

ДЕВОНСКИЙ МАГМАТИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС РАЙОНА ИРБИНСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Г. В. ПОЛЯКОВ

(Представлено профессором доктором Ю. А. Кузнецовым)

Девонский магматический комплекс широко развит на территории юга Красноярского края, преимущественно располагаясь по восточным окраинам Минусинской и Чулымо-Енисейской впадин. Обладая своеобразными геологическими и петрографическими особенностями, этот комплекс особенно интересен тем, что с его интрузивными представителями генетически связываются наиболее крупные в крае контактово-метасоматические железорудные месторождения.

В районе Ирбинского месторождения девонский магматический комплекс включает в себя как интрузивные, так и эффузивные образования.

Эффузивные образования представлены обширными покровами, трансгрессивно перекрывающими сложно дислоцированные породы среднего кембрия. Покровы собраны в широкие спокойные моноклинальные складки с пологими, в среднем $25-30^\circ$, углами падения крыльев и, таким образом, подчинены структурам нормально осадочного девона Минусинской котловины.

Эффузивная толща условно разделяется на две: нижнюю — андезитовых порфиритов и верхнюю — более кислых субщелочных эффузивных пород.

Наиболее широким развитием пользуется толща андезитовых порфиритов и их туфов, вскрывающаяся в широкой полосе северо-восточного простираения. Крайними пунктами этой полосы являются сс. Березовское — Красный Дар на юге и дд. Знаменка — Успенка на севере. На юге полоса уходит дальше, в смежные районы Минусинской котловины. Максимальная видимая мощность толщи андезитовых порфиритов, определенная в разрезе р. Грязнушки (южнее д. Курской), оценивается примерно в 1 км. По петрографическому составу в ней выделены: лабрадоровые, авгитовые и андезиновые порфириты, превращающиеся в ряде случаев под действием альбитизации в альбитофиры.

Лабрадоровые порфириты, вскрывающиеся главным образом в разрезе р. Грязнушки, характеризуются исключительно плотным, массивным сложением и темно-бурой окраской. Вкрапленники представлены тонкими матово-белыми призмочками плагиоклаза длиной до 3 мм. Основная масса макроскопически плотная, почти афанитовая, микроскопически гиалопилитовая, состоит из тонкого войлока микролитов основного плагиоклаза. В фенокристаллах плагиоклаз обычно сильно

разрушен. По отдельным реликтам на федоровском столике установлен состав плагиоклазов вкрапленников в пределах от № 50 до № 60.

Авгитовые порфириды, встречающиеся по северным склонам г. Б. Урал, очень напоминают по внешнему виду лабрадоровые, отличаясь присутствием в порфиридных выделениях мелких изометричных зерен авгита. Микроструктура основной массы — интерсертальная.

Развитые в центральной части полосы андезитовые порфириды имеют характерную буроватую окраску и ясно выраженную порфиридную, часто гломеропорфиридную структуру. Под микроскопом фенокристаллы представлены тонкими табличками плагиоклаза, состав которого колеблется от № 30 до № 40. Структура основной массы обычно микролитовая, часто переходит в аллотриоморфнозернистую. Такое видоизменение структуры, как правило, связано с альбитизацией андезитовых порфиридов, в процессе которой последние превращаются в альбитофиры.

В толще андезитовых порфиридов в форме отдельных маломощных покровов и, возможно, силлов встречаются хорошо раскристаллизованные диабазы и диабазовые порфириды, приближающиеся по составу и степени измененности к безоливиновым базальтам. Под микроскопом структура обычно порфиридная, основная масса — диабазовая. Количественно-минералогический состав: плагиоклаз — 54%, пироксен — 21%, актинолит и хлорит — 21%, акцессорные минералы (в основном рудный) — 4%. Плагиоклаз представлен лабрадором (№ 65—70), пироксен — салитом ($2V=54^\circ$, $N_g=1.706 \pm 0.002$).

Стратиграфически и почти постоянно гипсометрически выше, абсолютно согласно с андезитовыми порфиридами, залегают более кислые субщелочные эффузивы, представленные ортофирами, трахитовыми порфирами, кварцевыми альбитофирами и кератофирами. В составе этой толщи отмечаются маломощные покровы андезитовых порфиридов, по составу аналогичных порфиридам нижележащей толщи.

Ортофиры наиболее полно представлены в разрезе правого борта р. Тубы между с. Курагино и д. Ойха. По внешнему виду это красновато-бурые плотные породы, с рельефно выступающими призматическими фенокристаллами розового калишпата, достигающими по длине 8 мм. Основная масса ортофиридная, но довольно часто, подвергаясь окварцеванию и альбитизации, превращается в микрофельзитовую. Калишпат порфиридных выделений представлен нерешетчатым микроклином ($-2V=85-87^\circ$, $\perp 001 : Nm=17^\circ$), в наиболее раскристаллизованных разностях ортофиридных микроклинов слегка пертитизирован. Среди ортофиридов р. Тубы и в районе с. Березовки имеются разновидности порфиридов с трахитовой и бостонитовой структурой основной массы, которая в большинстве случаев превращается под действием вторичных процессов — альбитизации и окварцевания — в аллотриоморфнозернистую и микрофельзитовую. Вероятно в процессе таких изменений произошло большинство кварцевых кератофиридов р. Грязнушки, с. Березовки, г. Успенской и т. д.

Следует отметить еще одну разновидность эффузивов района Ирбы. В составе порфиридовой и ортофиридовой толщ имеются миндалекаменные разности, в первом случае они представлены порфиридами с миндалинами хлорита, эпидота и кальцита, во втором — трахитовыми порфирами и альбитофирами с миндалинами кварца и альбита.

Таким образом, состав пород всей эффузивной толщи колеблется в широком диапазоне от диабазов до трахитов, причем наиболее ранние излияния характеризуются преобладанием основных по составу разностей, близких к диабазам, тогда как в составе последних по времени из-

линий преобладают кислые эффузивы типа трахитовых порфиров и кварцевых кератофиров.

Возраст эффузивной толщи нижедевонский. В качестве доказательства приведем следующие данные.

1. Судя по характеру залегания, вся эта толща подчинена спокойным, пологим складчатым структурам осадочного девона Минусинской котловины.

2. По геологическому строению и вещественному составу толща очень близка так называемой чиланской свите, нижедевонский возраст которой является доказанным («Полевой атлас фауны и флоры девонских отложений Минусинской котловины», 1955).

3. В разрезе по р. Грязнушке среди эффузивов встречена небольшая маломощная линзочка желтовато-серого полимиктового песчаника с плохо сохранившимися остатками остракод, предположительно нижедевонского возраста.

Вместе с тем следует отметить, что имеются попытки отнесения подобных эффузивов к абаканской свите, возраст которой определяется живетским ярусом среднего девона. Так в «Полевом атласе фауны и флоры девонских отложений Минусинской котловины» (1955) приводится следующее: «К абаканской свите условно относится значительная часть так называемой эффузивной оторочки Минусинской котловины, в частности порфириты, слагающие довольно большие пространства в северо-восточной части, где они прорваны интрузией щелочной магмы. По мнению некоторых исследователей, эти порфириты более древние — нижедевонские, соответствующие чиланской свите, а к абаканской свите надо относить только красноцветные породы, залегающие выше их, возможно несогласно с конгломератом в основании». Как видно, мы придерживаемся второй точки зрения.

Эффузивы нижнего девона отчетливо прорываются интрузивными представителями магматического комплекса. Интрузивные образования представлены в районе двумя плутонами: небольшим, зонального строения плутоном г. Сидоровский Урал и более значительным по размерам Ирбинским массивом. В контактах Ирбинского массива с древней карбонатной толщей среднего кембрия располагается Ирбинская группа железорудных месторождений. Плутоны образовались в три стадии: в первую стадию формировались кварцевые щелочные сиениты, близкие к нордмаркитам, во вторую — щелочные граносиениты и щелочные граниты и в третью — многочисленные дайковые породы: щелочные гранит-порфиры, сиенит-порфиры, щелочные сиенит-аплиты, альбитит-порфиры и, наконец, различные порфириты, приближающиеся по химическому составу к трахиандезитам и даже к трахибазальтам. В плутоне Сидоровский Урал явно преобладают щелочные сиениты, тогда как кварцевые разности занимают меньшую центральную часть тела. Ирбинский массив, напротив, представлен в основном кварцевыми разностями, среди которых значительное развитие приобретают щелочные рибекитовые граниты. В эндоконтактах Ирбинского массива встречаются весьма разнообразные гибридные породы (сиенитодиориты, диопсидовые сиениты, кварцевые диориты, диориты, габбро-сиениты и габбро-диориты), образовавшиеся в результате ассимиляции сиенитовой магмой более основных по составу боковых пород.

Нордмаркиты Сидоровского плутона разделяются на амфиболовые и биотит-амфиболовые. Обе разновидности имеют примерно одинаковое распространение и очень близкий химический состав. Количественно-минералогический состав их следующий: амфиболовый нордмаркит-микроклин-пертит — 67%, альбит-олигоклаз (№ 15) — 14%, амфибол — 8%, кварц — 9%, акцессорные — 2%; биотит-амфиболовый нордмар-

кит-микроклин-пертит — 64%, альбит-олигоклаз — 12%, амфибол — 4%, биотит — 5%, кварц — 12%, акцессорные — 3%. Пертиты по своей морфологии очень разнообразны. Среди них выделяются: тонковолокнистые пертиты, близкие к криптопертитам, пятнистые, ключевидные, оболочковые антипертиты и, наконец, жилково-метасоматические пертиты. Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой ($-2V=66-70^\circ$, $Nm=1.670\pm 0.004$), чаще синевато-зеленым полущелочным амфиболом ($2V=-80^\circ$, $Ng=1.666\pm 0.002$, $Np=1.655\pm 0.002$) и значительно реже — типичным натровым амфиболом из ряда глаукофан-рибекита.

