

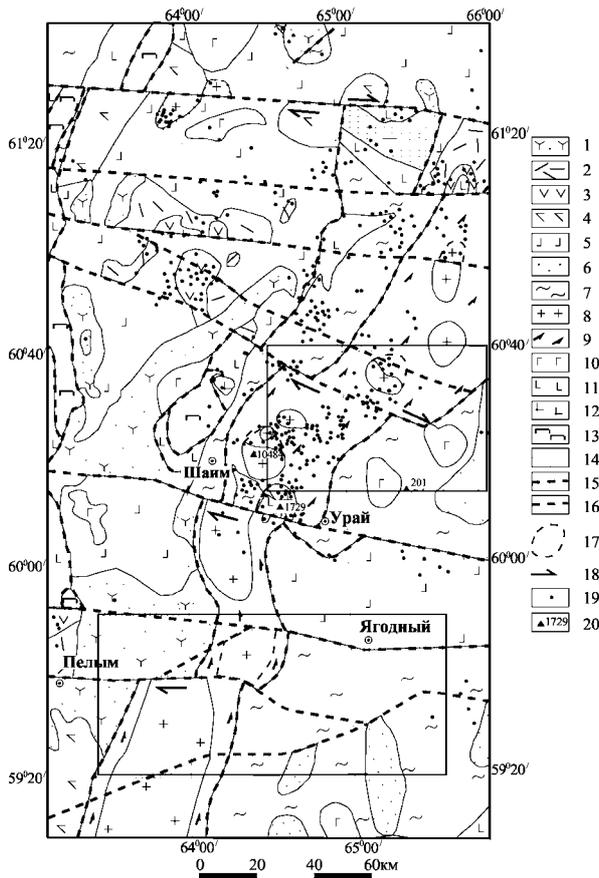
**МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ СЛАНЦЫ ВОСТОЧНО-УРАЙСКОЙ ПЛОЩАДИ  
ШАИМСКОГО РАЙОНА ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО МЕГАБАССЕЙНА****К.С. Иванов, Ю.Н. Федоров, Ю.В. Ерохин, В.С. Пономарев, Л.К. Воронина**

В пределах доюрского фундамента Шаимского нефтегазоносного района закартирована мощная полоса метаморфических пород северо-северо-восточного простирания, образующих сланцевое обрамление позднепалеозойских гранитоидных массивов и условно называемая нами «гранито-сланцевой осью» (Шаимско-Кузнецовский мегантиклинорий) (рис. 1). Минералогия этих сланцев достаточно хорошо изучена [Ерохин и др., 2004; Пономарев и др., 2005], и их исследование продолжается. В данной работе мы предлагаем результаты изучения принципиально других метаморфических пород, развитых среди осадочных толщ Шаимского района.

Восточно-Урайская площадь располагается примерно в 10-15 км северо-восточнее г. Урай, восточнее «гранито-сланцевой оси» Шаимского района. В пределах площади геофизическими методами среди терригенно-сланцевой формации верхнего палеозоя были установлены две интрузии предположительно габброидного состава триасового возраста. Выделенные здесь (рис. 1, 2) два крупных массива габбро или габбро-долеритов скважинами не вскрыты; они откартированы [Иванов и др., 2003] на основании положительных гравиметровых и интенсивных магнит-

ных аномалий (до 350 нТл у западного и 200 нТл у восточного тела). Форма массивов субизометричная, слабо вытянутая в субмеридиональном направлении, протяженность 15-18 км, при ширине около 12 км. Массивы габбро (а точнее говоря, аномалиеобразующие объекты) могут не выходить на эрозионную поверхность доюрского фундамента, поскольку глубина до их эпицентров составляет, по расчетам, проведенным В.В. Кормильцевым, около 3 км.

