Доклады Академии наук СССР
1955. Том 101, № 3

*МИНЕРАЛОГИЯ*

А. Г. КОССОВСКАЯ и В. Д. ШУТОВ

# ХАРАКТЕР ИЗМЕНЕНИЙ ОБЛОМОЧНОГО БИОТИТА В ПРОЦЕССЕ ЭПИГЕНЕЗА

*(Представлено академиком Д. И. Щербаковым 20 XI 1954)*

Авторами проводилось литолого-петрографическое изучение мощного комплекса терригенных осадочных пород от нижнего мела до нижней перми включительно, развитых в западной части складчатой зоны Верхоянской геосинклинали; одновременно проводилось изучение разреза мезозойских отложений платформенной области в пределах южного крыла Вилюйской впадины. Литологические исследования показали, что состав обломочного материала пород, слагающих оба разреза, довольно однообразен; материалом для формирования описываемых отложений служили продукты разрушения кислых интрузивных и эффузивных пород и древних кристаллических сланцев, преимущественно также кислого состава. Разрезы мезозойских отложений платформы и краевой части геосинклинали очень близки по своему фациальному строению, резко различаясь по мощностям; так, разрез геосинклинальной зоны от нижнего мела до нижней юры мощностью свыше 5000 м более чем в 5 раз превышает мощность тех же отложений на платформе.

Для разреза геосинклинальной зоны в направлении сверху вниз наблюдается постепенная смена от рыхлых пород ($Cr_1$) до сильно уплотненных ($P_1$). Породы платформенного разреза отличаются слабой цементацией. В песчано-алевролитовых породах обоих разрезов в значительном количестве присутствует обломочный биотит. В процессе эпигенеза и начального метаморфизма биотит, так же как и некоторые другие минеральные компоненты, претерпевает ряд изменений. Последовательность изменений обломочного биотита хорошо прослеживается при изучении пород разреза в направлении сверху вниз. Следует отметить, что характер эпигенетического изменения биотита различен в платформенной и геосинклинальной зонах.

В геосинклинальном разрезе можно выделить сверху вниз четыре стратиграфических интервала, отличающихся присутствием в породах своеобразных форм и продуктов изменения биотита.

Нижний мел. Слабо уплотненные песчаники и алевролиты нижнего мела характеризуются присутствием в верхней части глинистого цемента, в нижней части хлоритового и хлоритовокварцевого. Часто встречается также кальцитовый и цеолитовый (ломонтитовый) цемент.

Биотит составляет в некоторых песчаниках до 20% от общего количества обломочного материала. Большинство пластинок биотита значительно изменено. Кристаллическая форма минерала обычно нарушена; пластинки биотита, как правило, интенсивно деформированы, они разбухают, расщепляются на отдельные волокна, в ряде случаев причудливо изгибаются, окаймляя обломочные зерна полевых шпатов и кварца (рис. 1 *А*).

Нарушение кристаллической структуры биотита сопровождается изменением его оптических свойств. При этом биотит несколько обесцвечивается, приобретает зеленовато-бурые тона, сохраняя однако схему

адсорбции. Светопреломление и двупреломление минерала значительно понижаются. ($N_g = 1{,}578 \pm 2$; $N_p = 1{,}560 \pm 2$; $N_g - N_p = 0{,}020—0{,}015$). Изменения структуры и оптических свойств биотита иногда наблюдаются в пределах одной пластинки; часть ее, зажатая между зернами кварца и полевого шпата, имеет нормальную структуру и оптику, другая часть в более свободном промежутке деформирована и обесцвечена. Изменения биотита связаны с его гидратацией, сопровождающейся частичным выносом железа и щелочей.

В случае присутствия в породах в качестве цемента кальцита или кальциевого цеолита-ломонтита оба эти минерала интенсивно разъедают и замещают биотит.

