

**О РОЛИ АССИМИЛЯЦИИ И МЕТАСОМАТОЗА В ФОРМИРОВАНИИ  
ПОРОД ИЕДЫГЕМСКОГО ИНТРУЗИВНОГО МАССИВА  
(ГОРНЫЙ АЛТАЙ)**

А. И. БАЖЕНОВ

(Представлено профессором А. М. Кузьминым)

В бассейне нижнего течения р. Карагема, правого притока р. Аргута, эрозией вскрыты три крупных гранитоидных массива — Иедыгемский, Карасу и Юнгурский. Кроме того, в левобережной части р. Аргута известно несколько небольших интрузивных тел [23].

В предлагаемой работе описывается петрография изученной автором юго-восточной части Иедыгемского интрузива, приуроченной к резко расчлененной области западной оконечности Северо-Чуйских гор.

Иедыгемский интрузивный массив в своей юго-восточной части прорывает и метаморфизует породы ордовик-силурийской толщи. Дайки аплитов и некоторые жильные образования, генетически связанные с Иедыгемской интрузией, пересекают девонскую толщу, включающую в себя осадки верхней части живетского и нижней-франского ярусов, что позволяет считать возраст интрузии верхнепалеозойским.

Интрузив залегает несогласно со слоистостью вмещающих пород; в многочисленных обнажениях он под различными углами срезает слоистость последних. Линия контакта слабо волнистая, но в области юго-восточного замыкания массива она усложняется и становится сложнозубчатой вследствие того, что магма проникла в породы континента вдоль плоскостей наслоения. В этих участках от интрузива отходят апофизы мощностью до 1,5—2,0 м.

Петрографический состав пород Иедыгемского массива сложный. Это обусловлено тем, что эрозией вскрывается апикальная часть его с разнообразными гибридными образованиями. На значительной площади интрузив слагается гранодиоритом. Порода состоит из плагиоклаза, микроклина, кварца и биотита. Из акцессорных минералов присутствуют апатит, сфен, циркон, пирит, магнетит, гематит, монацит, эшинит, турмалин. Количественно-минералогический состав гранодиорита приведен в табл. 1. Структура породы гранитовая.

Плагиоклаз — андезин № 31—33<sup>1)</sup> — наблюдается в равноидiomорфных с биотитом индивидах, дающих прямоугольные сечения. Довольно обычно зонарное строение кристаллов с такой, например, последовательностью зон (от центра к периферии): андезин № 40—№ 37—

<sup>1)</sup> Все составы плагиоклазов и щелочных полевых шпатов, приведенные в статье, определены на федоровском столике.

№ 34— № 37—№ 54—№ 32. Границы между соседними зонами довольно резкие. Плаггиоклаз замещается серицитом и цоизитом, особенно в центральных частях зонарных кристаллов, где более обычен цоизит. По периферии процесс развивается слабее, порой здесь отмечается тенденция к увеличению серицитизации при более скромной роли цоизита. Вторичное изменение плаггиоклаза усиливается в эндоконтактовой части интрузивного массива, причем близ контакта плаггиоклаз часто оказывается нацело забитым чешуйками серицита или зернами цоизита.

Микроклин в отличие от плаггиоклаза очень свежий. Обычно он равноидiomорфен с кварцем, а иногда содержит идиоморфные индивиды последнего. Микроклиновая решетка хорошо выражена, но иногда встречаются зерна, лишенные решетки, или же последняя приурочена лишь к центральной части их. Координаты полюса спайности (001)  $N_g=81^\circ$ ,  $N_m=12^\circ$ ;  $N_p=82^\circ$ ;  $2V=(-)83^\circ$ . Изредка микроклинкаймой обрастает зерно плаггиоклаза.

Таблица 1

Количественно-минералогический состав пород Иедыгемского массива

Название породы	Содержание минералов в объемных %					
	плаггиоклаз	калиевый полевой шпат	биотит	кварц	роговая обманка	аксессуары
Гранодиорит	58,0	11,9	15,3	14,7	—	0,1
Кварцевый биотитовый Меладорит	19,0	—	70,7	9,3	—	1,0
Кварцевый биотитовый диорит	61,8	5,0	25,0	8,1	—	0,1
Гранит	20,5	38,3	13,7	27,4	—	0,1
Лейкогранит	25,0	40,0	—	35,0	—	0,1
Кварцевый лейкодиорит	65,0	15,0	—	20,0	—	0,1
Аплитовидный гранит	0—20	65—45	0—3	35—32	—	0,1
Роговообманковый диорит	80,0	—	—	4,5	15,0	0,5
Лабрадорит	99,9	—	—	—	—	0,1
Плаггиоанлит	60,0	—	—	40,0	—	0,1
Аплит	—	65,0	—	35,0	—	0,1
Свинцовый аплит	—	100,0	—	—	—	—

Биотит присутствует в виде чешуек с обычным для него плеохроизмом от темно-бурого до светлого буровато-желтого.

По своим оптическим свойствам ( $N_m \approx N_g = 1,633$ ,  $N_p = 1,577$ ,  $N_g - N_p = 0,056$ ,  $2V \approx (-)0^\circ$ ) минерал относится [3] к умеренно железистой разновидности, содержащей 53% молекулы лепидомелана и 47% флогопита. Биотит содержит сагенитовую сетку рутила. Иногда к центральным частям чешуек минерала приурочены зерна монацита и циркона.

Кварц присутствует в виде зерен неправильной формы, и реже — идиоморфных индивидов и выполняет межзерновые пространства вы-

делившихся ранее минералов. Обычно он обладает слабым облачным погасанием.