Одна из этих структур была разбурена скважиной Восточно-Урайская 201. Керна этой скважины попал к нам и изучался уже после составления карты фундамента Шаимского района [Иванов и др., 2003], и поэтому данная скважина была для нас важной экспериментальной проверкой качества карты. Сначала керн скважины Восточно-Урайская 201 вызвал у нас удивление и даже разочарование, поскольку, на первый взгляд, совершенно не совпадал с прогнозированным на основании карты [Иванов и др., 2003] разрезом: в доюрском основании здесь предполагалось встретить либо глинистые-терригенные неметаморфизованные осадки позднего палеозоя, либо габброиды. Фактически же скважина Восточно-Урайская 201 в



доюрском фундаменте вскрыла разрез метаморфических пород, которые начинаются с глубины 1900 м. Выше по разрезу наблюдаются глинистые сланцы предположительно карбонового (?) возраста и породы юрско-мелового осадочного чехла. На контакте с осадками развиваются темно-серые слабо сцементированные кварц-серицитовые сланцы с большим количеством вторичного карбонатного и глинистого материала. За счет этого, содержание кремнезема в них не достигает и 57 мас. %, а количество п.п.п. (потеря при прокаливании) составляет почти 12 мас. % (см. табл. 1). Эти породы отмечаются до глубины 1909 м, где начинается зона нормальных светло-серых кварц-серицитовых сланцев. При этом химический состав

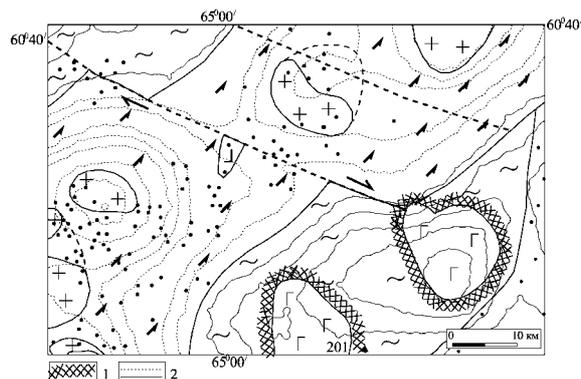


Рис. 1. Схематическая геологическая карта доюрского фундамента Шаимского нефтегазового района. Условные обозначения: 1 – эффузивы с преобладанием туфов смешанного состава, триас; 2 – Липарит-базальтовая формация (липариты), триас; 3 – липарит-базальтовая формация (базальты), триас; 4 – нерасчлененная липарит-базальтовая формация, триас; 5 – базальты нижнего триаса; 6 – терригенные отложения карбона (угленосные?); 7 – палеозойские терригенно-сланцевые формации; 8 – гранитоиды, ранняя пермь; 9 – метаморфическое сланцевое обрамление гранитоидов; 10 – габбро, габбро-долериты; 11 – основные эффузивы среднего и нижнего палеозоя; 12 – плагиограниты; 13 – серпентиниты; 14 – известняки девона и карбона; 15 – разломы, сопровождаемые зонами дробления и рассланцевания; 16 – тектонические контакты; 17 – контуры гранитных массивов, не выходящих на предъюрский срез; 18 – направления сдвигов; 19 – скважины, вскрывшие фундамент; 20 – скважины и их номера. Прямоугольником показано местоположение рис. 2.

метаморфитов резко обогащается кремнеземом до 71 мас. % и падает содержание п.п.п. до 6 мас. % (табл. 1). С отметки 1956 м кварц-серицитовые сланцы переходят в гранат-кварц-биотитовые сланцы, которые прослеживаются вплоть до забоя (1961 м). По химическому составу породы этого интервала практически идентичны друг другу по всем петрохимическим параметрам (см. табл. 1) и от вышележающих кварц-серицитовых сланцев отличаются более низкими содержаниями  $\text{SiO}_2$  (не более 66 мас. %) и п.п.п. (не более 4 мас. %). В этом же интервале прослеживаются маломощные (до первых см) светлые прослои тонкозернистых метатерригенных пород с новообразованным гранатом и слюдой.

Таким образом, метаморфический комплекс Восточно-Урайской площади представлен кварц-серицитовыми и кварц-биотитовыми сланцами, видимо, развитыми по глинистым породам, наблюдаемым выше по разрезу. Все они имеют слабую, реже сильную рассланцованность, вызванную ориентированным расположением лейст слюды. Кварц-серицитовые породы подверглись карбонатизации и содержат большое количество кварц-карбонатных прожилков. Видимо, это ска-

Рис. 2. Фрагмент карты доюрского фундамента (см. рис. 1) с изолиниями аномального гравитационного поля. Условные обозначения: 1 – контуры зон контактового метаморфизма вокруг массивов габбро; 2 – изолинии поля силы тяжести (пунктир – отрицательные); остальные обозначения – на рис. 1.

