

## СТАВРОЛИТОВЫЕ СЛАНЦЫ ОКРЕСТНОСТЕЙ Д.КУНДРАВЫ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

*Е.В.Кориневский*

*kor@imin.urfu.ac.ru*

*Институт Минералогии УрО РАН, г.Миасс, Россия*

Гранат-ставролитовые кристаллические сланцы из окрестностей дер.Кундравы геологам известны достаточно давно. С.В.Чесноковым [1] они включались в состав верхнекундравинской свиты, а в 1982 г. геологами ЧГРЭ они были выделены в самостоятельную бутыркинскую толщу. По сведениям В.В.Юрецкого, Г.П.Кузнецова, В.И.Петрова и др. (1982 г.) ставролитовые сланцы содержат прослой мраморизированных известняков, которые в разрезе на северном берегу Кундравинского озера (скв.43) слагают около 32% разреза толщи. Из мраморов в керне этой скважины на глубине 64.5 и 122 м М.В.Постоялко определены фораминиферы *Septabrusiina ex gr. kingirica (Reitl.)*, датирующих толщу фаменским веком. Ю.Р.Беккер [2] полагает, что гранат-ставролитовые сланцы отделяются от окружающих толщ тектоническими нарушениями, слагая самостоятельный блок.

Несмотря на то, что ставролитовые сланцы окрестностей дер.Кундравы имеются в учебных коллекциях геологических ВУЗов, сведения об их минеральном составе в литературе практически отсутствуют. Лишь в известной монографии В.В.Федькина [6] приведены данные о составе ставролита, биотита и граната из этих сланцев по образцу из Минералогического музея им.А.Е.Фермана. При полевых работах 1994 г. В.Г.Кориневским и Е.В.Кориневским изучены обнажения ставролитовых пород на южном берегу оз.Кундравы в промежутке между дер.Кундравы и пос.Бутырки, т.е. в стратотипе т.н. бутыркинской толщи. Большой интерес представляло выяснение взаимоотношений этих самых молодых на Урале регионально метаморфизованных ставролитовых пород с окружающими метаосадочными толщами. Требовалось также детально описать минералогию этих своеобразных пород и проанализировать их вещественный состав с целью установления Р-Т условий их формирования, а также состава их предполагаемого субстрата. Решению этих задач способствовало получение микрозондовых анализов (ЖХА-733) всех пороодообразующих минералов, которые обычно содержат огромное количество мелких включений минералов основной ткани, затруднявших изучение химизма метакристаллов обычными методами. Онтогенетические исследования минералов из указанных пород проведены совместно с В.А.Поповым.

Гранат-биотит-ставролитовые сланцы хорошо обнажены в скалистых выходах в цоколе берегового обрыва южного берега оз.Кундравы между дер.Кундравы и пос.Бутырки (т.н.ИК-11). Они представляют собой темно-серую породу с хорошо заметной плитчатостью, азимут падения которой - 100°, угол падения - 65-70°. На фоне более светлой, особенно на выветрелых поверхностях, тонкозернистой кварцевой основной массы породы хорошо заметны относительно крупные изометричные зерна розового граната, чешуи черного биотита и призматические кристаллы черного

ставролита. Вдоль трещин плитчатости наблюдаются маломощные полосы обогащения биотитом, гранатом, или ставролитом. Эта полосчатость становится более заметной в обнажениях на вершине и склонах г. Шишка (т.н.ИК-14). Здесь мощность полос обогащения составляет 2-3 см. прослеживаются они на протяжении нескольких десятков сантиметров. Какой-либо упорядоченности или ритмичной последовательности этих полос не выявлено.

Структура породы порфиروبластовая. Основная ткань слагается мелкозернистым кварцем с включениями графита и мелкими чешуйками слюд - биотита и мусковита. Местами наблюдается хлорит, росший синхронно с биотитом. Графит в основной ткани крупнее, чем во включениях в метакристаллах. Содержание графита в основной ткани - 2%, мусковита - 10%. Метакристаллы представлены гранатом, ставролитом, биотитом и ильменитом.

