

## НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПЕТРОГРАФИИ ЧАНЫШСКОГО МАССИВА (Горный Алтай)

В. И. ЯРЫГИН

(Представлена научным семинаром ГРФ)

Чанышский массив располагается в пределах междуречья Андобы, Чаныша и Каурчака (правых притоков р. Лебедь) на стыке горных систем Кузнецкого Алатау (Горная Шория) и Горного Алтая.

Геология района изучалась многими исследователями. Первым серьезным трудом по изучению геологии района явились исследования А. М. Кузьмина [3]. Позднее район посетили А. П. Лебедев [4], В. А. Кузнецов и Г. П. Нагорский, которые дали сводку по магматизму и стратиграфии всего Лебедского района. В 1952—1960 гг. здесь проводили геологические исследования Е. С. Шинкарев, В. И. Фоминский, В. Н. Коновалов и В. И. Зиновьев. В результате этих работ были детально изучены все интрузии района, в частности и Чанышский массив. Летом 1962 г. коллектив кафедры петрографии Томского политехнического института провел тематические работы по изучению петрографии Чанышского массива, результаты которых автор излагает в данной статье.

Развитие представлений о петрографии Чанышского массива важно с точки зрения оценки перспектив его в отношении рудных полезных ископаемых, в частности золота.

Геологическое строение Лебедского района вкратце может быть охарактеризовано следующим образом. Центральная часть района распространения интрузии по структурным особенностям может быть отнесена к Уймено-Лебедскому синклинорию, который на севере переходит в Кондомско-Лебедский синклинорий. По существу они представляют единую структуру межрегионального характера. Эта структура осложнена локальными структурами пликативного и дизъюнктивного характера. В пределах района среди последних выделяются Верхнекондомская антиклиналь северо-западного простирания, погружающаяся на юго-восток, и Андобинский грабен субмеридионального простирания. В сводовой части Верхнекондомской антиклинали выступает нижнекембрийская толща метаморфических сланцев, авгитовых порфиритов и их туфов с прослоями и линзами песчаников и туфов кислых эффузивов. Крылья ее сложены двумя толщами среднего кембрия. Нижняя толща представлена плагиоклазовыми, авгитовыми и диабазовыми порфиритами, грубообломочной туфобрекчией, реже диабазами и миндалефиритами. Верхняя толща сложена туфами кислых эффузивов, туффитами, туфобрекчиями, песчаниками, конгломератами и маломощными линзами известняков. Среди кембрийских эффузивно-осадочных образова-

ний развиты нижнедевонские красноцветные песчаники и конгломераты, которые слагают Андобинский грабен.

Чанышский массив выступает в верхней толще среднего кембрия в юго-западном крыле Верхнекондомской антиклинали. В плане он имеет линзовидную, вытянутую в северо-западном направлении форму с поперечником около 2 км и площадью около 20 км<sup>2</sup>. Такая форма обусловливается локальной ослабленной зоной трещинного типа, которая являлась одновременно подводным каналом и камерой для внедрения магматического расплава. Эта тектоническая зона существовала, неоднократно подновляясь, длительное время (предположительно от нижнего кембрия до девона). Снова тектонические подвижки проявились уже в постмагматическое время, выразившееся в продольном нарушении, которое разделило массив на юго-западную часть и северо-восточную, надвинутую на первую.

Положение массива в пространстве определяется характером взаимоотношений с окружающими породами, его прототектонической анатомией.

Границы массива слабо выявляются в области северо-восточной части, где имеются постепенные переходы во вмещающие породы. Эти переходы обуславливаются развитыми здесь широкими зонами ороговикования и скарнирования. В наиболее обнаженной части по правому борту р. Каурчак встречается много жил плагиоплитов, аплитов и микродиоритов. Юго-западный контакт имеет довольно четкие и резкие ограничения. Роговики почти отсутствуют, зоны скарнирования мало мощные, проявившиеся только благодаря наличию линз активноскарнирующихся известняков. Из всего вышеизложенного напрашивается вывод, что юго-западный и северо-восточный контакты интрузии падают на северо-восток, поскольку ороговикование, скарнирование и жильный магматизм интенсивно проявились в северо-восточном экзоконтакте, а на юго-западном развиваются редко или отсутствуют вообще. Кроме этого, в обнажениях гранитов по р. Чаныш обнаруживается плоскостная ориентировка темноцветных минералов и порфириковых выделений с падением на северо-восток под углом 70°, которая указывает направление течения магмы в северо-восточном направлении.

Таким образом, в общем виде массив имеет форму крупной дайки, выступающей в крыле антиклинали и погруженной в северо-восточном направлении. Структурное положение его дискордантно.

Петрографические разновидности интрузии представлены тремя группами пород: 1) горнблендиты, габбро-диориты и кварцевые монцониты; 2) порфириовидные биотит-роговообманковые граниты и их разновидности; 3) аплиты-малхиты. Первые имеют в интрузии подчиненное значение, обнажаясь на северо-восточной окраине в виде узкой прерывистой полосы. Тянется она от г. Шорба на севере до р. Каурчак на юго-востоке.

Переходим к кратким петрографическим описаниям слагающих массив пород.

