

УДК 552.163 (234.853)

Л.И. Демина<sup>1</sup>, С.А. Каменский<sup>2</sup>, М.Ю. Промыслова<sup>3</sup>

## МЕТАМОРФИЗМ СЕЛЯНКИНСКОЙ ТОЛЩИ СЫСЕРТСКО-ИЛЬМЕНОГОРСКОГО БЛОКА ЮЖНОГО УРАЛА: ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

В результате детального исследования химического состава минералов из гранат-биотитовых гнейсов и биотит-пироксен-амфиболовых кристаллических сланцев установлено, что породы наиболее древней селянкинской толщи испытали единый полный (прогрессивный и регрессивный) цикл метаморфизма, термодинамические параметры которого не выходили за рамки амфиболитовой фации. Рассчитан *PT*-тренд метаморфизма и показана его связь с гранитизацией и купольным тектогенезом герцинского коллизионного этапа.

*Ключевые слова:* Южный Урал, Сысертско-Ильменогорский блок, селянкинская толща, метаморфизм.

As a result of a detailed study of the chemical composition of minerals from the garnet-biotite gneiss and biotite-pyroxene-amphibole schists it was found that the most ancient rock of the Selyanka rock member experienced one full (progressive and regressive) metamorphic cycle. The thermodynamic parameters are not beyond the amphibolite facies. *PT*-trend of metamorphism was calculated, and its connection with granitization and dome orogeny Hercynian collision stage was shown.

*Key words:* South Urals, Sisert-Ilmenogorsk block, Selyanka rock member, metamorphism.

**Введение.** Сысертско-Ильменогорский блок входит в состав Восточно-Уральского мегаантиклинория и сложен метаморфическим комплексом гнейсового ядра (который большинство исследователей относят к докембрию), а также палеозойским зеленосланцевым комплексом обрамления [Кейльман, 1974; Левин, 1972]. В.Н. Пучков [2000] рассматривает Сысертско-Ильменогорскую структуру как термальный купол, возникший при метаморфизме пакета тектонических пластин, которые сложены протерозойскими и палеозойскими континентальными и океаническими комплексами, и сильно сжатый на последних стадиях коллизии. Близких представлений придерживается Б.М. Пермяков [2008], который считает, что Ильменогорская структурная зона, будучи одним из сегментов коллизионно-аккреционной системы Южного Урала, состоит из субмеридионально ориентированных, наклоненных в восточном направлении тектонических пластин, представленных разновозрастными вещественными комплексами. Он выделяет Селянкинский террейн позднеархейского—раннепротерозойского фундамента Русской плиты (селянкинская и вишневогорская толщи), раннерифейский (?) рифтогенный мигматит-гнейсовый комплекс (ильменогорская и еланчиковская толщи), среднерифейский рифтогенный гнейсово-сланцевый комплекс (кыштымская толща, аракульская, сайтовская и игишская свиты сайтовской серии). Разрез докембрийских образова-

ний завершается кундравинской свитой, относящейся к венду. Литопластины отделены одна от другой крутопадающими на восток сбросами, сдвига-сбросами, надвигами, по сути это субстрат, в котором в палеозое произошло формирование гранитогнейсовых куполов. Н.Б. Кузнецов и К.Е. Дегтярев [1998] в южной части Сысертско-Ильменогорского блока выделили аллохтон и автохтон. К аллохтонным комплексам они отнесли зонально метаморфизованные (от зеленосланцевой до амфиболитовой фации) ильменогорскую, кыштымскую, еланчиковскую, игишскую и кундравинскую толщи, к автохтонным — вишневогорскую и селянкинскую толщи.

Селянкинская толща, в составе которой развиты гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, кварциты, мраморы, считается наиболее древней в регионе [Кейльман, 1974; Краснобаев и др., 2001; Кузнецов, Дегтярев, 1998; Левин, 1972; Медведева и др., 2000; Пермяков, 2008]. Для умеренно измененных и практически полностью перекристаллизованных цирконов из пород толщи *U—Pb*-методом А.А. Краснобаевым с соавторами [2001] получены следующие значения возраста:  $2081 \pm 15$ ;  $434 \pm 15$ ;  $239 \pm 4-5$  млн лет. По их мнению, первая датировка относится ко времени гранулитового метаморфизма, а остальные — к палеозойской гранитизации. В качестве доказательства гранулитового метаморфизма Е.В. Медведева с соавторами [2000] приводят высокую титанистость био-

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, вед. науч. с., канд. геол.-минер. н., *e-mail*: lidem06@rambler.ru

