 5-7 мм – в прожилках протяженностью до 10 см. Прожилки ставролита нигде не пересекают границу порфинобластов граната или проходят по границе кристаллов и основной массы. Среди акцессорных минералов наиболее характерен ильменит (0,5-1 мм). С поверхности рассланцевания породы покрыты вторичными пленками гидроокислов лимонита, которые развиваются по тонким (2-5 мм) линзам пирита и трещинам в кристаллах граната и ставролита.

Роговики, в отличие от ороговикопованных сланцев, распространены значительно шире и слагают около 70 % площади ксенолита. Они имеют тёмно-серый, почти чёрный цвет, обусловленный мелко-чешуйчатым (до 0,5 мм) биотитовым агрегатом с примесью микрогранобластового кварца. На фоне гранолепидобластовой основной ткани выделяются порфинобласты пироп-альмандинового граната (от 2-3 до 5-7 мм) с особым, впервые нами выделяемым, футляровидным строением, которое обусловлено присутствием в ядре кристаллов граната мелкого агрегата чешуек хлорита, биотита, кварца, плагиоклаза и ильменита (до 0,1 мм). Модальное содержание граната колеблется от единичных кристаллов до 1-3 об. %, и реже, вблизи контакта с гранитами, достигает 5 об. % (обр. 125-16). Вокруг кристаллов наблюдаются каймы-«рубашки» светло-серого цвета (от 0,5-1 до 2 мм), представленные микроагрегатом кварца и фибrolита. В безгранатовых разностях роговиков (обр. 125-4) отмечены мелкие светло-серые обособления плагиоклаза величиной до 3 мм на фоне кварц-биотитовой гранолепидобластовой основной массы со слабосланцеватым строением за счёт чешуек (0,5-1 мм) биотита (около 80 об. %). В участке, наиболее удалённом от контактов с гранитами, и вблизи тел ороговикопованных сланцев, в роговиках часто встречаются реликты мелких (2-5 мм) порфинобластов ставролита и микрофинобласты силлиманита. Текстура роговиков массивная с реликтами слабосланцеватой, структура – мелкопорфинобластовая с микро-, мелкогранолепидобластовой основной массой.

Роговики из непосредственного контакта (зон закалок) с биотитовыми гранитами и дайками мусковитовых пегматитов отмечены среди ороговикопованных сланцев и отличаются от них несколько более светлыми тонами за счёт развития плагиоклаза и кварца. Одним из главных минералов здесь является биотит и симплектитовый эпидот, свидетельствующий о высокой скорости кристаллизации при контактовом метаморфизме. Эпидот образует мелкие, визуальнo не различимые кристаллы, диагностируемые только в шлифах. Биотитовые грани-

Таблица 1. Химический состав гранатов из метapelитов Верхоловской копи

Компо- нент	125-10	4	4	4	4	125-12	125-14	125-19	3	3	3	3	127	1	1	1	126-2	125-18/06
	Grt _t	Grt _e	Grt _{e-r}	Grt _{e-c}	Grt _t	Grt _t	Grt _t	Grt _t	Grt _e	Grt _{e-c}	Grt _{e-r}	Grt _t	Grt _t	Grt _e	Grt _{e-c}	Grt _t	Grt _t	Grt _t
SiO ₂	37,69	38,08	38,27	37,48	37,50	37,51	37,54	37,59	37,25	36,80	37,33	37,89	37,93	37,49	37,96	37,84	37,29	37,73
TiO ₂	0,04	0,03	0,02	0,00	0,00	0,04	0,04	0,07	0,03	0,01	0,01	0,05	0,06	0,01	0,03	0,01	0,03	0,04
Al ₂ O ₃	21,91	21,10	21,12	20,89	20,96	21,27	21,12	21,57	20,81	20,78	20,76	20,93	21,38	20,89	20,79	20,92	21,29	20,81
FeO	32,90	33,60	33,56	34,03	35,81	34,76	34,14	34,15	37,34	36,41	37,33	35,36	33,20	34,09	34,51	34,89	34,26	28,65
MnO	0,77	0,74	0,67	0,75	0,79	0,48	0,61	0,49	0,39	0,36	0,41	0,47	0,69	0,52	0,49	0,45	0,50	7,54
MgO	5,69	4,87	0,02	4,19	4,13	4,88	5,19	4,79	3,72	4,11	3,72	4,81	4,87	5,09	5,00	4,82	4,75	2,09
CaO	1,98	1,93	1,86	1,91	1,98	1,93	1,73	1,87	1,46	1,51	1,52	1,97	1,80	1,88	1,80	1,49	1,63	3,06
Сумма	101,00	100,45	100,44	99,35	101,24	100,91	100,38	100,53	101,19	100,09	101,28	101,58	99,98	100,09	100,77	100,60	99,81	99,98
Si	2,957	3,013	3,024	3,011	2,960	2,970	2,980	2,978	2,983	2,965	2,981	2,988	3,007	2,988	3,006	3,004	2,979	3,037
Ti	0,002	0,001	0,001	0,000	0,000	0,003	0,002	0,004	0,002	0,001	0,001	0,003	0,004	0,001	0,002	0,001	0,001	0,002
Al	2,026	1,967	1,967	1,978	1,964	1,985	1,977	2,014	1,958	1,974	1,954	1,945	1,998	1,962	1,940	1,957	2,005	1,974
Fe	2,159	2,224	2,218	2,286	2,380	2,302	2,267	2,262	2,494	2,453	2,499	2,332	2,202	2,272	2,286	2,316	2,289	1,928
Mn	0,051	0,049	0,045	0,051	0,053	0,032	0,041	0,033	0,026	0,024	0,028	0,031	0,046	0,035	0,033	0,030	0,034	0,514
Mg	0,665	0,575	0,572	0,502	0,489	0,577	0,614	0,560	0,443	0,494	0,442	0,565	0,576	0,605	0,590	0,570	0,565	0,251
Ca	0,166	0,164	0,158	0,165	0,168	0,164	0,147	0,158	0,125	0,130	0,130	0,166	0,153	0,161	0,153	0,127	0,139	0,264
X _{Alm}	0,7100	0,7394	0,7411	0,7610	0,7702	0,7486	0,7387	0,7507	0,8076	0,7910	0,8064	0,7537	0,7397	0,7993	0,7611	0,7466	0,7562	0,6520
X _{Prp}	0,2187	0,1912	0,1911	0,1671	0,1582	0,1876	0,2001	0,1859	0,1435	0,1593	0,1426	0,1826	0,1935	0,1969	0,1873	0,1927	0,1867	0,0849
X _{Grs}	0,0546	0,0555	0,0528	0,0549	0,0544	0,0533	0,0479	0,0524	0,0404	0,0419	0,1419	0,0533	0,0514	0,0524	0,0417	0,0499	0,0459	0,0893
X _{Sps}	0,0168	0,0163	0,0150	0,0170	0,0172	0,0104	0,0134	0,0110	0,0084	0,0077	0,0090	0,0100	0,0155	0,0114	0,0098	0,0108	0,0112	0,1738

Примечание. $X_{Alm} = Fe/(Fe + Mg + Mn + Ca)$; $X_{Prp} = Mg/(Fe + Mg + Mn + Ca)$; $X_{Grs} = Ca/(Fe + Mg + Mn + Ca)$; $X_{Sps} = Mn/(Fe + Mg + Mn + Ca)$. Зоны в гранатах: с – ядро, г-с – ближе к ядру, с-г – ближе к кайме, г – кайма.