Горнблендиты встречены в трех местах по правому борту р. Каурчак и в районе г. Шорба в виде полос или линзообразных тел. Они связаны постепенными переходами с более распространенными габбро и диоритами, которые также образуют полосы-линзы. Горнблендиты представляют собой плотные среднезернистые породы почти черного цвета в свежем изломе; на выветрелых поверхностях они обладают буроватым оттенком. Под микроскопом в них наблюдается панидиоморфнозернистая, часто сидеранитовая структура. Минералогический состав их однообразен. Количественные подсчеты в шлифах планиметрическим способом показывают, что наиболее свежие разновидности их сложены на 80% ура-

литовой роговой обманкой. Присутствует плагиоклаз в количестве 15%, редкие зерна калиевого полевого шпата и рудный — до 5%. В незначительном количестве присутствуют вторичные минералы: эпидот, пелит, соссюрит. Роговая обманка находится в виде широких таблиц с прямолинейными ограничениями. Иногда она образует каймы вокруг зерен моноклинного пироксена или замещает его с образованием полных псевдоморфоз. Цвет ее темно-зеленый по  $N_g$  и желтовато-зеленый по  $N_p$ . Почти все индивиды представляют собой простые двойники по (110),  $cN_g = 19^\circ$ ,  $2V = -80^\circ$ . Моноклинный пироксен-салит с содержанием геденбергитовой молекулы около 30% ( $N_g = 1,718$ ;  $N_m = 1,694$ ;  $cN_g = 40-41^\circ$ ;  $2V = +58^\circ$ ). Плагиоклаз очень сильно замещен соссюритовым агрегатом и поэтому ближе неопределим. Калиевый полевой шпат встречается очень редко. Он характерен своими ксеноморфными зернами, тяготеющими к катаклазированным участкам и обильным бурым налетам пелита. В небольшом количестве встречаются призматические и столбчатые зерна апатита, сплошные агрегаты мелкозернистого магнетита и редко сфен.

Горнблендиты содержат желваки и прожилкообразные тела пород гиганто-кристаллического пегматоидного облика. Контакты между горнблендитами и ими постепенные. Названные прожилки проходят между обломками горнблендитов, проникают иногда по серии трещин, захватывают и ассимилируют мелкие обломки горнблендита. В зависимости от этого в них развивается роговая обманка, преимущественно по зольбандам, обуславливая постепенный переход в горнблендиты. Под микроскопом в них наблюдается одинаковый идиоморфизм плагиоклаза и роговой обманки. Плагиоклаз по составу отвечает олигоклаз-андезину № 28—30, сильно замещен эпидотом и серицитом. Роговая обманка замещается хлоритом и биотитом. Очень редко встречаются зерна калиевого полевого шпата с характерной гигантской микроклиновой решеткой. Из аксессуарных присутствуют сфен, апатит и магнетит.

Габбро встречаются там же, где и горнблендиты в виде вытянутых полос и линзовидных тел, расположенных параллельно контакту массива. По внешнему облику они представляют собой среднезернистые плотные породы темно-серого цвета и чуть заметной трахитоидной текстурой. Под микроскопом структура габбровая, иногда наблюдаются взаимные пойкилитовые вростки плагиоклаза и темноцветных минералов. Минералогический состав, подсчитанный планиметрическим способом, следующий: плагиоклаз — 50%, роговая обманка и моноклинный пироксен — 43, аксессуарные — 5%. В небольшом количестве присутствуют вторичные: эпидот, биотит, соссюрит и редко хлорит.

Плагиоклаз образует короткостолбчатые зерна идиоморфной формы. Он почти полностью замещен агрегатом соссюрита и серого пелита. В некоторых индивидах сохранились свежие участки с полисинтетическими альбитовыми и сложно-осевыми двойниками. В таких зернах прошла дианортизация плагиоклаза до образования периферийных каемок кислого состава. По составу он в ядре зерен отвечает лабрадору № 60—62 ( $N_g = 1,568$ ;  $N_p = 1,561$ ;  $2V = -78^\circ$ ), а по периферии андезин-лабрадору № 49—50 ( $N_g = 1,564$ ;  $N_p = 1,557$ ;  $2V = -72^\circ$ ). Моноклинный пироксен наблюдается только в виде ситовидных реликтов или разъеденных ядер в амфиболовых зернах. По составу он отвечает салиту с содержанием геденбергитовой молекулы около 30% ( $N_g = 1,716$ ;  $N_p = 1,683$ ;  $cN_g = 38^\circ$ ;  $2V = 58^\circ$ ). Роговая обманка образует полные гомоосевые псевдоморфозы по пироксену с сохранением его первичной структуры. Габитус кристаллов компактный. Цвет ее грязно-зеленый с синеватым оттенком, плеохроизм по  $N_g$  — грязно-зеленый,  $N_p$  — голубовато-зеленый,  $N_g = 1,773$ ;  $N_p = 1,655$ ;  $cN_g = 18^\circ$ ,  $2V = -88^\circ$ . Рого-

вая обманка в свою очередь интенсивно замещается биотитом, т. е. замещение идет по схеме моноклинный пироксен — роговая обманка — биотит. Акцессорные минералы представлены магнетитом в виде ксеноморфных включений в интерстициях роговой обманки, сфеном в виде изометричных конвертообразных кристаллов и апатитом в столбчато-призматических кристаллах.

