

74 / АКАДЕМИЯ НАУК СССР
УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
КОМИ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР

ISSN 0900-0100

МАГМАТИТЫ
И МЕТАМОРФИТЫ
СЕВЕРА УРАЛА
И ТИМАНА



СЫКТЫВКАР 1991

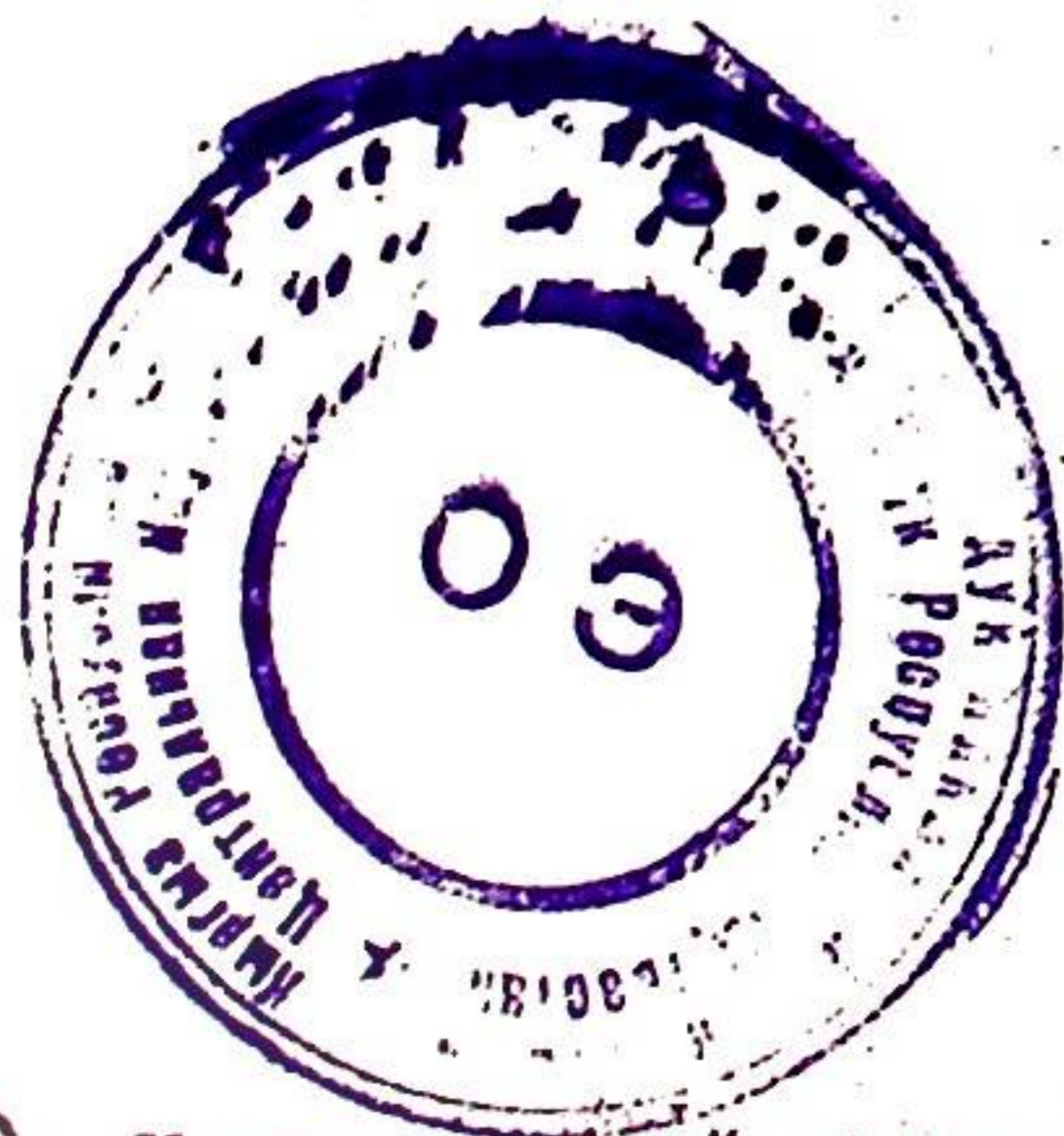
МАГМАТИТЫ И МЕТАМОРФИТЫ СЕВЕРА УРАЛА И ТИМАНА. (Тр. Ин-та геологии Коми научного центра УрО АН СССР; Вып. 74). - Сыктывкар, 1991. - 112 с.