В эндоконтактовой части интрузива в составе гранодиорита появляется примесь диопсида ( $N_g - N_p = 0,030$ ,  $cN_g = 38^\circ$ ), вследствие чего намечается тенденция к переходу породы в банатит.

Химический состав гранодиорита приведен в табл. 2, в которой помещены также анализы наиболее близких пород из других верхнепалеозойских массивов Алтая.

Согласно числовой характеристике А. Н. Заварицкого, описываемая порода наиболее близка (рис. 1) среднему составу гранодиорита по Р. Дэли [6]. Интересно, что состав иедыгемского гранодиорита близок (табл. 2) среднему составу интрузивных пород Западной Сибири [17].

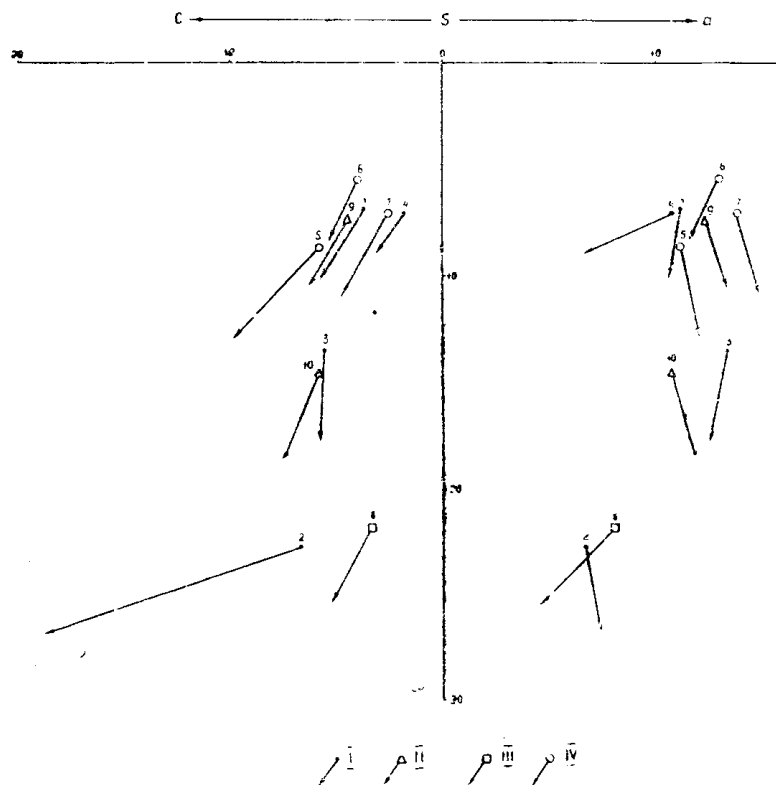


Рис. 1. Диаграмма химических составов пород Иедыгемского интрузивного массива.

- I—Породы Иедыгемского интрузива. 1. Гранодиорит. 2. Кварцевый биотитовый меладiorит. 3. Кварцевый биотитовый диорит. 4. Кварцевый лейкодiorит. II—Средние составы изверженных пород по Р. Дэли [6]. 9. Гранодиорит. 10. Кварцевый диорит. III—8. Биотитовый роговик из экзоконтактовой части ореола Иедыгемского массива. IV—Породы из других интрузивных массивов Алтая. 5. Гранодиорит Змеиногогорского комплекса Рудного Алтая [4]. 6. Гранодиорит Талицкого массива (по А. И. Александрову). 7. Средний состав интрузивных пород Западной Сибири [17].

В краевой части Иедыгемского массива локально распространены диоритоидные разности пород, развивающиеся исключительно в контакте с биотитовым роговиком. В скальных обнажениях можно прекрасно наблюдать контакт биотитового роговика с биотитовым диоритом. Вдоль контакта развивается узкая полоса мощностью до 2,0 м, сложенная кварцевым биотитовым меладiorитом, интенсивно обогащенным биотитом. По мере удаления от контакта содержание слюды быстро сни-

Таблица 2

## Химические составы пород Иедыгемского интрузивного массива

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	68,54	50,88	58,91	73,12	65,67	68,81	68,53	58,62
TiO <sub>2</sub>	0,37	2,17	0,43	0,46	0,36	0,15	0,39	0,76
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,02	14,33	18,90	13,60	15,38	16,31	14,39	15,81
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,99	3,00	2,91	0,59	1,14	1,03	1,42	2,39
FeO	3,62	8,62	4,15	2,16	3,20	1,93	2,17	7,00
MnO	0,01	—	—	—	0,09	0,06	0,13	0,01
CaO	2,89	6,38	4,51	1,54	5,29	3,27	2,71	2,77
MgO	1,29	5,20	3,50	0,84	2,26	1,23	1,71	3,98
K <sub>2</sub> O	2,93	3,37	2,32	3,18	3,09	2,80	3,23	2,00
Na <sub>2</sub> O	3,14	0,71	4,51	2,94	2,05	3,99	4,36	2,33
H <sub>2</sub> O <sup>+110</sup>	1,04	4,46	1,22	1,09	1,06	} 0,42	2,19	3,48
H <sub>2</sub> O <sup>-110</sup>	0,14	0,55	—	0,40	0,12			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	—	—	—	—	—	0,13	0,16
Сумма	99,20	99,67	100,00	99,92	99,71	100,00	101,36	99,47