**Гранат.** Слагает 3-5% объема породы, в полосах обогащения его содержание увеличивается до 10%. Представляет собой изометричные зерна до 3 мм в поперечнике, темно-красные в образце и бесцветные или слегка розоватые в шлифе, в скрещенных николях - черные, изотропные. Форма зерен - ромбододекаэдр {110}. Повсюду вокруг зерен граната заметны кварцевые каемки. В самих же зернах граната наблюдаются редкие пойкилитовые неориентированные включения мелкозернистого кварца, дислоцированные главным образом в ядрах гранатовых зерен. Краевые же части зерен кварцевых включений не содержат, зато здесь наблюдаются включения графита, отсутствующего в центральных частях граната, что свидетельствует как об обратной последовательности растворения графита, так и о зональности граната, что видно также и по окраске гранатовых зерен: ядро - красное, периферия - лиловая. В некоторых случаях наблюдались индукционные поверхности зерен граната и биотита, что является следствием синхронного роста этих минералов.

**Ставролит.** Слагает от 11 до 18% (в полосах обогащения) объема породы. Образует сравнительно крупные метакристаллы (3-8 мм) бурого цвета с заметным плеохроизмом от серовато-коричневого по  $N_g$  до зеленовато-желтого по  $N_p$ . В скрещенных николях имеет высокую интерференционную окраску и прямое погасание,  $n_m=1.743$ . Форма зерен - идиоморфная, призматическая. Обращает на себя внимание большое количество ориентированных включений мелкозернистого кварца и графита в центральных частях зерен и относительная чистота краевых частей. Это свидетельствует о том, что ставролит консервирует полосчатость породы и, следовательно, он стал образовываться позже графита и кварца основной ткани. В конце роста ставролита графит и кварц стали растворяться интенсивнее, поэтому периферия ставролитовых зерен относительно чистая. Кроме того, зерна ставролита испытывали растяжение, о чем говорит заполнение двориков отслоения кварцем и слюдой.

**Биотит.** Содержание биотита в породе колеблется от 7 до 10% (без учета мелкозернистого биотита основной ткани). Биотит образует метакристаллы таблитчатой формы коричневого цвета с выраженным плеохроизмом от темно-коричневого по  $N_g$  до зеленовато-желтого по  $N_p$ . В отдельных зернах заметна совершенная спайность по (001),  $n_m=1.645$ . Метакристаллы биотита часто

раздавлены, расщеплены, растащены, часть биотита фиксирует (наследует) трещины разрыва, при этом в двориках отрыва развивается параллельно-шестоватый агрегат кварца. Мелкие зерна биотита основной ткани заметно ориентированы, при этом ориентировка совпадает с общей полосчатостью породы. При кристаллизации биотита графит растворялся, что видно по отсутствию графита в периферийных частях и наличию его в центральных частях зерен. Это свидетельствует о том, что биотит образовался позднее основной массы породы. Помимо индукционных поверхностей биотита с гранатом, что является признаком синхронности этих минералов, также наблюдается наличие как синтаксических, так и эпитаксических сростков биотита и ставролита, что говорит о том, что биотит продолжал расти и после окончания роста ставролита.

**Ильменит.** Образует сравнительно мелкие вытянутые, развальцованные, иногда изогнутые, а в ряде случаев будинированные зерна с четкой ориентировкой, совпадающей с общей полосчатостью породы. У некоторых зерен, находящихся среди мелкозернистой массы основной ткани видны кварцевые венчики. В ряде случаев наблюдается захват ильменита зернами ставролита и биотита, при этом ильменит сохраняет свою ориентировку относительно направления общей полосчатости. Границы ильменита с кварцем и биотитом рваные, кварцевые каемки образуются при заполнении двориков отрыва ильменита. Все это говорит о том, что ильменит образовался раньше биотита, граната и ставролита, но несколько позже минералов основной ткани.

Кроме вышеописанных минералов в шлифах наблюдаются: мусковит, имеющий индукционные поверхности с гранатом и образующий синтаксические сростки с биотитом, что является признаком синхронности, турмалин - очень мелкий, призматический (тригональный), плеохроирует в желто-зеленых тонах, образует включения в более крупных индивидах кварца, хлорит - таблитчатые зеленые кристаллы, синхронные со ставролитом, частично - росли позднее,  $n_m=1.635$  - прохлорит, диабантит по диаграммам Трегера и Винчелла.