**Химический состав (в мас.%) метаморфитов из скважины В-Урайская 201**

Глубина	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	п.п.п.	Сумма
1905 м	56,82	0,36	14,17	0,67	8,00	0,14	3,55	1,02	1,50	2,61	0,20	11,95	100,99
1909 м	71,44	0,71	12,81	0,93	3,80	0,20	1,59	0,33	0,50	2,39	0,11	6,21	101,02
1956 м	65,83	0,59	12,00	2,87	3,45	0,29	4,95	1,75	1,70	2,33	0,21	3,40	99,37
1961 м	65,35	0,57	13,11	2,47	4,70	0,39	3,18	0,44	2,30	2,55	0,16	4,12	99,34

Примечание: анализы выполнены в лаборатории ФХМИ ИГГ УрО РАН (аналитики Г.М. Ятлук, Н.П. Горбунова).

Таблица 2

**К-Аг возраст метаморфитов из скважины В-Урайская 201**

NN	Скважина, глубина, порода	К, мас.%	Аг, нг/гр	Т, млн. лет
1	В-У 201/1905 м; сланец	2,11	33,6	216±7
2	В-У 201/1909 м; сланец	2,35	36,5	212±7
3	В-У 201/1956 м; сланец	1,91	39,2	274±9
4	В-У 201/1961 м; сланец	2,36	42,8	244±8

Примечания: 1 – содержание калия определено рентгеноспектральным способом на спектрометре СРМ-18. 2 – содержание радиогенного аргона выполнено на масс-спектрометре МИ-1330 с использованием трассера, обогащенного изотопом Ar<sup>38</sup>. 3 – при расчете возрастов использованы константы, принятые в 1976 г. Аналитик Б.А. Калеганов, ИГГ УрО РАН.

залось на К-Аг-возрасте метаморфитов (табл. 2), так как сланцы из нижнего интервала имеют возраст 244-274 млн лет, а измененные породы из верхнего интервала – 212-216 млн лет.

Кварц-серицитовые сланцы интенсивно карбонатизированы (количество карбоната местами достигает 10 об. %) и содержат кварц, мусковит, гранат, рутил, сульфиды, апатит и турмалин. Гранат наблюдается в изометричных зернах небольшого размера, до 0,1 мм. Без анализатора минерал прозрачен с легким розоватым оттенком. По данным химического анализа (табл. 3, ан. 1) относится к альмандину с незначительным содержанием миналов гроссуляра, спессартина и пироба. В индивидах граната отчетливо наблюдается зональность прогрессивного типа. От центра к краю растет содержание кальция (от 2 до 5 мас. %), магния (от 2,2 до 2,8 мас. %) и падает марганец (от 5,3 до 4 мас. %) с кремнием (от 39 до 37 мас. %). В зонах интенсивной карбонатизации сланца гранат полностью замещается карбонатом.

Слюда слагает узкие лейсты, вытянутые по сланцеватости породы, их длина достигает 3-4 мм. Индивиды часто имеют волнистое угасание, что указывает на сжатие породы поперек сланцеватости после метаморфических преобразований. Это подтверждает гофрированная поверхность сланцеватости, видимая микроскопически в образцах. Без анализатора

слюда абсолютно бесцветна, плеохроизма не наблюдается. При повороте столика рельеф минерала изменяется (проявление псевдоабсорбции), что позволяет относить слюду к группе мусковита. По данным химического анализа она является мусковитом (табл. 4) с небольшим содержанием парагонитового (до 10 %) и ферроалюмоселадонитового (до 5 %) миналов. Содержание титана в мусковите не превышает 0,6 мас. %, а в нижезалегающих биотитах оно составляет 1,7 мас. %. Часть лейст слюды интенсивно заместилась карбонатом, о чем свидетельствуют реликты сагенитовой решетки (рутиловой) в его индивидах.

Сам карбонат по составу относится к магнезиальному сидериту (с содержанием MgO до 15 мас. %). Кварц представлен слегка рекристаллизованным мелкозернистым агрегатом, где размер зерен достигает 1 мм. Это хорошо наблюдается по лейстам мусковита, основная масса которых сосредоточена по границам зерен кварца, но при этом часть индивидов слюды уже их пронизывает. То есть, при небольшом поперечном сжатии и нагревании сланца кварцевый агрегат пластически деформировался. Внутри агрегатов кварцевых зерен наблюдаются единичные зерна турмалина (хорошо различимые благодаря плеохроизму в буроватых тонах и отрицательному удлинению), апатита (низкие цвета интерференции и отрицатель-

Химический состав гранатов Восточно-Урайской площади (скв. В-У 201)