<sup>2</sup> ОАО «Газпром», геолог, *e-mail*: S\_Kamensky@inbox.ru

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, науч. с., канд. геол.-минер. н., *e-mail*: m.promyslova@yandex.ru

Таблица 1

## Химический состав минералов из пород селянkinской толщи

№ п/п Ми- нерал	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
	вкл	центр	пром	край						центр	пром	край							
SiO <sub>2</sub>	37,24	37,16	36,82	37,50	61,43	37,59	37,28	36,95	64,09	37,74	37,62	37,31	60,37	37,90	52,12	51,52	44,89	38,60	60,26
TiO <sub>2</sub>	0,97	—	—	—	—	2,70	1,17	—	—	—	—	0,03	0,03	2,01	0,14	—	1,66	4,27	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,49	20,91	21,53	21,39	23,66	16,88	17,74	21,12	18,39	21,08	21,44	21,09	23,82	16,54	1,65	1,31	10,20	14,54	24,38
FeO	22,18	29,05	29,28	29,12	0,27	21,94	23,22	29,62	—	28,03	28,62	29,65	0,59	20,83	11,47	11,52	17,47	19,92	—
MnO	0,04	5,51	4,35	4,80	0,06	0,24	0,25	5,24	0,01	4,52	4,43	5,33	—	0,17	0,30	0,30	0,32	0,23	—
MgO	11,05	2,01	2,67	2,61	—	9,95	9,76	2,32	—	2,80	2,71	2,12	—	10,31	11,18	11,54	9,97	11,34	0,02
CaO	0,15	4,70	4,66	3,79	5,32	—	0,16	4,27	0,13	4,42	4,31	3,78	6,07	0,32	21,68	22,25	11,49	—	5,85
Na <sub>2</sub> O	0,38	0,37	0,27	0,09	8,32	0,11	0,03	—	1,69	0,48	0,19	0,01	7,89	1,86	0,76	0,60	1,48	0,29	8,07
K <sub>2</sub> O	9,41	—	0,04	—	0,27	9,37	9,28	0,05	13,93	0,03	0,05	0,17	0,18	9,62	0,07	0,04	1,20	9,52	0,40
SrO	0,45	0,18	0,19	0,17	0,30	0,70	0,65	0,10	0,55	0,35	0,02	0,05	0,70	0,27	0,37	0,29	0,62	0,20	0,39
BaO	0,14	0,02	—	0,07	0,18	—	—	0,15	0,68	0,13	0,10	—	—	—	0,01	0,19	0,09	0,41	0,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,08	0,02	0,12	0,05	0,14	0,12	0,08	0,25	0,11	0,07	—	0,21	—	0,13	0,08	0,17	0,22	0,16
Сумма	99,65	99,99	99,81	99,47	99,86	99,48	99,54	99,67	99,72	99,69	99,56	99,54	99,65	99,83	99,88	99,64	99,47	99,54	99,69
Кристаллохимические формулы																			
Si	2,99	2,99	2,96	3,00	2,74	3,01	3,00	2,98	2,97	3,02	3,00	3,00	2,70	3,04	1,97	1,96	6,92	3,07	2,69
Ti	0,06	—	—	—	—	0,17	0,07	—	—	—	—	—	—	0,12	—	—	0,19	0,26	—
Al	1,66	1,98	2,04	2,02	1,24	1,60	1,68	2,01	1,00	1,99	2,02	2,00	1,26	1,56	0,07	0,06	1,85	1,37	1,28
Fe	1,49	1,96	1,97	1,95	0,01	1,47	1,56	2,00	—	1,87	1,91	2,00	0,02	1,00	0,36	0,37	2,25	1,33	—
Mn	—	0,36	0,30	0,33	—	0,02	0,02	0,36	—	0,31	0,30	0,36	—	1,01	0,01	0,01	0,04	0,02	—
Mg	1,32	0,24	0,32	0,31	—	1,19	1,17	0,28	—	0,33	0,32	0,25	—	1,23	0,63	0,65	2,29	1,35	—
Ca	0,01	0,41	0,40	0,32	0,25	—	0,01	0,37	0,10	0,38	0,37	0,33	0,29	0,03	0,88	0,91	1,90	—	0,28
Na	0,06	0,06	0,04	0,01	0,72	0,02	—	—	0,15	0,07	0,03	—	0,69	0,29	0,06	0,04	0,44	0,05	0,70
K	0,96	—	—	—	0,02	0,96	0,95	—	0,82	—	0,01	0,02	0,11	0,98	—	—	0,24	0,97	0,02
X <sub>Mg</sub>	0,47	0,09	0,12	0,12	—	0,44	0,43	0,11	—	0,13	0,13	0,10	—	0,38	0,63	0,63	0,50	0,50	—

Примечание. Здесь и далее химические анализы выполнены в лаборатории микроанализа кафедры петрологии геологического факультета МГУ, аналитик Н.Н. Коротаева. Минералы из гранат-биотитовых гнейсов (1–14) и биотит-пироксен-амфиболовых кристаллических сланцев (15–19);  $X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe+Mn)$ ; вкл — включение, центр — центральная часть зерна, пром — промежуточная часть зерна, край — краевая часть зерна.