Гранат-биотит-ставролитовые сланцы слагают основную часть разреза метаморфических сланцев окрестностей дер.Кундравы, однако в верхней части разреза - у вершины горы Шишка (т.н.ИК-14, рис.1) нами обнаружены глыбы гранат-биотит-амфиболовых сланцев, залегающих в непосредственном окружении ставролитовых сланцев. Эти образования представляют собой полосчатую меланократовую породу с полосами, обогащенными крупными разориентированными кристаллами роговой обманки длиной до 20-30 мм. Полосы могут резко отличаться друг от друга по количеству амфибола (вплоть до моноамфиболовых) и величине его индивидов. Метакристаллы сложены гранатом(8%), амфиболом(41%) и биотитом(6%).

Амфибол имеет уплощенную по {100} и вытянутую по оси [001] форму зерен. Идиоморфен по отношению к кварцу. Судя по строению пойкилитовых вростков, амфибол развивался по кварцевой массе совместно с биотитом, но рост граната происходил раньше. В некоторых зернах наблюдались двойники по (100).  $cN_g=18-25^\circ$ ,  $2V = -83-88$ . Плеохроизм: по  $N_g$  - зеленый, по  $N_m$  -

голубовато-зеленый, по  $N_p$  - светло-зеленовато-желтоватый;  $n_g=1.662$ ,  $n_p=1.642$ . В трещинах в зернах амфибола встречается хлорит.

При изучении обнажений метаморфических сланцев в районе горы Шишка (т.н.ИК-14) на ее западном склоне, в непосредственной близости от ставролитовых сланцев нами были обнаружены выходы метаконгломератов и метапесчаников кундравинской толщи. При детальном изучении этих пород выяснилось, что для них характерно все то минералообразование, что было описано выше для гранат-биотит-ставролитовых сланцев. Оно частично прошло даже в кварцевых гальках метаконгломератов, где были обнаружены гранат, биотит и ставролит. Примечательно то, что метакристаллы ставролита в этих породах точно так же консервируют общую полосчатость, образованную мелкозернистым кварцем, как и в Гр-Би-Ст сланцах, а общее направление этих двух полосчатостей примерно совпадают. Проведенные химические анализы гранатов и ставролитов из метаосадочных пород показали их идентичность с этими же минералами из Гр-Би-Ст сланцев. Все вышеизложенное, а также отсутствие каких-либо резких границ между этими двумя толщами позволяет предположить, вопреки мнению Ю.Р.Беккера [2], что песчаники и конгломераты кундравинской толщи послужили субстратом для последующего развития Гр-Би-Ст сланцев бутыркинской толщи, вследствие чего сама бутыркинская толща является метаморфизованной частью разреза кундравинской толщи.

**Химический состав метаморфических сланцев  
окрестностей дер. Кундравы**

*Таблица 1*

	<b>Гр-Би-Ст сланцы (ИК-11)</b>	<b>Гр-Би-Амф сланцы (ИК-14)</b>
<b>SiO<sub>2</sub></b>	57.23	55.30
<b>TiO<sub>2</sub></b>	1.12	0.72
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	22.00	16.52
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	4.65	3.47
<b>FeO</b>	4.15	5.75
<b>MnO</b>	0.09	0.27
<b>MgO</b>	3.11	3.40
<b>CaO</b>	1.27	11.54
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	1.57	0.44
<b>K<sub>2</sub>O</b>	2.19	0.20
<b>H<sub>2</sub>O</b>	0.09	0.08
<b>п.п.п.</b>	1.72	1.84
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0.20	0.43
<b>Сумма</b>	99.39	99.76
<b>CO<sub>2</sub></b>	<0.10	<0.10

Аналитик: Пастухова Н.

Для определения термобарометрических параметров условий образования метаморфических сланцев окрестностей дер.Кундравы нами был проанализирован химический состав двух главных парагенетических типов этих пород: Гр-Би-Ст сланцев (ИК-11) и Гр-Би-Амф сланцев (ИК-14), а также их главных породообразующих минералов: гранатов, биотитов, ставролитов, амфиболов и

ильменитов. Усредненные результаты анализов представлены в таблицах 1 и 2. Нужно заметить, что при внимательной корреляции химизма основных минеральных парагенезисов этих пород можно выделить еще один переходный тип - Гр-Би-Ст полосчатые сланцы, которые являются вмещающими для амфиболовых сланцев, однако для этого необходимы дополнительные исследования. Пока что можно сделать лишь следующие краткие обобщения.