Верхняя юра—триас. Песчаники и алевролиты указанного стратиграфического интервала отличаются значительно большей степенью уплотненности, возрастающей в направлении сверху вниз. Характерно развитие в верхней части хлоритово-кварцево-регенерационного цемента, сменяющегося внизу только кварцево-регенерационным. Песчаники приобретают характерные кварцитоподобные структуры.

Биотит в породах описываемой части разреза находится как бы на одной из дальнейших стадий своего видоизменения. При этом намечаются две линии превращения биотита: 1) аморфизация биотита, 2) обесцвечивание биотита и постепенный переход его в хлоритоподобный минерал.

При аморфизации биотита минерал полностью утрачивает свою кристалличность, превращаясь в колломорфные сгустко-подобные скопления бурого цвета, изотропные, с показателем преломления около 1,553. Часто можно наблюдать постепенный переход от пластинки биотита, сохраняющей свою кристалличность, зажатой между терригенными зернами, к изотропному сгустку, заполняющему поровое пространство. Иногда аморфизация биотита начинается с изменения периферийных участков пластинки; центральная часть пластинки сохраняет оптические свойства, близкие к биотиту, будучи обычно только несколько обесцвечена; периферийные участки имеют сгусткоподобное строение и изотропны.

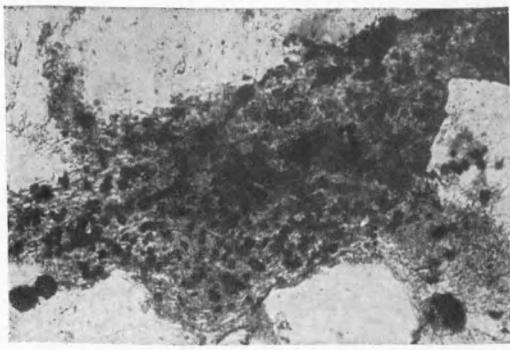
Наряду с амортизацией биотита наблюдаются его обесцвечивание и хлоритизация. Переход биотита в хлорит сопровождается приобретением зеленоватой окраски и резким понижением двупреломления ($N_g - N_p = 0{,}008—0{,}006$). Часто хлоритизация биотита происходит по отдельным пакетам. В этом случае пластинка минерала представляет чередование волокон светлозеленого, почти изотропного хлорита и обесцвеченного, но сохраняющего еще слабый плеохроизм гидробиотита с двупреломлением $N_g - N_p = 0{,}015 \div 0{,}010$. Переход между отдельными волокнами реликтов биотита и хлорита постепенен. При аморфизации и обесцвечивании продолжается вынос железа и фиксация его как в виде примазок гидроокислов железа, так и в виде гексагональных пластинок железной слюдки. Часто железо, вынесенное при разложении биотита, фиксируется в виде пирита. Пирит образует рассеянные по пластинке биотита мелкие кубические кристаллики, а иногда выкристаллизовывается в виде линзочек между расщепленными волокнами (рис. 1 *Б*).

Верхняя пермь. Верхнепермские породы отличаются от мезозойских еще большей степенью уплотненности. Песчаные породы характеризуются резким преобладанием кварцитоподобных структур. В некоторых породах присутствует гидрослюдистый цемент.

Биотит в породах верхней перми претерпевает глубокие изменения. Измененные пластинки биотита состоят из сложного чередования перемещающихся волокон светлозеленого изотропного хлорита, бесцветного сильно двупреломляющего мусковитоподобного минерала ($N_g - N_p = 0{,}020 \div 0{,}025$) и реликтов обесцвеченного, слабо плеохроирующего и двупреломляющего гидробиотита. Промежутки между волокнами бывают выполнены мозаичными скоплениями кварца и пластинчатыми агрегатами новообразованного альбита (рис. 2 *а*).