## Числовые характеристики (по А. Н. Заварицкому)

<i>a</i>	11,2	6,8	13,3	10,8	9,2	12,9	13,9	7,9
<i>c</i>	3,6	6,8	5,5	1,8	5,9	4,0	2,5	3,4
<i>b</i>	6,8	22,6	13,5	7,0	8,7	5,5	6,9	21,7
<i>S</i>	78,4	63,7	67,6	80,5	76,2	77,6	76,6	65,0
<i>Q</i>	+27,6	+7,1	+3,2	+37,5	+28,1	+25,4	+23,10	+12,4
<i>a'</i>	6,0	—	29,2	44,4	—	17,1	—	29,2
<i>m'</i>	32,0	41,8	31,0	19,7	45,2	36,6	41,2	31,0
<i>f'</i>	62,0	51,4	39,8	35,9	46,8	46,3	48,0	39,8
<i>c'</i>	—	6,8	—	—	8,0	—	10,8	—
<i>n</i>	62,3	23,4	64,2	58,3	50,0	68,4	67,4	64,2
<i>t</i>	0,43	3,2	0,64	0,49	0,46	0,17	0,44	1,03
<i>z</i>	12,0	12,3	9,4	7,4	11,3	14,6	17,7	9,4
<i>a : c</i>	3,1	1,0	2,4	6,0	1,56	3,2	5,5	2,4
FeO : MgO	1,6	0,93	1,03	1,4	0,78	0,87	0,74	1,03

## Формулы пород по Барту [24, 22]

1. K<sub>33</sub> Na<sub>53</sub> Ca<sub>27</sub> Mg<sub>17</sub> Fe<sub>26</sub><sup>+2</sup> Fe<sub>6</sub><sup>+3</sup> Al<sub>143</sub> Ti<sub>3</sub> Si<sub>593,1</sub> P<sub>1</sub> O<sub>153,1</sub> OH<sub>70</sub>
2. K<sub>40</sub> Na<sub>12</sub> Ca<sub>63</sub> Mg<sub>71</sub> Fe<sub>60</sub><sup>+2</sup> Fe<sub>21</sub><sup>+3</sup> Al<sub>154</sub> Ti<sub>15</sub> Si<sub>466</sub> O<sub>145,0</sub> OH<sub>150</sub>
3. K<sub>25</sub> Na<sub>78</sub> Ca<sub>42</sub> Mg<sub>45</sub> Fe<sub>23</sub><sup>+2</sup> Fe<sub>19</sub><sup>+3</sup> Al<sub>204</sub> Ti<sub>3</sub> Si<sub>512</sub> O<sub>1530</sub> OH<sub>70</sub>
6. K<sub>35</sub> Na<sub>49</sub> Ca<sub>14</sub> Mg<sub>11</sub> Fe<sub>15</sub><sup>+2</sup> Fe<sub>4</sub><sup>+3</sup> Al<sub>132</sub> Ti<sub>3</sub> Si<sub>617</sub> O<sub>1530</sub> OH<sub>70</sub>

1. Гранодиорит Иедыгемского массива. Химическая лаборатория Томской комплексной экспедиции Западно-Сибирского геологического управления (ТКЭ).
2. Кварцевый биотитовый меладiorит. Химическая лаборатория Красноярского геологического управления.
3. Кварцевый биотитовый диорит. Химический состав получен путем пересчета количественно-минералогического состава породы.
4. Кварцевый лейкодiorит. Химическая лаборатория Томского политехнического института.
5. Гранодиорит Змеиногорского комплекса Рудного Алтая [4].
6. Гранодиорит Талицкого массива (по А. И. Александрову).
7. Средний состав интрузивных пород Западной Сибири [17].
8. Биотитовый роговик из контактового ореола Иедыгемского массива. Химическая лаборатория ТКЭ.

жается за счет увеличения количества лейкократовых породообразующих минералов, и порода переходит в нормальный кварцевый биотитовый диорит. В последнем довольно обычны обогащенные биотитом шлиры, характеристика которых приводится ниже. Кварцевый биотитовый диорит постепенно переходит в гранодиорит путем дальнейшего снижения в породе содержания биотита и параллельного увеличения количества полевых шпатов.

Макроскопически кварцевый биотитовый меладiorит и диорит отличаются от гранодиорита более темной окраской. Микроскопическое изучение дает возможность проследить характер изменения вещественного состава породы по мере удаления от контакта с интрузивом. Такая зависимость может быть проиллюстрирована данными подсчета содержания породообразующих минералов (табл. 1) в меладiorите в 0,3 м и в диорите в 10 м от контакта.

Под микроскопом выявляется гранитовая структура породы. Плагиоклаз аналогичен плагиоклазу из гранодиорита. Биотит в описываемых разностях пород представлен двумя генерациями, из которых более ранняя по своим физико-оптическим свойствам аналогична минералу из гранодиорита. Биотит второй генерации относится к более поздним образованиям, он слагает струйчатые и жилкообразные агрегаты, приуроченные к границам индивидов плагиоклаза, биотита и кварца и замещает их. Особенно охотно замещается им микроклин, реликты которого изредка удается наблюдать. В биотите второй генерации включения рутила совершенно отсутствуют, чем он очень легко в шлифах отличается от минерала первой генерации. По сравнению с последним чешуйки позднего биотита обычно имеют меньшие размеры. По мере удаления от контакта интрузива количество в породе биотита второй генерации довольно быстро падает до полного исчезновения.

Химический состав минерала второй генерации находится в зависимости от близости контакта с биотитовым рогиновиком. Согласно оптическим константам ( $N_g \approx N_m = 1,630$ ,  $N_p = 1,580$ ,  $\lambda_g - N_p = 0,050$ ,  $2V \cong (-)0^\circ$ ) биотит из меладiorита содержит [3] 50% молекулы лепидомелана и 50% — флогопита; в минерале из диорита ( $N_g \approx N_m \approx 1,631$ ,  $N_p = 1,574$ ,  $N_g - N_p = 0,057$ ,  $2V \cong (-)0^\circ$ ) отмечается увеличение количества молекулы лепидомелана до 53% при соответственном снижении содержания магнезиального компонента до 47%.