Здесь и далее в табл. 2-6: результаты анализов в мас.%, суммарное железо приведено в форме FeO, структурные формулы минералов рассчитаны на фиксированное количество атомов кислорода, 0,00 – ниже уровня обнаружения микрозонда. Группы пород (рис. 2): высокоглинозёмистые сланцы, ороговевшие – 125-10, 4, 125-12, 125-14, 125-19, 3; рогики – 125-4, 127, 1, 126-2; рогики из непосредственного контакта гранитов – 125а и даек аплитов и мусковитовых пегматитов – 125-2/06, 125-18/06.

Таблица 2. Химический состав плагиоклазов из метapelитов Верхоловской копи

Компонент	125-10	4	125-12	125-14	125-19	3	125-4	125-4	127	127	1	126-2	125-2/06	125-18/06	125-18/06
SiO ₂	51,24	50,81	52,90	52,90	53,60	50,83	49,03	48,30	49,49	48,92	51,51	49,93	54,94	62,26	61,34
Al ₂ O ₃	30,52	30,46	30,43	30,43	29,07	31,10	32,80	31,97	32,14	32,47	29,96	32,28	28,27	24,21	24,54
FeO	0,10	0,00	0,17	0,17	0,02	0,03	0,13	0,11	0,11	0,23	0,07	0,09	0,08	0,05	0,04
CaO	13,73	12,90	13,40	13,40	11,85	14,27	15,72	15,62	16,31	15,69	12,80	16,38	10,47	6,00	6,04
Na ₂ O	3,75	4,14	4,14	4,14	4,65	3,53	2,52	2,67	2,46	2,53	3,87	2,31	5,52	8,45	8,25
K ₂ O	0,02	0,03	0,15	0,15	0,03	0,04	0,03	0,00	0,03	0,04	0,04	0,05	0,05	0,04	0,04
Сумма	99,45	98,36	101,23	101,23	99,30	99,82	100,33	98,77	100,62	99,88	98,34	101,11	99,41	101,07	100,37
Si	2,342	2,345	2,374	2,374	2,437	2,318	2,234	2,238	2,251	2,240	2,374	2,258	2,489	2,735	2,716
Al	1,644	1,657	1,609	1,609	1,558	1,671	1,761	1,746	1,723	1,752	1,627	1,721	1,509	1,254	1,281
Fe	0,004	0,000	0,006	0,006	0,001	0,001	0,005	0,004	0,004	0,009	0,003	0,003	0,003	0,002	0,002
Ca	0,672	0,638	0,644	0,644	0,577	0,697	0,768	0,775	0,795	0,770	0,632	0,724	0,508	0,283	0,287
Na	0,332	0,371	0,361	0,361	0,410	0,312	0,222	0,240	0,217	0,224	0,346	0,203	0,485	0,720	0,708
K	0,001	0,002	0,008	0,008	0,001	0,002	0,002	0,000	0,002	0,002	0,002	0,003	0,003	0,002	0,002
X _{Ап}	0,6693	0,6323	0,6408	0,6408	0,5846	0,6908	0,7758	0,7653	0,7856	0,7746	0,6462	0,7964	0,5116	0,2822	0,2884

Примечание. X_{Ап} = Ca/(Ca + Na + K).

Таблица 3. Химический состав биотитов из метapelитов Верхоловской копи

Компонент	125-10	4	125-12	125-12	125-14	125-19	125-19	3	125-4	125-4	127	1	126-2	126-2	125a	125-2/06	125-18/06
SiO ₂	36,55	35,81	36,30	36,77	36,80	36,77	36,12	36,94	35,73	36,89	36,69	36,53	36,84	36,84	36,75	36,63	36,77
TiO ₂	1,72	1,35	1,61	1,48	1,54	1,48	1,97	1,48	1,43	1,83	1,78	2,10	2,24	1,40	1,63	1,56	1,46
Al ₂ O ₃	18,32	19,21	19,14	19,10	19,38	18,98	18,98	19,23	19,00	19,51	18,79	18,62	18,50	18,95	19,30	18,77	18,47
FeO	14,33	18,62	16,51	14,99	16,02	16,34	14,93	15,81	20,18	19,46	15,32	15,51	15,25	15,19	16,97	15,93	15,81
MnO	0,01	0,02	0,02	0,00	0,03	0,05	0,05	0,03	0,11	0,13	0,01	0,02	0,03	0,02	0,00	0,00	0,14
MgO	13,63	10,82	11,75	13,12	11,83	11,16	13,33	12,47	9,28	9,39	13,15	12,54	12,72	13,50	11,78	12,91	11,76
Na ₂ O	0,28	0,24	0,25	0,39	0,22	0,22	0,28	0,30	0,28	0,35	0,26	0,23	0,23	0,28	0,21	0,27	0,15
K ₂ O	9,12	8,86	8,82	9,19	8,75	9,51	8,89	9,27	9,01	9,47	8,53	9,35	9,06	8,92	8,79	8,99	9,37
Сумма	94,04	95,00	94,59	95,11	94,61	94,36	94,92	95,58	95,07	97,05	94,53	94,91	94,95	95,22	95,46	95,11	94,21
Si	2,743	2,711	2,731	2,734	2,753	2,733	2,747	2,737	2,728	2,746	2,738	2,733	2,746	2,735	2,738	2,734	2,778
Ti	0,097	0,077	0,091	0,083	0,086	0,112	0,083	0,088	0,082	0,102	0,100	0,118	0,125	0,078	0,091	0,088	0,083
Al	1,621	1,714	1,697	1,674	1,708	1,692	1,652	1,682	1,710	1,711	1,652	1,642	1,626	1,658	1,694	1,651	1,645
Fe	0,899	1,179	1,038	0,932	1,002	1,034	0,928	0,982	1,288	1,212	0,956	0,971	0,951	0,943	1,057	0,994	0,999
Mn	0,000	0,001	0,001	0,000	0,002	0,000	0,003	0,002	0,007	0,008	0,001	0,001	0,002	0,001	0,000	0,000	0,009
Mg	1,525	1,222	1,318	1,454	1,319	1,259	1,428	1,380	1,057	1,041	1,463	1,399	1,413	1,494	1,308	1,437	1,325
Na	0,041	0,035	0,037	0,056	0,032	0,032	0,040	0,043	0,041	0,050	0,037	0,033	0,032	0,040	0,030	0,038	0,022
K	0,873	0,856	0,846	0,872	0,835	0,917	0,844	0,878	0,878	0,899	0,812	0,893	0,861	0,845	0,835	0,856	0,903
X _{Ант}	0,6605	0,4060	0,3446	0,4660	0,6456	0,3388	0,6563	0,3420	0,7093	0,6813	0,6593	0,3390	0,3230	0,6664	0,4272	0,3903	0,6255
X _{Фл}	0,1682	0,4208	0,1459	0,1546	0,1475	0,1385	0,1653	0,4807	0,1172	0,1138	0,1619	0,4885	0,1565	0,1640	0,0517	0,0560	0,1305

Примечание. X_{Ант} = Fe/(Fe + Mg + Mn + Ti + Al^{IV}), X_{Фл} = Mg/(Fe + Mg + Mn + Ti + Al^{IV}); mat – минерал основной массы метаморфических пород, incl – минерал-включение.