титов (до 4,6% TiO<sub>2</sub>) из амфиболитов, а также состав гранатов из гнейсов. Однако магнезиальности гранатов ( $X_{Mg} = 0,16 \pm 0,09$ ), приведенной в их работе, явно недостаточно для минералов из высокоглиноземистых пород, образовавшихся в условиях гранулитовой фации, для которых  $X_{Mg} \geq 0,20$ , подобная титанистость обычна для биотитов из основных, богатых кальцием пород, метаморфизованных в высокотемпературных условиях амфиболитовой фации.

**Метаморфизм селянkinской толщи.** В результате детального исследования химического состава минералов из гранат-биотитовых гнейсов (Bi+Gr+Pl+Kfs+Q±Sill)<sup>4</sup> и биотит-пироксен-амфиболовых кристаллических сланцев (Bi+Сrx+Amph+Pl) нами получены новые данные о характере метаморфизма пород селянkinской толщи.

Гранат в гнейсах представлен двумя генерациями. Гранат первой генерации образует крупные (до 3 мм) зерна, часто с включениями биотита (рис. 1),

имеет четко выраженную прогрессивную зональность с увеличением от центров зерен к краям содержания MgO, SiO<sub>2</sub> и уменьшением MnO (табл. 1, анализы 2–4; рис. 2). Мелкие гранаты (до 0,3 мм) второй генерации практически не содержат включений и характеризуются регрессивной зональностью с уменьшением содержания MgO, SiO<sub>2</sub> и увеличением MnO, FeO от центров зерен к краям (табл. 1, анализы 10–12; рис. 2). Биотиты из гнейсов также различаются как по величине зерен, так и по химическому составу. Биотит из включения в центральных частях гранатов первой генерации (табл. 1, анализ 1) наименее титанистый (TiO<sub>2</sub> = 0,97±1,17%) по сравнению с крупными биотитами (табл. 1, анализы 6, 14) гнейсов (TiO<sub>2</sub> = 2,01±2,73%). Низкая титанистость характерна и для мелких табличек биотита второй генерации (табл. 1, анализ 7). Биотиты из биотит-пироксен-амфиболовых кристаллических сланцев селянkinской толщи существенно более титанистые (TiO<sub>2</sub> = 4,27%), чем

<sup>4</sup> Названия даны в соответствии с международными общепринятыми правилами: Bi — биотит, Gr — гранат, Сrx — клинопироксен, Нур — гиперстен, Amph — амфибол, Pl — плагиоклаз, Kfs — калиевый полевой шпат, Ort — ортоклаз, Q — кварц, Sill — силлиманит, And — андалузит, Ку — кианит.