Диориты и кварцевые монзониты развиты на протяжении всей полосы основных пород от р. Каурчак до г. Шорба. Особенно хорошо они обнажаются в правом борту р. Каурчак и имеют в плане форму вытянутых линз. По всей вероятности, это гибридные породы кислого расплава, внедрившегося по тектонической зоне и пород группы габбро. Это доказывается наличием среди данных диоритов ксенолитов габбро, которые отвечают по составу и химизму вышеописанному габбро.

Свежие диориты представляют собой темно-серые плотные среднезернистые породы, слабо разгнейсованные параллельно простиранию этой полосы. Под микроскопом в них устанавливается гипидиоморфнозернистая с признаками катаклаза структура. Минералогический состав породы не остается строго постоянным, изменяясь в следующих пределах: плагиоклаз — 58—68%, роговая обманка — 20—30, калиевый полевой шпат — 1—5, кварц — 1—8% и акцессорные минералы. Вторичные минералы присутствуют в небольшом количестве и представлены биотитом, мусковитом, пренитом, тремолитом, актинолитом и соссюритом.

Плагиоклаз образует крупные призматические зерна идиоморфного облика, которые интенсивно замещаются мелкозернистым агрегатом, состоящим из чешуек серицита, хлорита и округлых зернышек цоизита. Плагиоклаз по составу отвечает андезину № 32—40 с углом оптических осей  $85^\circ$ . Почти все индивиды подвержены катаклазу, в результате чего образуются открытые трещины, в которых появляются эпимагматические минералы: мусковит с 20%-ным содержанием фенгитовой молекулы ( $2V = -42^\circ$ , удлинение положительное, угасание прямое,  $Nm = 1,593$ ) и пренит с содержанием железистой молекулы около 9% ( $Ng = 1,656$ ;  $Np = 1,623$ ;  $2V = 68^\circ$ , отрицательное удлинение, прямое угасание). Калиевый полевой шпат встречается в интерстициях зерен плагиоклаза. Он покрыт сплошным налетом глинистых вторичных минералов, через которые проглядывает спайность по (001). Кристаллооптические свойства ( $\angle Nm: \perp (001) = 7^\circ$ ,  $2V = -72^\circ$ ) определяют его как ортоклаз. Плагиоклаз на границе с ортоклазом имеет зигзагообразные очертания, указывающие на замещение первого микроклином. Роговая обманка так же, как и в габбро, образует гомоосевые псевдоморфозы по моноклиновому пироксену. Габитус ее зерен компактный призматический. По отношению к плагиоклазу она несколько ксеноморфна, приспособившись к промежуткам последнего, частично замещая его. Моноклинный пироксен-диопсид-салит ( $cNg = 40^\circ$ ,  $2V = 58^\circ$ ). Амфибол — обыкновенная роговая обманка (плеохроизм по  $Ng$  — густо-зеленый  $Np$  — светло-зеленый,  $2V = -66^\circ$ ,  $cNg = 16^\circ$ ). Роговая обманка замещается хлоритом-пеннином с содержанием 42% молекулы амезита и 10% молекулы ферроантигорит-дафнита ( $Nm = 1,577$ , оптический знак положительный,  $Ng - Np = 0,002$ ), волокнистым актинолитом и биотитом, чешуйки которого подвергнуты деформации изгиба до образования пологих дуг. Акцессорные минералы представлены магнетитом в виде мелкозернистой сыпи, тяготеющей к темноцветным минералам, сфеном, апатитом и цирконом.

Кварцевые монзониты пространственно связаны с телами диоритов. Границы между ними постепенные. По внешнему облику они

резко отличаются от вышеописанных диоритов своим мясокрасным цветом. Под микроскопом структура породы типичная монцонитовая. Минералогический состав следующий: андезин — 44%, микроклин — 25, кварц — 20, роговая обманка — 8, акцессорные минералы — 1%. В переменных, но обычно очень небольших количествах (около 2%) присутствует биотит. В некоторых образцах значительное развитие приобретают серицит, эпидот, хлорит (пеннин), развивающиеся главным образом по плагиоклазу и роговой обманке. Индивиды плагиоклаза обнаруживают зонарное строение, выражающееся в сосюритизированной центральной части, по составу отвечающей андезину № 30 и относительно свежей периферийной койме (олигоклаз № 17). Микроклин ( $\angle Nm: \perp (001) = 14^\circ$ ,  $2V = -68^\circ$ ) наблюдается в виде ксеноморфных зерен, по отношению к плагиоклазу нередко сдвойникованных по карлсбадскому закону [001]. Акцессорные минералы — магнетит, сфен, апатит, шпинель, циркон.

Порфиоровидные биотит-роговообманковые граниты слагают юго-западную часть массива, сформировавшуюся во вторую фазу внедрения. Они занимают обширную площадь, представляющую в плане широкую линзообразную полосу протяжением от р. Каурчак до г. Шорба. Макроскопически — это породы порфиоровидной структуры светло-розового цвета. Особенностью порфиоровидных гранитов является едва уловимая плоскостная ориентировка темноцветных минералов, нередко К — Na полевых шпатов. Под микроскопом структура породы гранитная. Минералогический состав, подсчитанный планиметрическим способом, следующий: плагиоклаз — 30%, ортоклаз — 30, кварц — 19, роговая обманка и биотит — 10, акцессорные минералы — 3%.

