

МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ И ГЕОХИМИЯ

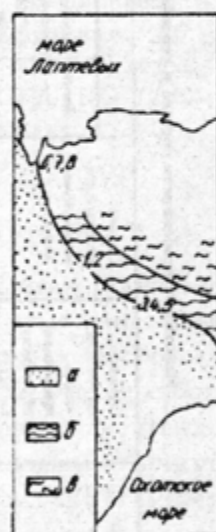
ISSN 0013-788X (549.51)

О.А.Суставов

ГРАУВАКЖ И ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИЯ КВАРЦА В ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОДАХ ВЕРХОЯНСКОГО КОМПЛЕКСА (ЯНО-ИНДИГИРСКАЯ ЗОНА)

В статье рассматриваются юрско-триасовые и верхнепермские терригенно-осадочные отложения Верхояно-Колымской системы мезозой, относящиеся к восточной глинистой (с подчиненным количеством песчаников) градации верхоянского комплекса (рис. 1). Они изучены в пределах Эльгинского и Куларского складчато-глыбовых поднятий Яно-Индигорской синклинали зоны (Р6, Р7, Р8 - табл. 1) и на границе Эльгинского и Адычанского поднятий с Инъяли-Дебинским синклинорием (Р1, Р2, Р4, Р5 - см. табл. 1) [2].

Рис. 1. Положение изученных районов (1-8) на схеме размещения формационных комплексов позднего палеозоя - раннего мезозоя Верхояно-Чукотской складчатой области (по М.Д. Булгаковой, 1982): а, б - верхоянский терригенный комплекс (а - глинисто-алевритно-песчаная грация, б - глинистая грация), в - колымский туфово-кремнисто-карбонатный комплекс



Песчаные породы данных районов - обычные для верхоянского комплекса [4] кварцевые и полевошпатовые граувакки с переходами к аркозам (по классификациям В.Д. Шутова, В.Н. Шванова и др.), чаще всего с пленочным гидрослюдисто-хлоритовым цементом. Плагиоклаз имеет преимущественно альбитовый или альбит-олигоклазовый состав, что, по-видимому, обусловлено альбитизацией (деанортитизацией) более основных плагиоклазов при постдиагенетических изменениях. Алевропелитовые породы сложены теми же минералами, что и песчаники, но содержат больше хлорита, гидрослюда, углеродистого вещества и меньше кварца и полевых шпатов.

Постдиагенетические изменения пород

По мере увеличения степени постдиагенетических изменений пород (описано 420 шлифов) изученные районы можно расположить в ряд Р1-Р8 (см. табл. 1) от повышенного катагенеза до зеленосланцевой фазии регионального метаморфизма [4,8].

Некоторые особенности состава и строения песчаных пород рассматриваемых районов

| Индикс района | Тектоническое положение района | Возраст пород | Глубина погружения осадков при складкообразовании, км [2] | Степень восстановления числа элементов | Обломочные зерна | | | | «Бером» юные обломочные зерна | Ущербные глинистые поверхности | Параллельная ориентировка ископаемых минералов |
|---------------|---|---------------|---|--|-----------------------|--------|----------------|---------------------|-------------------------------|--------------------------------|--|
| | | | | | быстроты полевой шпат | кварца | полюсов кварца | перекрестных кварца | | | |
| P1 | Альмаатинский антиклиналь на границе с Алтаем южнее Алмаатинского полигона (к востоку от золото-серебряного месторождения Септиан) | Средняя кора | Менее 2 | Полный контакт | + | - | - | - | - | + | - |
| P2 | Там же (район золото-серебряного месторождения Септиан) | Верхний трап | 2-4 | Глубинный контакт | + | - | - | - | - | + | - |
| P3 | Эльбасское поднятие, район Боканского гранитного массива | ••• | ••• | То же | - | - | + | 7-15 | + | + | - |
| P4 | Тарбагатайский массив, между Эльбасским поднятием и Нурским антиклинарем (район золото-серебряного месторождения Сарылак и Кызыл) | ••• | ••• | ••• | - | - | + | 10-15 | + | ••• | + |
| P5 | Тарбагатайский массив к востоку от Эльбасского поднятия (район золото-серебряного месторождения Мылты, Там и золоторудного месторождения Сая) | ••• | ••• | Глубинный контакт и низинный метаморфизм | + | - | + | 10-20 | + | ••• | + |
| P6 | Кузнецкое поднятие, зона интрузивной складчатости к западу от Улановской складчатой интрузивной зоны | Нижний трап | 6-8 | ••• | - | - | + | 10-30 | + | + | Сильная |
| P7 | Кузнецкое поднятие, Софурская структурная интрузивная зона (район Софурского гранитного массива) | Верхняя перль | Более 8 | Мусковит - клиноватая субфация докембрийской фации | - | - | + | 30-50 | + | ••• | Сильная |
| P8 | Кузнецкое поднятие, Улан-Саянская структурная интрузивная зона (район Тарбагатайских и Улан-Юртов) | ••• | ••• | Мусковит - клиноватая субфация докембрийской фации | - | - | + | 60-80 | + | ••• | ••• |