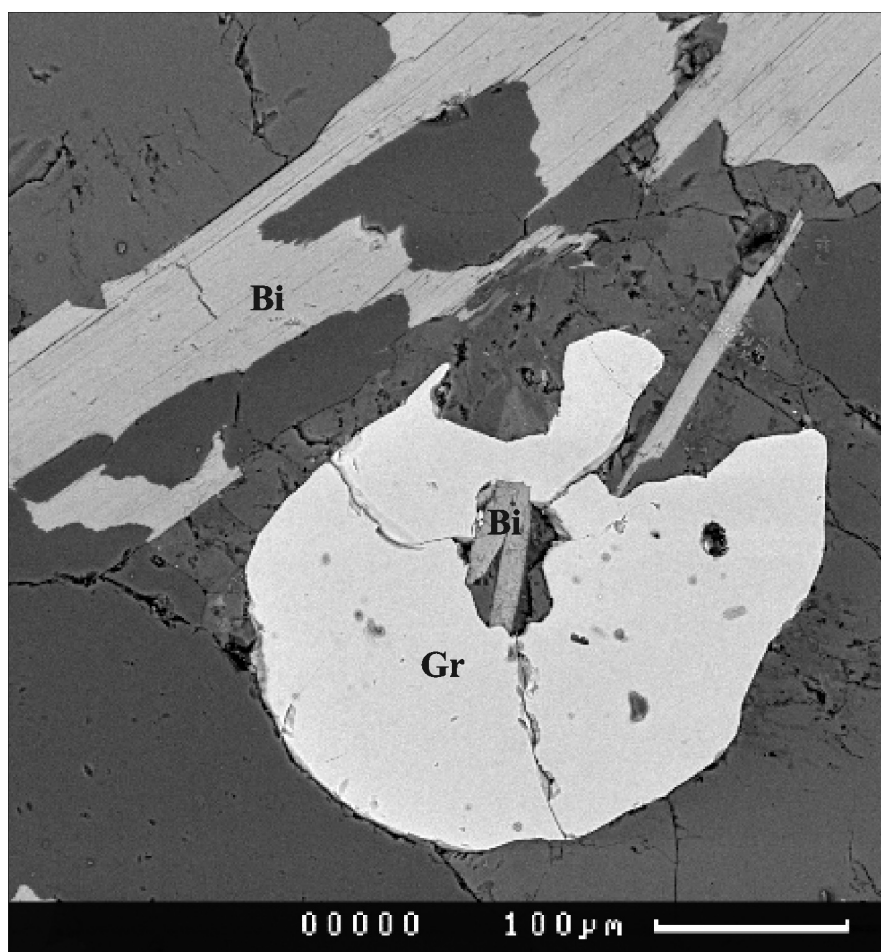


Рис. 1. Гранат первой генерации из гнейсов селянkinской толщи с включением биотита

минералы гнейсов (табл. 2). Подчеркнем, что биотит и амфибол из кристаллических сланцев имеют одинаковую магнезиальность ( $X_{Mg} = 0,50$ ), что свидетельствует об экстремальных термодинамических условиях, при которых образовался этот парагенезис в условиях высокотемпературной пироксен-роговообманковой минеральной ступени амфиболитовой фации. Дальнейшее повышение температуры привело бы к его неустойчивости, дегидратации амфибола и биотита и образованию типичного для гранулитовой фации двупироксенового парагенезиса.

Значения температуры и давления, рассчитанные для биотит-гранатовых гнейсов, показывают (рис. 3), что в породах селянkinской толщи зафиксирована как прогрессивная, так и регрессивная стадия единого цикла метаморфизма, при этом термодинамические параметры не выходили за рамки амфиболитовой фации. Разница в давлении на разных этапах метаморфизма при одинаковой температуре составляет от 0,05 до 0,1 ГПа, что указывает на воздымание примерно на 1,5–3 км метаморфического комплекса во время регрессивного метаморфизма. Такие условия обычно сопряжены со стадией гранитизации метаморфических толщ, когда происходит рост гранитогнейсовых куполов [Маракушев, 1988; Перчук, Геря, 1990].

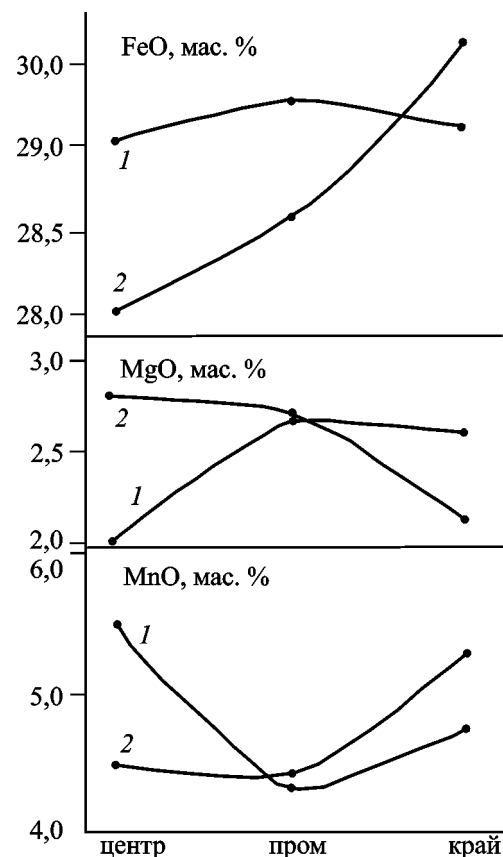


Рис. 2. Зональность гранатов первой (1) и второй (2) генерации из гранат-биотитовых гнейсов селянkinской толщи