Микроклин в составе меладiorита обычно отсутствует, но в некоторых шлифах отмечаются единичные зерна минерала, в диорите содержание его не превышает 5%. Кварц в породе аналогичен кварцу гранодиорита. В виде примеси в меладiorите и в диорите отмечается диопсид ( $cN_g = 38^\circ$ ,  $N_g - N_p = 0,030$ ).

Акцессорные минералы представлены сфеном, монацитом, апатитом и цирконом, физико-оптические свойства которых не отличаются от таковых минералов из гранодиорита. Следует лишь отметить заметное увеличение содержания в породе, обогащенной биотитом, сфена, дающего в шлифах ромбовидные сечения индивидов. Химический анализ (табл. 2) свидетельствует о значительной концентрации Ti в эндоконтактной части интрузива по сравнению с гранодиоритом, причем, как отмечено ранее, содержание рутила в породах эндоконтакта резко снижается. Такое явление объясняется увеличением количества в породе сфена, по-видимому, образовавшегося благодаря относительно высокой концентрации в этой части массива не только  $TiO_2$ , но также и  $SiO_2$  и CaO.

Из вторичных процессов следует отметить вермикулитизацию биотита, причем процесс развивается избирательно на отдельных участках. Вследствие этого в одних шлифах биотит довольно свеж, в других —

отобранных на других участках, можно наблюдать лишь в центральных частях чешуек реликты биотита. Вермикулит в шлифе бесцветен;  $N_g \cong N_m = 1,588$ ,  $N_p = 1,562$ ;  $N_g - N_p = 0,026$ ,  $2V \cong (-)0^\circ$ . Вермикулит в свою очередь замещается клинохлором; в шлифах можно наблюдать все переходные разности от вермикулита до псевдоморфоз хлорита по вермикулиту.

Химические составы меладiorита и кварцевого биотитового диорита приведены в табл. 2.

Гранит относится к малораспространенным образованиям. Он слагает небольшие участки (до 10 м в наибольшем измерении), приуроченные к апикальной части массива. Генезис этой породы, видимо, следует связывать с процессом кристаллизационной дифференциации магмы, т. е. она слагает гистерогенные шпильки [6].

Количественно-минералогический состав гранита приведен в табл. 1, а химический состав — в табл. 2.

Микроскопически выявляется гранитовая структура агрегата. Микроклин представляет важнейший компонент породы. Зерна его обычно резко ксеноморфны по отношению к плагиоклазу и биотиту. Плагиоклаз отвечает по составу альбит — олигоклазу № 9—11 и интенсивно серицитизирован. Биотит по своим оптическим свойствам отличается от биотита из гранодиорита повышенным содержанием [3] молекулы лепидомелана до 57% ( $N_g \cong N_m = 1,637$ ,  $N_p = 1,582$ ,  $N_g - N_p = 0,055$ ,  $2V \cong (-)0^\circ$ ). Из аксессуарных минералов в породе отмечаются редкие призмочки апатита, приуроченные к чешуйкам биотита. По периферии чешуек слюды развивается эпидот, появление которого, видимо, следует связывать с постмагматическим процессом минералообразования.

Своеобразными образованиями в Иедыгемском интрузиве являются лейкократовые разности пород, которые отчетливо распадаются на три группы. 1. Лейкогранит, приуроченный к сложному фестончатому замыканию массива и слагающий апофизы, отходящие от основного интрузивного тела. 2. Кварцевый лейкодиорит, слагающий оторочку вскрываемой апикальной части массива. 3. Аплитовидные граниты, появляющиеся в приконтактной области интрузива на гипсометрически более низких горизонтах, чем две первые разности пород.

Лейкогранит сложен микроклином, плагиоклазом и кварцем, в виде примеси появляются спорадически рассеянные чешуйки биотита (табл. 1). Структура породы гипидиоморфнозернистая. Щелочной полевой шпат представлен микроклином с отчетливо выраженной решеткой, но следует заметить, что часть зерен лишена такой решетки, в других случаях она лишь намечается. Тем не менее такие индивиды, лишенные решетки, согласно измерениям на федоровском столике, относятся к триклинному полевому шпату:  $N_g = 80^\circ$ ;  $N_m = 13^\circ$ ,  $N_p = 82^\circ$ ,  $2V = (-)84^\circ$ . Микроклин обычно равноидiomорфен с кварцем и выполняет промежутки между призматическими индивидами плагиоклаза. Минерал слегка пелитизирован. Плагиоклаз — олигоклаз № 18 — образует идиоморфные призматические индивиды, как правило, интенсивно серицитизированные. Присутствующие в породе кварц и — в качестве аксессуория — биотит аналогичны кварцу и биотиту гранодиорита.

Кварцевый лейкодиорит слагает непрерывную оторочку апикальной части интрузивного массива вдоль контакта с кровлей. Мощность оторочки не превышает 3 м. С гранодиоритом кварцевый лейкодиорит связан постепенным переходом, который происходит путем исчезновения биотита.

Под микроскопом выявляется гипидиоморфнозернистая структура породы. По своему вещественному составу (табл. 1) порода отличается от типичного лейкодиорита несколько повышенным содержанием микро-

клина: согласно А. Н. Заварицкому [6], оно не должно быть более 12,5%, а по Е. А. Кузнецову [11] — не свыше 13,3%.