Плагиоклаз образует призматические зерна идиоморфной формы, сдвойникованные по альбитовому и карлсбадскому законам. Почти все кристаллы имеют зональное строение. Вторичные минералы — серицит, эпидот, цоизит — в виде мелкозернистого агрегата развиваются в центральных частях зерен, которые по составу отвечают альбит-олигоклазу № 17, а периферийная кайма представлена свежим альбитом № 10. Ортоклаз наблюдается в порфиоровых выделениях и в ксеноморфных зернах. Фенокристы имеют идиоморфные прямоугольные формы, прорастаются альбитом (микрпертит) параллельно направлениям спайности ( $\overline{1502}$ ) и (001). Внутри они содержат включения кварца изометричной формы, зонального плагиоклаза, хлоритизированной роговой обманки, апатита. По периферии они, как правило, имеют неровные зигзагообразные ограничения, то вдаваясь в виде языков в окружающий кварц-полевошпатовый среднезернистый агрегат, то в виде заливчиков и каверн резорбируются сами. По составу он относится к натровому ортоклазу ( $\angle Ng: \perp (010) = 0$ ,  $2V = -70^\circ$ ). Роговая обманка ( $cNg = 21^\circ$ ,  $2V = -64^\circ$ ) имеет кристаллы пирамидальной формы, сдвойникованные по простым законам. Она интенсивно замещается хлоритом (пеннином) и биотитом, которые иногда целиком замещают роговую обманку. Акцессорные минералы представлены апатитом в призматических столбчатых зернах, сфеном, цирконом, магнетитом.

Порфиоровидные плагиограниты локализируются вдоль продольно катаклазированной зоны массива в виде полосы с неясными очертаниями. По внешнему облику это лейкократовые породы крупно- и среднезернистой структуры. Под микроскопом порода порфиоровидной структуры с участками сильного катаклаза. Порфиоровые выделения плагиоклаза и частично ортоклаза находятся среди мелкозернистой аплитовидной основной массы, состоящей из кварца и ортоклаза. Минералогический состав, подсчитанный планиметрическим способом, следую-

ший: зональный плагиоклаз — 59%, кварц — 20, ортоклаз — 15, биотит и роговая обманка — 4, акцессорные минералы — 2%. Присутствуют вторичные минералы — пелит, серицит, хлорит.

Плагиоклаз по составу в центральных зонах отвечает альбит-олигоклазу № 20, а периферийных — альбиту № 12. Ортоклаз ( $\angle Nm: \perp (001) = 3^\circ$ ,  $2V = -63^\circ$ ) в фенокристах встречается редко. Все кристаллы свежего облика и проросли криптопертитом по (001). Обычно они содержат мелкие зерна зонального плагиоклаза, роговой обманки, кварца и по периферии окружены каймой, состоящей из мелкозернистого агрегата роговой обманки, биотита и хлорита. Роговая обманка является первичной по отношению к биотиту, который развивается по спайности, трещинам. Мелкозернистая масса аплитовой структуры состоит из изометричных зерен кварца и ортоклаза. Общее содержание ее по отношению к породе — 40%. Из акцессориев присутствует сфен в конвертообразных кристаллах, магнетит — в виде сыпи.

Граносиениты встречаются в поле интрузии в виде пятен различной конфигурации. По внешнему виду — это плотная порода мяскокрасного цвета, состоящая из ортоклаза (40%), кварца (25%), альбита № 10 (30%) и биотита (2—3%). Акцессорные минералы редки (1—2%) и представлены апатитом, магнетитом и лейкоксеном. Вторичные минералы развиваются по альбиту (серицит), по биотиту (пеннин), по ортоклазу (пелит).

Аплитовидные граниты находятся в краевых частях в виде линзообразных тел. Макроскопически — это светло-розовые породы мелкозернистой структуры. Под микроскопом структура ее аплитовая, обусловленная панидиоморфнозернистым агрегатом плагиоклаза (20—50%), калиевого полевого шпата (30—54%), кварца (25—30%). Биотит и акцессорные минералы редки и составляют 1—2%. Плагиоклаз по составу отвечает олигоклазу № 22—24, по которому развиваются серицит, серый пелит. Ортоклаз ( $\angle Nm: \perp (001) = 3^\circ$ ,  $2V = -60^\circ$ ) прорастает альбитом до образования микропертита. Акцессорные минералы представлены магнетитом, цирконом в мелких зернах с плеохронными двориками, сфеном и лейкоксеном.

Породы, относящиеся к жильной фации, имеют слабое распространение. Такие породы встречены в пределах эндоконтактов интрузии и очень мало в экзоконтактах ее. В эндоконтактах интрузии наблюдаются жилы плагиоаплитов и делювиальные свалы малхитов. Мощность жил колеблется от нескольких сантиметров до метра.