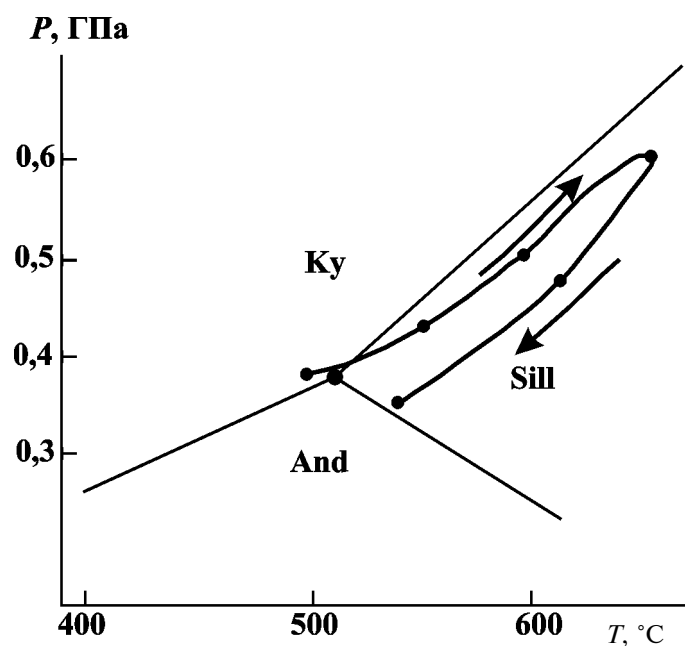


Рис. 3. *P*-*T*-тренд метаморфизма гранат-биотитовых гнейсов селянkinской толщи. Температура и давление определены по методам Л.Л. Перчука [1973]

Таблица 2

## Химический состав минералов из биотит-пироксен-амфиболовых кристаллических сланцев селянkinской толщи и плагиогнейсов ильменогорской толщи

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Минерал	Срх	Срх	Amph	Amph	Bi	Bi	Pl	Pl	Срх	Amph	Amph	Amph	Bi	Pl	Pl	Kfs
SiO <sub>2</sub>	52,12	51,52	44,89	44,99	38,60	38,71	60,26	60,86	50,45	42,59	42,32	42,46	38,16	67,06	66,23	64,24
TiO <sub>2</sub>	0,14	—	1,66	1,64	4,27	4,23	0,01	0,06	0,13	0,69	0,69	0,87	4,88	—	0,02	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,65	1,31	10,20	10,23	14,54	14,59	24,38	24,06	0,86	8,90	8,84	8,91	14,69	19,94	20,02	18,29
FeO	11,47	11,52	17,47	17,49	19,92	19,91	—	0,01	17,41	23,31	23,20	23,47	19,79	0,11	0,08	0,17
MnO	0,30	0,30	0,32	0,22	0,23	0,21	—	0,07	0,80	0,65	0,65	0,79	0,15	0,05	0,04	—
MgO	11,18	11,54	9,97	9,95	11,34	11,22	0,02	—	6,83	7,64	7,64	7,60	11,08	—	—	0,08
CaO	21,68	22,25	11,49	11,54	—	—	5,85	6,12	20,71	10,43	10,43	10,45	0,07	0,77	1,19	—
Na <sub>2</sub> O	0,76	0,60	1,48	1,45	0,29	0,31	8,07	7,38	1,88	3,12	3,12	2,87	0,71	10,49	10,61	1,26
K <sub>2</sub> O	0,07	0,04	1,20	1,12	9,52	9,59	0,40	0,32	0,07	2,12	2,12	1,80	9,55	0,21	0,41	14,42
GrO	0,37	0,29	0,62	0,58	0,20	0,21	0,39	0,58	0,18	0,06	0,06	0,10	0,18	0,85	0,85	0,75
BaO	0,01	0,19	0,09	0,11	0,41	0,39	0,15	0,04	0,52	0,16	0,16	0,22	0,52	—	—	0,64
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,08	0,17	0,19	0,22	0,19	0,16	0,28	0,06	0,08	0,08	0,10	0,06	0,36	0,18	0,08
Сумма	99,88	99,64	99,47	99,51	99,54	99,56	99,69	99,78	99,90	99,75	99,31	99,64	99,84	99,84	99,63	99,93
Кристаллохимические формулы																
Si	1,97	1,96	6,92	6,94	3,07	3,08	2,69	2,71	1,98	6,84	6,84	6,83	3,05	2,95	2,93	2,98
Ti	—	—	0,19	0,18	0,26	0,25	—	—	—	0,08	0,08	0,11	0,29	—	—	—
Al	0,07	0,06	1,85	1,85	1,37	1,37	1,28	1,26	0,04	1,69	1,69	1,69	1,38	1,03	1,04	1,00
Fe	0,36	0,37	2,25	2,25	1,33	1,33	—	—	0,57	3,13	3,13	3,16	1,32	0,01	—	0,01
Mn	0,01	0,01	0,04	0,02	0,02	0,02	—	—	0,03	0,09	0,09	0,11	0,01	0,01	—	—
Mg	0,63	0,65	2,29	2,29	1,35	1,34	—	—	0,40	1,84	1,84	1,82	1,32	—	—	0,01
Ca	0,88	0,91	1,90	1,92	—	—	0,28	0,29	0,87	1,80	1,81	1,80	0,01	0,04	0,06	—
Na	0,06	0,04	0,44	0,44	0,05	0,04	0,70	0,64	0,14	0,98	0,98	0,89	0,11	0,89	0,91	0,11
K	—	—	0,24	0,22	0,97	0,98	0,02	0,02	—	0,44	0,44	0,37	0,97	0,01	0,02	0,85
X <sub>Mg</sub>	0,63	0,63	0,50	0,50	0,50	0,50	—	—	0,40	0,36	0,36	0,36	0,50	—	—	—
X <sub>Mg(Ti)</sub>	0,63	0,63	0,48	0,48	0,46	0,46	—	—	0,40	0,36	0,36	0,35	0,45	—	—	—
X <sub>Ca</sub>	0,94	0,96	0,74	0,74	—	—	0,28	0,31	0,86	0,56	0,56	0,59	—	0,04	0,06	—