**Химический состав основных породообразующих минералов метаморфических сланцев окрестностей дер.Кундравы.**

*Таблица 2.*

	Гр-Би-Ст сланцы (ИК-11)				Гр-Би-Амф сланцы (ИК-14)			
	Гр		Ст	Би	Гр		Амф	Би
	край	центр			край	центр		
<b>SiO<sub>2</sub></b>	36.53	36.05	26.48	35.85	36.74	36.24	41.27	37.34
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.05	0.06	0.48	1.55	0.09	0.09	0.31	1.50
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	21.42	21.11	54.04	19.54	21.07	21.17	18.06	19.58
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.00	0.00	0.00	3.19	0.00	0.00	2.53	44.06
<b>FeO</b>	32.73	30.39	13.54	14.44	29.29	30.45	14.10	12.91
<b>MnO</b>	2.24	4.76	0.04	0.05	2.36	2.16	0.25	0.06
<b>MgO</b>	2.53	1.50	2.10	11.10	2.04	1.70	7.51	11.37
<b>CaO</b>	3.97	4.92	0.00	0.04	6.76	6.84	10.71	0.01
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.12	0.16	0.08	0.38	0.15	0.16	1.21	0.38
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.02	0.03	0.03	8.66	0.04	0.00	0.25	9.46
<b>H<sub>2</sub>O<sup>+</sup></b>	-	-	1.15	3.20	-	-	1.86	2.44
<b>H<sub>2</sub>O<sup>-</sup></b>	-	-	0.10	0.38	-	-	0.11	0.15
<b>F</b>	-	-	0.04	0.02	-	-	0.01	0.04
<b>Сумма</b>	99.61	98.98	98.08	98.40	98.54	98.81	98.18	99.30

Анализы сделаны на микрозонде Jeol Superprob-733 в Имин УрО РАН при U=20 kV, I=25 mA. Аналитик Чурин Е.И.

Повышенная глиноземистость метаморфических сланцев дает возможность выдвинуть предположение об осадочном характере материнского субстрата исследуемых метаморфических образований. Отметим при этом недосыщенность кальцием ставролитовых сланцев и насыщенность кальцием амфиболовых сланцев. На классификационной тройной диаграмме Н.П.Семеновко [7] ставролитовые сланцы находятся в правой нижней части поля подгруппы собственно алюмосиликатных пород (A=62%; C=4%; FM=34%) а амфиболовые сланцы попадают на границу подгрупп щелочноземельно-алюмосиликатных и известково-алюмосиликатных пород (A=41%; C=29%; FM=30%). На диаграмме Н. де ля Роша и Рубо [7], разделяющей орто- и пара-породы, точки составов ставролитовых и амфиболовых сланцев попадают в сектор осадочных пород в поле известняков, кварцитов и глинистых сланцев, однако амфиболовые сланцы более близки к глинистым породам, чем ставролитовые, при этом Na>K.

Гранаты из обоих парагенезисов принадлежат к пироп-альмандиновому ряду, микрозондовые исследования их состава подтвердили зональное строение метакристаллов гранатов. Центральные части зерен оказались более железистыми и менее магниезальными по сравнению с их

краевыми частями. В то же время в составе гранатов из амфиболовых сланцев значительно возрастает доля Са-компонента. Вынесенные на сводную диаграмму Н.В.Соболева, точки компонентного состава гранатов попали в поле эпидот-амфиболитовой и роговиковой фации метаморфизма.

Состав биотитов в метаморфических сланцах приближается к истонит-сидерофиллитовому ряду с колебанием железистости от 45.06% в амфиболовых сланцах до 46.64% в ставролитовых сланцах. Соотношение Ti и суммарного Al характерны для ставролит-биотитовых парагенезисов эпидот-амфиболитовой фации.

При мессбауэровской спектроскопии ставролитов выяснилось, что железо присутствует в нем в основном в закисной форме, поэтому при расчете кристаллохимической формулы ставролита все железо принималось за двухвалентное. Однако в некоторых мессбауэровских спектрах ставролита из Гр-Би-Ст полосчатых сланцев наблюдалось симметричное расщепление дублетов, которое может быть объяснено увеличением роли ионов  $Fe^{3+}$ . Возможно эта разновидность ставролитов совместно с амфиболом отражает второй этап метаморфических преобразований кристаллических сланцев.

Состав амфибола близок к ферро-чермакитовой роговой обманке, а соотношение  $Al^{IV}$  и  $Al^{VI}$  на диаграмме В.В.Закруткина указывает на принадлежность Гр-Би-Амф сланцев к амфиболитовой фации [4].

