

Л. А. АДМАКИН

**ОБ АНОМАЛЬНЫХ ВТОРИЧНЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЯХ
ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГАЗИМУРСКОЙ СВИТЫ
ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ***(Представлено академиком Д. С. Коржинским 19 VI 1972)*

Среднеюрские отложения межгорных прогибов, относящиеся к верхнегазимуурской свите, выделяются в молассоидную формацию орогенного этапа и формировались после завершения геосинклинального развития региона. Примерно трехкилометровая первоначальная мощность изученных отложений позволяет предполагать проявление лишь начальных стадий катагенеза. Именно в таких стадиях преобразованы отложения большинства верхнеюрско-нижнемеловых впадин Забайкалья. Однако изучение среднеюрских отложений выявляет интенсивные аномальные преобразования пород, захватывающие всю толщу и проявленные неравномерно в одних и тех же горизонтах, но в разных частях прогиба. Сведений о характере этих преобразований нет, так же как остаются неизученными катагенетические изменения отложений верхнеюрско-нижнемеловых впадин.

В настоящем сообщении рассматриваются вторичные преобразования отложений одной из среднеюрских структур Восточного Забайкалья — Караксарского прогиба.

Изученные отложения представлены грубообломочными образованиями — конгломератами, гравелитами, песчаниками. Они залегают несогласно на песчано-сланцевых нижнеюрских породах онтагаинской свиты или на эродированной поверхности каменноугольных гранитоидов удинского комплекса. Состав обломочного материала полимиктовый и меняется как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении. Наибольшая изменчивость проявлена в нижней части разреза свиты, где отчетливо выражена зависимость состава обломочного материала от типов пород в ближайшем обрамлении.

При распространении в обрамлении гранитоидных пород удинского комплекса отложения верхнегазимуурской свиты представлены семейством кислых аркозов, а при развитии песчано-сланцевых образований — семейством полимиктовых литокластических пород. Кверху состав обломочного материала все более нивелируется и в составе указанных семейств появляется обломочный материал отдаленных источников питания: кварцитовидные песчаники, хлоритовые и серицитовые сланцы. Глубина вторичных минеральных преобразований и переработка структур пород одних и тех же горизонтов свиты меняются в различных частях прогиба.

В южной части прогиба в породах проявлены структуры взаимного приспособления зерен. Плавная форма поверхностей сопряжения зерен свидетельствует (¹, ²) об образовании подобных структур в результате растворения. Значительно реже встречаются инкорпорационные и микростилолитовые структуры. Наряду с растворением наблюдаются регенерация и образование каеок нарастания на отдельных зернах кварца.

Минеральные преобразования выражены в интенсивной хлоритизации и гидрослюдизации. Чешуйки биотита деформированы, осветлены и превращены в хлоритово-гидрослюдистый агрегат, в котором иногда сохраняются тонкие полоски неизменного биотита с характерной схемой абсорбции. Слабоизмененный биотит имеет зеленовато-бурую окраску, но еще сохраняет сильный плеохроизм и высокое двупреломление. По-видимому, он соответствует биотиту I по (³). С таким измененным биотитом

часто находится гематит. Редкие зерна амфиболов имеют зубчатую форму, возникающую в результате внутрислойного растворения (⁴). Плагноклазы серицитизированы и сильно замутнены. Обломки пород и цементирующее вещество интенсивно хлоритизированы и гидрослюдизированы. Мусковит, распространенный в межзерновом пространстве, развивается за счет вещества цемента, возможность чего установлена (⁵, ⁶).

Цемент хлоритово-гидрослюдистый или карбонатный, сидеритовый.

Карбонаты сильно резорбируют зерна кварца и полевого шпата. Растворяя с краев чешуйки биотита, они проникают по спайности внутрь зерен, расщепляя последние на части.

В прослоях аркозовых песчаников цемент кремнистый, замещающий глинистую связку.

Первичная обломочная структура пород хорошо сохранена как макроскопически, так и в шлифах.

Таким образом, в отложениях юго-восточной части прогиба повсеместно распространена весьма характерная ассоциация мусковита, гидрослюда, хлорита и карбонатов. Триоктаэдрическая (биотитовая) слюда неустойчива и превращается в хлоритово-гидрослюдистую ассоциацию. Такой состав новообразованных минералов и степень структурной переработки характерны для раннего метазенеза (⁷). По парагенезисам минералов эти породы находятся в стадии, соответствующей мусковит-хлорит-гидрослюдистой фации с реликтами измененного обломочного биотита (³).

В северо-восточной части прогиба первично-обломочный материал представлен зернами полевых шпатов, кварца, менее литокластическими обломками. Просмотр большого числа шлифов не выявил даже признаков присутствия обломочных зерен биотита, хотя в гальках из конгломератов граниты содержат в разных количествах биотит. Отсутствие обломочного биотита, очевидно, является следствием его полного растворения в процессе прогрессивного преобразования пород.

Плагноклазы интенсивно серицитизированы и окружены каемками водяно-прозрачного альбита. Отдельные зерна кварца регенерированы и на отдельных участках соприкосновения развиты микростилолитовые швы. Интенсивно развит вторичный кварц в виде мелких выделений, vyplняющих пространство между обломочными зернами.

