

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ГЛАВНЫХ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ

К настоящему времени существует большое количество работ как отечественных, так и зарубежных геологов, посвященных детальному изучению оптики главных породообразующих минералов, связи оптических констант и структуры минералов с их химическим составом, зависимости этих констант и структуры от условий образования минералов.

Начиная с конца 30-х — начала 40-х годов XX в., появляется все больше и больше работ, посвященных вопросу зависимости оптических свойств минералов от условий их образования (правда, большинство этих работ посвящено полевым шпатам). В 1941 г. А. Кёлером (Kohler, 1941) вводится понятие о двух типах оптики плагиоклазов: высоко- и низкотемпературной. В конце 30-х годов благодаря многочисленным работам Д. С. Белянкина (1937) была выделена новая высокотемпературная разновидность калиевого полевого шпата — калиевый анортотоклаз.

Однако только после введения понятия о непрерывных упорядочивающихся сериях стало возможным рассматривать, по крайней мере для полевых шпатов, свойства минерала как функцию состава и степени упорядоченности и, следовательно, не только более точно определять химический состав минерала, но и судить об условиях его образования. Работы по изучению тройных связей: состав — свойства — степень упорядоченности полевых шпатов — сведены в трех больших монографиях (Марфунин, 1956, 1962; Офтедал, 1952).

В указанных работах четко доказывается, что между крайними типами состояний полевых шпатов (высоко- и низкотемпературным) существуют все переходные состояния, которые довольно устойчивы. Так, для плагиоклазов это было показано Х. Офтедалем (1952) — по андезинам ромбенпорфира района Осло, О. Ф. Таттлом и М. А. Кейтом (Tuttle O. F., Keith, M. L., 1954) — по олигоклазу гранита массивов Бейн, Дубхайч, Ски, И. Д. Мьюиром (1956) — по основным плагиоклазам из силлов толеитовых долеритов Миннесоты (США) и Южной Африки, А. С. Марфуниным (1957) — по олигоклазам и андезинам в гипабиссальных интрузиях молодых гранитов и гранодиоритов Кавказа, а также П. Гэем (1956) (экспериментальным путем — путем отжига) — по основным плагиоклазам.

В 1958 г. появилась новая диаграмма А. С. Марфунина для кислых и средних плагиоклазов (до № 60), позволяющая оценить не только соли, но и степень их упорядоченности. Однако, к сожалению, в большинстве появившихся после опубликования этой диаграммы работ хотя и указывается на то, что плагиоклазы ряда интрузивных пород обладают

высокотемпературной либо приближающейся к таковой оптикой (Л. Э. Уэджер—для краевой части Скаергардской интрузии; — см. Лебедев, Рябчиков, 1962; В. А. Кутюлин—для пермских силлов долерит-монцонитов юго-восточной части Кузбасса, 1963; В. В. Золотухин — для пород интрузии Норильск I, 1964; А. П. Лихачев для дифференцированных интрузий Норильского района, 1965 и др.), попытки количественно оценить степень упорядоченности по методу, предложенному А. С. Марфуниным, не делается. И только в самое последнее время был опубликован ряд работ, в которых указанный метод был успешно применен к исследованию плагиоклазов (Говорова, 1963; Аянов, 1965; Фаворская и др., 1965; Русинов, 1965).

Весьма интересные данные были получены также и о структуре плагиоклазов. В целом ряде работ (Марфунин, 1956, 1962; Изох и Казицын, 1959 и др.) было показано, что если все неупорядоченные плагиоклазы принадлежат к одному (альбитовому) типу структуры, то в ряду частично и максимально упорядоченных плагиоклазов существуют три структурных типа, переходы между которыми осуществляются скачкообразно вблизи составов 30—35% An и около 70% An. Это обстоятельство позволило Э. П. Изоху и Ю. В. Казицыну (1959) высказать предположение, что частично и максимально упорядоченные плагиоклазы представляют не единый ряд твердых растворов, как это принято считать, а несколько в известной мере «самостоятельных» минералов, свойства которых при переходе от одного к другому меняются скачкообразно и между которыми существуют такие же реакционные отношения, как и в ряду фемических минералов.

В перечисленных и многих других петрографических работах (Белянкин, 1939, 1944; Афанасьев, 1951; Мониц, 1953; Петров, 1955; Марфунин, 1957, 1961; Масуренков, 1960 и др.) появление того или иного типа полевого шпата объяснялось влиянием различных факторов: температуры, условий залегания и тектонического положения магматических пород, геологическим возрастом, способом кристаллизации, составом.

Так, А. С. Марфунин (1962) отмечает, что в геосинклинальных областях можно выделять две возрастные группы калишпатов: одна (максимальные — промежуточные микроклины и триклинные ортоклазы) встречается в палеозойских — мезозойских интрузиях, другая (высокие — промежуточные ортоклазы)—в третичных — мезозойских интрузиях. По А. С. Марфунину, «...в малых гипабиссальных интрузиях третичного и мезозойского возраста сохранение слабоупорядоченных и промежуточных по степени упорядоченности состояний — следствие не более высокой по сравнению с микроклиновыми гранитами температуры образования, а более быстрого охлаждения, препятствовавшего упорядочению закристаллизовавшихся первоначально существенно неупорядоченных калишпатов» (1962, стр. 237). То же самое он говорит о сохранении в таких гипабиссальных интрузиях плагиоклазов с переходной и высокотемпературной оптикой.

Чрезвычайно интересны и важны указания многих исследователей на нахождение парагенетических минералов в термодинамически аналогичных структурных состояниях (Марфунин, 1957; Аянов, 1965; Мьюир, 1956).