Основным пороодообразующим минералом является плагиоклаз, отвечающий по составу андезину № 32. Как и в других разностях пород, минерал интенсивно замещается серицитом и цоизитом. Микроклин отличается в породе удивительно свежим видом. Иногда в центральных частях зерен микроклина имеются участки с чуть заметно намечающейся пелитизацией, что, возможно, свидетельствует о наличии двух генераций микроклина. Калиевый полевой шпат интенсивно замещает плагиоклаз, реликты которого в шлифах отмечаются довольно часто. Также охотно замещается и биотит, в который микроклин проникает вдоль трещин спайности. Зерна кварца обладают легким облачным погасанием. Из аксессуарных минералов присутствует апатит.

Химический состав лейкодиорита приведен в табл. 2.

Аплитовидные граниты слагают небольшое тело, приуроченное к эндоконтактной части интрузива и расположенное на гипсометрически более низком горизонте, чем описанные выше две другие разности лейкократовых пород. Размеры тела около  $20 \times 1$  м. Границы его с другими породами эндоконтакта нерезкие. Переход происходит путем изменения структуры породы, размеров зерен и состава пороодообразующих минералов.

Под микроскопом выявляется аллотриоморфнозернистая структура породы.

Аплитовидный гранит сложен щелочным полевым шпатом, кварцем, плагиоклазом и биотитом (табл. 1).

Ортоклаз является преобладающей составной частью породы. Его слегка пелитизированные зерна обладают весьма прихотливыми очертаниями. Координаты полюса спайности (001)  $N_g = 90^\circ$ ,  $N_m = 5^\circ$ ,  $N_p = 85^\circ$ ,  $2V = (-) 66^\circ$ . Содержание плагиоклаза, представленного альбитом № 2, колеблется от 0 до 20%. Концентрируется он преимущественно в зальбандовой части тел, в то время как в остальной части их этот минерал совершенно отсутствует.

Количество биотита в породе изменяется от 0 до 3%. По оптическим свойствам он аналогичен таковому гранодиорита. В виде примеси в граните присутствуют чешуйки мусковита, приуроченные к границам зерен кварца и микроклина.

Из вторичных минералов следует отметить кальцит, содержание которого заметно увеличивается к контакту с породами континента. Отмечается избирательное замещение кальцитом полевых шпатов.

В связи с изложением материала о лейкократовых разностях пород массива следует остановиться на петрографии небольшого интрузивного тела, залегающего в мраморизованном известняке согласно с его слоистостью. Размер тела около  $20 \times 6$  м. Вероятно, оно является апофизой интрузивного массива. Тело сложено роговообманковым диоритом, который по периферии залежи переходит в лабрадорит. Изменения в составе проявляются путем исчезновения амфибола и кварца и замены их плагиоклазом. Контакты с вмещающими породами резкие.

Роговообманковый диорит сложен плагиоклазом, зеленой роговой обманкой и кварцем. Из аксессуарных минералов отмечаются клиновидные индивиды сфена (табл. 1). Микроскопически выявляется гранитовая структура породы.

Плагиоклаз представлен андезином № 35, индивиды его равноиндоморфны с амфиболом. Плагиоклаз замещается агрегатом, состоящим из серицита и цоизита. Роговая обманка в шлифе обладает слабой зеленой окраской и плеохроизмом:  $N_g$  — светло-зеленоватый,  $N_m$  и  $N_p$  — бесцветный,  $cN_g = 22^\circ$ ,  $2V = (-) 72^\circ$ ,  $N_g = 1,656$ ,  $N_m = 1,648$ ,  $N_p = 1,633$ ,

$N_g - N_p = 0,023$ . По своим оптическим свойствам [19] минерал относится к маложелезистой разности. Кварц выполняет промежутки между зернами плагиоклаза и роговой обманки.

Химический состав породы приведен в табл. 2. Наложенный процесс щелочного метасоматоза привел к появлению микроклина, развивающегося преимущественно вдоль трещин спайности плагиоклаза. Микроклин обладает прекрасно выраженной решеткой и отличается своей свежестью.

Лабрадорит слагает периферию тела, образуя непрерывную оторочку мощностью до 2 м. Под микроскопом структура породы панидиоморфнозернистая. Единственным пороодообразующим минералом является плагиоклаз — лабрадор № 50, обладающий довольно свежим видом. Иногда отмечается деформация индивидов минерала, выражающаяся в изгибе двойниковых полосок, приобретающих облачное угасание.

В незначительном числе зерен в породе встречается ромбический пироксен — гиперстен ( $N_g = 1,685$ ,  $N_p = 1,675$ ,  $N_g - N_p = 0,010$ ). По своим оптическим свойствам он относится к маложелезистой разности [3]. Из других акцессорных минералов в лабрадорите присутствует сфен, аналогичный минералу из диорита.

Дайковая свита, генетически связанная с Иедыгемской интрузией, представлена аплитами и пегматитами. Аплиты в зависимости от минерального состава могут быть подразделены на 3 группы: 1. Аплиты. 2. Плагиоаплиты. 3. Сиенитовые аплиты. Количественно-минералогический состав аплитов приведен в табл. 1.

Что касается фаціальности интрузива, то, согласно классификации Ю. А. Кузнецова [12], по характеру контактового метасоматоза, наличию в породах зонарного плагиоклаза, интенсивному метасоматозу дайковых пород он относится к массивам, отвечающим, с одной стороны, гипабиссальным образованиям, с другой — мезсабиссальной группе фации, точнее — к батолито-лакколитовой фации этой группы. К признакам последней относится появление даек аплитов и пегматитов, отсутствие в интрузивных породах пертитов и антипертитов, скарнирование вмещающих пород.