Примечание. Минералы из пород селянkinской (1–8) и ильменогорской (9–16) толщ;  $X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe+Mn)$ ;  $X_{Mg(Ti)} = Mg/(Mg+Fe+Mn+Ti)$ ;  $X_{Ca} = Ca/(Ca+Na+K)$ .

Полученные нами значения температуры метаморфизма (500–650 °С) аналогичны данным В.Я. Левина [1972]. В то же время указанный автор считает, что давление при метаморфизме пород гнейсового ядра Сысертско-Ильменогорского блока в условиях амфиболитовой фации составляло 13 кбар (1,3 ГПа). Однако при таком давлении в глиноземистых породах должен быть устойчив исключительно кианит, а не силлиманит, который встречается в биотит-гранатовых гнейсах как селянkinской, так и ильменогорской толщ.

Отметим, что на юге Сысертско-Ильменогорского блока в структурных швах, отделяющих гнейсовое ядро от зеленосланцевого обрамления, встречается кианит и картируются сближенные изограды кианита и силлиманита, а на востоке блока в двуслюдяных сланцах Малокаслинского месторождения, расположенного в пределах сланцевого обрамления, все три силиката глинозема (кианит, силлиманит и андалузит) встречаются одновременно [Кейльман, 1974].

На рис. 3 хорошо видно, что *PT*-тренд метаморфизма пород селянkinской толщи расположен вдоль линии, разделяющей поля устойчивости кианита и

силлиманита, пересекая ее в низкотемпературной области вблизи тройной точки. Это указывает на общность процессов метаморфизма гнейсового ядра и сланцевого обрамления Сысертско-Ильменогорского блока и объясняет наличие парагенезисов с тремя силикатами глинозема, а также сближенный характер закартированных в этом районе изоград кианита и силлиманита.

Температура метаморфизма (750–660 °С), определенная по сосуществующим биотитам, амфиболам и пироксенам, для кристаллических сланцев селянkinской толщи несколько выше максимальной температуры, определенной по гранат-биотитовому парагенезису. Однако степень метаморфизма в изученных образцах пород селянkinской толщи не достигала уровня гранулитовой фации, поскольку в основных, богатых кальцием породах не обнаружен парагенезис Срх+Нур, а в высокоглиноземистых бедных кальцием породах — Нур+Орт, эти парагенезисы обязательны для отнесения пород к гранулитам. Отметим, что в термодинамических условиях высокотемпературной части амфиболитовой фации возможно образование