ты имеют мелко-равномернозернистую структуру и массивную текстуру, петрографически они детально охарактеризованы ранее [Бушляков, Соболев, 1976]. Особенностью эндоконтактов гранитов является впервые выявленное присутствие новообразованного граната с максимально высоким содержанием спессартинового минала – 17,38 мас. % (обр. 125-18/06), ксеногенных включений редких, мелких кристаллов ставролита (до 1-2 мм) и агрегата фибролитового силлиманита, развивающегося по ставролиту, биотиту и плагиоклазу ($An_{0,28-0,29}$) в ассоциации с кварцем.

Микроскопические исследования пород показывают, что минералы, слагающие данные породы, имеют ряд морфологических особенностей и сложные взаимоотношения. Ниже приводится микроскопическое описание наиболее характерных минералов из выделенных групп пород, т.к. визуальные наблюдения не дают полной картины в изучении последовательности образования минералов и их парагенезисов. Химический состав минеральных фаз установлен с помощью рентгеноспектрального микроанализатора Jeol JXA-8100 в ИГМ СО РАН (Новосибирск) и приведен в табл. 1-6.

Кварц является характерным минералом всех групп пород. Наиболее ранняя генерация его отмечается в виде микровключений в ядрах крупных порфиробластов гранатов. Чаще всего в основной ткани высокоглинозёмистых пород кварц образует два типа зерен: зёрна серого цвета неправильной или уплощённой формы (до 1-2 мм), приуроченные к периферии граната. По морфологическому признаку этот кварц, вероятно, можно отнести к региональному типу. Прорастаемый фибролитом кварц окрашен в молочно-белые тона в зависимости от содержания в нём силлиманита. Близкие к изометричным микрогранобласты кварца, величиной в сотые-десятые доли мм, придают породам массивность и связываются нами с проявлением контактового метаморфизма. Обычный размер зёрен кварца в гранитах 2-3 мм.

Плагиоклаз также встречается во всех группах пород, но его модальное содержание, величина зёрен и химический состав различаются. В роговиках он образует единичные мелкие зёрна в основной ткани (1-2 мм) и гломеробласты (3-5 мм), включения в краевых частях зерен граната (до 2 мм) и более крупные зёрна в основной ткани гнейсов (3 мм), где его содержание максимально и иногда достигает 20-25 об. %. Основность плагиоклаза в выделенных группах пород колеблется: в ороговикованных сланцах она варьирует от $An_{0,58}$ до $An_{0,67}$, в роговиках отмечен плагиоклаз с максимально высокой основностью – до $An_{0,78}$ (табл. 2), образующий сложные гломеробластовые срастания (3-4 мм) из 3-6 полисинтетически сдвойникованных кристаллов и содержащий микровключения эпидота, биотита, кварца и рудного минерала. Возможно, эти разли-

чия в химическом составе плагиоклазов обусловлены гетерогенностью пород субстрата. Основность плагиоклаза в гранитах минимальна и составляет $An_{0,28-0,29}$.

Биотит – весьма характерный минерал всех групп. В ороговикованных гнейсах его модальное содержание колеблется от 20 до 25-30 об. %. Биотит гнейсов плеохроирует в красновато-коричневых тонах, под микроскопом устанавливается его замещение фибролитовым агрегатом. Аналогичные взаимоотношения установлены для эндоконтактов гранитов. Оптические свойства и составы биотитов разных пород изменчивы. Биотит роговиков, где он является главным минералом (от 40-50 до 70 об. %) и обуславливает чёрный цвет, отличается плеохроизмом в зеленовато-бурых тонах и является самым железистым биотитом из всех породных разновидностей, что свидетельствует о возрастании флогопитовой составляющей при некотором понижении содержания антитового минала (табл. 3). Железистость биотитов в основной массе существенно выше, чем во включениях (обр. 125-12, 125-19).

Мусковит в породах ксенолита встречается гораздо реже. Его содержание колеблется от первых процентов до 8-10 об. % в разновидностях пород, содержащих кианит. Химические составы мусковитов из метapelитов приведены в табл. 5.

Хлорит весьма важный минерал ороговикованных пород. Здесь по морфогенетическому и геохимическому признакам отмечаются три разновозрастных хлорита (цифры справа сверху у минералов означают генерации): ярко-сочно окрашенный в зелёные тона микрочешуйчатый Chl^1 в ядрах граната, бледно-зелёный крупный Chl^2 (1-2 мм) основной массы в ассоциации со ставролитом, кианитом и гранатом и ярко-зелёный более поздний Chl^3 , развивающийся исключительно по биотиту роговиков и ороговикованных пород, нередко с образованием сагенита. Порфиробласты Chl^2 (до 1-2 мм) сосуществуют с кианитом, гранатом и ставролитом, его модальное содержание в кианитсодержащих породах достигает 10 об. % [Прибавкин и др., 2002]. По химическому составу (табл. 4) хлориты из роговиков характеризуются более высокой железистостью ($F = 36,38-42,89$) по сравнению с хлоритами из ороговикованных сланцев (32,8-35,94).

Гранат является одним из самых информативных минералов для реконструкции РТ-эволюции метapelитов Верхововской копи. Выделяется два морфогенетических типа порфиробластов: 1) крупные, полизональные кристаллы (до 2-3 см) из ороговикованных гнейсов, связанные с процессами регионального метаморфизма (ранний) и 2) более мелкие футлярообразные зональные порфиробласты (2-7 мм) из роговиков контактового ореола (поздний). Оба типа кристаллов обнаруживают зональное строение с приблизительно одинаковым характером зональности, но различными вариация-

Таблица 4. Химический состав хлоритов, ставролитов, эпидотов из метapelитов Верхоловской копи

Компонент	125-10	4	125-12	125-12	125-14	125-14	125-19	125-19	3	3	125-4	127
	Chl	St	Chl	St	Chl	St	Chl	St	Chl	St	Ep	Chl
SiO ₂	26,27	27,65	26,08	27,86	24,62	27,93	25,50	27,97	25,04	27,50	38,73	25,28
TiO ₂	0,09	0,54	0,09	0,55	0,16	0,08	0,15	0,49	0,11	0,66	0,07	0,07
Al ₂ O ₃	24,26	52,84	23,36	53,89	22,50	53,25	22,42	52,56	21,86	53,01	25,77	22,49
FeO	16,51	14,35	18,99	13,45	18,31	12,70	21,11	14,23	22,42	14,47	8,87	22,18
MnO	0,01	0,07	0,04	0,02	0,01	0,04	0,00	0,06	0,02	0,05	0,20	0,03
MgO	19,61	1,96	23,36	2,21	19,07	2,26	18,06	2,31	16,69	2,03	0,03	16,57
Na ₂ O	0,03	0,08	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,07	0,07	0,00	0,00
K ₂ O	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,33	0,02	0,01	0,01
Сумма	86,86	98,62	87,69	98,73	84,69	96,62	87,29	98,09	86,56	98,08	96,53	86,71
Si	2,651	8,024	2,646	8,010	2,591	8,155	2,635	8,119	2,639	7,993	6,237	2,646
Ti	0,007	0,117	0,007	0,119	0,013	0,017	0,012	0,106	0,008	0,145	0,009	0,005
Al ^{IV}	2,885	18,072	2,793	18,26	2,790	18,32	2,731	17,99	2,716	18,157	4,891	2,774
Fe	1,394	3,474	1,611	3,235	1,611	3,102	1,824	3,454	1,976	3,517	1,195	1,941
Mn	0,001	0,016	0,003	0,005	0,001	0,009	0,000	0,015	0,002	0,013	0,027	0,006
Mg	2,951	0,850	2,881	0,949	2,991	0,985	2,782	0,999	2,622	0,881	0,007	2,585
Na	0,005	0,047	0,002	0,010	0,002	0,004	0,000	0,005	0,015	0,039	0,000	0,000
K	0,003	0,008	0,002	0,000	0,001	0,000	0,003	0,003	0,044	0,009	0,002	0,002
X _{Fe}	0,3208	0,8034	0,3594	0,7732	0,3500	0,7590	0,3960	0,7757	0,4298	0,7997	—	0,4289