Изложенный материал по петрографии Иедыгемского интрузивного массива свидетельствует о большом разнообразии пород, которое не может быть объяснено многофазностью процесса становления интрузии, так как все разности пород связаны между собой постепенными переходами. Последнее обстоятельство, видимо, дает основания считать, что генезис пород интрузива обязан другим петрогенетическим процессам.

В петрографической литературе проблеме гибридизма посвящены многочисленные работы, в том числе Х. М. Абдуллаева [1], В. С. Коптева-Дворникова [8], В. В. Ляховича [14], М. А. Фаворской [21], Х. М. Абдуллаева, И. М. Исамухаметова и И. Х. Хамрабаева [2] и др. В нашу задачу не входит рассмотрение этой сложной и важной проблемы петрогенезиса, а поэтому здесь будут приведены только выводы, следующие из изложенного выше материала.

В пространственном распределении пород в массиве отчетливо устанавливается связь между составом пород энконтактовой части интрузива и составом вмещающих пород.

Значение процесса ассимиляции в формировании гибридных пород особенно подчеркивается при изучении описанного выше тела, сложенного роговообманковым диоритом и лабрадоритом. Изменение химического состава пород его может быть объяснено лишь ассимиляцией известняка и связанного с этим повышением содержания СаО. Следует при этом подчеркнуть постепенность перехода от диорита к лабрадориту, что



проявляется и в исчезновении амфибола и в увеличении основности плагиоклаза.

Диоритовые разности пород с биотитом всегда развиваются в контакте с биотитовым роговиком. Последний является наиболее ранним контактовым образованием, генетически связанным с метаморфизмом известковистого песчаника. Известняки в этих условиях перекристаллизуются и превращаются в мрамор. С последующей стадией контактового процесса связано появление известково-магнезиально-силикатных пород (с гроссуляром, диопсидом, клиноцоизитом, актинолитом, везувианом, альбитом и другими минералами), интенсивно замещающих и мраморы и биотитовый роговик. Образованию этих минеральных концентраций предшествовал деформационный перерыв, сопровождавшийся заложением системы трещин, контролировавших циркуляцию метасоматических растворов.

В породах эндоконтактной части интрузивного массива довольно обычны шпир и ксенолиты, причем последние всегда отмечаются лишь в апофизах, отходящих от основного интрузивного тела. Ксенолиты, как правило, сохраняют свое положение в пространстве и поэтому не представляет труда реставрировать их место в контакте. Как показывает микроскопическое изучение, в вещественном составе ксенолитов не отмечается каких-либо изменений по сравнению с составом биотитового роговика. Связь ксенолитов с апофизами вероятнее всего обусловлена низкой химической активностью магматического расплава в таких небольших телах.

Шпир приурочены к эндоконтактной части интрузивного тела. Они имеют округлую форму с размером в наибольшем измерении не свыше 0,1 м. Границы шпир резкие, что четко выявляется и при микроскопическом и микроскопическом их изучении. Шпир сложены породой, обогащенной биотитом, причем размеры чешуек слюды в различных шпире неодинаковы, изменяясь от 0,1 до 3 мм. Микроскоп показывает, что агрегаты шпир обладают лепидогранобластовой структурой. Они сложены биотитом, олигоклазом № 28, микроклином, кварцем, апатитом и сфеном. Вторичные минералы — хлорит (клинохлор) и эпидот.

Биотит в отличие от биотита из гранодиорита лишен сагенитовой сетки рутила. В состав минерала  $N_g \cong N_m = 1,627$ ,  $N_p = 1,577$ ,  $N_g - N_p = 0,050$ ,  $2V = (-)0^\circ$  входит [3] около 57% молекулы флогопита и 43% лепидомелана, т. е. эта разность имеет промежуточный состав между биотитами из меладiorита и роговика — у последнего  $N_g \cong N_m = 1,621$ ,  $N_p = 1,569$ ,  $N_g - N_p = 0,052$ ,  $2V \cong (-)0^\circ$ .

Весьма интересно, что зерна кварца иногда сохраняют свою полукатанную форму, являя собой реликты исходной кластической природы материала. Микроклин обычно забит вторичными минералами, особенно эпидотом. Плагиоклаз вторичными процессами затет значительно слабее. Появление клинохлора связано с разложением биотита.

Изучение шпир дает основание считать, что в образовании диоритоидных пород имела место ассимиляция специфичного субстрата. Подобные соотношения гибридных диоритоидных пород с биотитовыми роговиками неоднократно описывались в литературе [21, 8]. Однако механизм формирования пород семейства диорита (кварцевый биотитовый меладiorит и диорит) в Иедыгемском интрузиве невозможно объяснить лишь процессом ассимиляции специфичных пород континента. Петрографический состав контактово-метасоматических образований, развивающихся за счет карбонатных вмещающих пород, довольно сложный. Но наибольший интерес представляет то обстоятельство, что в них распространены такие магнийсодержащие минералы, как диопсид, везувиан, актинолит и др. Данные химических анализов (в этой статье они не при-

водятся) показывают, что содержание MgO в различных зонах контактового ореола непостоянно и колеблется от 1,73 до 4,34%, но выше, чем в гранодиорите (1,29%) и в неизменных вмещающих породах (1,63%). Тем не менее в контактах с ними развиваются не диоритоидные породы, а сохраняется гранодиорит, несущий более ясно выраженные следы автометаморфической переработки.