Для определения температуры равновесий Гр-Би-Ст парагенезиса были использованы три геотермометра Л.Л.Перчука [5]: гранат-биотитовый, гранат-ставролитовый и ставролит-биотитовый, по которым были определены соответственно следующие значения температур: 470°C, 475°C и 480°C. При этом коэффициенты магнезиальности граната  $X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe+Mn)$  и  $dX_{Mg} = X_{Mg}/(1-X_{Mg})$  брались только для периферийных частей гранатовых зерен. Для определения температуры равновесия Гр-Би-Амф парагенезиса использовался биотит-амфиболовый геотермометр, показавший температуру 560°C. Применение гранатовых геотермометров для этого парагенезиса было бы некорректным из-за несинхронности граната.

Для оценки давления можно использовать биотит-гранатовый термометр-барометр Л.Л.Перчука [6]. Для парагенезиса Ст+Гр+Би+Му+ $Al_2SiO_5$ +Кв при температуре 470°C оно будет сравнительно низким - порядка 4.5 кбар.

### *Заключение*

Основываясь на всех вышеприведенных данных, может быть предложена следующая схема образования метаморфических кристаллосланцев окрестностей дер.Кундравы. Субстратом для гранат-биотит-ставролитовых сланцев послужили метаосадочные породы (песчаники, гравелиты и конгломераты) кундравинской толщи. Это редкий для Урала случай непосредственного перехода слабоизмененных толщ в толщи более метаморфизованные. Учитывая верхнедевонский возраст кундравинской толщи, первый этап метаморфизма начался в послеверхнедевонское время и носил

региональный характер. Быть может, он был связан с внедрением молодых гранитных массивов - Кисегачского и Чебаркульского. Этот метаморфизм протекал в условиях эпидот-амфиболитовой фации и характеризовался температурами порядка 470°C и давлением 3.3-4.5 кбар. При этом изначально ильменит-графитистый кварцитовый субстрат испытал биотит-гранат-ставролитовый метасоматоз с последующим наложением реологических явлений, которые в свою очередь могли быть обусловлены интенсивными тектоническими процессами, вызванными внедрением гранитных массивов. Примечательно, что ранее к подобным выводам пришли В.В.Болтыров, А.М.Пыстин и В.Н.Огородников в отношении регионального метаморфизма ставролитсодержащих пород в северном обрамлении Санарского гранитного массива [3].

Второй этап метаморфизма проявился более локально и характеризовался более высокими температурами (560°C) и давлениями амфиболитовой фации. При этом ставролит замещался амфиболом, графит полностью растворился, а остальные минералы метакристов ставролитовых сланцев, а также основной ткани, претерпели полную или частичную (гранат) перекристаллизацию, которая проходила в более спокойных условиях, т.к. масштабных реологических явлений в амфиболовых сланцах не установлено. Та часть разреза ставролитовых сланцев, которая не подверглась амфибол-биотитовому метаморфизму, но находилась в непосредственной близости от зоны его проявления, также претерпела некоторые изменения, проявившиеся в образовании полос обогащения каким-либо порообразующим минералом и изменением соотношения  $Fe^{2+}$  и  $Fe^{3+}$  в ставролите.

### **Список литературы**

1. Чесноков С.В. Проблема ильменогорских гнейсов //Ильменогорский комплекс магматических и метаморфических пород. Т.1. Метаморфические толщи. Свердловск: УФАН СССР, 1971. С.33-60
2. Беккер Ю.Р. О границе протерозоя и палеозоя в Ильменских горах //Докембрийско-раннепалеозойская история развития Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С.21-23
3. Болтыров В.Б., Пыстин А.М., Огородников В.Н. Региональный метаморфизм пород в северном обрамлении Санарского гранитного массива на Южном Урале // Геология метаморфических комплексов Урала. Труды Свердловского Горного института. Вып.91 Свердловск: СГИ. 1973. С.53-66
4. Закруткин В.В. Об эволюции амфиболов при метаморфизме // Зап. Всес. Минерал. об-ва, Ч.97. Вып.1. 1969
5. Перчук Л.Л. Равновесия порообразующих минералов // М.: Наука, 1970. 392 с.
6. Федькин В.В. Ставролит // М.: Наука, 1975. 272 с.
7. Ефимова С.В., Стафеев К. Г. Петрохимические методы исследования горных пород. Справочное пособие // М.: Недра, 1985. 511 с.