NN	глубина 1909 м			глубина 1956 м				
	1ц	1ср	1кр	2ц	2ср	2кр	3ц	3кр
SiO <sub>2</sub> , мас.%	38,72	38,03	37,14	37,15	37,38	36,98	38,15	37,97
TiO <sub>2</sub>	0,11	0,11	0,11	0,19	0,19	0,15	0,11	0,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,50	21,12	21,42	22,65	22,67	22,68	22,07	20,82
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,03	0,03	0,06	0,04	0,04	0,04	0,04
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,03	0,03	0,02	0,05	0,03	0,03	0,03
FeO	29,62	29,73	30,08	22,83	23,19	23,08	21,97	22,09
MnO	5,29	3,97	4,05	6,80	6,55	6,27	8,33	8,30
MgO	2,16	2,32	2,84	3,33	3,46	3,61	3,09	2,98
CaO	1,76	4,04	4,67	7,14	7,08	7,45	6,17	6,94
Сумма	99,24	99,38	100,37	100,17	100,62	100,30	99,97	99,37
формульные единицы на 8 катионов								
Si	3,15	3,07	2,97	2,93	2,93	2,91	3,02	3,04
Ti	-	-	-	0,01	0,01	0,01	-	0,01
Al	2,06	2,01	2,02	2,10	2,09	2,10	2,06	1,96
Fe	2,01	2,01	2,02	1,51	1,52	1,51	1,46	1,48
Mn	0,37	0,27	0,27	0,45	0,43	0,42	0,56	0,56
Mg	0,26	0,28	0,34	0,39	0,41	0,42	0,37	0,36
Ca	0,16	0,35	0,40	0,60	0,59	0,63	0,52	0,60
миналы								
альмандин	72	70	67	52	51	51	50	49
гроссуляр	5	12	13	20	20	21	18	20
спессартин	13	9	9	15	15	14	19	19
пироп	10	9	11	13	14	14	13	12

Примечание: микроанализатор JXA-5, аналитик Л.К. Воронина.

Таблица 4

Химический состав мусковита из кварц-серицитовый породы (В-У 201/ 1909м)

NN	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub> , мас.%	50,98	50,91	50,97	50,93	51,22
TiO <sub>2</sub>	0,33	0,47	0,57	0,61	0,59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28,90	28,85	29,10	29,09	29,00
FeO	2,38	1,88	1,77	1,66	1,77
MnO	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03
MgO	1,65	1,68	2,00	2,21	2,01
Na <sub>2</sub> O	0,60	0,57	0,59	0,34	0,41
K <sub>2</sub> O	9,54	9,38	9,17	9,38	9,25
Сумма	94,41	93,77	94,19	94,25	94,28
формульные единицы на 8 катионов					
Si	3,95	3,98	3,95	3,96	3,99
Ti	0,02	0,03	0,03	0,04	0,03
Al <sup>IV</sup>	0,05	0,02	0,05	0,04	0,01
Al <sup>VI</sup>	2,59	2,64	2,61	2,63	2,65
Fe	0,15	0,12	0,12	0,11	0,12
Mg	0,19	0,20	0,23	0,26	0,23
Na	0,09	0,08	0,09	0,05	0,06
K	0,94	0,93	0,91	0,93	0,92

Примечание: микроанализатор JXA-5, аналитик Л.К. Воронина.

ное удлинение) и рутила (высокий рельеф, коричневая окраска, полупрозрачные зерна). Их размеры не превышают 0,05 мм. Рутил по химическому составу достаточно чистый, но содержит FeO до 0,44 мас. % и MnO до 0,06 мас. %. Для карбонатной массы характерны скопления пирита. По данным гранат-мусковитового геотермометра [Chun-Ming et al., 2002], сланец испытывал прогрессивный метаморфизм. В центре индивидов расчетная температура показала 577±17 °С, а в краевой части – 607±16 °С. Позднее на прогрессивную ассоциацию наложился диафторез, выразив-

Химический состав биотита из кварц-биотитовой породы (В-У 201/ 1956)