Примечание: (•) - присутствие минерала отсутствует; (+) - встречается редко; (•••) - встречается часто; (••••) - типичный представитель минерала

Согласно [4,8] повышенный катагенез фиксируется наличием в песчаниках конформных контактов в местах касания наиболее крупных обломков. Глубинный катагенез отмечается повсеместным развитием конформных и инкорпорационных структур растворения под давлением, а также регенерационных кварцевых и альбитовых кайм на соответствующих обломочных зернах; обломочный биотит, обычный в породах, подвергшихся повышенному катагенезу, в зоне глубинного катагенеза отсутствует (А.Г.Коссовская, В.Д.Шутов, 1957). В зоне глубинного катагенеза и начального метагенеза достаточно часто начинают встречаться бластические и «шиповидные» [4,8] структуры на контактах обломков (в табл.1 - перекристаллизация кварца и «бородь» возле обломочных зерен).

В мусковит-хлоритовой и биотитовой субфациях зеленосланцевой фации бластические и «шиповидные» структуры развиты в песчаниках повсеместно; обломочные структуры в алевропелитовых породах полностью перекристаллизованы. Обломочный калинатровый полевой шпат, нередкий в породах зоны глубинного катагенеза (см. табл.1), отсутствует (то же, по А.Г.Коссовской и В.Д.Шутову, характерно для ряда пермских пород Западного Верхоянья). Появляются метаморфические биотит и жальменит [6]. Породам мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации свойственны, как и в Южном Верхоянье [4], наибольшие концентрации пирита.

Чешуйки белых слюд в цементе верхнепермских песчаников значительно крупнее (около 10 мкм в поперечнике, среднее по 21 шлифу), чем в цементе триасовых песчаников (менее 3 мкм, по 34 шлифам), что соответствует известным данным [11] об увеличении размеров зерен новообразованных слюдястых минералов по мере усиления постдиагенетических изменений. Температуры выгорания углеродистого вещества из верхнепермских алевропелитовых пород отвечают низам зеленосланцевой фации (А.Л.Александров и др., 1976) и превышают те же температуры верхнетриасовых пород (рис.2), что также соответствует более высокой степени постдиагенетических преобразований верхнепермских пород по сравнению с верхнетриасовыми.

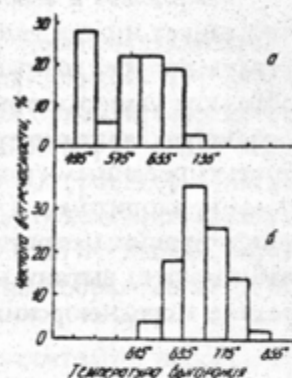


Рис.2. Температуры выгорания углеродистого вещества из алевропелитовых пород верхнетриасового (а - P2, 36 проб) и верхнепермского (б - P7,8, 50 проб) возраста (ЦКА ПГО «Уралгеология»)

Кливаж

В среднеюрских и верхнетриасовых песчаниках P1-P5 макроскопически кливаж обычно не различим [2], но под микроскопом изредка отмечаются единичные углеродистые кливажные поверхности (УКП) - неправильно-зубчатые, реже стилолитовые (рис.3,а) поверхности кливажа, к которым приурочено углеродистое вещество (по [4] - «неровные ветвящиеся поверхности кливажа, трассируемые включениями органического вещества»). Обломочные зерна на контактах с УКП корродированы (см.рис.3,а). Иногда УКП связаны постепенными переходами с присутствующими в песчаниках обломками углеродистых пород; извилистая форма УКП может определяться расположением отмеченных обломков: кливажная поверхность идет от одного углеродистого обломка к другому.