Таблица 4. (Окончание)

Компонент	127	1	1	126-2	126-2	125a	125a	125-2/06	125-2/06	125-2/06	125-2/06	125-18/06
	St	Chl	St	Chl	Ep	Chl	St	Chl	St	Ep	Ilm	Ep
SiO ₂	27,88	26,74	27,58	24,53	38,31	25,71	28,40	25,01	27,96	37,82	0,03	38,08
TiO ₂	0,61	0,11	0,53	0,11	0,16	0,13	0,55	0,12	0,05	0,11	50,26	0,07
Al ₂ O ₃	53,19	21,89	53,00	23,11	26,55	22,44	52,74	22,33	53,97	25,89	0,04	25,79
FeO	12,80	18,81	13,72	20,55	7,98	21,24	14,04	19,33	12,78	8,37	47,73	8,47
MnO	0,07	0,03	0,04	0,03	0,02	0,00	0,06	0,08	0,04	0,24	0,11	0,24
MgO	1,84	19,40	2,16	18,57	0,08	18,12	2,08	18,97	2,39	0,05	0,25	0,11
Na ₂ O	0,12	0,06	0,07	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,08	0,00
K ₂ O	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	98,60	87,05	97,52	87,08	96,17	87,67	98,37	85,91	97,52	95,02	98,57	95,51
Si	8,068	2,731	8,035	2,542	6,166	2,644	8,205	2,608	8,088	6,180	0,001	6,194
Ti	0,132	0,008	0,116	0,008	0,019	0,010	0,120	0,009	0,012	0,013	0,975	0,009
Al	18,14	2,635	18,199	2,822	5,037	2,721	17,96	2,745	18,40	4,986	0,001	4,944
Fe	3,096	1,607	3,343	1,780	1,075	1,828	3,392	1,686	3,092	1,144	1,030	1,153
Mn	0,018	0,002	0,010	0,003	0,002	0,000	0,013	0,007	0,010	0,033	0,002	0,032
Mg	0,795	2,953	0,936	2,868	0,018	2,779	0,894	2,948	1,029	0,011	0,010	0,026
Na	0,069	0,011	0,038	0,004	0,007	0,001	0,012	0,003	0,000	0,000	0,004	0,000
K	0,002	0,002	0,001	0,003	0,003	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
X _{Fe}	0,7957	0,3524	0,7816	0,3830	—	0,3968	0,7791	0,3638	0,7503	—	—	—

Примечание. Здесь и далее в табл. 5 и 6: X_{Fe} = Fe/(Fe + Mg)

ми компонентного состава (табл. 1), что согласуется с наблюдениями других авторов [Карножицкий, 1896; Зинькова, 1998; Прибавкин и др., 2002 и др.].

В гранатах первой группы по строению и цвету выделяется 3 зоны: центральная, промежуточная и краевая. Центральная, ядерная зона гранатов

(до 4-5 мм) имеет розовый цвет, в нём отмечается обилие включений кварца, хлорита, биотита, рудного минерала. Промежуточная зона (3-7 мм) также окрашена в розовый цвет, но по строению весьма неоднородна, что выражается в чередовании светло-розовых и красных тонких зон граната, толщиной

Таблица 5. Химический состав мусковитов из метapelитов Верхоловской копи

Компо- нент	3	1	125-18/06
SiO ₂	46,83	45,79	46,97
TiO ₂	0,29	0,14	0,38
Al ₂ O ₃	36,28	34,61	34,14
FeO	3,28	2,60	2,83
MgO	0,55	0,60	0,84
Na ₂ O	0,75	0,95	1,03
K ₂ O	8,93	9,07	9,47
Сумма	96,96	93,94	95,66
Si	3,061	3,091	3,121
Ti	0,014	0,007	0,019
Al	2,796	2,754	2,674
Fe	0,179	0,147	0,158
Mg	0,053	0,060	0,083
Na	0,095	0,124	0,133
K	0,745	0,781	0,803
X _{AlVI}	0,8826	0,8961	0,8735
X _{Na}	0,1131	0,1370	0,1421
X _{Fe}	0,08508	0,0714	0,0769

Примечание. $X_{AlVI} = Al^{VI}/(Fe + Mg + Mn + Ti + Al^{VI})$; $X_{Na} = Na/(Na + K)$.

Таблица 6. Химический состав силлиманитов из метapelитов Верхоловской копи

Компонент	125-12	125-19
SiO ₂	37,35	38,57
TiO ₂	0,04	0,02
Al ₂ O ₃	62,10	60,02
FeO	0,54	0,33
MnO	0,01	0,03
MgO	0,22	0,01
ZnO	0,08	0,00
Сумма	100,36	99,03
Si	1,007	1,050
Ti	0,001	0,000
Al	1,974	1,926
Fe	0,012	0,008
Mn	0,000	0,001
Mg	0,009	0,000
Zn	0,002	0,000
X _{Fe}	0,5717	—

от десятых долей до 1,5 мм. Краевая зона сложена тонкой (до 1-2 мм, реже 3 мм) трещиноватой каймой граната густо красного цвета, полностью лишенной включений. Другие зоны граната содержат микровключения ильменита, размеры и модальное содержание которого понижаются от центра кристаллов к периферии (микрореликтовая структура). Основными кристаллографическими формами кристаллов граната являются тетрагонтриоктаэдр и ромбододекаэдр.

Несмотря на различие в строении центральной и промежуточной зон гранатов, их химический состав практически идентичен. Интересен зональный гранат из обр. 4, в котором обнаружены единичные мелкие реликтовые зёрна ставролита и микроскопические иголки возможно новообразованного силлиманита. Гранат здесь образует редкие округлые, без отчётливых кристаллических ограничений порфиобласты (4-5 мм) темно-красного цвета со слабовыраженной зональностью и без характерной кварц-силлиманитовой «рубашки». Его компонентный состав варьирует в узком интервале от ядра к кайме: Alm_{74,94-77,02}, Prp_{19,12-15,83}, Grs_{5,45-5,43}, Sps_{1,63-1,71}. В отличие от этих данных, в работе [Прибавкин и др., 2002] характер зональности гранатов из высокоглиноземистых гнейсов определялся постепенным увеличением пиропового и уменьшением альмандинного, грассулярового и спессартинового компонентов от центра зерен к краю, что, по их мнению, свидетельствовало о росте температуры без повышения давления при метаморфизме. По-видимому, центральная и краевая части этого зонального граната могут быть сопоставлены с промежуточной и внешней зонами крупных зональных порфиобластов, охарактеризованными в настоящей работе, что определяет различия в интерпретации РТ-эволюции регионально метаморфизованных пород.