Биотит типичный бурый ($Ng=Nm=1.628\pm 0.002$). Акцессорные представлены сфеном, цирконом, апатитом и рудным.

Значительно более широким распространением и разнообразием пользуются более кислые представители сиенитовой интрузии. Ими сложена центральная часть Сидоровского плутона и весь целиком Ирбинский массив. Выделяются следующие петрографические разновидности: граносиениты, близкие к сиенитодиоритам, щелочные граносиениты, лейкократовые граносиениты, щелочные граниты, кварцевые альбититы.

Граносиениты, близкие по составу к сиенитодиоритам, распространены достаточно широко в восточной части плутона, тяготеющей к ирбинскому останцу. Главной отличительной их чертой является относительно высокое содержание плагиноклаза, основность которого выше, чем в нормальных сиенитах плутона. Количественно-минералогический состав: плагиноклаз (№ 18—25) — 19%, микроклин и микроклин-пертиты — 55%, кварц — 14—20%, актинолит ($-2V=82^\circ$, $CNg=16^\circ$, $Ng=1.668\pm 0.002$) — 3—7%, акцессорные (циркон, сфен, апатит) — 1—2%.

Щелочные граносиениты являются наиболее распространенной, главной составной частью Ирбинского и Сидоровского плутонов. Ими сложена в основном центральная часть этих плутонов. В поле среди них выделяются две структурные разновидности: среднезернистые порфирировидные граносиениты и мелкозернистые граносиениты. Обе разновидности часто сменяют друг друга, причем переходы бывают достаточно резкими. Минералогический состав разновидностей примерно одинаков и характеризуется следующими количествами: микроклин и микроклин-пертит — 63%, альбит (№ 3—5) — 12%, кварц — 18%, амфибол (актинолит и полущелочная разность) — 6%, акцессорные — 1%.

Очень близкой петрографической разновидностью щелочных граносиенитов являются лейкократовые их разности, в которых содержание амфиболов опускается до 1—2%.

Щелочными гранитами сложены вершина и северо-западные склоны г. Б. Урал. Нами они выделяются как петрографическая разновидность граносиенитов, но не исключена возможность, что они образовались в самостоятельный более поздний этап формирования плутона. Среди них выделяются рибекитовые и лейкократовые биотит-рибекитовые разновидности. Количественно-минералогический состав рибекитовых гранитов: слабо пертитизированный кали-натровый полевошпат — 55%, кварц — 37%, рибекит ($2V=-80^\circ$, $CNg=5^\circ$, $Ng=1.696\pm 0.002$, $Ng-Np=0.004$) — 8%, циркон — отдельные мелкие зерна. Лейкократовые граниты содержат очень немного рибекита ($\approx 1\%$) и столь же мало бурого биотита.

Кварцевые альбититы имеют более ограниченное распространение. Ими сложены мелкие секущие тела, которые располагаются вблизи периферии Ирбинского плутона и, по всей вероятности, являются его сателлитами. Такие альбититовые тела-сателлиты отмечаются в устье р. Поперечки, где они активно воздействуют на девонские эффузивы, а также в устье р. Б. Бурлука и в правом борту р. Изых, где они явно

прорывают тела более древней гранодиоритовой интрузии. Кварцевые альбититы по внешнему облику очень напоминают мелкозернистые лейкократовые микропегматитовые граниты. Под микроскопом они имеют аллотриоморфнозернистую, близкую к аплитовой структуру и обнаруживают следующий состав: альбит — 52%, микроклин — 17%, кварц — 27%, хлорит — 2%, эпидот, сфен и магнетит — 2%.

Породы дайковой фации разделяются на две группы: основного и субщелочного составов. К первой группе относятся диабазы, диабазовые порфиры и диорит-порфиры, приближающиеся по химическому составу соответственно к трахибазальтам и трахиандезитам. Вторая группа более разнообразна. Здесь выделяются сиенит-порфиры, сиенит-аплиты, щелочные гранит-порфиры, альбитит-порфиры. Большинство даек проявлено в рудном поле Ирбинского месторождения.

В поле месторождения имеет распространение очень пестрая по составу гамма гибридных пород: диопсидовых сиенитов, сиенитодиоритов, гранодиоритов, кварцевых диоритов, диоритов, габбро-сиенитов и габбро-диоритов.

Оба плутона относятся к гипабиссальной фации глубинности, на что указывают неравномерная зернистость и порфировидность пород, значительное развитие в них микропегматитовых и микропертитовых структур и относительно слабое проявление метаморфизма в экзоконтактах (Ю. А. Кузнецов, 1955). Особенно показательны в этом отношении пертиты, которые по составу и морфологии являются точной копией пертитов, характерных для гипабиссальных гранитов (О. Ф. Tuttle, 1952). Возраст интрузии кварцевых сиенитов определяется как посленижнедевонский на том основании, что они отчетливо прорывают и метаморфизуют породы нижнедевонской эффузивной толщи. Вместе с тем имеются основания ограничить возраст интрузии нижним девоном, так как, по указаниям А. Я. Эдельштейна и Т. Ф. Васютинской, галька сиенитов, представляющих эту интрузию, присутствует в конгломератах верхов нижнего девона (г. Чаныш). Ю. А. Кузнецовым (1932) отмечалось наличие гальки нордмаркитов «столбовской интрузии», совершенно аналогичной ирбинской, в конгломератах низов качинской свиты, которой в настоящее время присваивается среднедевонский возраст. Такая точка зрения подтверждается недавней работой А. Л. Додина (1956).

Следует особо остановиться на значительном сходстве некоторых интрузивных и эффузивных пород района Ирбинского месторождения. Особенно близки некоторые породы Ирбинского плутона трахитовым порфирам и ортофирам верхних частей эффузивной толщи. Так, ортофиры и трахитовые порфиры района г. Чалпан, сс. Березовки, Курского и Бугуртака внешне ничем не отличаются от дайковых сиенит-порфиров Ирбинского плутона. Как те, так и другие породы сложены существенно кали-натровым шпатом и кварцем с незначительным количеством щелочного амфибола. Разница состоит лишь в том, что в сиенит-порфирах плутона кали-натровые полевые шпаты подвергнуты экссольюционному распаду с образованием тонких и даже грубых пертитов, а в аналогичных эффузивах пертиты встречаются очень редко. Однако и это отличие вполне объяснимо. О. Ф. Туттл (1952) обратил внимание на то, что кали-натровые полевые шпаты одного состава по-разному проявляются в экструзивно-эффузивной и плутонической фациях. В эффузивах они представлены однородными зернами анортклаза, тогда как в плутонах гипабиссальной фации полевые шпаты такого же состава превращаются под действием распада в альбитовые пертиты. В качестве доказательства подобия кали-натровых полевых шпатов сиенитов Ирбинского плутона и ортофиров эффузивной толщи может служить следующее. В сиенитах плутона не все кали-натровые полевые шпаты

подвергнуты распаду, некоторые из них сохранили однородность. Такие разновидности по оптическим свойствам полностью аналогичны полевым шпатам, слагающим фенокристаллы ортофиоров, и наоборот, некоторые фенокристы эффузивов, подвергаясь распаду, становятся во всем подобными пертитам интрузивных сиенитов.

Тождественность минералогического состава приводит к тому, что некоторые лучше раскристаллизованные структурные разновидности ортофиоров района сел Курского и Бугуртака становятся совершенно не отличимыми от сиенит-порфиоров дайковой фации и апикальных частей плутона.

В заключение следует отметить, что близость по времени образования, постоянная локальная связь, значительная схожесть петрографического и минералогического составов и наличие переходных разностей между сиенитами интрузии и субщелочными эффузивами района — все это позволило нам и некоторым более ранним исследователям (А. Я. Булытников, 1929; А. Г. Вологдин, 1932; В. В. Богацкий, 1956) считать интрузивные и эффузивные образования комагматичными и относить их к единому магматическому комплексу.

Родственность эффузивных и интрузивных пород комплекса особенно хорошо проявилась в их химизме. По нашему заказу в лабораториях Красноярского геологического управления и Западно-Сибирского филиала Академии наук (г. Новосибирск) было выполнено 40 химических анализов пород комплекса. Результаты анализов нами пересчитаны по методу А. Н. Заварицкого (см. таблицу химических анализов). Ниже приводится характеристика анализировавшихся образцов.