А



Б

Рис. 1. *А* — разбухшая и деформированная пластинка обломочного биотита; нижний мел; × 15
*Б* — аморфизированная пластинка биотита с рассеянными кубическими кристалликами пирит
средняя юра; × 90. При одном николе

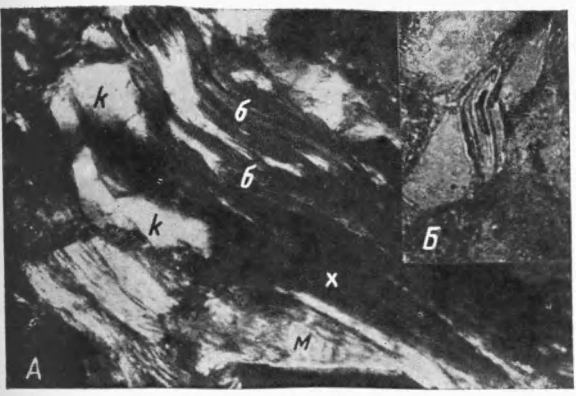



Рис. 2. *А* — расщепление пласитики биотита на чередующиеся волокна хлорита (*х*), мусковитоподобного минерала (*м*) и гидробиотита (*б*); в промежутках между волокнами мозаичные скопления кварца и альбита (*к*). Верхняя пермь; × 360. Николи скрещены. *Б* — новообразовательный кристаллик рутила в «пакете» чередования хлорита и мусковита, Верхняя пермь; × 250. При одном николе



Рис. 3. Вермикулитообразный сро
каолинита, образовавшийся по пласт
обломочного биотита. Нижняя юра; ×
При одном николе.

В некоторых пластинках измененного биотита в промежутках между расщепленными волокнами выделяются линзовидные пропластки ильменита и иногда новообразованные кристаллики рутила. Призматические или шестоватые кристаллики рутила располагаются чаще всего внутри мусковитоподобных волокон, достигая размеров 0,001—0,003 × 0,001 мм. Оптические свойства новообразованных рутилов типичны: бурая или желтовато-бурая окраска, заметный плеохроизм и характерная интерференция, показатель преломления > 1,780 (рис. 2 *Б*).

Присутствие линзочек ильменита и кристалликов рутила дает основание считать, что среди обломочных биотитов имелись разности с повышенным содержанием титана. При разрушении биотита титан, так же как и железо, выносясь из кристаллической решетки минерала, фиксировался в виде новообразованных ильменита или рутила.

Наряду с биотитом, превращенным в сложные «пакеты» чередования хлорита и мусковитоподобного минерала, в породах верхней части верхнепермских отложений присутствует нацело аморфизованный биотит, имеющий вид изотропных бурых сгустков, природа которых могла быть установлена только благодаря прослеживанию постепенного изменения биотита во всем описанном разрезе. В нижней части описываемых отложений количество сгустков аморфизованного биотита резко уменьшается, и появляются вторично окристаллизованные агрегаты биотитоподобного минерала. Перекристаллизация бурых сгустков начинается с появления в них мелкоагрегационной поляризации в серых, желтовато-серых тонах. Далее агрегаты приобретают лучистую, иногда волнистую поляризацию в ярко желтых цветах первого порядка ($N_g - N_p = 0{,}015$). Перекристаллизованные агрегаты имеют характерную латунно-желтую, иногда буровато-желтую окраску.

Нижняя пермь. В отложениях нижнепермского возраста наряду с широким развитием кварцитоподобных структур в песчаниках часто встречаются породы, с кварцево-мусковитовым цементом.

Собственно биотит в породах нижней перми не встречается. Зато в изобилии встречаются шестоватые с прямолинейными ограничениями пластины размером от 0,10 до 0,30 мм, состоящие из многократного переслаивания хлоритовых и мусковитовых «пакетов». Хлоритовые «пакеты» бледнозеленого цвета, со слабым плеохроизмом, положительным удлинением. Отдельные крупные «пакеты» были измерены на федоровском столике. Минерал оптически отрицательный с $2V = 25°$; с плоскостью базопинакоида совпадает сечение $N_gN_m$; $N_g - N_p$ — маленькое. Показатель преломления, измеренный в базальной плоскости, равен $1{,}640 \pm 2$. По оптическим константам минерал может быть отнесен к хлориту типа афросидерита. Пластинки мусковита имеют следующие оптические константы: $N_g = 1{,}586 \pm 2$, $N_p = 1{,}560 \pm 2$, $N_g - N_p = 0{,}026$—$0{,}030$. Выявить «биотитовую» природу прямолинейных пакетов чередования мусковита и хлорита удалось опять-таки только благодаря прослеживанию в разрезе всех промежуточных стадий этого новообразования.