Плагиоаплиты встречены в западном эндоконтакте и в восточном экзоконтакте. Эти породы имеют мелкозернистую структуру и розовую окраску, благодаря преобладанию калиевого полевого шпата. Микроскоп показывает типичную аплитовую структуру. Форма зерен изометричная (неправильно многоугольная и неправильно округлая). Минералогический состав, подсчитанный планиметрическим способом, следующий: плагиоклаз — 15%, калиевый полевой шпат — 39, кварц — 49, роговая обманка и мусковит — 1,5, магнетит — 0,5%. Вторичные минералы — мелкая сыпь эпидота, серицита, бурый пелит, хлорит находятся в ничтожном количестве за исключением пелита, который полностью забивает калиевый полевой шпат. Плагиоклаз образует короткостолбчатые кристаллы, сдвойникованные по альбитовому закону. По составу он относится к альбит-олигоклазу № 12.

Малхиты встречены в одном месте у слияния рр. Чаныш и Вагинский. Макроскопически — это мелкозернистая темно-серая порода однородного сложения. Под микроскопом структура ее микродиоритовая. Минералогический состав следующий: плагиоклаз — 60%, роговая обманка — 35, кварц — 4, акцессорные минералы редки — 1% и пред-

ставлены сфеном и магнетитом в виде сыпи по роговой обманке. Плагиоклаз образует изометричные зерна с резорбированными ограничениями. Двойникование четкое по альбит-эстерельскому закону. По определению он относится к андезин-лабрадору № 43. Роговая обманка находится в короткостолбчатых и призматических кристаллах компактного габитуса (плеохроизм:  $Ng$  — синева-зеленый,  $Np$  — светло-желто-зеленый,  $cNg = 18^\circ$ ,  $2V = -72^\circ$ ).

Породы в районе контакта подвергались значительным изменениям с образованием роговиков. Вдоль юго-западного контакта интрузии ширина пояса ороговикования очень небольшая и выражается в слабой роговиковой перекристаллизации, всегда, видимо, сопровождающейся легким метасоматизмом.

Скарны в контактах с массивом встречаются редко и развиты главным образом в участках, где присутствуют известняки и конгломераты. Здесь наблюдались скарны, образующие относительно небольшие гнезда и пластообразные тела. Они сравнительно просты по минералогическому составу — преобладает темно-зеленый моноклинный пироксен в виде шестоватых агрегатов и коричневый гранат гроссуляр-андрадитового состава. В меньшей степени распространен эпидот, лучистый амфибол, карбонаты. Из рудных присутствует пирит, халькопирит, гематит. Местами скарны чисто гранатовые, но чаще смешанные — пироксен-гранатовые. В ряде случаев гранат и пироксен нацело замещаются актинолитом и эпидотом до образования амфибол-эпидотовых скарнов.

Гибридизм и автометасоматоз особенно интенсивно проявились в поле развития ультраосновных и основных пород, сопровождаемая значительным изменением последних. Это привело к образованию гибридных и автометасоматических пород, среди которых выделяются вышеописанные диориты, кварцевые монзониты и горнблендиты. Охарактеризованные ранее габбро представляют собой реликты первичных пород. Встречающиеся ксенолиты габбро в диорите еще раз подтверждают это положение.

С. С. Ильенко (1) считает, что дезинтеграция пород типа габбро связана с проникновением подвижного щелочного материала, давшего отложение ортоклаза, роговой обманки и возможно плагиоклаза состава андезина. По-видимому, внедрение щелочных растворов сопровождалось переходом в подвижное состояние и частично — выносом железомagneиных силикатов. Таким образом, проникающие растворы имели состав аплита и грано-сиенита. На это указывает и состав жильных пород, в которых преобладают породы кварц-сиенитового состава. Проникновение растворов, по-видимому, осуществлялось по тектонической микротрещиноватой зоне длительное время, непрерывно меняя свой состав.

Судя по повсеместному развитию гибридных пород, можно предполагать, что микротрещиноватость распространялась по всей полосе основных пород, прихватывая и вмещающие породы, только в одних участках интенсивно, в других слабо. Это обусловило постепенные переходы между гибридными породами и первично магматическими, а также и между магматическими и вмещающими эффузивными породами.

Процесс автометасоматоза является более поздним и наложенным на первично-магматические и гибридные породы с значительной интенсивностью. В биотит-роговообманковых порфиридных гранитах широко развиты типичный автометасоматический процесс альбитизации микроклина с образованием пертита. Одновременно и плагиоклаз породы испытывает дезанортизацию под влиянием автометасоматического привноса натрия. Эти явления показывают прогрессивное обогащение остаточных растворов  $Na_2O$ , частично —  $Al_2O_3$ . Проявление железомagneиного автометасоматоза охватывает условия эпидотизации,

хлоритизации и биотизации. При хлоритизации амфиболы становятся неустойчивыми, целиком переходя в хлориты. При эпидотизации увеличивается подвижность эпидотовой молекулы. Как указывалось выше, сначала эпидот замещает зерна плагиоклаза. Затем возникают прожилкообразные выделения эпидота, захватывающие кристаллы эпидотизированного плагиоклаза. Здесь также наблюдается замещение роговой обманки биотитом, где происходит привнос магния, а калий усваивается в процессе реакции между микроклином и роговой обманкой.