Содержание MgO в породах интрузива и в контактово-метасоматических образованиях закономерно увеличивается по мере удаления от центральной части массива. Такое распределение этого элемента проливает некоторый свет на вопрос о происхождении диоритов. Важную роль при этом играет многостадийность контактового процесса, в результате чего биотитовый роговик является более ранним образованием по сравнению с известково-магнезиально-силикатными метасоматитами, слагающими широкую полосу вокруг интрузива. Формирование диоритоидных пород вероятнее всего синхронно с образованием известково-магнезиально-силикатных метасоматитов, развивающихся за счет карбонатных и силикатных пород. Источником растворов является магматический расплав, в процессе дифференциации которого на определенной стадии отделяются специфические высокомагнезиальные растворы. Миграция последних в целом носит центробежный характер, но значительную роль при этом играет и состав пород континента, точнее их физические свойства.

В объяснении механизма образования диоритоидных пород массива наиболее вероятно влияние фильтрационного эффекта, выражающегося в отставании растворенного вещества от растворителя во время фильтрации. По данным Эршлера и Гаккера, количество растворенного вещества  $dm$ , прошедшего через фильтр, определяется следующей зависимостью:  $dm = \varphi \cdot c \cdot dv$ , где  $c$  — концентрация раствора,  $dv$  — объем раствора, прошедшего через фильтр,  $\varphi$  — коэффициент фильтрационного эффекта [10], представляющий отношение средних скоростей течения растворенного вещества и раствора. Теоретическое исследование этого эффекта принадлежит Д. С. Коржинскому [9]. Экспериментально явление было изучено Л. Н. Овчинниковым и В. Г. Максеновым [15], показавшими, что для различных веществ фильтрационный эффект неодинаков. Благодаря этому даже при прохождении раствора через однородный фильтр отмечается заметное повышение концентрации растворенного вещества над последним. Значения коэффициента  $\varphi$  колеблются в широких пределах, что зависит от концентрации раствора, размера пор и других причин.

В случае контакта двух пород (в данном случае — пород интрузива и пород континента) происходит изменение пористости, причем особенно резко оно проявляется на контакте с тонкозернистым роговиком и в меньшей степени — с мраморизованным известняком. Вследствие этого на границе двух анизотропных сред имеет место «подпруживание» одних компонентов, коэффициент  $\varphi$  которых мал, в то время как другие компоненты могут продолжать движение. Такой вывод о возможности разделения смесей следует из непостоянства этого коэффициента для растворов различных веществ. В этом отношении интересный материал дает анализ парагенетических ассоциаций известково-магнезиально-силикатных метасоматитов, содержащих в своем составе альбит. Вероятно, натрий (как и другие щелочи) в этих условиях имеет незначительный фильтрационный эффект и тем самым обладает высокой подвижностью. К сожалению, говорить об этом можно лишь в первом приближении, так как вопрос об изменении коэффициента  $\varphi$  для соединений магния и натрия экспериментально не исследован.

Повышение концентрации MgO («подруживание» его на контакте интрузива с роговиком) ведет к тому, что в благоприятных термодинамических условиях начинается отложение биотита, замещающего минералы интрузивной породы. Ввиду того, что концентрация компонентов близ «фильтра» повышается, естественно, что здесь выпадает большая часть слюды, количество которой постепенно снижается по мере удаления от контакта. Аналогичные растворы, вероятно, легко проходили через контакт интрузива с известняком, замещая последний. Как следствие этого, в гранодиорите из этих эндоконтактных частей появляется лишь примесь магнезиального силиката — диопсида.

Таким образом, вследствие, с одной стороны, ассимиляции вмещающих пород и высокотемпературного магнезиального метасоматоза — с другой, происходит выравнивание валовых химических составов пород континента (биотитового роговика) и контактирующих с ними интрузивных образований, что подтверждается и диаграммой химических составов пород интрузива (фиг. 1). Однако не следует переоценивать значение ассимиляции: во всех случаях при изучении шликера, размеры которых невелики, не отмечается полной переработки и миграции вещества, благодаря чему контуры шликера сохраняют свою резкость очертаний. Поэтому вряд ли ассимиляция в широких масштабах могла иметь место в области контакта интрузива с вмещающими породами.

Пересчет химических анализов по Барту [24, 22], результаты которого приведены в табл. 2, показывает, что баланс вещества при образовании биотитового меладiorита за счет гранодиорита имеет следующий вид (в ионах).

Привнос: K — 7, Ca — 36, Mg — 56, Fe<sup>2+</sup> — 40, Fe<sup>3+</sup> — 15, Al — 11,

Ti — 12, OH — 80.

Вынос: Na — 41, Si — 127, O — 80.

Формирование вокруг апикальной части Иедыгемского массива лейкократовой оторочки, сложенной лейкодиоритом, обязано другому петрогенетическому процессу. Следует отметить, что оторочки, сложенные лейкократовыми разностями пород, довольно часто развиваются в апикальных частях гранитоидных массивов. Такие породы были выделены А. И. Александровым в Талицком массиве. Аляскитовые оторочки в гранитоидных интрузивных телах Кавказа описаны С. К. Савич-Заблоцким [16], М. А. Фаворской [20], В. В. Ляховичем [13, 14]. В. В. Ляхович [13] образование аляскитовых оторочек в кайнозойских неинтрузиях Кавказа объясняет переработкой щелочными (существенно калиевыми) растворами апикальной части массива в конечные стадии становления интрузии. На возможность концентрации таких растворов указывал и А. Н. Заварицкий [5]. В другой своей работе [14] В. В. Ляхович отметил также высокую подвижность натрия в некоторых неинтрузиях Кавказа. Согласно исследованиям С. С. Ильенка [17] и Н. Г. Сумина [18] по петрографии палеозойских интрузивов юга Сибири, высокой способностью к миграции также обладает натрий.