Футлярообразные зональные гранаты второй группы (рис. 3а,б) встречаются в основной массе ороговикованных сланцев и отличаются от граната первой генерации меньшим размером (до 5-7, реже 9 мм). Их центральная часть полностью сложена включениями минералов основной массы. Непосредственно примыкающая к ядру внутренняя зона граната имеет такой же розовый цвет, как и центральная и промежуточная зоны крупных порфиобласт граната первой генерации, в отличие от темно-бурой краевой зоны. Химический состав гранат-футляров близок к составам краевых зон гранатов первой группы (обр. 3, 125-12, 125-14, 125-19). Его компонентный состав в краевых частях варьирует: Alm_{73,97-75,62}, Prp_{18,67-19,35}, Grs_{4,59-5,14}, Sps_{1,12-1,55} с тенденцией понижения содержания альмандина и повышения доли пироба при практически постоянном содержании грассулярового и спессартинового минала от центра к краю по направлению к контакту с гранитами (обр. 127, 125-10), что свидетельствует о росте тем-

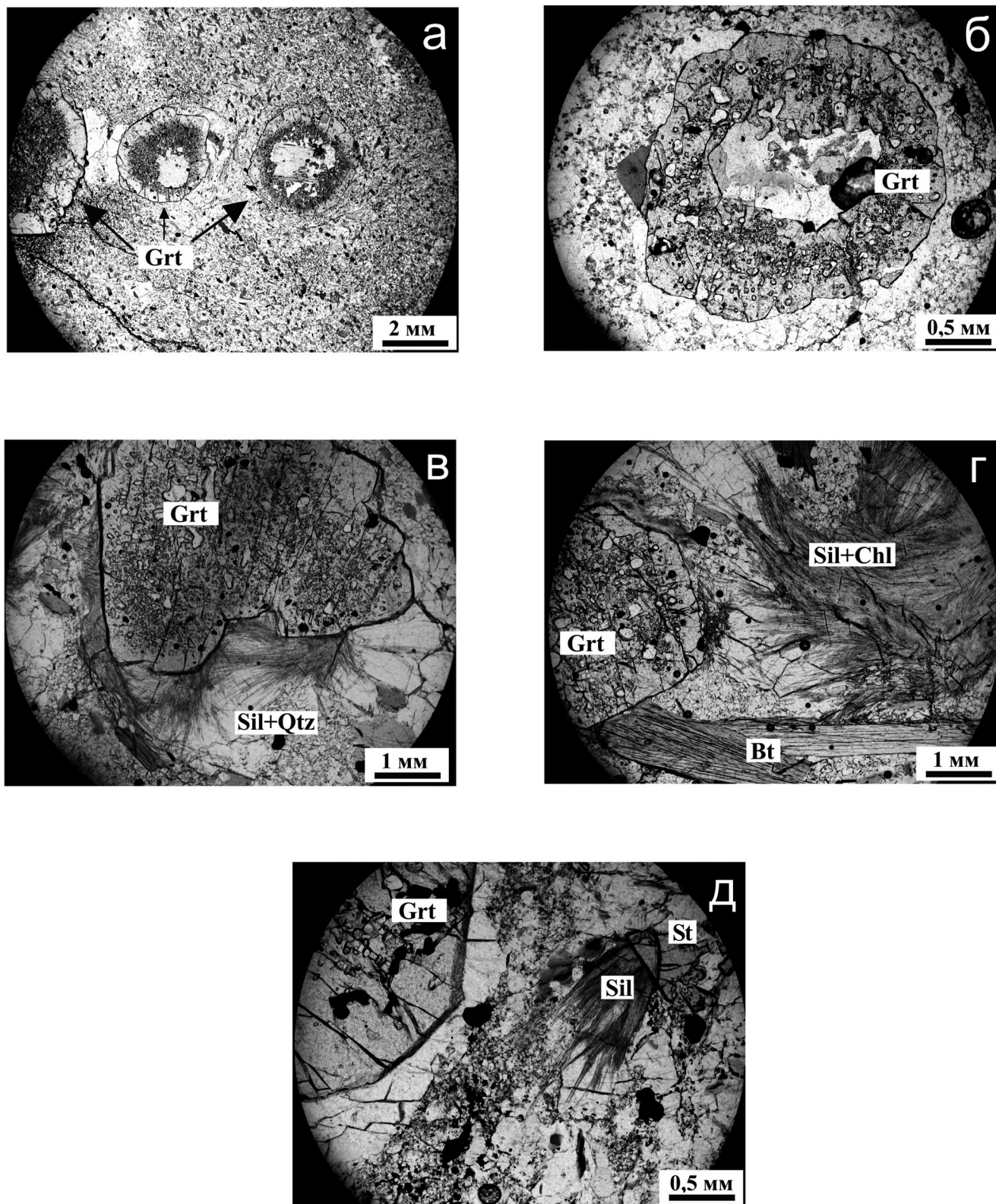


Рис. 3. Микрофотографии петрографических шлифов из роговиков и сланцев Верховской копи (никили параллельны).

а, б – обр. 126-2, футляровидные гранаты в Qtz-Bt матриксе; в – обр. 125-12, силлиманит-кварцевая «рубашка» вокруг кристаллов граната; г – обр. 127, развитие силлиманита по хлориту вблизи граната и биотита; д – обр. 1, «разъедание» ставролита силлиманитом вблизи граната.

пературы в этом направлении. Об этом же свидетельствует характер зональности гранатов из обр. 3 (центр-край) и 1 (центр-промежуточная зона).

Ставролит и кианит – важнейшие минералы ранней стадии метаморфизма высокоглинозёмистых пород. Под микроскопом устанавливаются деформированные порфиобласты ставролита (4-5 мм) с характерной гелицитовой структурой и неровными ограничениями. Выявлены его тесные сращения с кианитом, биотитом, мусковитом, бледно-окрашенным хлоритом, плагиоклазом и гранатом. Важно отметить, что вблизи и на контакте ставролита с каймой граната первой группы ставролит частично, значительно реже полностью, разъедается агрегатом фибролита, что свидетельствует о реакционных взаимоотношениях между минералами и позднем развитии силлиманита при повышении температуры. Химический состав ставролита однороден (табл. 4). Его железистость варьирует незначительно в среднем от 76,61 % в ороговикованных сланцах до 77,91 % в роговиках, достигая максимального значения в обр. 4 (80,34 %). Кианит редок (< 1 об. %), впервые он был обнаружен в минеральных протоочках [Прибавкин и др., 2002], где отмечено тесное его сращивание с силлиманитом. В высокоглинозёмистых сланцах кианит образует парагенезис с гранатом, ставролитом, хлоритом и биотитом.

Силлиманит образует две группы, тесно связанные с проявлением регионального и контактового типов метаморфизма. В обоих случаях он образует «рубашки» вокруг кристаллов граната (рис. 3в) и ставролита. Силлиманит первой группы представлен фибролитовым агрегатом, развивающимся по ставролиту (рис. 3д), биотиту и хлориту (рис. 3г), без признаков замещения граната. Реже иголки силлиманита проникают в края порфиобластов граната (зона 3) на десятки доли мм, что свидетельствует о захвате гранатом силлиманита при их совместном росте. В обр. 125-19 в гранате выявлены обильные включения силлиманита. Выделение силлиманита второй группы обосновывается его образованием в краях футляровидных гранатов роговиков и в развитии фибролита по прожилкам ставролита, образование которых, вероятно связано с региональным метаморфизмом. Реже силлиманит образует самостоятельные поздние секущие тонкие ветвистые прожилки (до 1 мм) протяженностью не более 2-2,5 см. Химические составы силлиманитов приведены в табл. 6.