- 1 — Обр. 49/54 — кварцевый щелочной сиенит. Ирбинский плутон, правый водораздел р. Поперечки. Анализ лаборатории ЗСФАН СССР.
- 2 — Обр. 139/54 — щелочной граносиенит. Ирбинский плутон, правый водораздел р. Ирбы. Анализ лаборатории ЗСФАН СССР.
- 3 — Обр. Д20/54 — нордмаркит. Красный Дар, Лекарев Ключ. Анализ лаборатории ЗСФАН СССР.
- 4 — Обр. 476/55 — щелочной гранит. Ирбинский плутон, г. Б. Урал. Анализ лаборатории ЦНИЛ Красноярского геологического управления (КГУ).
- 5 — Обр. 475/55 — щелочной гранит. Ирбинский плутон, г. Б. Урал. Анализ лаборатории ЦНИЛ КГУ.
- 6 — Обр. 448/55 — порфировидный граносиенит. Ирбинский плутон, г. Б. Урал. Анализ лаборатории ЦНИЛ КГУ.
- 7 — Обр. 453/55 — порфировидный граносиенит. Ирбинский плутон, г. Б. Урал. Анализ лаборатории ЦНИЛ КГУ.
- 8 — Обр. 648/55 — порфировидный граносиенит. Ирбинский плутон, г. Б. Урал. Анализ лаборатории ЦНИЛ КГУ.
- 9 — Обр. ПКЗ 4/54 — кварцевый альбитит. Южная окраина Ирбинского плутона, устье р. Бурлука. Анализ лаборатории ЗСФАН СССР.
- 10 — Обр. 265/54 — Кварцевый альбитит-порфир из дайки рудного поля Ирбинского месторождения. Анализ лаборатории ЗСФАН КГУ.
- 11 — Обр. 2172/54 — монцонит-порфир из дайки рудного поля Ирбинского месторождения. Анализ лаборатории ЗСФАН СССР.
- 12 — Обр. 458/55 — щелочной гранит-порфир из дайки. Ирбинский плутон, западный склон г. Б. Урал. Анализ лаборатории ЦНИЛ КГУ.
- 13 — Обр. скв. 103/55 — граносиенит-порфир из дайки Рудное поле Ирбинского месторождения, скв. 103, интервал 225.7—226.0 м. Анализ лаборатории ЦНИЛ КГУ.
- 14 — Обр. скв. 106/55 — диабазовый порфирит. Рудное поле Ирбинского месторождения, скв. 106, интервал 267 м. Анализ лаборатории ЦНИЛ КГУ.
- 15 — Обр. 140/55 — щелочной сиенит-аплит. Сидоровский плутон, южный склон г. Сидоровский Урал. Анализ лаборатории ЦНИЛ КГУ.
- 20 — Обр. скв. 103/55 — кварцевый сиенитодиорит. Рудное поле Ирбинского месторождения, скв. 103, интервал 241 м. Анализ лаборатории ЦНИЛ КГУ.
- 21 — Обр. скв. 66/55 — диопсидовый кварцевый сиенит. Рудное поле Ирбинского месторождения, скв. 66, интервал 315 м. Анализ лаборатории ЦНИЛ КГУ.
- 22 — Обр. скв. 66/55 — кварцевый диорит. Рудное поле Ирбинского месторождения, скв. 66, интервал 387 м. Анализ лаборатории ЦНИЛ КГУ.
- 23 — Обр. скв. 101/55 — диорит. Рудное поле Ирбинского месторождения, скв. 101, интервал 333 м. Анализ лаборатории ЦНИЛ КГУ.

Химические анализы пород девонского магматического комплекса

Таблица 1

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	20	21	22	23	24	25	26	27	31	32	33	34	36	37	38	39	46	47	48	49	50	51	52	53	55
SiO ₂	68,06	72,12	65,60	75,50	74,02	72,02	68,70	68,24	70,38	71,16	62,62	75,65	69,62	53,16	75,64	68,66	67,60	56,43	54,63	51,75	57,86	64,44	51,96	68,38	65,54	70,14	67,80	59,74	62,10	55,70	47,80	65,05	64,12	69,30	60,80	61,27	65,35	64,14	64,49	68,65
TiO ₂	0,82	0,37	0,78	0,19	0,25	0,27	0,56	0,59	0,92	0,57	1,01	0,20	0,38	2,10	0,20	0,63	0,58	1,05	1,04	0,94	1,15	1,06	2,25	0,48	0,66	0,56	0,92	1,24	0,26	1,86	1,43	0,77	0,77	0,32	0,73	0,44	0,87	0,60	0,69	0,46
Al ₂ O ₃	14,53	12,54	16,43	11,11	12,38	14,19	15,56	15,09	13,39	13,04	14,31	11,75	14,03	14,94	12,11	14,24	14,50	16,52	16,63	17,44	16,17	14,16	14,17	14,03	14,92	13,92	15,44	15,48	18,71	14,01	15,47	15,28	15,46	14,48	15,68	16,72	12,33	16,62	16,04	18,87
Fe ₂ O ₃	2,78	2,39	3,58	1,91	2,05	1,70	2,52	3,22	2,68	2,50	4,21	2,12	1,59	5,32	1,24	1,08	0,93	4,70	4,48	5,60	4,23	4,19	7,65	4,77	5,59	3,32	2,43	4,45	2,91	8,30	11,58	2,71	3,33	1,91	4,35	4,57	7,05	3,43	2,96	3,10
FeO	1,72	0,90	0,68	0,97	0,86	0,41	0,68	0,52	1,72	0,89	4,74	0,43	1,80	5,55	0,32	0,82	1,15	4,39	4,86	4,30	2,65	2,60	3,63	0,65	0,36	0,32	2,30	4,71	0,43	4,57	н.о.	1,87	1,68	1,25	2,56	0,22	1,38	0,96	1,34	0,29
MgO	0,65	0,38	с.л.	0,36	0,13	0,22	0,28	0,60	0,36	0,34	2,04	0,15	0,27	3,10	0,29	0,55	3,22	6,49	3,46	4,26	2,64	1,72	3,78	0,18	0,20	0,24	1,19	2,51	1,09	3,66	7,47	1,09	1,13	1,08	1,29	1,37	0,87	0,90	1,22	0,32
CaO	1,90	0,85	0,80	1,02	0,93	0,70	1,20	0,98	1,40	1,50	2,90	0,21	1,97	5,34	0,44	2,67	1,41	3,04	6,81	7,94	6,70	4,30	6,25	0,49	1,19	0,77	0,30	2,30	1,19	2,38	10,77	0,70	1,12	1,47	1,97	2,19	0,50	1,55	1,55	0,49
Na ₂ O	5,87	4,46	7,11	3,75	4,15	4,83	5,08	4,74	5,09	4,83	4,03	3,75	4,60	4,46	2,60	3,23	3,18	3,51	2,79	3,64	4,86	4,53	4,69	4,76	4,63	4,52	6,14	5,53	7,50	4,89	2,23	6,14	6,38	3,89	6,52	5,33	5,08	6,12	5,80	7,52
K ₂ O	3,55	4,58	4,35	4,45	4,50	4,65	3,74	4,34	2,80	2,99	3,41	4,43	3,48	2,18	5,74	5,09	5,90	1,77	2,24	1,32	2,23	2,42	2,35	4,67	5,55	4,35	2,50	1,75	1,72	0,25	0,66	4,22	3,96	4,21	4,74	4,62	4,36	3,93	4,06	3,98
H ₂ O	0,16	0,30	0,30	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,32	0,74	0,20	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,24	0,24	0,70	н.о.	н.о.	н.о.	0,44	0,56	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
П.пл.	0,16	0,64	0,52	0,55	0,68	0,74	0,68	1,44	0,72	1,02	0,48	0,34	1,80	2,16	0,60	1,55	1,02	0,94	1,59	1,59	0,84	0,12	2,48	0,36	0,45	0,48	0,62	1,40	2,10	2,98	1,76	0,49	0,33	0,83	0,60	2,69	0,40	1,20	0,6	0,67
Сумма	100,21	99,53	100,15	99,81	99,95	99,13	99,00	99,76	99,78	99,58	99,95	99,03	99,54	98,31	99,18	98,52	99,49	98,84	98,53	98,78	99,58	99,78	99,91	98,77	99,09	98,62	100,08	99,67	98,01	98,60	99,17	98,35	98,27	98,74	99,24	99,43	99,19	99,45	98,82	99,35