Сильно автометасоматические процессы проявляются среди габбро-пироксенитов и гибридных пород. В них особенно сильно развита уралитизация моноклинного пироксена, которая происходит в результате реакции между пироксеном, плагиоклазом и магнетитом с привнесением некоторого количества магния. В результате этого образуются горнблендиты из пироксенитов, роговообманковое габбро из нормального габбро. Другие процессы, как-то: деанортизация, эпидотизация плагиоклазов, биотитизация, хлоритизация — развиваются по тем же схемам, что в гранитах. Следует подчеркнуть, что автометасоматоз пород, вероятно, происходил при непрерывно падающих температурах. С этим связан распад ранних минералов и оформление низкотемпературных устойчивых минералов. Иллюстрацией может служить изменение минералов, приводящее к парагенетическому ряду: моноклинный пироксен — зеленая роговая обманка — биотит — актинолит — хлорит.

Таким образом, интрузивный массив по характеру структуры и текстуры пород, по характеру автометасоматоза и контактовых образований имеет ясно выраженный гипабиссальный характер.

Для того, чтобы окончательно убедиться в вышеперечисленных особенностях интрузии, необходимо подробно остановиться на петрохимической характеристике ее. Для более наглядных петрохимических сравнений различных пород интрузии предлагается сводная таблица химических составов магматических пород. Все анализы выполнены химической лабораторией Томской комплексной экспедиции НТГУ.

Векторная диаграмма химических составов пород (рис. 1), полученная по вышеприведенной сводной таблице химических составов, хорошо иллюстрирует петрохимические особенности интрузии. На этой диаграмме породы каждой фазы характеризуются определенным расположением, ориентировкой и размерами векторов.

Породы габбро-пироксенитовой фазы (векторы 10, 11, 16 и др.) занимают на диаграмме крайнее нижнее положение, резко отличаясь от других высокими значениями  $b$  и  $c$ . Величина и ориентировка векторов на плоскости  $asb$  свидетельствуют о высокой магнезиальности соответствующих пород. А направление векторов на плоскости  $csb$  указывают на низкое содержание калия по отношению к натрию. Породы гранитной фазы представлены группой векторов (1, 2, 3, 5 и др.), расположенных закономерно в верхней части диаграммы.

Диаграмма отражает следующие особенности пород интрузии:

1. Все породы интрузии характеризуются высоким содержанием кремнезема, потому что все векторы располагаются сравнительно близко к вершине  $S$ .

2. Интрузия по своему химизму должна быть отнесена к типичным известково-щелочным сериям пород. Об этом свидетельствует прежде всего положение вариационной линии: на плоскости  $asb$  она располагается вблизи от линии  $sb$ , что указывает на умеренную щелочность пород интрузии. На плоскости  $csb$  она располагается далеко от линии  $sb$ , что указывает на относительно высокое содержание кальция в породах. Конфигурация и направление вариационной линии также соответствует известково-щелочным сериям.



Таблица 1

Сводная таблица анализов пород интрузии

ОКСИДЫ	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO <sub>2</sub>	75,44	75,14	70,70	75,88	68,80	69,30	61,40	62,94	53,40	47,10	43,00	51,52	49,20	57,94	49,46	43,76	48,98
TiO <sub>2</sub>	0,11	0,11	0,17	сл.	0,23	0,34	0,77	0,69	1,38	2,07	2,30	2,07	1,95	1,26	1,95	2,72	0,92
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,42	13,42	14,14	12,82	15,50	15,40	16,08	14,73	19,04	15,38	13,69	14,97	16,03	15,34	16,72	12,77	17,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,70	0,59	1,38	0,78	1,76	1,96	2,96	3,94	5,30	7,02	10,47	3,96	7,07	4,12	4,51	6,68	7,66
FeO	1,41	1,06	2,30	1,24	1,21	1,06	3,00	2,65	3,01	4,60	6,37	5,66	5,13	4,07	5,85	5,31	5,31
MnO	0,03	0,02	0,03	0,01	0,03	0,22	0,09	0,06	0,08	0,11	0,24	0,15	0,18	0,12	0,15	0,15	0,18
MgO	0,32	0,07	1,01	0,90	0,83	1,01	2,24	2,35	2,82	7,24	7,28	5,90	5,61	3,18	8,18	12,24	4,78
CaO	1,10	1,40	3,00	0,70	3,00	3,20	4,10	4,50	6,70	10,20	11,20	7,60	7,10	6,00	7,10	11,20	9,80
Na <sub>2</sub> O	3,20	3,70	4,74	2,57	4,98	4,25	3,90	3,29	4,28	3,03	2,08	2,70	3,72	3,70	2,90	2,21	2,50
K <sub>2</sub> O	4,50	3,42	1,37	4,91	2,71	2,90	3,36	3,10	2,34	1,60	0,86	2,58	1,38	2,53	1,42	1,02	1,07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,01	0,16	0,02	0,13	0,12	0,26	0,30	0,44	0,42	0,63	0,45	0,45	0,36	0,43	0,14	0,11
SO <sub>3</sub>	0,05	0,06	0,15	0,09	0,32	0,34	0,10	0,36	0,29	0,23	0,33	0,20	0,26	0,08	0,21	0,25	0,03
H <sub>2</sub> O	0,04	0,02	0,04	—	—	—	0,02	—	—	—	0,06	0,04	—	—	—	—	0,02
п. п. п.	0,36	0,51	1,00	0,36	0,34	0,20	1,15	0,84	1,36	1,04	0,94	1,62	1,74	1,04	1,12	1,62	0,98
Сумма	99,78	99,39	100,25	100,31	99,87	100,30	99,43	99,75	101,07	100,04	99,51	99,42	99,82	99,74	100,00	100,07	99,66
a	13,2	12,4	12,2	14,1	14,8	13,4	13,7	11,8	13,5	9,0	6,1	10,1	10,3	12,0	8,7	6,0	7,5
c	1,3	1,6	3,2	0,8	2,8	3,5	4,10	7,0	6,6	5,9	6,3	5,2	5,6	4,3	7,0	5,2	8,5
b	2,7	3,0	5,7	3,5	4,8	4,8	10,5	11,3	14,9	29,5	35,7	23,4	23,6	16,0	25,5	38,5	25,0
s	82,8	83,0	78,9	81,6	77,6	78,3	71,7	72,8	65,0	55,6	51,9	61,3	78,9	67,7	58,8	50,3	59,0
f'	70,8	51,1	61,5	49,1	55,0	48,3	53,0	52,2	52,6	35,7	43,4	38,8	46,8	47,4	37,8	27,4	49,8
m'	19,5	4,4	30,0	40,0	28,0	34,8	37,0	35,1	33,8	42,0	35,2	43,3	40,2	33,6	43,3	52,0	34,0