NN	1ц	1ср-1	1ср-2	1кр	2	3ц	3кр	4
SiO <sub>2</sub> , мас.%	39,14	39,59	39,13	40,20	39,60	39,99	40,27	39,72
TiO <sub>2</sub>	1,72	1,68	1,68	1,66	1,70	1,68	1,64	1,66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,73	18,59	18,96	19,32	18,83	17,08	16,91	16,77
FeO	12,77	12,96	12,90	13,06	12,76	12,76	12,89	13,02
MnO	0,15	0,16	0,18	0,15	0,15	0,16	0,15	0,15
MgO	15,16	15,70	15,64	15,76	15,58	15,16	15,50	15,58
CaO	0,01	0,01	0,03	0,06	0,03	0,03	0,01	0,03
Na <sub>2</sub> O	0,26	0,27	0,27	0,20	0,23	0,25	0,23	0,26
K <sub>2</sub> O	8,31	8,34	8,52	7,30	8,23	8,04	8,64	8,20
Сумма	96,25	97,30	97,31	97,71	97,11	95,15	96,24	95,39
формульные единицы на 8 катионов								
Si	2,92	2,93	2,89	2,97	2,93	3,03	3,00	3,00
Ti	0,10	0,09	0,09	0,09	0,09	0,10	0,09	0,10
Al <sup>IV</sup>	1,08	1,07	1,11	1,03	1,07	0,97	1,00	1,00
Al <sup>VI</sup>	0,57	0,55	0,54	0,65	0,57	0,55	0,49	0,50
Fe	0,80	0,80	0,80	0,80	0,79	0,81	0,80	0,82
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	1,69	1,73	1,72	1,74	1,72	1,71	1,72	1,75
Na	0,04	0,04	0,04	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04
K	0,79	0,79	0,80	0,69	0,78	0,78	0,82	0,79

Примечание: микроанализатор JXA-5, аналитик Л.К. Воронина.

шийся в низкотемпературной карбонатизации сланца.

Кварц-биотитовые сланцы практически не несут следов вторичных изменений и содержат кварц, биотит, карбонат, рутил, сульфиды и алланит. Бесцветный гранат образует изометричные зерна размером до 0,2-0,3 мм с четкой кристалломорфологической огранкой в виде ромбододекаэдра. Содержит большое количество включений в центральной части зерен; в краях обычно примесей не наблюдается. Для краевых зон граната характерна анизотропия. Гранат встречается, в основном, внутри кварцевых агрегатов, редко среди лейст слюды. По химическому составу является алмандином (табл. 3, ан. 2, 3) с высоким содержанием гроссулярового (до 20 %) и спессартинового (до 20 %) миналов. Слюда имеет резкий плеохроизм – от желтоватого (по Np) до темно-коричневого (по Ng). Размер индивидов достигает 5-6 мм. Биотит слагает две генерации: узкие, перьевидные лейсты, ориентированные по сланцеватости породы, и индивиды, секущие сланцеватость и лейсты первой генерации под углом 20-30°. По химическому составу является флогопитом с 30 % аннита и 20 % истонита (табл. 5).

Для слюды первой генерации характерно наличие индукционных поверхностей (наблюдается ступенчатый контакт индивидов) с гранатом. Флогопит второй генерации уже обрастает гранатом и отличается высоким содержанием алланита. В индивидах первой генерации отмечаются С-S структуры, выполненные карбонатным материалом. Их удлинение совпадает со спайностью в слюде, а кончики сигмоидных структур достаточно близки ориентировкам новообразованных лейст. Эти структуры вызваны сдвиговыми деформациями, а их образование сингенетично биотиту второй генерации. Кварц представлен рекристаллизованным тонкозернистым агрегатом, где размер индивидов не превышает 0,1 мм. Внутри агрегатов наблюдаются более крупные зерна, достигающие 0,5 мм. Для них характерно небольшое удлинение, обычно ориентированное по сланцеватости породы. Видимо, это реликты кварца, сингенетичного гранату и биотиту первой генерации. Тонкозернистый агрегат формировался по первичному кварцу при тектонических подвижках в породе и по времени образования соответствует биотиту второй генерации. Рутил образует короткопризматические индивиды до 0,05 мм. Встречается как в агрегате кварца, так и сре-