Лейкодиорит Иедыгемского массива по своему химизму очень близок гранодиориту (рис. 1), с которым он связан постепенным переходом. Образование лейкодиорита сопровождалось некоторым изменением химического состава породы и выносом ряда компонентов. Как показывают данные, полученные путем пересчетов химических составов гранодиорита и лейкодиорита по Барту [22, 24], баланс вещества при образовании

лейкодиорита путем метасоматоза гранодиорита характеризуется следующими данными (в ионах):

Привнос: K — 2, Al — 1, Si — 24, O — 1.

Вынос: Na — 4, Ca — 13, Mg — 6, Fe<sup>2+</sup> — 11, Fe<sup>3+</sup> — 2, OH — 1.

Обращает на себя внимание вынос из породы натрия, но в целом масштабы этого явления невелики. С другой стороны, привнесенные компоненты, вероятно, частично связаны в молекуле микроклина. Поэтому, видимо, калиевый полевой шпат в лейкодиорите отличается своим свежим видом и замещает плагиоклаз и биотит. Следовательно, формирование лейкодиоритовой оторочки вокруг апикальной части Иедыгемского интрузива, вероятно, генетически связано с деятельностью метасоматических щелочных растворов, выделяющихся в процессе дифференциации магматического расплава. Выводы В. В. Ляховича [13] о генезисе лейкократовых оторочек в неогранитных интрузивах Кавказа вполне приложимы к объяснению происхождения лейкодиорита описываемого интрузивного массива. Вынесенные при этом такие компоненты, как натрий, магний, железо, мигрировали в экзоконтактовую часть ореола, где они фиксировались в составе разнообразных минералов — альбита, диопсида, гроссуляра, везувиана, актинолита и др.

Таким образом, изложенный выше материал свидетельствует о том, что разнообразие вещественного состава пород Иедыгемского интрузивного массива обязано ряду петрогенетических процессов — кристаллизационной дифференциации магматического расплава, ассимиляции и особенно высокотемпературному магнезиальному и щелочному метасоматозу магматической стадии.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Х. М. Влияние процесса ассимиляции и гибризма на состав метасоматических растворов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1950.
2. Абдуллаев Х. М., Исамухаметов И. М., Хамрабаев И. Х. Роль процессов ассимиляции в формировании интрузивных комплексов Западного Узбекистана. В кн. «Вопросы петрографии и минералогии», т. 1, изд. АН СССР, 1953.
3. Винчелл А. Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия. Изд. Ин. лит., 1953.
4. Елисеев А. Н. Петрография Рудного Алтая и Калбы. Изд. АН СССР, 1938.
5. Заварицкий А. Н. Граниты и аплиты. Зап. Всесоюз. минер. об-ва, вып. 2, 1950.
6. Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. Изд. АН СССР, 1955.
7. Ильенко С. С. Бельский интрузивный комплекс. Изв. Том. политех. ин-та, т. 65, вып. 2, 1950.
8. Кошнев-Дворников В. С. Явления гибридации на примерах некоторых гранитных интрузий палеозоя Центрального Казахстана. Тр. ин-та геол. наук АН СССР, сер. петрограф., вып. 148, 1953.
9. Коржинский Д. С. Фильтрационный эффект в растворах и его значение для геологии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1947.
10. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В кн. «Основные пробл. в учении о магматоген. руд. месторожд.», изд. АН СССР, 1953.
11. Кузнецов Е. А. Петрография магматических и метаморфических пород. Изд. Московского гос. ун-та, 1956.
12. Кузнецов Ю. А. Фации магматических пород. В кн. «Вопросы геологии Азии», т. 1, изд. АН СССР, 1955.
13. Ляхович В. В. Об одной особенности контакта гранита с роговиками (Северный Кавказ). В кн. «Вопросы петрографии и минералогии», т. 1, изд. АН СССР, 1953.
14. Ляхович В. В. Эндоморфное изменение молодых гранитов Баксана в контакте с известняками. Тр. ин-та геол. наук АН СССР, сер. петрограф., вып. 148, 1953.
15. Овчинников Л. Н., Максенов В. Г. Экспериментальное исследование фильтрационного эффекта в растворах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1949.

16. Савич-Заблоцкий С. К. Петрографическое исследование пород гранодиоритовой магмы Горной Осетии. Зап. Всесоюзного минер. об-ва, вып. 1, 1927.
  17. Соловьев С. П. Распределение магматических горных пород в СССР. Госгеолиздат, 1952.
  18. Сумин Н. Г. О натриевом метасоматозе в скарновых железорудных месторождениях. В кн. «Вопросы петрографии и минералогии», т. 1, изд. АН СССР, 1953.
  19. Трегер В. Е. Таблицы для оптического определения породобразующих минералов. Госгеолтехиздат, 1958.
  20. Фаворская М. А. Роль процессов контаминации и метасоматоза в образовании третичных интрузий монзонитового типа некоторых районов Дальнего Востока. Тр. ин-та геол. наук АН СССР, сер. петрограф., вып. 148, 1953.
  22. Четвериков С. Д. Руководство к петрохимическим пересчетам. Госгеолтехиздат, 1956.
  23. Шахов Ф. Н. Геологическое исследование на Юго-Восточном Алтае в районе среднего течения р. Аргут. Мат. по геол. Зап.-Сиб. края, № 5, 1933.
  24. Barth F. W. Oxygen in Rocks: a Basis for Petrographic Calculations. The Journ. of Geol., v. 56, № 1, 1948.
-