Числовые характеристики А. Н. Заварцкого

a	17,3	16,0	21,0	14,0	15,0	16,0	16,2	16,5	15,0	14,6	13,6	14,0	15,0	13,5	13,5	14,6	15,6	10,6	9,8	10,5	14,1	13,2	14,0	17,0	18,0	16,1	16,6	14,7	19,3	11,4	5,9	20,0	19,6	14,6	20,5	18,8	17,7	19,0	18,6	22,0	
c	1,5	0,1	0,1	0,0	0,4	0,9	1,4	1,2	1,2	1,3	2,6	0,1	1,8	3,5	0,4	2,3	1,8	6,2	6,4	7,0	3,9	2,7	2,6	0,6	0,9	0,9	0,2	3,0	1,4	3,0	7,9	0,7	0,5	2,0	0,1	2,1	1,1	1,7	1,4	0,6	
b	5,7	4,3	7,2	4,4	3,2	3,0	4,7	5,3	5,0	4,1	12,4	3,1	4,4	18,7	3,0	3,7	6,0	15,8	16,8	20,0	15,0	11,1	21,7	5,0	6,0	3,7	9,0	13,5	6,7	19,6	29,2	6,1	7,1	5,4	10,6	7,2	8,0	5,6	6,5	5,2	
S	75,5	79,6	1,7	81,6	81,4	80,1	77,7	77,0	78,8	80,0	71,4	82,8	78,8	64,3	83,1	79,4	76,6	67,4	67,0	62,5	67,0	73,0	61,7	77,4	75,1	79,3	74,2	68,8	72,6	66,0	57,0	73,2	72,8	78,0	68,8	71,9	73,2	73,7	73,5	72,2	
a'	—	—	—	—	—	27,0	30,0	20,0	—	—	—	25,0	—	—	44,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,0	—	7,4	32,5	—	28,8	8,8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	34,0
f'	58,6	64,6	48,4	58,5	73,0	62,0	60,0	71,0	78,5	72,0	64,5	67,0	72,2	54,0	40,4	47,0	27,0	53,0	52,5	46,4	40,0	53,0	46,5	91,0	85,0	82,0	45,5	61,0	43,5	59,6	35,0	55,6	62,0	53,0	57,0	48,2	74,5	69,0	59,5	57,0	
m'	16,1	15,4	38,8	13,7	8,0	11,0	10,0	19,0	13,5	13,0	28,0	8,0	11,3	29,0	15,6	24,5	40,0	33,6	36,5	38,0	30,0	25,3	30,0	6,0	5,7	10,5	22,0	31,0	27,7	31,6	45,0	30,0	25,5	34,0	20,0	41,0	18,1	27,2	32,0	9,0	
e'	25,3	20,0	12,8	27,8	19,0	—	—	—	8,0	15,0	7,5	—	16,5	17,0	—	28,5	33,0	13,4	11,0	15,5	30,0	21,7	23,0	—	9,3	—	—	8,0	—	—	20,0	14,4	12,5	—	23,0	10,8	7,4	3,8	8,5		
n	71,5	60,0	71,5	61,2	51,0	60,0	67,0	62,0	73,0	70,0	65,0	56,0	68,0	71,0	40,0	50,0	44,0	75,0	66,0	80,0	76,0	72,0	74,0	61,0	57,0	59,5	78,5	82,5	87,0	96,3	83,0	73,3	71,0	58,5	68,0	71,0	64,0	70,0	68,0	74,0	
t	0,7	0,2	0,7	0,3	0,3	0,3	0,6	0,7	0,9	0,6	1,2	0,6	0,4	2,8	0,2	0,7	0,7	0,9	0,9	1,1	1,4	1,3	3,1	0,5	0,8	0,6	1,0	1,5	0,3	2,5	2,3	0,9	0,9	0,3	0,9	0,4	1,0	0,7	0,8	0,5	
e	34,4	46,2	42,7	37,0	43,0	58,0	45,0	51,0	46,0	52,0	28,0	54,0	33,0	25,0	31,0	26,0	9,0	26,0	24,0	25,0	25,0	31,2	30,5	79,0	79,5	75,0	22,0	28,0	37,0	36,5	35	40,0	40,0	30,4	35,4	70,0	71,0	52,0	40,5	52,0	
Q	14,8	27,0	1,3	35,4	32,8	28,0	22,0	20,0	26,0	30,0	13,0	38,0	26,0	-1,9	39,0	27,0	20,0	7,4	8,0	-3,0	2,1	18,0	-7,2	20,2	13,3	25,5	15,0	5,2	5,2	6,2	-6,7	5,7	6,0	15,0	-3,5	3,0	10,0	10,0	8,4	-0,2	
alc	11,5	160	C	C=0	70,0	18,0	11,5	14,0	13,0	11,00	5,0	140,0	8,0	4,0	34,0	6,0	8,0	1,7	1,5	1,5	3,6	5,0	5,4	28,0	20,0	18,0	83,0	4,9	14,0	3,8	0,7	C	40,0	7,3	C	9,0	C	11,0	13,0	37,0	
FeO, MgO	7,3	4,2	1,3	4,2	9,0	5,6	6,1	5,1	5,8	5,5	2,3	8,0	6,4	2,0	3,6	2,0	0,7	1,6	1,4	1,2	1,3	2,1	1,5	14,0	15,0	7,7	2,1	2,0	1,6	1,8	0,8	2,2	2,5	1,5	2,9	1,8	4,9	2,6	1,9	6,0	

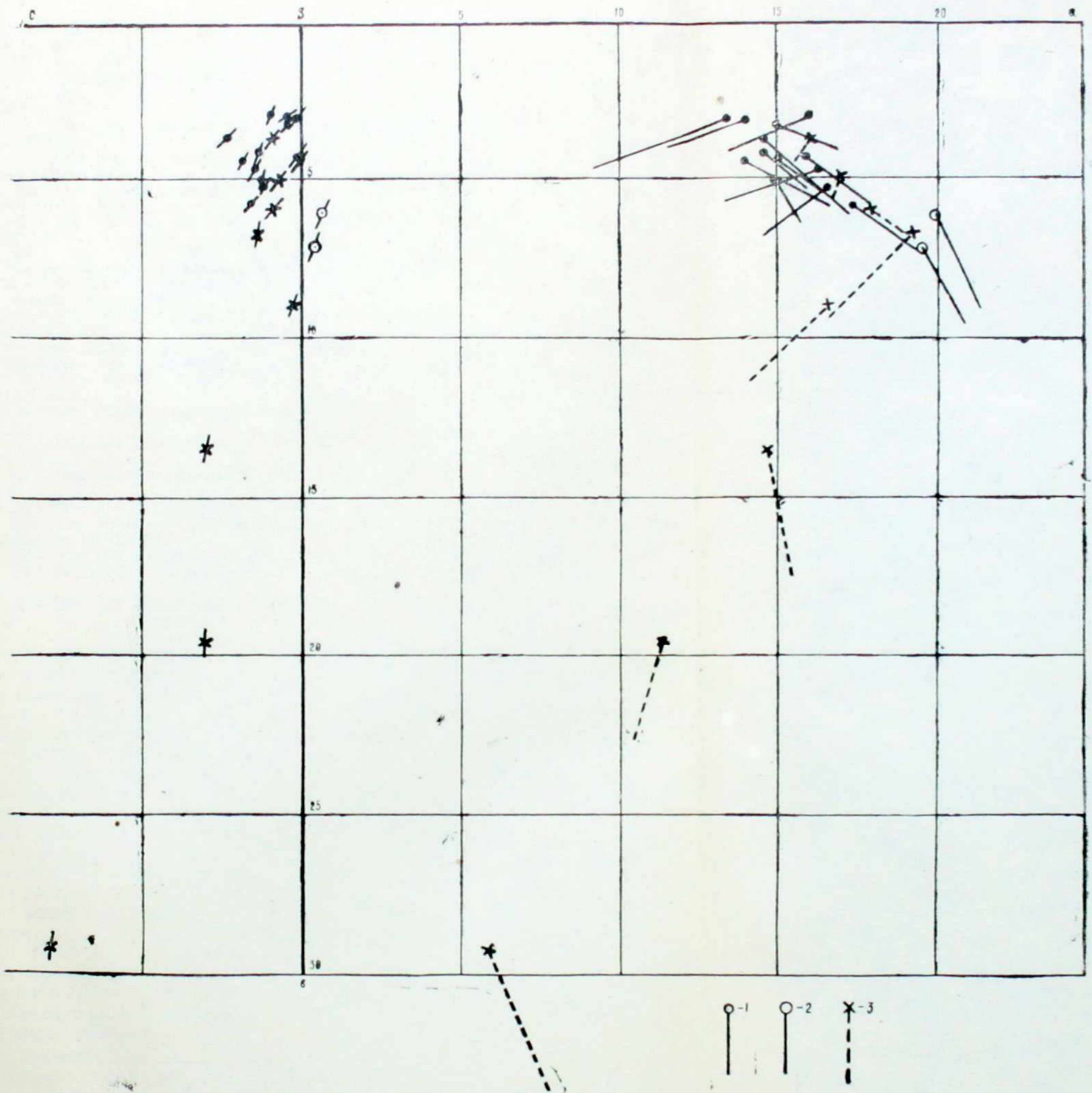


Рис. 1. Диаграмма А. Н. Заварицкого для эффузивных и интрузивных пород района Ирбы. 1—граносениты и щелочные граниты Ирбинского плутона. 2—нордмаркиты Сидоровского плутона. 3—эффузивные породы комплекса. ■