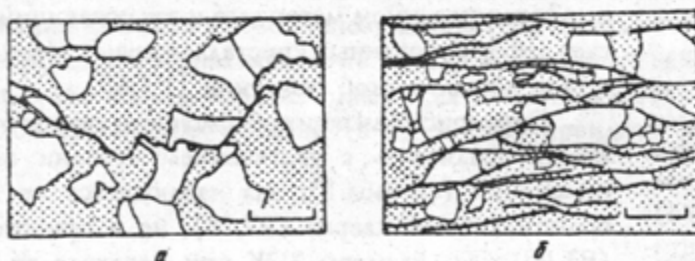


Рис.3. Зерна кварца (белое; крап - остальные компоненты породы) и углеродистые кливажные поверхности в песчаных породах, преобразованных в условиях катагенеза (а - P3) и мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации (б - P8). Длина масштабного отрезка 0,2 мм

В отличие от среднеюрских и верхнетриасовых песчаников, в верхнепермских песчаных породах P7 и P8 кливаж отмечается и макроскопически [2]. Под микроскопом в них наблюдается густая система тесно сближенных УКП (часто отстоят на расстояния не более 0,1-0,2 мм друг от друга - рис.3,б), более ровных, чем в среднеюрских и верхнетриасовых песчаниках (spaced, disjunctive, rough cleavage [11]). В результате растворения под давлением обломочные зерна между тесно сближенными УКП приобретают уплощенную форму. Параллельно УКП ориентированы чешуйки новообразованных слоистых минералов (slaty cleavage [11]), что редко отмечается в среднеюрских и верхнетриасовых песчаниках (см.табл.1).

Кварцевые и альбитовые регенерационные каймы [4] в среднеюрских и верхнетриасовых песчаниках иногда тяготеют к тем границам обломков кварца и плагиоклаза, которые ориентированы поперек направления УКП. К так же ориентированным границам иногда встречающихся обломков углеродистого вещества могут быть приурочены слюдистые, слюдисто-хлоритовые и слюдисто-кварцевые тени давления [7]. Некоторые обломки углеродистого вещества разбиты ориентированными поперек УКП микротрещинами отрыва, заполненными слюдистыми минералами, хлоритом и (или) кварцем. Особенно интенсивно подобные каймы, тени давления и микротрещины отрыва развиты в верхнепермских песчаных породах, в которых, кроме того, наблюдаются вытянутые вдоль направления УКП слюдисто-альбит-кварцевые «бороды» [7,11], редкие в среднеюрских и верхнетриасовых породах (см.табл.1).

Перекристаллизация кварца

В обломочном кварце песчаных пород часто отмечаются признаки пластической деформации - волнистое угасание (параллельное и не параллельное оси *c*), деформационные ламели, иногда полосы деформации, микросдвиги, деформационная блочность [6]. Особенно сильная пластическая деформация свойственна кварцу наиболее слабо измененных пород зоны катагенеза (P1-P3). С переходом к зоне глубинного катагенеза и начального метagenеза, а затем к зеленосланцевой фации пластическая деформация обломочного кварца отмечается реже, ее проявления становятся малоинтенсивными и более однообразными (встречается преимущественно лишь слабое волнистое угасание, редко - деформационные ламели). Если в обломочном кварце среднеюрских и верхнетриасовых песчаников волнистое угасание «плавное», то в кварце верхнепермских пород наряду с плавным наблюдается «прерывистое» [6] волнистое угасание - в волне угасания выделяются отдельные обусловленные полигонизацией [1,6,10] слабо разориентированные субзерна, параллельные оси *c*.

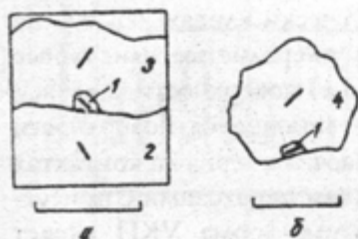


Рис.4. Зерна перекристаллизации кварца (1) в песчаниках (2-4 - обломки кварца), возникшие миграцией границ (а, точечный пункт - положение границы между обломками 2 и 3 до миграции, P3) и «вращательной» перекристаллизацией (б, P4); штрихами отмечена ориентировка оси *c* кварца. Длина масштабного отрезка 0,05 мм (чешуек новообразованных слоистых силикатов).