Эпидот – характерный минерал контактовых зон. Он обнаружен в биотитовых роговиках в составе микровключений в плагиоклазе и в виде симплектитов в непосредственном контакте с гранитами в зоне закалки. Размер зёрен здесь значительно выше и достигает 2-3 мм. Составы эпидота из роговиков, контактирующих с гранитами (обр. 125-2/06) и мусковитовыми пегматитами (обр. 125-18/06), весьма близки (табл. 4).

РТ-УСЛОВИЯ И ТИПЫ МЕТАМОРФИЗМА

На основе составов породообразующих минералов и их зональности (табл. 1-6) были получены оценки РТ-условий метаморфизма. Для этих целей использованы известные минеральные геотермобарометры и соответствующие модели смешения, согласованная база термодинамических данных [Holland and Powell, 1990, 1998] и компьютерная программа *THERMOCALC* [Powell and Holland, 1994].

Для гранатсодержащих пород температуры определялись с помощью экспериментальной калибровки [Ferry and Spear, 1978] для Grt-Bt геотермометра с моделью смешения [Hodges and Spear, 1982]. Проанализировано девять гранат-биотитовых пар, в которых сосуществующие минералы не находились в близком контакте. Оценки давления для этих пород получены с использованием модификации Grt-Bt-Ms-Pl геобарометра [Ghent and Stout, 1981]. При вычислениях использованы модели состав-активность [Hodges and Crowley, 1985] для идеального твердого раствора биотита и неидеальных твердых растворов остальных фаз. Выбор Grt-Bt-Ms-Pl геобарометра для оценки давления обусловлен тем, что его константа равновесия имеет меньшую зависимость от температуры, по сравнению с Grt-Pl-Als-Qtz геобарометром [Kozioł and Newton, 1988] и учитывает сосуществование в образцах нескольких полиморфов Al_2SiO_5 [Авченко, 1990]. Величины РТ-параметров этих пород вычислены при совместном использовании геотермометров и геобарометров в пакете *MATHEMATICA 5.0* с помощью процедуры *NullSpace* [Wolfram, 2003]. Результаты геотермобарометрии приведены в табл. 7. Ошибки определения РТ-параметров, вычисленные с учетом аналитических погрешностей микрозондовых определений и энтальпии реакций геотермобарометров, не превышают по температуре $\pm 30^\circ\text{C}$ и по давлению $\pm 0,5$ кбар [Likhanov et al., 2004].

Для оценки достоверности результатов геотермобарометрии эти значения с учетом точности определений сопоставлялись с оценками РТ-условий, полученных при использовании программы *THERMOCALC* [Powell and Holland, 1994] с внутренне согласованной термодинамической базой данных и моделями смешения Холланда и Пауэлла [Holland and Powell, 1990, 1998]. Полученные результаты показывают неплохую сходимость (табл. 7) в пределах точности геотермобарометров.

Результаты геотермобарометрии с учетом детальных исследований минералов и их микроструктурных взаимоотношений положены в основу разграничения собственно контактовых и регионально-метаморфических пород и последующего выделения типов метаморфизма. Ниже охарактеризованы типы метаморфизма по классификации фаціальных серий А. Миаширо [Miyashiro, 1961] в последовательности их проявления на исследуемом

Таблица 7. Оценки РТ-условий регионального и контактового метаморфизма метapelитов Верхововской копи

№ обр.	Р, кбар		Т, °С	
	[1]	[3]	[2]	[3]
Роговики				
1 (кайма-ядро)	2,20-3,20	2,52±1,0	570-605	582±31
126-2	2,59	3,00±0,8	566	602±30
127	3,03	2,91±1,3	578	601±52
Сланцы				
3	3,50	3,32±0,8	584	607±15
4 (кайма-ядро)	4,11-5,20	4,61±1,0	635-660	609±16
125-10	4,29	4,39±0,8	606	604±15
125-12	4,31	4,47±0,9	635	622±18
125-14	4,27	4,36±1,4	647	625±22
125-19	4,70	4,94±0,9	646	628±19

Примечание. Номера геотермобарометров обозначены арабскими цифрами в квадратных скобках, где [1] – Grt-Bt геотермометр [Ferry and Spear, 1978], [2] – Grt-Bt-Ms-Pl геобарометр [Ghent and Stout, 1981]; [3] – результаты, полученные с использованием программы THERMOCALC [Powell and Holland, 1994], представленные с доверительным интервалом $\pm 2\sigma$.

участке (от древних к более молодым): андалузит-силлиманитовый тип метаморфизма, кианит-силлиманитовый тип метаморфизма, контактовый метаморфизм и зеленосланцевый диафторез. Эти типы различаются между собой величинами геотермического градиента и термодинамическими режимами и хорошо согласуются с общепринятыми классификациями метаморфизма других авторов [Hietanen, 1967; Carmichael, 1978; Кориковский, 1979; Ревердатто и Шеплев, 1998; и др].

Андалузит-силлиманитовый тип метаморфизма выделяется на основании изучения парагенезиса минералов (Qtz + Bt + Chl + Ilm) – включений в ядрах крупных кристаллов граната. Реликты сосуществующих минералов, сохранившиеся в процессе последующего кианит-силлиманитового метаморфизма, свидетельствуют о низкотемпературном метаморфизме в условиях биотитовой субфации фации зеленых сланцев [Добрецов и др., 1972]. Химический состав биотита из включений приведен в табл. 3.

Кианит-силлиманитовый тип представлен в разной степени ороговикованными высокоглинозёмистыми сланцами с минеральными ассоциациями Qtz + Chl₄₃ + Ky + St₇₆₋₇₇ + Grt¹ + Bt + (Sil¹ + Qtz), Qtz + Pl_{0,58-0,67} + Ms + Chl₃₄ + Bt + Grt¹ + St₇₆₋₇₇ + Ilm + (Sil² + Grt² + Qtz), сформированными в условиях кианит-ставролитовой субфации фации кианитовых сланцев [Добрецов и др., 1974]. В скобках выделены парагенезисы, образующиеся при повышении температуры; цифрами внизу символов минералов обозначены соответствующие параметры из табл. 1-6.

Контактный метаморфизм образует мало-мощные ореолы роговиков (около 5 м) и ороговикованных сланцев (не менее 5 м в эрозионном срезе), предположительно суммарно не превышающие

мощности 10 м. Роговики характеризуется минеральными парагенезисами Qtz + Bt + Pl_{0,78} + Ep + Ilm, Qtz + Bt + Pl_{0,58} + Ep + Grt², Qtz + Pl_{0,65} + Bt + Grt² + Sil² и минеральной ассоциацией Qtz + Pl + Bt + Grt² + Sil² с реликтами Grt¹ + St₇₉ + Sil¹, что соответствует их формированию в условиях ортоамфиболовой субфации фации амфиболовых роговиков [Ревердатто, 1970]. По классификации, предложенной в [Pattison and Tracy, 1991], изученные роговики относятся к фациальной серии Па, характеризующейся диапазоном давления 2,5-3,5 кбар, появлением силлиманита ниже границы разложения Ms+Qtz, и устойчивостью ставролита на средних ступенях метаморфизма. Прогрессивная метаморфическая зональность этого типа обнаружена во многих контактовых ореолах [Likhanov, 1988; Kalt et al., 1998, и др.]. Исследования доказывают активный контакт гранитов и вмещающих пород ксенолита, что исключает вариант тектонического сочленения высокоглинозёмистых пород и гранитоидов.