- 24 — Обр. скв. 92/55 — габбро-диорит. Рудное поле Ирбинского месторождения, скв. 92, интервал 355 м. Анализ лаборатории ЦНИЛ КГУ.
- 25 — Обр. 2174/54 — кварцевый диорит. Рудное поле Ирбинского месторождения. Анализ лаборатории ЦНИЛ КГУ.
- 26 — Обр. ТКХ11 — гранодиорит. Таловское месторождение. Анализ лаборатории ЗСФАН СССР.
- 27 — Обр. 254 — габбро-сиенит. Месторождение Безымянное. Анализ лаборатории ЗСФАН СССР.
- 31 — Обр. 666/55 — ортофир. Правый борт р. Тубы у с. Курагино. Анализ лаборатории ЦНИЛ КГУ.
- 32 — Обр. 672/55 — ортофир. Правый борт р. Тубы у с. Курагино. Анализ лаборатории ЦНИЛ КГУ.
- 33 — Обр. 623/55 — трахитовый порфир, с. Березовское. Анализ лаборатории ЦНИЛ КГУ.
34. — Обр. 1501/54 — кварцевый кератофир, г. Успенская, правый водораздел р. Бурлука. Анализ лаборатории ЗСФАН СССР.
- 36 — Обр. 724/54 — порфирит. Левый водораздел р. Б. Бурлука в его устьевой части. Анализ лаборатории ЗСФАН СССР.
37. — Обр. 577/55 — кварцевый кератофир. Устье р. Грязнушки. Анализ лаборатории ЦНИЛ КГУ.
- 38 — Обр. 2063/54 — диабазовый порфирит. Левый водораздел р. Б. Ирбы севернее г. Безымянки. Анализ лаборатории ЦНИЛ КГУ.
- 39 — Обр. 405/55 — диабаз. Западный склон г. Б. Урал. Анализ лаборатории ЦНИЛ КГУ.
- 46 — Обр. 523/55 — нордмаркит. Сидоровский плутон. Анализ лаборатории ЦНИЛ КГУ.
- 47 — Обр. 535/55 — нордмаркит. Сидоровский плутон. Анализ лаборатории ЦНИЛ КГУ.
- 48 — Обр. 547/55 — граносиенит. Сидоровский плутон. Анализ лаборатории ЦНИЛ КГУ.
- 50 — Обр. 234/55 — нордмаркит. Плутон Бесь. Анализ лаборатории ЦНИЛ КГУ.
- 51 — Обр. 364/55 — кварцевый щелочный сиенит. Плутон Бесь, г. Балабан. Анализ лаборатории ЦНИЛ КГУ.
- 52 — Обр. 172. — нордмаркит. Плутон Кедровый. Анализ лаборатории ЦНИЛ КГУ.
- 53 — Обр. 120/55 — нордмаркит. Плутон Кедровый. Анализ лаборатории ЦНИЛ КГУ.
- 55 — Обр. 4/55 — щелочный сиенит. Плутон Сайбар. Анализ лаборатории ЦНИЛ КГУ.

Из таблицы видно, что по химизму кварцевые кератофиры, трахитовые порфиры и ортофиры из покровов эффузивной толщи нижнего девона полностью тождественны нордмаркитам и щелочным гранитам Сидоровского и Ирбинского плутонов, что очень удачно иллюстрирует диаграмма, построенная по методу А. Н. Заварицкого (рис. 1). На диаграмме векторы, соответствующие ортофирам и трахитам д. Березовки и с. Курагино, накладываются на рой векторов, соответствующих кварцевым сиенитам и щелочным гранитам Ирбинского плутона, причем березовские эффузивы оказываются очень близкими дайковым породам плутона. Величина и ориентировка векторов также близки. К нордмаркитам Сидоровского Урала по химическому составу приближаются кварцевые кератофиры, которые образуют небольшие покровы среди более основных разностей нижнего отдела эффузивной толщи.

Химическое родство интрузивных и эффузивных пород района склывается и в других дополнительных характеристиках. Так, значения Q $a : c$, $MgO : FeO$ оказываются почти равными для ортофиров и трахитовых порфиров эффузивной толщи и кварцевых сиенитов и щелочных гранитов Ирбинского плутона. То же самое отмечается для кератофиров р. Грязнушки и нордмаркитов Сидоровского плутона (см. таблицу химических анализов).

Значительным развитием среди эффузивных и дайковых пород комплекса пользуются разновидности основного состава, причем основные эффузивы являются наиболее ранними образованиями. Все это дает право считать весь комплекс производным основной магмы. Субщелочные разновидности эффузивов по химическим свойствам очень близ-

ки к трахитам ряда океанических островов, имеющих базальтовидное происхождение. На диаграмме А. Н. Заварицкого векторы, соответствующие трахитовым порфирам и ортофирам района Ирбы, почти накладываются на векторы трахитов Оверни и Дальнего Востока, генетически связанных с типичными базальтами (рис. 4).

Интрузивные породы магматического комплекса также имеют ряд особенностей, свидетельствующих о их генетической связи с основной магмой. Следует отметить, что вопрос о связи сиенитов района Ирбинского месторождения с основной магмой ставится не впервые. Об этом сравнительно недавно высказывались предположения Ю. А. Кузнецовым (1955) и В. В. Богацким (1956). Примеров образования магматических пород, аналогичных Ирбинским, в процессе дифференциации основной по составу магмы много, причем все исследователи единодушно сходятся во мнении, что основными особенностями химизма последних продуктов дифференциации основной магмы являются следующие две:

1. Высокое значение отношения $FeO: MgO$ (больше двух), хотя абсолютные количества того и другого незначительны.

2. Возрастание содержания щелочей, причем относительно быстрее растет содержание калия.

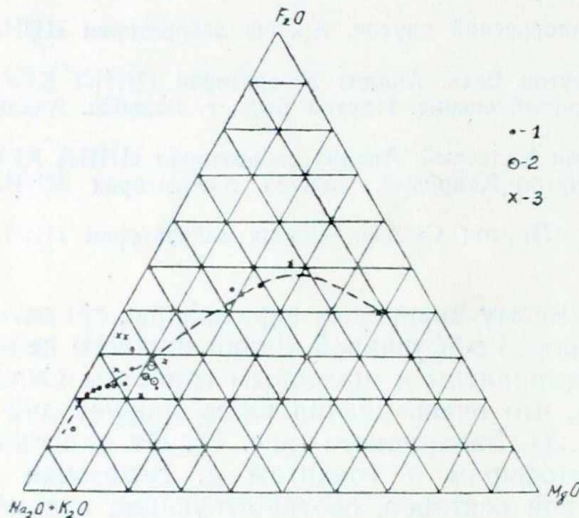


Рис. 2. Треугольная диаграмма для эффузивных и интрузивных пород района Ирбы.
1—граносиениты и щелочные граниты Ирбинского плутона, 2—нордмаркиты Сидоровского плутона, 3—эффузивные породы комплекса.

мени формирования щелочных гранитов и альбититов.

Для того, чтобы лучше разобраться в генезисе интрузии девонского магматического комплекса района Ирбы, необходимо ее сравнить с некоторыми другими аналогичными интрузиями, базальтоидное происхождение которых является доказанным.

Ирбинский и Сидоровский плутон по вещественному составу и химизму полностью тождественны. В свою очередь щелочные сиениты Сидоровского Урала совершенно тождественны щелочным сиенитам аналогичных плутонов соседних районов (Бесь, Высокая, Кедровый, Сайбар) и нордмаркитам «столбовской интрузии» района г. Красноярска. Последние, по мнению Ю. А. Кузнецова (1955), являются производными основной магмы.

Для сиенитов района Ирбинского месторождения эти особенности очень характерны (см. таблицу химических анализов). Для пород Ирбинского плутона, например, отношение $FeO: MgO$ равняется в среднем 6, не опускаясь ниже трех. Зависимость между содержанием FeO , MgO и суммой щелочей $Na_2O + K_2O$ в интрузивных породах отражена на треугольной диаграмме (рис. 2). Из диаграммы видно, что все породы Сидоровского и Ирбинского плутонов характеризуются исключительно высоким содержанием щелочей ($Na_2O + K_2O$) и очень незначительным количеством MgO , причем эти особенности сильнее проявлены для последних по време-