Из других новообразованных минералов обильны биотит и мусковит. Биотит находится в виде чешуек, плеохроирующих от светло-коричневых тонов до густо окрашенных в бурый цвет. Лейсты, перелетаясь между собой, образуют спутанно-волоконистый агрегат, выполняющий межзерновое пространство. Размер лейст в верхней части разреза составляет 0,02—0,05 мм. Новообразованные чешуйки биотита внедряются в зерна кварца, образуя микростилолитовые взаимоотношения.

В основании разреза зерна биотита укрупняются (0,05—0,25 мм) и распространены по шлифу относительно равномерно, со слабо выраженной субпараллельной ориентировкой лейст.

Константы биотита, замеренные в иммерсии, следующие: $N_g = 1,597$, $N_g - N_p = 0,037$ и соответствуют железистости $f = 13\%$ (⁸).

Мусковит в форме мелких листочков распространен совместно с биотитом. Хлорит в межзерновом пространстве отсутствует. Однако он сохраняется в составе обломочных зерен мусковитовых и хлоритовых сланцев. Исчезновение хлорита в цементе связано с замещением его мусковит-биотитовой ассоциацией согласно реакции $Хл + Му = Би$.

В нижней части разреза наблюдается также превращение мусковита в биотит в обломках мусковитовых сланцев. В краевых частях обломков слюда представлена биотитом, а в центральной — мусковитом. Образование биотита за счет мусковита осуществляется, по-видимому, в восстановительной обстановке (¹⁰).

Описанный парагенезис минералов с позиций правила фаз является равновесным (см. рис. 1). Возникновение биотита связано с распадом па-

парагенезиса сидерит-микроклин: $\text{Сид} + \text{Ми} + \text{H}_2\text{O} = \text{Би} + \text{CO}_2$. Эта реакция эндотермична. Она вызывается повышением температуры (¹¹) и рассматривается (¹²) в качестве истинной, первой, изограды биотита низкотемпературной ступени биотитовой зоны. Из реакции становится понятной причина отсутствия в цементе карбонатного материала, распространенного в юго-западной части прогиба.

Обломочные зерна плагиоклазов встречаются относительно редко. С краев они альбитизированы, и только в центральной части сохраняются серицитизированные ядра первичных плагиоклазов.

Структура пород становится микрогранобластовой, мозаичной. Элементы первичной структуры сохраняются лишь вверху разреза. Зерна, несмотря на регенерацию, сохраняют обломочную форму, а характер межзернового пространства напоминает поровый тип цемента. В основании разреза порода полностью утрачивает первичные признаки. Обломочная природа зерен сохраняется в качестве реликтовой, преимущественно же регенерирована и переработана.

Таким образом, одни и те же горизонты верхнегазимурской свиты подверглись в разных частях прогиба преобразованиям неодинаковой интенсивности. Обычный катагенез характерен для пород юго-западной части, а в северо-восточной они находятся в условиях низкотемпературной ступени метаморфизма.

Описанные выше аномальные преобразования пород несомненно связаны с изменением температуры и давления. Однако они не могут быть объяснены простым погружением отложений, так как в этом случае пришлось бы допустить для юго-западной части прогиба опускания до 6000 м, а для северо-восточной — много выше. Геологические же данные говорят о том, что максимальные погружения досреднеюрского фундамента составляли около 3000 м, но никогда не достигали указанной выше цифры. Тем не менее самые верхние горизонты верхнегазимурской свиты подверглись глубоким изменениям, хотя эродированная часть составляет всего 1000—1500 м.

Причина аномальных изменений в минеральном составе и структуре пород верхнегазимурской свиты, как мы полагаем, вызвана резко возросшим в среднеюрское время геотермическим градиентом и сложным распределением температурного поля по площади. Как известно, с этим временем близко совпадает широкое проявление в Восточном Забайкалье магматической деятельности. По-видимому, что весьма существенно, интенсивные постдиагенетические преобразования пород и активизация магматизма тесно между собой связаны.

Забайкальский комплексный
научно-исследовательский институт
Министерства геологии СССР
Чита

Поступило
12 VI 1972

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ А. В. Копелиович, Изв. АН СССР, сер. геол., № 11 (1958). ² А. В. Копелиович, Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы, «Наука», 1965.
³ А. Г. Коссовская, В. А. Дриц, В. А. Александрова, Литол. и полезн. ископ., № 2, (1963). ⁴ А. Г. Коссовская, В. Д. Шотов, Изв. АН СССР, сер. геол., № 7 (1963). ⁵ J. D. Mather, J. Petrol., 11, № 2 (1970). ⁶ E.-an Zen, Am. Mineralogist, 45, № 1—2 (1960). ⁷ Н. М. Страхов, Н. В. Логвиненко, ДАН, 125, № 2 (1959). ⁸ Н. В. Логвиненко, Постдиагенетические изменения осадочных пород, «Наука», 1968. ⁹ У. А. Дир, Р. А. Хауи, Дж. Зусман, Породообразующие минералы, 3, М., 1966. ¹⁰ Диагенез и катагенез осадочных образований, М., 1971. ¹¹ F. J. Turner, Metamorphic Petrology, 1968. ¹² С. П. Кориковский, Изв. АН СССР, сер. геол., № 1 (1972).

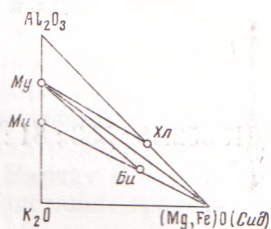


Рис. 1. Диаграмма состав — парагенезис биотитовой зоны метаморфизма. Би — биотит, Ми — микроклин, Му — мусковит, Хл — хлорит, Сид — сидерит