ди лейст биотита. Без анализатора имеет темно-коричневый цвет. Минерал подтвержден микрондальными анализами (практически не содержит примесей). Удлинение зерен рутила обычно ориентировано по сланцеватости породы и спайности минерала. Иногда на границе двух индивидов биотитов рутил образует двойники и тройники под углом  $60^\circ$ , подобные сагенитовой решетке. Алланит встречается только среди слюды, причем резко преобладает в биотитах второй генерации. Имеет округлые и овальные (для крупных индивидов) очертания зерен. Размер минерала не превышает 0,01 мм. Весь алланит характеризуется присутствием плеохроичных двориков, что говорит о его радиоактивности. Карбонат, выполняющий трещины сдвигов в лейстах флогопита, представлен доломитом с железистостью 35-40 % (по данным микрондального анализа). Выполнение этих полосок проходило почти мгновенно, так как карбонат сложен тонкозернистым материалом, сохранившим структуру сдвиговой зоны. Размеры залеченных трещин не превышают долей мм по удлинению, хотя визуально они достигают нескольких мм. В целом гранат-биотит-кварцевый сланец является продуктом одноактного метаморфизма, и испытал незначительные изменения в результате слабых тектонических подвижек (образование новых генераций для слюды и кварца). По данным гранат-биотитового геотермометра [Bhattacharya et al., 1992] метаморфизм породы соответствует условиям эпидот-амфиболитовой фации (в центре –  $540^\circ\text{C}$ , середине –  $547^\circ\text{C}$ , краевой зоне –  $552^\circ\text{C}$ ). Другой гранат-биотитовый геотермометр дает заниженные значения температуры, но она также повышается от центра к краю от  $500^\circ\text{C}$  до  $510\text{-}520^\circ\text{C}$  [Перчук, 1967], т. е. налицо прогрессивный метаморфизм. Резкое различие в полученных температурах между кварц-серицитовыми и кварц-биотитовыми сланцами, видимо, объясняется несовершенством геотермометров и погрешностью.

Таким образом, изученный нами метаморфический разрез представлен продуктами контактового метаморфизма и, скорее всего, относится к мусковит-роговиковой фации, которая обычно локализуется во внешних частях контактовых ореолов. Это вполне согласуется с установленными нами температурами, так как верхняя граница данной фации соответствует  $550\text{-}600^\circ\text{C}$ . Установле-

но увеличение с глубиной температуры от мусковитовой до биотитовой зоны, что, по всей вероятности, связано с приближением к интрузии габбро. Таким образом, скважина Восточно-Уральская 201 случайно попала в достаточно узкую зону контактового метаморфизма вокруг массива габбро и полностью подтвердила карту доюрского основания [Иванов и др., 2003] этой части Шаимского района. Так как данные массивы прорывают позднепалеозойские терригенные комплексы, можно уверенно предполагать, что они имеют триасовый возраст и, по сути, комагматичны триасовым базальтам, широко развитым в регионе. По всей видимости, именно триасовым (ранне-среднетриасовым) и следует считать возраст и зоны контактового метаморфизма и возраст самих массивов габбро. Вышеприведенные данные по абсолютному возрасту в целом не противоречат этому предположению.

*Исследования проведены при частичной поддержке программы «Ведущие научные школы» и РФФИ, грант 05-05-64201.*

#### Список литературы

- Ерохин Ю.В., Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Пономарев В.С., Захаров С.Г.* Турмалин из метаморфических пород фундамента Западно-Сибирского бассейна (Шаимский район) // Мат-лы Уральской минералог. Школы-2004. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2004. С. 81-83.
- Иванов К.С., Кормильцев В.В., Федоров Ю.Н., и др.* Основные черты строения доюрского фундамента Шаимского нефтегазоносного района // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Шестая научно-практическая конференция. Т.1. Ханты-Мансийск, 2003. С. 102-113.
- Перчук Л.Л.* Биотит-гранатовый геотермометр // Докл. АН СССР. 1967. Т. 177. № 2. С. 411-414.
- Пономарев В.С., Ерохин Ю.В., Иванов К.С., Федоров Ю.Н.* Слюды из метаморфических пород доюрского фундамента Шаимского нефтегазоносного района Западно-Сибирского мегабассейна // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Вып. 7. Пермь: Пермский госуниверситет, 2005. С. 114-118.
- Bhattacharya A., Mohanty L., Maji A., Sen S., Raith M.* Non-ideal mixing in the phlogopite-annite binary: constraints from experimental data on the Mg-Fe partitioning and a reformulation of the biotite-garnet geothermometer // Contrib. Mineral. Petrol. 1992. V. 111. P. 87-93.
- Chun-Ming W., Xin-She W., Chong-Hui Y., Yuan-Sheng G., Fu-Lai L.* Empirical garnet-muscovite geothermometry in metapelites // Litos. 2002. V. 62. P. 1-13.