Продолжение таблицы 1

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
<i>c'</i>	—	—	8,5	—	17,0	16,9	10,0	12,7	13,6	22,3	21,4	17,9	13,0	19,0	7,0	20,6	16,2
<i>a'</i>	9,7	44,5	—	10,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>n</i>	52,0	62,5	83,5	74,4	73,5	68,6	63,6	61,7	73,5	74,0	77,4	61,0	80,0	69,0	74,6	76,0	74,0
<i>t</i>	—	—	0,25	—	0,3	0,35	0,98	0,85	1,9	3,2	3,9	2,9	2,8	1,5	2,8	4,7	1,3
<i>φ</i>	24,4	17,8	21,7	18,2	31,0	33,4	25,6	20,1	31,8	20,5	25,4	14,8	25,4	22,4	15,2	14,3	27,6
<i>Q</i>	+37,9	+39,6	+30,2	+34,2	+22,8	+26,3	+11,9	+17,9	-3,6	-12,7	-14,7	-2,8	-15,2	+2,1	-6,8	-16,6	-5,5
<i>a:c</i>	10,2	7,7	3,8	17,7	5,3	3,8	3,3	2,9	2,0	1,5	1,0	2,0	1,0	2,8	1,2	1,1	0,9
FeO:MgO	4,4	15,1	2,3	1,4	1,5	1,0	1,3	1,1	1,1	0,6	0,9	1,0	1,1	1,3	0,7	0,4	1,1

Пояснение к таблице: 1 и 2—аплитовидный гранит, 3 и 4—плагиааллит, 5 и 6—порфириовидный плагиагранит, 7—порфириовидный биогит — роговообманковый гранит, 8—кварцевый монзонит, 9—диорит, 10 и 11—габбро, 12—диорит, 13—ксенолит габбро в диорите, 14 и 15—диорит, 16—горнолентит, 17—малхит.

3. Породы 3 фазы (векторы 1, 4) характеризуются значительной пересыщенностью глиноземом, о чем говорит поворот векторов на плоскости *asb* влево.

4. Гранитоидные породы имеют относительно высокое содержание щелочи калия, на что указывает пологая ориентировка векторов 1, 2, 5, 6, 0 и др. на плоскости *csb*. Судя по положению и направлению проекций вариационной линии, а также величине и направлению векторов, последние дериваты Чанышской интрузии приближаются к щелочным сериям пород с калиевым уклоном. Крутой наклон вариационной линии