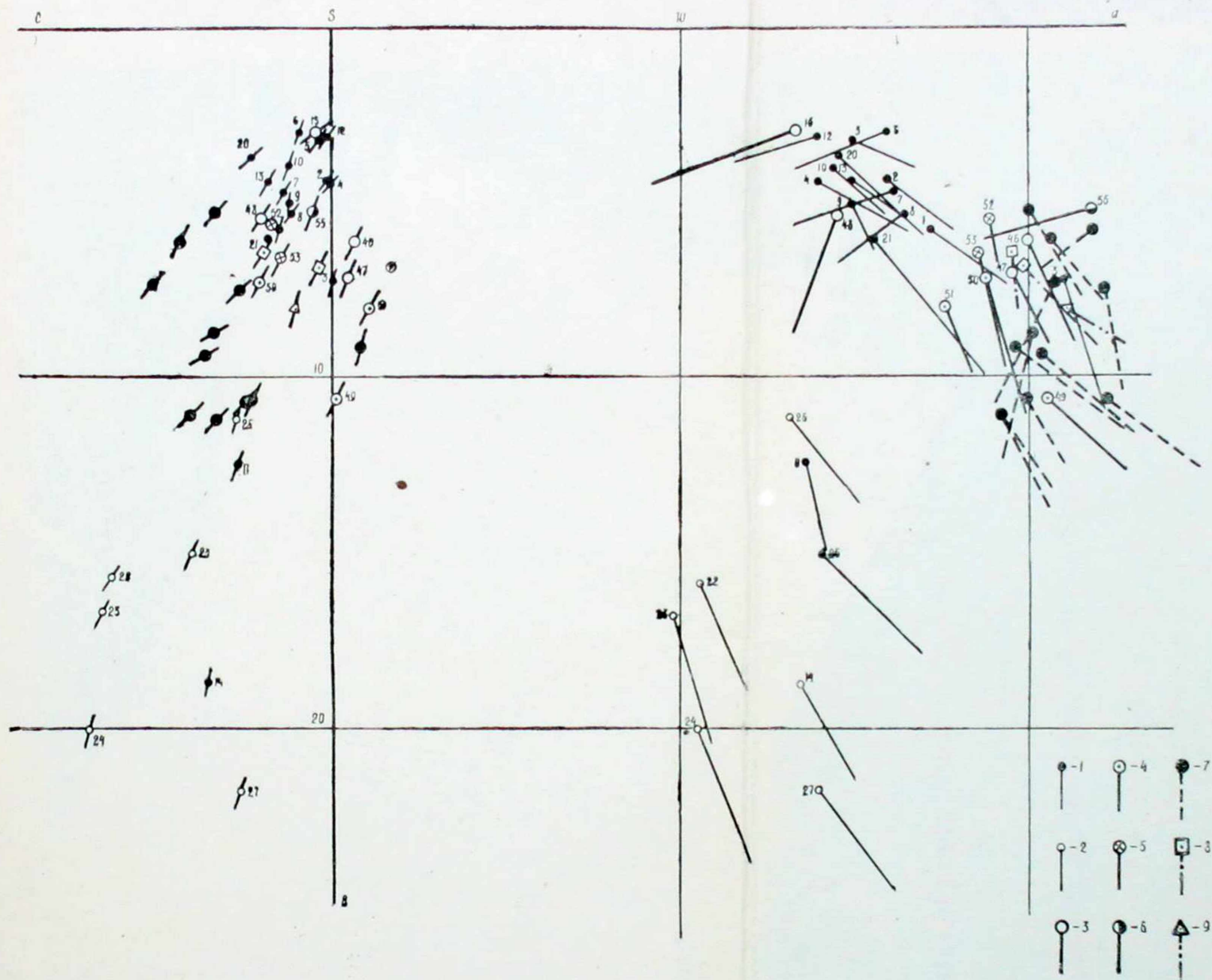


Рис. 3 Диаграмма А. Н. Заварицкого для сиенитов Ирбы и некоторых других районов
 1—граносиениты и щелочные граниты Ирбинского плутона; 2—гибридные породы Ирбинского плутона; 3—сиениты Сидоровского плутона; 4—сиениты плутона Бесъ; 5—сиениты плутона Кедрового; 6—сиениты плутона Сайбар
 7—сиениты Кушвинского комплекса (Урал); 8—сиениты окрестностей г. Красноярска; 9—сиениты района Мороту (Южный Сахалин).

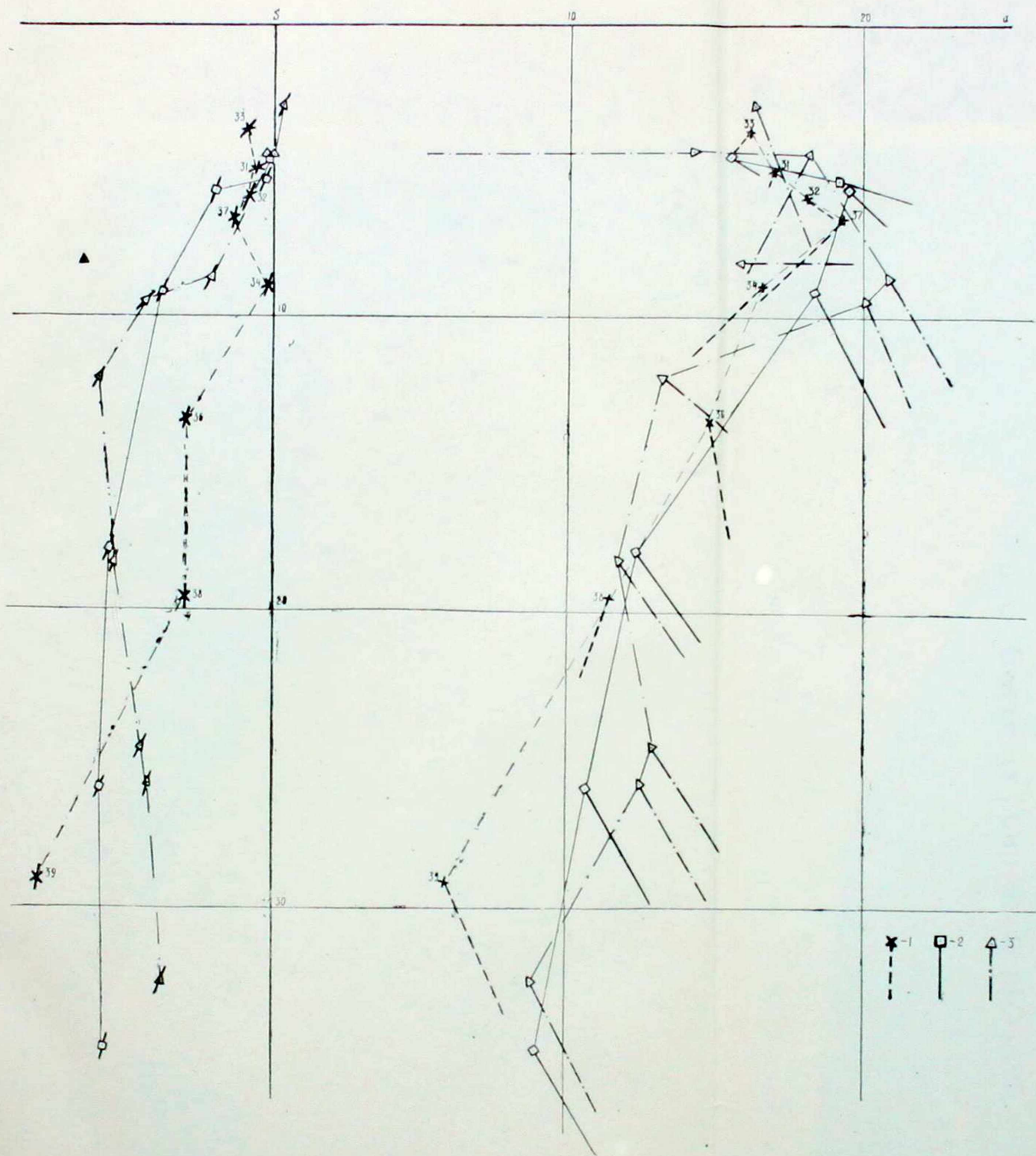


Рис. 4. Направление дифференциации в ирбинской эффузивной серии и ее сравнение с некоторыми естественными ассоциациями вулканических горных пород
 1—эффузивы Ирбы; 2—эффузивы щелочной серии Дальнего Востока; 3—эффузивы вулкана Канталъ области Оверни.

Нордмаркиты Красноярского края и в частности сиениты района Ирбинского месторождения очень близки по возрасту, петрографическому составу и химизму к сиенитам Кушвинского комплекса Урала, происхождение которых от основной магмы доказано Е. А. Кузнецовым (1950). Кроме того, сиениты Ирбы по петрографическим особенностям и химическому составу аналогичны третичным сиенитам Сахалина, которые генетически связаны с эффузивами базальтового состава (Yagi, 1953). Тождество химизма всех вышеперечисленных сиенитов отражено в таблице химических анализов и на сводной диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 3).

Таким образом как эффузивные, так и интрузивные породы девонского магматического комплекса района Ирбинского месторождения, вероятно, происходят от одной родоначальной магмы основного состава.

Следует особо остановиться на вопросах характера и направления дифференциации магмы, в процессе которой формировался интересующий нас комплекс.

В настоящее время выработано мнение (В. Соболев, 1936; В. М. Кузнецкий, 1947; Н. А. Вебман, 1950; Е. А. Кузнецов, 1950; Ю. А. Кузнецов, 1955; Т. Барт, 1956), что дифференциация основной по составу магмы может идти в двух направлениях: либо в направлении накопления в основном кислого остатка, либо в сторону накопления щелочного остатка. Соответственно выделяют две серии дифференциатов основной магмы — щелочно-земельную и щелочную. Большинство из сторонников двух направлений в дифференциации считают, что с щелочной ветвью обычно генетически связаны магнетитовые месторождения.

По ассоциации горных пород магматический комплекс района Ирбы больше соответствует второму щелочному направлению дифференциации базальтовой магмы. В составе интрузивных и эффузивных пород комплекса явно преобладают такие породы, как нордмаркиты, щелочные граносиениты, щелочные граниты, альбититы, трахиты, кератофиры и альбитит-порфиры, которые, по классификации Е. А. Кузнецова (1956), относятся к щелочным разновидностям семейства сиенита-трахита. В составе аналогичных комплексов соседних районов (плутон Бесь, Высокая, Сайбар) отмечаются типичные щелочные породы — нефелиновые и анальцимовые сиениты. Дайковые породы района Ирбы также отличаются повышенной щелочностью, приближаясь по химическому составу к трахи-андезитам и даже к трахи-базальтам. Судя по тому, что наиболее кислые и щелочные породы комплекса формировались преимущественно последними, можно предполагать, что дифференциация шла в сторону понижения основности и накопления щелочей. Последними продуктами дифференциации являются в эффузивной серии ортофиры и трахитовые порфиры, а в интрузивной — щелочные граниты и альбититы. Щелочной характер дифференциации особенно отчетливо проявился в эффузивной серии комплекса. Изменение химического состава пород, отвечающих различным этапам эволюции магмы, иллюстрируется на диаграммах (рис. 4 и 8).

На диаграмме (рис. 4) видно, что векторы, соответствующие породам эффузивной серии, располагаются на плоскости SAB в одну прямую линию с крутым наклоном к SB и характерным загибом у верхнего конца в сторону вершины S. Сравнивая диаграмму химических свойств эффузивов района Ирбы со сводной диаграммой типов естественных ассоциаций вулканических горных пород (А. Н. Заварицкий, 1950), приходим к выводу, что серия эффузивов района Ирбы по своему химизму занимает положение среднее между типичными тихоокеанскими известково-щелочными и типичными щелочными сериями (рис. 5). На этой диаграмме видно, что кривая ирбинской эффузивной серии (EA) зани-

мает на плоскости SAB среднее положение между кривыми известково-щелочной (3) и типичной щелочной (7) серий и очень близко подходит к кривой промежуточной серии типа Этны (4), на плоскости SVC вариационная кривая эффузивов района Ирбы наиболее близка к кривой щелочной серии.