Таблица 3

## Химический состав полевых шпатов из миаскитов Ильменогорского массива

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Минерал	Pl	Pl	Kfs	Kfs	Kfs	Kfs	Pl	Kfs	Kfs	Pl
SiO <sub>2</sub>	60,82	60,03	64,35	65,08	63,71	64,54	60,4	64,38	64,55	60,66
TiO <sub>2</sub>	0,15	—	—	0,12	0,06	—	—	—	0,07	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,17	24,63	19,01	18,8	18,85	18,83	24,85	19,08	18,77	24,47
FeO	—	—	—	0,07	0,11	0,19	0,08	0,03	—	—
MnO	—	0,08	—	—	0,4	—	0,11	—	—	0,07
MgO	—	—	—	0,07	0,06	0,01	0,01	—	—	—
CaO	5,66	6,31	—	—	0,17	0,04	6,17	0,02	—	5,99
Na <sub>2</sub> O	8,43	7,85	1,61	1,7	1,37	2,13	7,93	2,12	1,56	8,12
K <sub>2</sub> O	0,13	0,16	14,05	13,85	14,81	13,38	0,25	13,37	14,27	0,16
BaO	—	0,14	0,61	0,1	0,3	0,4	0,03	0,41	0,39	0,03
SrO	0,48	0,66	0,26	0,08	0,16	0,46	0,11	0,29	0,32	0,47
Сумма	100,01	100	100	99,99	100	100	99,97	100	100	100,01
Кристаллохимические формулы										
Si	2,71	2,69	2,97	2,98	2,95	2,97	2,69	2,96	2,98	2,71
Al	1,27	1,3	1	1,01	1,03	1,02	1,3	1,03	1,02	1,29
Ca	0,27	0,3	—	—	0,01	—	0,29	—	—	0,29
Na	0,73	0,68	0,15	0,15	0,12	0,19	0,69	0,19	0,15	0,7
K	0,01	0,01	0,83	0,81	0,88	0,79	—	0,79	0,84	0,01
X <sub>Na</sub>	0,73	0,69	0,15	0,16	0,12	0,19	0,7	0,19	0,14	0,71

Примечание. X<sub>Na</sub> в калиевом полевопшпате — Na/(Na+K), в плагиоклазе — Na/(Na+Ca).

двупироксенового парагенезиса в породах, обогащенных железом, что и наблюдается в магнетит-двупироксеновых кварцитах селянкинской толщи.

Подчеркнем, что для биотит-пироксен-амфиболовых плагиогнейсов ильменогорской толщи (табл. 2, анализы 9–16) получены близкие к селянкинским гнейсам значения температуры метаморфизма (570–600 °С). В то же время клинопироксены и амфиболы из плагиогнейсов ильменогорской толщи по сравнению с минералами из кристаллических сланцев селянкинской толщи содержат меньше SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, CaO и больше FeO, MnO, Na<sub>2</sub>O, что указывает на относительно более низкотемпературные условия их образования.

Значения температуры метаморфизма, определенные по парагенезису Kfs+Pl (460–470 °С) из гранат-биотитовых гнейсов селянкинской (табл. 1, анализы 9, 13, 19) и биотит-клинопироксен-амфиболовых плагиогнейсов ильменогорской (табл. 2, анализы 14–16) толщи, совпадают с температурой кристаллизации полевых шпатов (табл. 3) из миаскитов Ильменогорского массива (460–490 °С).

Характер метаморфизма селянкинской толщи относится к так называемому метаморфизму по часовой стрелке (clockwise), который проявляется в конвергентных геодинамических обстановках [Thompson, England, 1984], а особенно в обрамлении гранито-гнейсовых куполов [Маракушев, 1988; Перчук, Геря, 1990]. В ядрах куполов фиксируются минимальные *PT*-параметры, соответствующие конечным стадиям

регрессивного метаморфизма вмещающих толщ. Это связано с резким увеличением доли магматических расплавов в гранито-гнейсовых куполах, кристаллизация которых происходит при *PT*-параметрах, соответствующих эвтектикам гранитных магм [Перчук, Геря, 1990]. В данном случае в ядре купола находятся миаскиты Ильменогорского массива, для которых В.А. Кононова с соавторами [1983] Rb—Sr-изотопным методом установили значения возраста 445±15 и 245±5–4 млн лет, близкие к таковым для селянкинских пород. Это свидетельствует о том, что региональный метаморфизм и формирование миаскитов в пределах Сысертско-Ильменогорского блока тесным образом связаны во времени и сопряжены с купольным тектогенезом, который, как считает большинство исследователей Южного Урала, проявился в герцинский коллизионный этап [Кейльман, 1974; Кузнецов, Дегтярев, 1998; Левин, 1972; Самыгин и др., 1997; Демина, Каменский, 2008].

**Заключение.** Полученные данные о метаморфизме пород селянкинской толщи имеют важное тектоническое значение. До недавнего времени практически все глубокометаморфизованные комплексы в пределах складчатых поясов рассматривались в качестве выстулов докембрийского фундамента. Однако детальное петрологическое и геохронологическое изучение показало, что некоторые из них имеют палеозойский (гранулиты Южного Прибайкалья) и даже мезозойский (заганский комплекс Забайкалья) возраст [Донская и др., 2000; Складаров и др., 1994].