Зеленосланцевый диафторез завершает процессы полиметаморфизма. Проявлен незначительно и локально, что позволяет реконструировать ранние проявления кианит-силлиманитового и контактового типов метаморфизма. Характеризуется локальным развитием хлорита по биотиту, нередко с образованием сагенита, реже – по гранату, серицита – по плагиоклазу и интенсивной пиритизацией. РТ-условия диафтореза соответствуют добиотитовой субфации фации зеленых сланцев [Добрецов и др., 1972].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты исследований показывают, что метаморфические породы Верхововской копи слага-

ются разнообразными ассоциациями минералов и имеют полиметаморфическое происхождение. Современный облик пород преимущественно связан с проявлением наиболее раннего метаморфизма кианит-силлиманитового типа и позднего контактового метаморфизма, который сильно затушевывает проявление первого и образует локальный зональный ореол контактовых изменений высокоглинозёмистых сланцев мощностью не менее 10 м.

Относительно вопроса о первичном местоположении силлиманитсодержащих кианит-гранат-ставролитовых пород, слагающих ксенолиты в пределах Верхисетского массива, существуют предположения исследователей [Зинькова, 1998, Прибавкин и др., 2002] о чужеродности и, вероятно, относительной их древности по отношению к породам рамы. Предполагалось [Прибавкин и др., 2002], что породы Верховловской копи могли слагать раму гранитного массива или входить в состав кристаллического фундамента, подстилающего Верхисетский массив. По нашим наблюдениям, в непосредственном обрамлении батолита подобные высокоглинозёмистые полиметаморфиты отсутствуют. В ближайшем окружении Верхисетского массива сходные по минералого-петрографическому составу породы закартированы в 15 км юго-восточнее массива, в составе крупного Сысертского блока метаморфических пород (рис. 1). В его составе известны гранат-силлиманит-кианитовые гнейсы и гранат-ставролит-кианит-содержащие кристаллические сланцы [Кейльман, 1974]. Параметры метаморфических преобразований в нем оценены без учёта зонального строения минералов и составляют: $P = 5,5-6$ кбар и $T = 650-700^\circ\text{C}$ (восточный блок) и $P = 8-9$ кбар и $T = 450-500^\circ\text{C}$ (западный блок) [Echtler et al, 1997; Иванов, 1998]. Сопоставляя полученные нами РТ-оценки параметров регионального метаморфизма Верховловских полиметаморфитов ($P = 5,2-4,3$ кбар, $T = 660-606^\circ\text{C}$) и ранее установленные значения для высокоглинозёмистых пород ($P \geq 5$ кбар, $T \sim 600^\circ\text{C}$) [Прибавкин и др., 2002], можно отметить их близость к породам восточного блока Сысертского комплекса. При этом, полученные нами в высокоглинозёмистых породах Верховловской копи значения РТ-параметров регионального метаморфизма несколько ниже сысертских, а заключительный этап контактово-термального метаморфизма протекал при $P = 3,2-2,2$ кбар и $T = 605-566^\circ\text{C}$.

При реконструкции РТ-условий формирования полиметаморфитов из блоков ксенолитов, вызывает интерес оценка давления при кристаллизации вмещающих их гранитоидов Верхисетского массива. Детальное его изучение [Бушляков, Соболев, 1976; Орогенный..., 1994] показало наличие большого количества фаз внедрения гранитоидных расплавов, тем не менее, для пород всех комплексов и фаз характерно присутствие магматического эпидота [Смирнов, Зинькова, 1993], подтверждаемое и

нашими петрографическими исследованиями. По экспериментальным данным [Naney, 1983] эпидот может кристаллизоваться из гранитоидного расплава при общем давлении не ниже 6-8 кбар. По результатам количественного расчета содержания минералов в кварц-полевошпатовых графических срастаниях гранитных пегматитов Верхисетского массива, давления при кристаллизации этих пород составляли около 7 кбар [Зинькова, 1992]. Преобладающая часть гранитоидов массива, согласно оценкам по плагиоклаз-роговообманковому барометру Г.Б. Ферштатера [1990], формировалась в условиях несколько меньших давлений – 4-5 кбар [Орогенный..., 1994], что близко к полученным нами значениям в высокоглинозёмистых сланцах. Это позволяет предположить, что внедрение гранитной магмы происходило в РТ-условиях, близких к формированию регионально-метаморфизованных высокоглинозёмистых гнейсов кианит-силлиманитового типа.

В первом приближении возраст кианитсиллиманитового метаморфизма может трактоваться как раннекаменноугольный (350-320 млн. лет), учитывая время кристаллизации ранних тоналит-гранодиорит-плагиогранитовых серий и возраст гнейсов Сысертского комплекса, где проявление регионального метаморфизма датируется цифрой 350 млн. лет, а завершение пластических деформаций – 260-240 млн. лет [Echtler et al, 1997; Иванов, 1998].

Верхняя возрастная граница полиметаморфизма маркируется проявлением контактового метаморфизма – внедрением биотитовых гранитов с возрастом 275-300 млн. лет. Возраст ороговикованных гнейсов Верховловской копи, установленный К-Аг методом по биотиту, составляет 285-299 млн. лет. Эта датировка близка к возрасту даек аплитов и мусковитовых пегматитов – 285-293 млн. лет [Прибавкин и др., 2002].

Возраст проявления главных типов метаморфизма, таким образом, оценивается в диапазоне 350(320?)-290 млн. лет, что соответствует интервалу времени от раннего карбона до ранней перми. Судя по геологической ситуации, ксенолиты ороговикованных высокоглинозёмистых пород являются более глубинными образованиями, чем девонские осадочно-вулканогенные породы обрамления массива, поэтому вполне вероятно допущение об их более древнем возрасте. Другой вариант интерпретации – девонские вулканы слагают аллохтонный пакет пластин, надвинутый на высокоглинозёмистые метapelиты в период раннего этапа Уральской коллизии (верхний девон-нижний карбон). В таком случае, ранний метаморфизм кианит-силлиманитового типа сопровождает процесс тектонического сжатия и является синколлизийным.

ВЫВОДЫ

Высокоглинозёмистые сланцы, слагающие блоки-ксенолиты в юго-восточной части Верхисетского

батолита, являются продуктами полиметаморфизма, современный облик которых преимущественно связан с проявлением раннего – кианит-силлиманитового и позднего – контактового типов метаморфизма. Формирование высокоглиноземистых сланцев (кианит-силлиманитовый тип), происходило в условиях умеренных давлений с некоторым последующим повышением температурного режима (развитие агрегата фибrolита силлиманита по ставролиту), вероятно, в связи с образованием глубинного очага гранитоидной магмы. Инверсия режима по давлению – от умеренного к низкому – связана с подъёмом блоков метаморфических пород гранитоидной магмой Верхисетского массива. При этом происходит образование маломощных зон биотитовых роговиков с футляровидным гранатом и симплектитовым эпидотом по ранее образованным минеральным парагенезисам с хлоритом, плагиоклазом, гранатом, ставролитом, кианитом и силлиманитом. Присутствие в роговиках реликтов ставролита свидетельствует о его устойчивости в процессе полиметаморфизма при давлении не ниже 2,5–3,5 кбар.