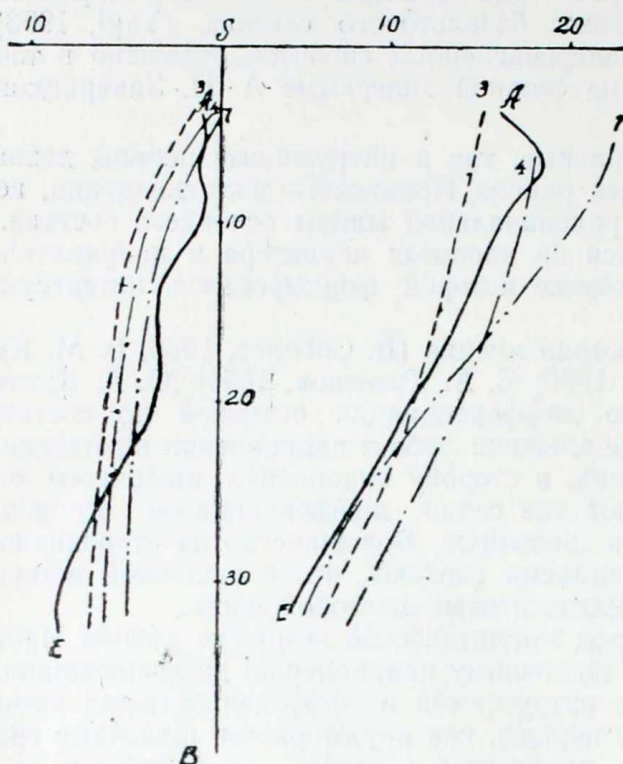


Рис. 5. Положение ирбинской эффузивной серии на сводной диаграмме типов естественных ассоциаций вулканических горных пород. 3—известково-щелочная серия, 7—щелочная серия, 4—переходный тип (Этна), EA—эффузивная серия района Ирбы.

жается к вариационной диаграмме для пород классической щелочной магматической серии острова Мелла (А. Н. Заварицкий, 1950).

Щелочная тенденция ирбинской серии подчеркивается и некоторыми другими диаграммами. Так, на треугольной диаграмме (MgO , FeO , $Na_2O + K_2O$) левая, щелочная ветвь вариационной линии, значительно приближаясь к вершине $Na_2O + K_2O$, развита сильнее правой, существенно известковой (рис. 8).

Диаграмма «фактора связи», составленная в прямоугольных координатах $\frac{Mg}{Mg+Fe}$ — «фактор связи» (А. Poldervart, W. E. Elston, 1954), также оказывается типичной для дифференциации базальтовой магмы (рис. 9).

Рассмотрев характер дифференциации на примере эффузивной серии, определим положение в этом ряду интрузивных пород комплекса. Судя по петрографическим особенностям и химизму, они являются последними дифференциатами магмы. Ими как бы заканчивается дифференцированная ветвь эффузивной серии. Мы уже обращали внимание на то, что породы Ирбинского и Сидоровского плутонов по петрографическому составу очень близки к самым последним по времени образования субщелочным эффузивам комплекса. Для них так же, как и для эффузи-

Используя данные А. Н. Заварицкого, приходим к выводу, что эффузивные породы Ирбинского комплекса очень близки по ассоциации горных пород и химизму к щелочным сериям Дальнего Востока и некоторых районов Западной Европы (рис. 4). Подобное сходство намечается и с некоторыми другими сериями, описанными в литературе. В частности, ирбинская серия во многом напоминает знаменитую щелочную серию окрестностей Осло, причем сходство проявляется не только на диаграмме А. Н. Заварицкого, но, особенно, на вариационной диаграмме. Вариационная диаграмма ирбинской серии (рис. 6) оказывается почти во всем подобной аналогичной диаграмме, составленной А. Харкером для пород окрестностей Осло. Эта диаграмма, но усредненная (рис. 7), прибли-

вов, отмечается общая тенденция к увеличению содержания кварца и щелочных полевых шпатов. Сходство интрузивных и последних по времени образования эффузивных пород комплекса особенно хорошо проявляется в их химизме. В таблице (см. таблицу химических анализов) и на диаграммах (рис. 1 и рис. 2) видно, что наиболее ранние представи-

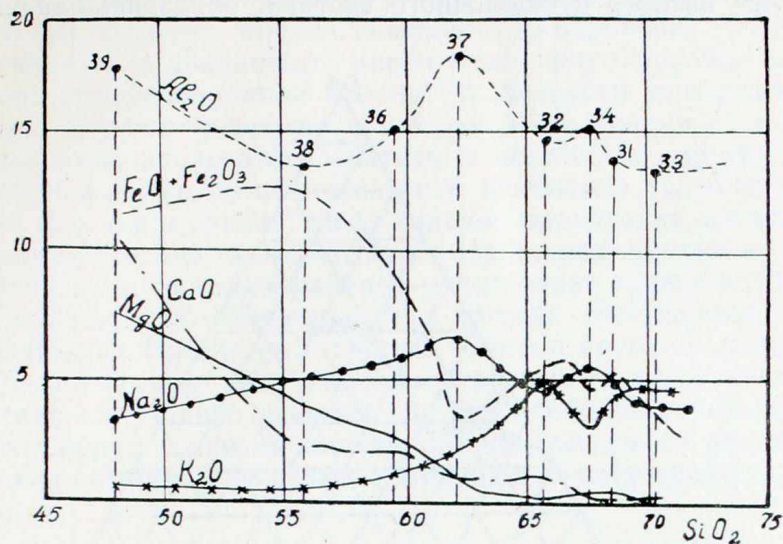


Рис. 6. Вариационная диаграмма для эффузивов Ирбы.
39—номера химических анализов.

тели интрузивной группы пород—нордмаркиты и щелочные граносиениты накладываются на самые поздние породы эффузивной серии и даже повторяют характерный для эффузивного ряда «щелочной крючок» ва-

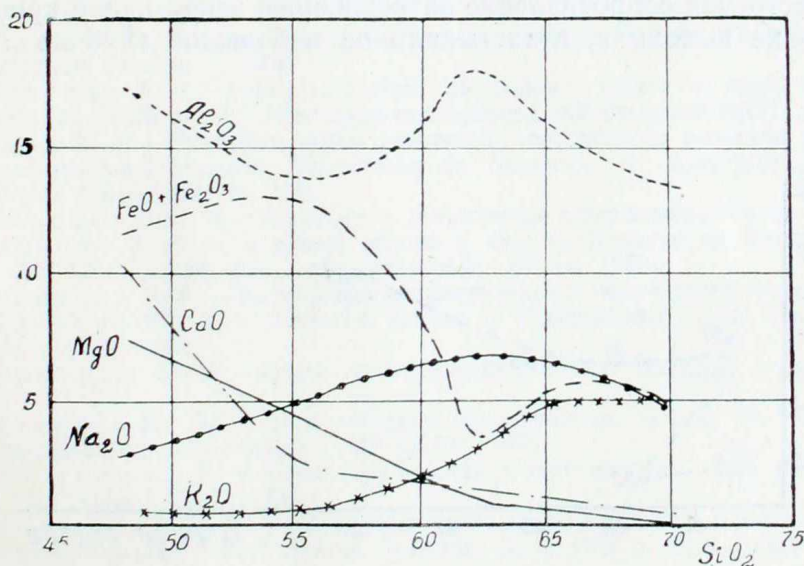


Рис. 7. Усредненная вариационная диаграмма для эффузивов Ирбы.

риационной линии, а следующие за ними последние по времени формирования породы комплекса—щелочные граниты и кварцевые альбититы как бы продолжают и заканчивают собой всю серию.