Считается, что докембрийский Сысертско-Ильменогорский блок отделился от Восточно-Европейского континента в конце раннего ордовика, в силу вызвал «заякорение» Тагильской островной дуги и отодвигание Восточно-Уральского микроконтинента в сторону океана. В девоне в качестве тектонического клина он вошел в цоколь аккреционной призмы Магнитогорской дуги, а потом в середине карбона всплыл при формировании гранитогнейсовых куполов [Самыгин и др., 1997].

Такая сложная геодинамическая интерпретация основана преимущественно на данных изотопного возраста цирконов, а также представлениях о сложном многоциклическом метаморфизме. В действительности, как показали наши данные, селяннинская толща, считающаяся наиболее древней (архейской) в пределах Сысертско-Ильменогорского блока, испытала единый полный (прогрессивный и регрессивный) цикл метаморфизма, что зафиксировано в

химическом составе зональных минералов. В связи с этим возраст измененных цирконов, скорее всего, указывает не на время раннего метаморфизма, а на возраст толщ, размытых и переотложенных во временном интервале 445–434 млн л.н. при формировании вулканогенно-осадочных образований, метаморфизованных в герцинский коллизионный этап (245–238 млн л.н.).

Сайтовская свита, содержащая водоросли позднепротерозойского—раннекембрийского возраста, а также микрофоссилии среднего рифея, игишская свита с микрофоссилиями среднерифейского возраста и кундравинская свита, датированная вендом на основании находок водорослей и микрофоссилий [Пермяков, 2008], вероятно, представляют собой аллохтонный комплекс более древних образований, надвинутый на более молодые позднеордовикские—раннесилурийские толщи до начала метаморфизма.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Демина Л.И., Каменский С.А. Новые данные о метаморфизме Сысертско-Ильменогорского блока Южного Урала: тектонические следствия // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: Мат-лы ХLI Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2008. С. 257–262.

Донская Т.В., Скляр Е.В., Гладкоуб Д.П. и др. Прибайкальский коллизионный метаморфический пояс // Докл. РАН. 2000. Т. 37, № 7. С. 1075–1079.

Кейльман Г.А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 197 с.

Кононова В.А., Крамм У., Грацерт Б. Возраст и источник вещества миаскитов ильмено-вишневогорского комплекса на Урале (данные Rb—Sr изотопного метода) // Докл. АН СССР. 1983. Т. 273, № 5. С. 1228–1230.

Краснобаев А.А., Давыдов В.А., Шулькин Н.В. и др. Цирконология селяннинского блока Ильменских гор // Докл. РАН. 2001. Т. 397, № 6. С. 807–811.

Кузнецов Н.Б., Дегтярев К.Е. Аллохтонные структуры в метаморфических комплексах Восточного Урала // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты: Мат-лы XXXI Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 1998. С. 287–289.

Левин В.Я. Петрогенезис ильменогорского комплекса // Тр. Ин-та геологии и геохимии Уральского научного центра АН СССР. Миасс, 1972. Вып. 93. С. 130–154.

Маракушев А.А. Петрогенезис. М.: Недра, 1988. 291 с.

Медведева Е.В., Вализер П.М., Котляров В.А. Эволюция парагенезиса гранат—биотит в породах селяннинского блока ильмено-вишневогорского комплекса Южного Урала //

Петрография на рубеже XXI века. Итоги и перспективы. Т. IV: Мат-лы Второго Всеросс. петрографического совещания. Сыктывкар, 2000. С. 102–104.

Пермяков Б.Н. Геодинамика и гранитный магматизм Ильменогорской зоны Южного Урала // Изв. Челябинского НЦ. Сер. Геология, геохимия, минералогия. 2008. Вып. 2 (40). С. 15–20.

Перчук Л.Л. Термодинамический режим глубинного петрогенезиса. М.: Наука, 1973. 317 с.

Перчук Л.Л., Геря Т.А. Исследование некоторых петрологических процессов в литосфере // Экспериментальное и теоретическое моделирование процессов минералообразования. М.: Наука, 1990. С. 64–72.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2000. 146 с.

Самыгин С.Г., Кузнецов Н.Б., Павленко Г.П. и др. Структура Кыштым-Миасского района Южного Урала и проблема сочленения Магнитогорских и Тагильских комплексов // Урал: Фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука, 1997. С. 73–92 (Тр. ГИН РАН; вып. 500).

Скляр Е.В., Мазукабзов А.М., Донская Т.В. и др. Заганский комплекс метаморфического ядра Забайкалья // Докл. РАН. 1994. Т. 339, № 1. С. 83–86.

Thompson A.B., England Ph. C. Pressure—temperature—time paths of regional metamorphism. II: Their inference and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks // J. of Petrology. 1984. Vol. 25. Pt 4. P. 929–955.

Поступила в редакцию  
25.05.2011