Кроме того, обломочный кварц подвержен перекристаллизации [1,10] («бластезу», по [4,8]) с уменьшением размеров зерен: по краям, реже внутри монокристалльных обломков образуются новые более мелкие, чаще всего единичные, зерна перекристаллизации кварца (ЗПК); иногда скопления таких зерен нацело замещают исходные обломки. В отличие от исходных обломков кварца, ЗПК обычно лишены признаков деформации и имеют ровное однородное угасание, так что их образование может рассматриваться как «рекристаллизация» - процесс перекристаллизации, происходящий в деформированном материале и заключающийся в образовании за счет деформированных кристаллов новых зерен с недеформированной кристаллической решеткой [1,5,6].

Перекристаллизация обломочного кварца отмечается в породах P3-P8, усиливаясь с увеличением степени постдиагенетических изменений (см.табл.1); она наблюдается не только совместно с полигонизацией кварца (P7,P8), но и при отсутствии последней (P3-P5) [6]. Размеры ЗПК при переходе от верхнетриасовых к верхнепермским породам увеличиваются (см.табл.1) от 7-15 до 60-80 мкм (параллельно отмеченному выше возрастанию крупности чешуек новообразованных слоистых силикатов).

В верхнетриасовых песчаниках P3 перекристаллизация кварца (относительно редкая) идет преимущественно путем миграции границ [9,10] обломков кварца (рис.4,а): граница между

двумя контактирующими между собой обломками кварца перемещается (иногда через каемку гидрослюдисто-хлоритового цемента) внутрь одного из обломков (3 на рис. 4,а). За счет этого в краевой части данного обломка образуется зерно перекристаллизации, кристаллографическая ориентировка которого близка к ориентировке смежного обломка (2 на рис. 4,а), отличаясь от последней на угол не более 15-25° (проявление «рекристаллизационного бластеза», по [4,8]). По экспериментальным данным [10], перекристаллизация путем миграции границ обычно происходит, когда зерна кварца подвержены неоднородной пластической деформации с образованием неправильного (не параллельного оси *c*) волнистого угасания; то же наблюдается и в обломочном кварце песчаников P3.

По мере усиления постдиагенетических изменений в ряду P3-P8 перекристаллизация, происходящая путем миграции границ обломков кварца, сменяется «вращательной» [9] перекристаллизацией. В ходе последней возникают ЗПК, кристаллографическая ориентировка которых близка к ориентировке обломка кварца, непосредственно вмещающего ЗПК [5]: оси *c* ЗПК отклоняются от оси *c* вмещающего их обломка кварца на углы не более 30-50° (рис. 4,б). Иногда такие ЗПК приурочены к участкам образования субзерен в деформированном обломочном кварце. Так как размеры ЗПК близки к размерам субзерен и от последних к ЗПК наблюдаются постепенные переходы по углам разориентировки относительно матрицы, образование ЗПК можно связывать с поворотами («вращением») субзерен [5,9,10].

Подобные ЗПК, оси *c* которых отклоняются от оси *c* матрицы на относительно небольшие углы, наблюдаются и при отсутствии в обломочном кварце видимых под микроскопом субзерен (см. рис. 4,б). В этом случае образование ЗПК также, по-видимому, может быть связано с поворотами служивших зародышами перекристаллизации субзерен, но очень мелких, не видимых под микроскопом [5,9,10]. Приуроченность ЗПК преимущественно к краям обломочных зерен соответствует локализации здесь пластической деформации кварца, при которой могли возникать такие мелкие субзерна [9,10].

Вращательная перекристаллизация обломочного кварца, имеющая в песчаниках P3 подчиненное значение по сравнению с перекристаллизацией, происходящей путем миграции границ обломков, в песчаниках P4 и P5 начинает преобладать (в [4,8] отмечается сходная смена по мере усиления постдиагенетических изменений «рекристаллизационного бластеза» «рекристаллизационно-грануляционным бластезом»). Вращательная перекристаллизация обломочного кварца наблюдается и в мусковит-хлоритовой и биотитовой субфациях регионального метаморфизма (P7, P8). Однако здесь преимущественно образуются ЗПК, сильнее (на угол до 70°) переориентированные относительно матрицы; на месте некоторых монокристалльных кварцевых обломков возникают группы из нескольких резко разориентированных между собой ЗПК различной величины.