На основании ранее сказанного, можно сделать следующие предположения о формировании девонского магматического комплекса района Ирбинского месторождения. В момент заложения Минусинской впади-

ны, в связи с началом пригиба, в ее окраинных частях, а район Ирбы как раз занимает окраинное положение, образовались многочисленные трещины, по которым и началось излияние на поверхность магмы, состав которой со временем менялся. Сначала происходило излияние основной базальтового состава магмы, в конце на поверхность изливалась магма более кислого субщелочного состава, образовавшая самые верх-

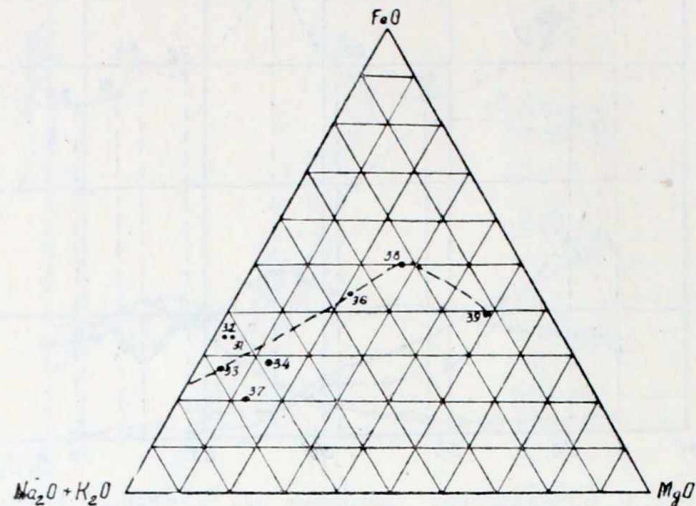


Рис. 8. Направление дифференциации в эффузивах района Ирбы.
38—номера химических анализов

ние покровы, сложенные ортофирами и трахитовыми порфирами. Поступавшие вслед за этим расплавы примерно такого же и более кислого состава, встречая сопротивление затвердевшей эффузивной кровли, на поверхность не выходили, а застывали на небольшой глубине в пределах

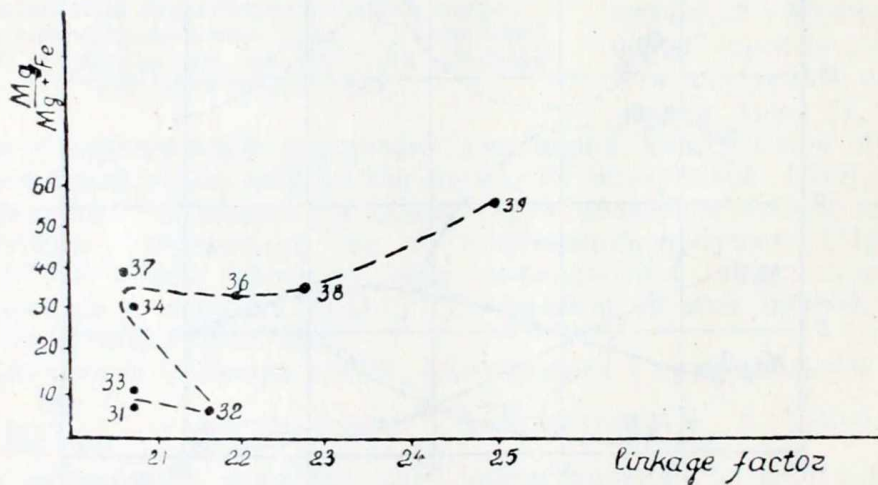


Рис. 9. Направление дифференциации эффузивной серии района Ирбы.
39—номера химических анализов.

нижнего горизонта эффузивной толщи и на границе ее с подстилающими отложениями кембрия. В результате образовались гипабиссальные тела сиенитов, являющиеся интрузивными аналогами последних по времени образования пород эффузивной серии, причем последними формировались граносиениты и щелочные граниты.

Как видно из предыдущего, ирбинский массив сложен последними продуктами дифференциации основной магмы, имевшей ясно выраженное щелочное направление, и относится, таким образом, к генетическому типу интрузий, перспективных на предмет железобуденения (Ю. А. Кузнецов, 1955). От родственных существенно нордмаркитовых интрузивов соседних районов Ирбинский плутон отличается тем, что в нем преобладают самые крайние породы комплекса — щелочные граносиениты, щелочные граниты и кварцевые альбититы, формировавшиеся на последнем этапе дифференциации магмы. Особенности минералогического состава пород плутона (развитие в них пертитов, микропегматитов, щелочных амфиболов, игольчатого апатита и некоторых других минералов), значительные аутометасоматические изменения (альбитизация, гематитизация и т. д.) и сравнительно сильное проявление метасоматоза в экзоконтактах — все это также отличает Ирбинский плутон от родственных ему интрузивов соседних районов и позволяет предполагать о значительном участии в его формировании летучих компонентов. Учитывая то, что в контактах Ирбинского плутона имеется крупное месторождение железных руд, а в связи с другими родственными интрузивами таких месторождений не найдено, следует считать наиболее перспективным на предмет железообуденения ирбинский тип интрузивов, со всеми отмеченными для него петрогенетическими и минералого-петрографическими особенностями.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барт Т.—Теоретическая петрология, 1956.
2. Богацкий В. В.—Генезис скарновых образований (на примере Ирбинской группы железорудных месторождений), «Разведка и охрана недр», № 9, сентябрь, 1956.
3. Булытников А. Я.—Геологические исследования в Нижне-Кизырском районе Минусинского округа в 1926 г., «Изв. Зап.-Сиб. отдел. Геол. ком.», т. IX, вып. 2, 1929.
4. Вакар В. и Сумин Н.—Нефелиновые сиениты на Среднем Урале. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1946.
5. Вебман Н. А.—Пути дифференциации в траппах Декана. Геология и петрография трапповых формаций, 1950.
6. Вологдин А. Г. Тубинско-Сисимский район. Отчет о геологических исследованиях 1924—1926 гг. Тр. Всесоюз. геол.-развед. объединения НКПТ СССР, 1932.
7. Додин А. Л.—Основные черты истории геологического развития Алтае-Саянской геосинклинальной области. Материалы по геологии и полезным ископаемым ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 8, 1956.
8. Заварицкий А. Н.—Введение в петрохимию изверженных горных пород, 1950.
9. Кузнецов Е. А.—Габбровый массив к югу от Баранчи на Урале. Тр. ин-та геол. наук АН СССР, вып. 116, сер. петрограф., № 34, 1950.
10. Кузнецов Е. А.—Петрография магматических и метаморфических пород, 1956.
11. Кузнецов Ю. А.—Геология района г. Красноярска, Изв. Зап.-Сиб. геол. разв. треста, т. XII, 1932.
12. Кузнецов Ю. А.—Фации магматических пород. Вопросы геологии Азии, т. II, 1955.
13. Кузнецов Ю. А.—Происхождение магматических пород. Сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых», АН СССР, 1955.
14. Кузнецов Ю. А.—Железообуденение и генетические типы интрузии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1955.
15. Куплетский Б. М.—Щелочные проявления в области развития Сибирских траппов (северо-западная часть). Недр Арктики, № 2, 1947 г. Изд. горно-геол. управления Главсевморпути.
16. Полевой атлас фауны и флоры девонских отложений Минусинской котловины, ВСЕГЕИ, 1955, под ред. Ржонсницкой М. А. и Мелешенко В. С.
17. Соболев В.—Петрология траппов Сибирской платформы. Тр. Арктического ин-та, т. X, 1936.
18. Poldervart A. and Wolfgang Elston—The calc-alkaline series and the trend of fractional crystallisation of basaltic magma: a new approach at graphic representation. The journal of geology, vol. 62, march 1952, num 2.
19. Tuttle O. F.—Origin of the contrasting mineralogy of extrusive and plutonic. The journal of geology, vol 60, march 1952, num. 2.
20. Yagi K.—Petrochemical studies on the alkale rocks of the Morotu district, Sakhalin. Bull. Geol. Soc.-Amer., vol. 64, march 1953, num. 7.

ИСПРАВЛЕНИЯ И ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

Стр.	Строка	Напечатано	Следует читать
4	25 сверху	<i>Leptimnadia</i>	<i>Leptolimnadia</i>
6	8 снизу	„сахаровидные“	„сахаровидные“,
"	6 "	минерала	минералов
"	2 "	серые	серые,
7	13 "	Коллоидальные	Аутигенные
12	28 "	„чертинской свиты“	„чергинской свиты“
17	10 "	камбрийскими	кембрийскими
18	27 сверху	мерглей	мергелей
"	29 "	<i>Hlaenidae</i>	<i>Ulaenidae</i>
21	19 "	кембрию	докембрию
23	16 снизу	1957	1958
26	26 "	поддерживается	подтверждается
28	4 "	<i>Slatkovska</i>	<i>slatkovska</i>
29	5 "	1957	1958
33	14 "	<i>Bulalasis</i>	<i>Bulaiaspis</i>
39	20 "	выше описанных	вышеописанных
41	23 сверху	бласто-псаммитовой	бластопсаммитовой
48	14 снизу	дайки Рудное	дайки. Рудное
56	20 "	минералогии	минерагении
66	Рис. 10	серпцита	серицита
67	6 снизу	теллурида, золота	теллурида золота
76	27 "	радроблены	раздроблены
77	23 "	эпидото-кварцево-полевошпа- товые	эпидото-кварцево-полево- шпатовые
83	14 сверху	плагигранитной	плагиигранитной
"	7 снизу	Елисеева Н. А.	Елисеев Н. А.
88	2 "	неравномерно зернистая	неравномернозернистая
110	25 сверху	природы	породы
112	7 снизу	А. К. Яхонтова	Л. К. Яхонтова
116	8 "	Ro	RO
122	26 "	$N-(\bar{3}04); r-(\bar{1}0\bar{1});$	$N-(\bar{3}04); r-(\bar{1}0\bar{1});$
"	24 "	$m-(110)$	$m-(110)$
123	1 сверху	(304)	$(\bar{3}04)$
"	15 "	(302)	$(\bar{3}02)$
129	8 "	Болдырев А. К.	Коллектив авторов, под ред. А. К. Болдырева
133	Таблица 1	Содержание	Содержание $Ca Mg Si_2 O_6$
160	26 снизу	поверхностных водоемов	поверхностные водоемы
170	12 снизу	(i_2)	(i_2)
201	1 сверху	Этой	этой
226	9 "	1 пог. м	1 пог. см

В статье С. А. Строителява „Исследование кристаллизации эпсомита и мирабилита“ по техническим причинам фигурные скобки заменены на квадратные, например: [100] вместо {100} и т. д.