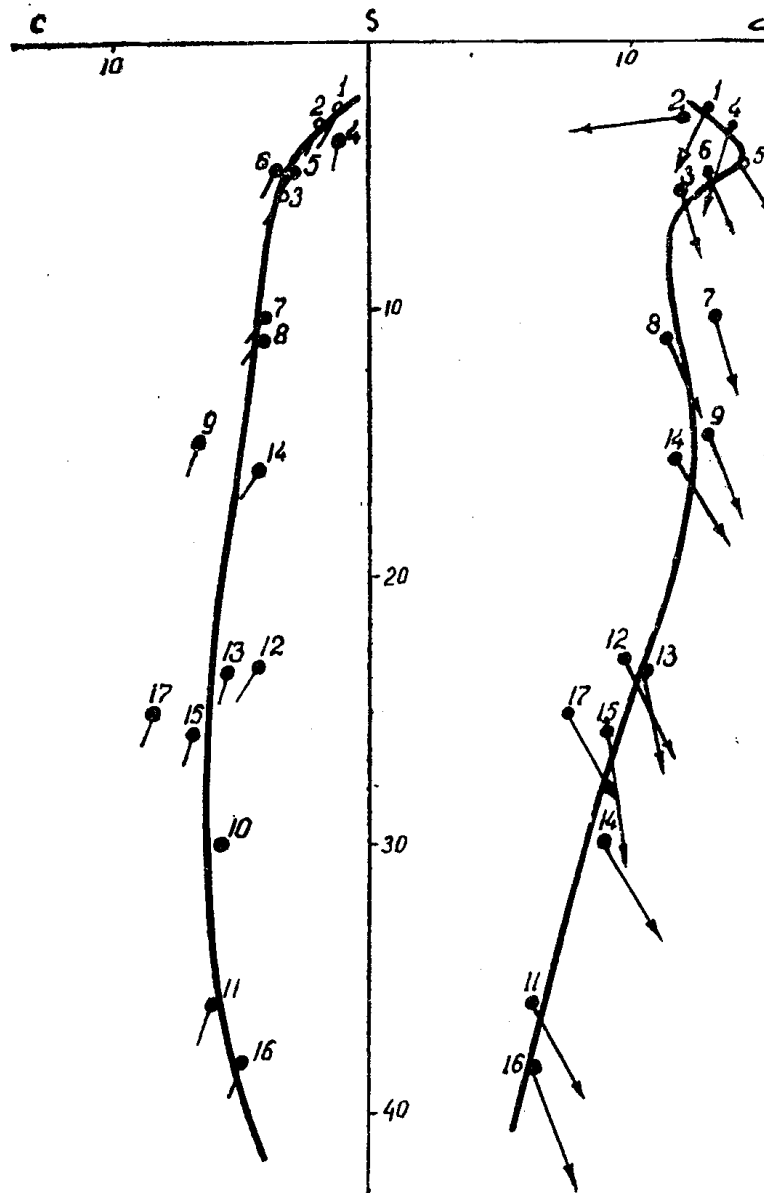


Рис. 1. Диаграмма химических составов пород Чанышской интрузии (по А. Н. Заварицкому).

на плоскости *asb* и резкий, характерный поворот верхнего окончания линии в сторону вершины *s* свидетельствуют о том, что эта интрузия обладает ясно выраженной пантеллеритовой тенденцией, очень характерной для щелочных серий. На плоскости *csb* вариационная линия очень близко подходит к линии *sb*, что указывает на бедность кальцием последних продуктов кристаллизации магмы.

5. Отношение  $\text{FeO}:\text{MgO}$  в породах всегда находится в пределах 1, что свидетельствует о гранитоидном характере исходной магмы.

6. Группа гибридных пород занимает на диаграмме промежуточное положение между нормальными основными породами и гранитоидами (векторы 9, 14, 18).

Итак, весь фактический материал по структурно-геологическому положению, петрографии и петрохимии Чанышской интрузии позволяет сделать интересные выводы по петрогенезису. По нашему мнению, формировалась интрузия в 3 этапа, разделенных длительным временным промежутком. В первый этап, который проявился в среднем кембрии, формировались основные габбрового состава породы, во второй — граниты и плагиограниты. В третий этап образовались породы дайковой серии.

В первоначальную стадию формирования интрузии происходило внедрение в трещинные зоны недифференцированной основной магмы, за счет которой образовались тела габбро и пироксенитов, впоследствии — частично ассимилированные поздними фазами.

Магма 2 этапа внедрилась по подновленным трещиноватым зонам. На контакте пород 2 фазы с породами 1 фазы проявляется процесс гибридации. Позднее имел место щелочной метасоматоз, который привел к возникновению новых метасоматических образований, порой похожих на магматические (порфиновые выделения калиевого полевого шпата). Породы 2 фазы характеризуются калиевой специализацией щелочей, причем возрастание роли калия характерно для последних продуктов магматического очага, которые затем сменяются постмагматическими метасоматическими и гидротермальными растворами, богатыми рудными компонентами, в частности золотом. Таким образом, 2 фаза Чанышской интрузии является весьма интересной в металлогеническом отношении. С ней в районе генетически связано золотооруденение в виде кварцевых, кварц-баритовых жил и кварцитов.

Охарактеризованная интрузия имеет многочисленные аналоги в Лебедском районе, которые также могут считаться перспективными по золотооруденению.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. С. С. Ильенко. Связь явлений магматического замещения с рудообразованием. Сб. статей «Основные идеи М. А. Усова в геологии», Изд. АН Каз. ССР, 1960.
2. Ю. А. Кузнецов. Магматические формации. Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 1, Изд. АН СССР, 1958.
3. А. М. Кузьмин. Краткий отчет о геологических исследованиях в верхней части реки Лебедь, правого притока р. Бии. Изв. Сиб. отд. геолог. комитета, 1924.
4. А. П. Лебедев. К петрографии северо-восточного Алтая. Тр. петрогр. ин-та АН СССР, вып. 13, 1938.
5. Г. В. Пинус. Основные этапы развития палеозойского магматизма в Кузнецком Алатау. Изв. СОАН СССР, геология и геофизика вып. 1, 1958.
6. В. Г. Пинус. О происхождении основных пород, пространственно связанных с гипербазитами. Тр. ГГИ ЗСФАН, вып. 14, 1953.