Контактный метаморфизм

В P3, P5, P7 терригенно-осадочные породы в локальных зонах вблизи раннемеловых интрузивных тел (табл. 2) подвержены контактному метаморфизму, наложенному на постдиагенетические изменения [4]; песчано-глинистые породы при этом преобразуются в биотит- и кордиеритсодержащие контактовые роговики [3]. Обломочная структура исходных терригенных пород в контактовых роговиках (изучено 85 шлифов) во многих случаях сохраняется. Однако пластическая деформация, обычная в обломочном кварце терригенных пород, не подверженных контактному метаморфизму, в зернах обломочного кварца в контактовых роговиках отсутствует или проявлена очень слабо - лишь изредка отмечается несколько «сглаженное» (без сложных систем изгибов) слабое волнистое угасание (в P3 и P5 - преимущественно без признаков полигонизации).

Таблица 2
 Размеры зерен в контактово-метаморфизованных песчаниках (А) и алевропесчаниках (Б) породах

| Индекс района | Магматическое тело, с которым связан контактовый метаморфизм | Глубина формирования магматического тела, км | Зерна перекристаллизованной кварца, мм (А) | Порфиробласты кордиерита, мм (Б) | Чешуйки биотита основной массы (в поперечнике), мкм(Б) |
|---------------|--|--|--|----------------------------------|--|
| P5 | Шток гранит-порфир по р. Незвестный | Менее 1 | 40-50 | 0,15 | 1-3 |
| P3 | Бекемский адямелитовый массив | 1-2 | 40-70 | 0,2-0,3 | 4-7 |
| P7 | Солурский адямелитовый массив | Более 5 | 50-100 | 1,5-2,0 | 7-10 |

Обломочный кварц в контактовых роговиках часто подвержен перекристаллизации с уменьшением размера зерен. По величине ЗПК контактово-метаморфизованные песчаники (см. табл. 1, 2) к песчаным породам P7 и P8, преобразованным в условиях мусковитовой и биотитовой субфаций регионального метаморфизма. Как и в регионально-метаморфизованных породах, ЗПК переориентированы относительно матрицы на значительные углы (до 70°), на месте некоторых монокристалльных кварцевых обломков может возникать попарно резко разориентированных между собой ЗПК различной величины. Намечается тенденция увеличения ЗПК в контактово-метаморфизованных песчаниках в ряду P5-P3-P7 (в том же порядке в контактово-метаморфизованных алевропелитовых породах возрастает величина угла биотита и порфириобластов кордиерита - см. табл. 2).

ВЫВОДЫ

1. Формирование кливажа в песчаных породах изученных районов связано с процессами разрывания под давлением.
2. При переходе от повышенного катагенеза к зеленосланцевой фации регионального метаморфизма происходит полигонизация деформированного обломочного кварца, миграционная перекристаллизация сменяется вращательной, увеличивается размер зерен перекристаллизованного кварца. Сходство характера преобразований обломочного кварца при постдиагенетических изменениях и при контактовом метаморфизме указывает на ведущую роль температурного фактора в ходе этих преобразований.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Григорьев Д.П., Жабин А.Г. Онтогенез минералов. - М.: Наука, 1975. 339 с.
2. Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозойского периода. - М.: Наука, 1979. - 208 с.
3. Ревердатто В.В. Фации контактового метаморфизма. - М.: Недра, 1970. - 271 с.
4. Симанович И.М., Андрианов Н.Г. Начальный метаморфизм пород верхоянского терригенного комплекса (Южное Верхоянье) // Литол. и полезн. ископ. - 1994. - №3. - С.103-115.
5. Сустанов О.А. Рекристаллизация жильного кварца в зоне Мурзинского сдвига (Средний Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1987. - №2. - С.91-99.
6. Сустанов О.А. Деформации жильного кварца при формировании золотого оруденения в зеленосланцевых толщах (Куларский район, Восточная Якутия) // Геология и геофизика. - 1995. - №4. - С.81-87.
7. Талицкий В.Г. Механизм формирования кливажа в обломочных горных породах // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. - 1989. - №1. - С.19-21.
8. Япаскурт О.В. Катагенез и метагенез отложений палеозоя и мезозоя в геологической истории Северного и Западного Верхоянья // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. - 1980. - №4. - С.15-24.
9. Drury, M.R., Urai, J.L. Deformation-related recrystallization processes // Tectonophysics. - 1990. - Vol. 175, N 3/4. P.235-259.
10. Hirth, G., Tullis, J. Dislocation creep regimes in quartz aggregates // Jour. Struct. Geol. - 1992. - Vol. 14, N2. P.145-159.
11. Kisch, H.J. Development of slaty cleavage and degree of very-low-grade metamorphism: a review // Jour. Metamorph. Geol. - 1991. - Vol. 9, N6. P.665-670.