На основании полученных результатов исследований можно предположить, что внедрение гранитоидов Верхисетского массива во вмещающие вулканогенные породы девона, сопровождающееся ороговикованием, развитием скарнов [Бушляков, Соболев, 1976] и частичной ассимиляцией высокоглиноземистых сланцев (ставролит и силлиманит присутствуют в эндоконтактах гранитов), происходило на глубинах около 10 км от поверхности, на что указывают РТ-условия термального метаморфизма. Региональный метаморфизм высокоглиноземистых пород, изученный нами в пределах Верхоловской копи, отвечает условиям образования кианит-силлиманитовой фации и глубинам около 25 км. По данным [Бушляков, Соболев, 1976], гранитоидная магма, предположительно, кристаллизовалась на глубине около 10–12 км, но «о глубинных условиях кристаллизации гранитов можно говорить, по-видимому, лишь как об условном эквиваленте РТ-условий» (стр. 310). Вероятно, вмещающие регионально метаморфизованные породы были захвачены гранитоидным расплавом на значительных глубинах (около 25 км) и транспортированы в наблюдаемую структурную позицию.

В мезозое-кайнозое вышележащие вмещающие породы рамы были эродированы и гранитный батолит вместе с ороговикованными породами нижнекоревых ксенолитов оказался на дневной поверхности [Иванов, 1998]. Такая трактовка геологических событий не противоречит современной геологической ситуации и подтверждает предположение об аллохтонном залегании офиолитов и вулканогенных толщ, вмещающих Верхисетский батолит, на гетерогенном, глубоко метаморфизованном основании [Язева, Бочкарев, 1993; Пучков, 2000].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авченко О.В. Минеральные равновесия в метаморфических породах и проблемы геотермобарометрии. М.: Наука, 1990. 165 с.
- Бушляков И.Н., Соболев И.Д. Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Верхисетского массива. М.: Наука, 1976. 340 с.
- Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Соболев Н.В., Хлестов В.В. Фации регионального метаморфизма высоких давлений. М.: Недра, 1974. 328 с.
- Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Хлестов В.В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М.: Недра, 1972. 286 с.
- Зинькова Е.А. О величине водного давления в процессе формирования пегматитов Верхисетского массива // Ежегодник-1991. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1992. С. 49–50.
- Зинькова Е.А. Ксенолиты и автолиты в гранитоидах Верх-Исетского батолита // Ежегодник-1997. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. С. 86–91.
- Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1,6–0,2 млрд. лет) и строения Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. 253 с.
- Карножицкий А.Н. Евгение-Максимилиановские минеральные копи и некоторые другие, новые или малоисследованные месторождения минералов в области Среднего Урала. Екатеринбург: Уральское общество любителей естествознания, 1896. 89 с.
- Кейльман Г.А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 200 с.
- Кориковский С.П. Фации метаморфизма метапелитов. М.: Наука, 1979. 263 с.
- Орогенный гранитоидный магматизм Урала / Г.Б. Ферштатер, Н.С. Бородин, М.С. Рапопорт, и др. Миасс: ИГГ УрО РАН, 1994. 250 с.
- Прибавкин С.В., Пушкарев Е.В., Авдеева А.П. Состав и условия формирования ксенолитов гранатовых гнейсов в гранитоидах Верхисетского массива // Ежегодник-2001. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. С. 120–126.
- Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
- Реввердатто В.В. Фации контактового метаморфизма. М.: Недра, 1970. 271 с.
- Реввердатто В.В., Шенлев В.С. Геодинамические факторы метаморфизма и их моделирование: обзор и анализ проблемы // Геология и геофизика. 1998. № 12. С. 1679–1692.
- Смирнов В.Н., Зинькова Е.А. Магматический эпидот в гранитоидах Верхисетского массива (Средний Урал) // Докл. РАН. 1993. Т. 329. № 3. С. 332–334.
- Ферштатер Г.Б. Эмпирический плагиоклазрогово-обманковый барометр // Геохимия. 1990. № 3. С. 328–335.
- Ферштатер Г.Б. Гранитоидный магматизм и формирование континентальной земной коры в ходе развития Уральского орогена // Литосфера. 2001. № 1. С. 62–85.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Геодинамическая реконструкция Среднеуральского альпинотипного шарьяжа // Геотектоника. 1993. № 2. С. 20–28.

- Bea F., Fershtater G.B., Montero M.P. et al.* Generation and evolution of subduction-related batholiths from Central Urals: constraints on the P-T history of the Uralian orogen // *Tectonophysics*. 1997. V. 276. № 1-4. P. 103-116.
- Echtler H.P., Ivanov K.S., Ronkin Y.L. et al.* The tectono-metamorphic evolution of gneiss complexes in the Middle Urals, Russia: a reappraisal // *Tectonophysics*. 1997. V. 276. № 1-4. P. 229-251.
- Carmichael D.M.* Metamorphic bathozones and bathograds: a measure of the depth of postmetamorphic uplift and erosion on the regional scale // *Amer. J. Sci.* 1978. V. 278. P. 769-797.
- Ferry J.M., Spear F.S.* Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet // *Contribut. Mineral. Petrol.* 1978. V. 66. P. 113-117.
- Ghent E.D., Stout M.Z.* Geobarometry and geothermometry of plagioclase-biotite-garnet-muscovite assemblages // *Contribut. Mineral. Petrol.* 1981. V. 76. P. 92-97.
- Hietanen A.* On the facies series in various types of metamorphism // *J. Geol.* 1967. V. 75. P. 187-214.
- Hodges K.V., Crowley P.D.* Error estimation and empirical geothermobarometry for pelitic system // *Amer. Mineral.* 1985. V. 70. P. 702-709.
- Hodges K.V., Spear F.S.* Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire // *Amer. Mineral.* 1982. V. 67. P. 1118-1134.
- Holland T.J.B., Powell R.* An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: the system $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2-\text{SiO}_2-\text{C}-\text{H}_2-\text{O}_2$ // *J. Metamorphic Geol.* 1990. V. 6. P. 89-124.
- Holland T.J.B., Powell R.* An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // *J. Metamorphic Geol.* 1998. V. 16. P. 309-343.
- Kalt A., Altherr R., Ludwig T.* Contact metamorphism in pelitic rocks on the island of Kos (Greece, Eastern Aegean Sea): a test for the Na-in-cordierite thermometer // *J. Petrol.* 1998. V. 39. P. 663-688.
- Koziol A.V., Newton R.C.* Redetermination of the garnet breakdown reaction and improvement of the plagioclase-garnet- Al_2SiO_5 -quartz geobarometer // *Amer. Mineral.* 1988. V. 73. P. 216-223.
- Likhanov I.I.* Chloritoid, staurolite and gedrite of the high-alumina hornfelses of the Karatash pluton // *International Geology Review*. 1988. V. 30. P. 868-877.
- Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I.* Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, Eastern Siberia // *J. Metamorphic Geol.* 2004. V. 22. № 8. P. 743-762.
- Miyashiro A.* Evolution of metamorphic belts // *J. Petrol.* 1961. V. 2. P. 277-311.
- Naney M.T.* Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic system // *Amer. J. Sci.* 1983. V. 283. № 10. P. 993-1033.
- Pattison, D.R.M., Tracy R.J.* Phase equilibria and thermobarometry of metapelites // *Contact Metamorphism* / D.M. Kerrick (Ed.). *Reviews in Mineralogy*. 1991. V. 26. P. 105-206.
- Powell R., Holland T.J.B.* Optimal geothermometry and geobarometry // *Amer. Mineral.* 1994. V. 79. P. 120-133.
- The nomenclature of minerals: a compilation of IMA reports / Editor the Canadian Mineralogist, 1998. 149 p.
- Wolfram S.* The mathematica book. 5th edn. Wolfram Media Inc., Champaign, IL, 2003. 544 p.

Рецензент доктор геол.-мин. наук Г.Б. Ферштатер