Ценность этих данных определяется прежде всего тем, что сведения о зависимости оптических свойств темноцветных минералов от условий образования собраны воедино. Так, М. М. Веселовская (1950), выделяя три генетические группы в области пироксенов диопсид-авгитового ряда (пироксены эффузивных, интрузивных и метаморфических пород), указывает на то, что при близком составе пироксены, относящиеся к разным генетическим группам, отличаются по величине угла оптических осей ( $2V$ ).  $2V$  пироксенов из эффузивных пород, по ее данным, на  $5-10^\circ$

выше, чем аналогичных по составу пироксенов из интрузивных пород, а для пироксенов из метаморфических пород эта константа практически постоянна ( $2V$  колеблется в пределах  $60^\circ$  и не имеет диагностического значения). По мнению М. М. Веселовской, и эволюция пироксенов разного генезиса идет различно. Сведения о различиях —  $2V$  амфиболов близкого состава из амфиболитов и более молодых интрузий Кавказа приводит М. А. Фаворская (1946).

В работах В. С. Соболева (1950), Б. Г. Лутца (1962) и многих других исследователей показано, что оптические свойства (в первую очередь показатели преломления) роговых обманок и биотитов различны для минералов разного генезиса. Так, бурые роговые обманки из андезитов отличаются по величине показателей преломления от зеленых роговых обманок из гранитов при одинаковой их железистости, а биотиты из гранитов — от биотитов из пегматитов и т. д. В то же время В. С. Соболев эти изменения связывает в первую очередь с изменением химизма минералов: со степенью окисления  $FeO$  в  $Fe_2O_3$  и содержанием  $TiO_2$  в роговых обманках, содержанием мусковитового компонента и заменой группы  $OH$  на  $F$  в биотитах.

Действительно, весьма сложный химический состав темноцветных минералов, когда каждая группа минералов состоит из нескольких изоморфных серий и изменение оптических свойств внутри каждой серии идет по-разному, сложная зависимость изменения оптических свойств минералов от примесей — все это создает колоссальные трудности при оценке влияния условий образования на оптические свойства темноцветных минералов. До сих пор неясно даже, какая из оптических констант лучше всего отражает условия кристаллизации — какую из них можно считать показателем степени их упорядоченности? Именно поэтому рассмотрение темноцветных минералов, находящихся в парагенетических ассоциациях с полевыми шпатами, для которых теми или иными способами установлена степень упорядоченности и определен их структурно-оптический тип, может дать возможность, с учетом химических анализов темноцветных минералов, по-новому подойти к оценке их оптических свойств и в будущем дать основу для выделения структурно-оптических типов темноцветных минералов, как это сделано уже для полевых шпатов.

С этих позиций очень перспективно учение о парагенезисах минералов, успешно развиваемое в трудах Д. С. Коржинского (1957, 1963, 1965 и др.), А. А. Маракушева и И. А. Тарарина (1964, 1965), В. А. Жарикова (1959), Л. Л. Перчука (1964), благодаря которому были получены многие весьма ценные сведения о химизме и эволюции магматических расплавов, об их щелочности, кислотности и т. д.

Использование при парагенетическом анализе структурно-оптиче-

К типов минералов — еще один мощный фактор для выяснения условий кристаллизации магматических расплавов — позволит по-новому оценить уже полученные результаты.

Детальное изучение структурно-оптических типов породообразующих минералов имеет важнейшее геологическое значение. Так, в частности, А. С. Марфунин (1962) считает, что «...несмотря на колебания свойств, распространение структурно-оптических типов калишпатов имеет региональный характер» (стр. 236). В. С. Соболев (1950) обращает внимание на различный характер эволюции биотитов в магматических комплексах платформ и складчатых областей. Ю. А. Билибин (1946) приходит к выводу о различном направлении эволюции пироксенов в ходе кристаллизации нормальных и щелочных базальтоидных магм. W. Q. Кеннеди (Kennedy, 1947) и Куно (Kuno, 1959) показывают различия в эволюционных рядах темноцветных минералов для производных щелочных оливиновых, толеитовых и известково-щелочных базальтовых магм. А. С. Марфунин

(1957), а за ним и многие другие исследователи отмечают промежуточный или высокотемпературный характер оптики плагиоклазов некоторых гипабиссальных интрузий.

Особое значение приобретает исследование структурно-оптических типов породообразующих минералов в свете бурно развивающегося учения о магматических формациях. Действительно, как показывают немногочисленные приведенные примеры, каждая формация магматических пород должна обладать комплексом породообразующих минералов с определенными структурно-оптическими свойствами, химизмом и характером эволюции минералов во времени. Изучение всех этих свойств главных породообразующих минералов может дать богатый материал как для корреляции магматических пород внутри одной формации и сравнения разных магматических формаций, так и для познания условий кристаллизации магматических расплавов.

Не менее важную роль играет изучение оптических свойств породообразующих минералов для выяснения вопроса о комагматичности вулканических и плутонических образований. В монографии А. С. Марфунина (1962) было показано, что «...независимо от способа кристаллизации породы в гранитоидах и связанных с ними пегматитах, мигматитах, дайках, порфиробластах, друзах присутствует один и тот же структурно-оптический тип калишпата или близкие к нему типы» (стр. 236). Следовательно, изучение калишпатов вулканических и плутонических пород, для которых предполагается единый магматический источник, может дать дополнительный критерий для такого суждения. Относительно других главных породообразующих минералов подобных работ не проводилось, но, очевидно, в вулкано-плутонических формациях оптические свойства минералов вулканической и плутонической фаций должны быть взаимосвязаны.

Таким образом, анализ изложенных материалов показывает, что комплексное изучение главных породообразующих минералов, их оптики, химизма и парагенетических ассоциаций открывает широкие возможности для корреляции магматических образований, а также для выяснения условий кристаллизации расплавов.