Таким образом, в породах разреза геосинклинали прослеживается ряд последовательных стадий эпигенетических изменений биотита. Распространение различных модификаций измененного биотита в пределах определенных стратиграфических интервалов показано на рис. 4.

В меловых и юрских отложениях платформенной зоны процесс изменения биотита идет иным путем. В верхней части разреза изменения биотита имеют тот же характер, что и в породах геосинклинального разреза: минерал гидратизируется, что сопровождается разбуханием и расщеплением его пластинок, а также понижением светопреломления и двупреломления ($N_g - N_p = 0{,}015 \div 0{,}011$).

По мере движения вниз по разрезу наблюдается постепенный переход гидратизированного биотита в каолинит; пластинки биотита приобретают

вермикулитоподобную структуру, двупреломление минерала понижается до $N_g - N_p = 0{,}008 \div 0{,}006$. Часто встречаются разбухшие пластинки, разбивающиеся в направлении, перпендикулярном спайности, на ряд вермикулитоподобных «пачек», причем наблюдается чередование бесцветных «пачек» с $N_g - N_p = 0{,}006$ с тонкими реликтовыми волокнами гидробиотита, обладающими слабым плеохроизмом в зеленовато-бурых тонах и имеющими несколько более высокое двупреломление. В породах нижнеюрских отложений уже появляются в большом количестве крупные вермикулитовые или веерообразные сростки листочков каолинита с $N_m = 1{,}565 \div 1{,}570$ и очень слабым двупреломлением (рис. 3).

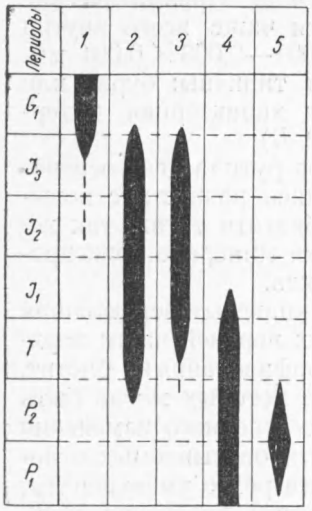



Рис. 4. *1* — биотит, гидратизированный и деформированный; *2* — биотит аморфизированный; *3* — биотит, превращенный в «пакеты чередования» гидробиотитовых и хлоритовых волокон; *4* — биотит, превращенный в прямолинейные «пакеты чередования» мусковита, хлорита; *5* — перекристаллизованные агрегаты биотитоподобного минерала

Таким образом, на начальных стадиях эпигенеза изменения биотита в осадочных породах изученного района протекают одинаково как в геосинклинальном, так и в платформенном разрезах. Происходит гидратизация биотита, сопровождающаяся частичным выносом железа и щелочей. Это обусловливает нарушение кристаллической структуры минерала, его деформацию и изменение оптических констант (понижение светопреломления и двупреломления).

На дальнейших стадиях эпигенеза изменения биотита в геосинклинальной и платформенной областях протекают различным путем. В более глубоких горизонтах разреза геосинклинальной зоны процесс превращения биотита идет двумя путями: либо происходит перестройка решетки гидробиотита с образованием чередующихся «пакетов» мусковита и хлорита, либо происходит полная аморфизация минерала, обусловленная выносом всех оснований и щелочей. В платформенной зоне по мере движения вниз по разрезу в биотите продолжается постепенное удаление всего железа, магния и щелочей и образование в конечном счете чистого каолинита.

Институт геологических наук
Академии наук СССР

Поступило
17 XI 1954