В сборнике объединены статьи, посвященные вопросам магматизма и метаморфизма на севере Урала, а также на Тимане. Основное внимание уделено анализу закономерностей эволюции магмообразования и анализу взаимоотношений ассоциаций магматических пород с региональным метаморфизмом, динамометаморфизмом и приразломными метасоматозом и диафторезом. Приведены новые данные по минералогии.

Сборник представляет интерес для геологов, занимающихся магматизмом подвижных и стабильных областей.

Ответственные редакторы

д.г.-м.н. Л.В.Махлаев, к.г.-м.н. В.И.Мизин



© Коми научный центр УрО АН СССР, 1991

717477

ВВЕДЕНИЕ

В сборнике объединены статьи, отражающие результаты последних исследований магматических и метаморфических образований на севере Урала и Тимане. Открывает сборник статья М.Н.Костюхина о петрологии офиолитовых габброидов Полярного Урала, в которой на основе обобщения большого количества новых аналитических данных, характеризующих состав пород и минералов, и сопоставления этих данных с новейшими отечественными и зарубежными петрологическими схемами обосновывается принадлежность рассматриваемых габброидов к так называемым плутоническим офиолитовым габбро низкотитанистого тектонотипа, отвечающего по геодинамическим аспектам первичному фундаменту островных дуг. Петрогенезис габброидов характеризуется моделью частичного плавления материала верхней мантии с последующей кристаллизацией в промежуточном очаге и наложенным метаморфизмом, достигающим уровня амфиболитовой фации.

Три следующих статьи посвящены кислым магматитам. В статье Д.Н.Ремизова кратко охарактеризованы три генетически различных типа плагиогранитов от анатектоидно-мигматитовых до субвулканических островодужных и проанализированы их взаимоотношения. В.И.Мизин и А.А.Соболева, характеризуя особенности состава акцессорных минералов риолитов Малдинской субинтрузии, рассматривают проблему комагматичности кислых эффузивов и соответствующих групп интрузивных гранитоидов.

Несомненный интерес в этом "блоке" представляет статья В.Н.Охотникова о вольфрамоносных кварц-полевошпатовых породах дискуссионного генезиса, слагающих пластинообразную залежь в бассейне р.Нодеяги. Автор трактует их как метасоматические граниты, упоминая к тому же, что предшествующие исследователи нередко принимали их за обломочные осадочные породы - конгломераты и гравелиты. Исходя из приведенного в статье материала, мы предпола-

гаем, что формирование этих пород было более сложным и многоэтапным (о чем в принципе пишет и сам В.Н.Охотников в этой статье). Наиболее ранними образованиями являются, по-видимому, интрузивные лейкократовые граниты (аляскиты), подвергшиеся впоследствии катаклазу и милонитизации. Магматическая стадия определяет главные особенности состава этих пород, а стадия динамометаморфизма — главные особенности их структуры и текстуры. Породы, описываемые как фельзиты, являются, по нашему мнению, милонитами. В дальнейшем катаклазиты были частично преобразованы наложенными гидротермально-метасоматическими процессами, выразившимися главным образом в окварцевании, что привело местами к повышению содержания кремнезема до 90% и более. Параллельно происходило и формирование новообразованных обособлений альбита и микроклина, но в основном, по-видимому, вследствие собирательной перекристаллизации, поскольку химическими анализами при внос щелочей при этом не выявляется.

Следует подчеркнуть, что объективность подачи материала позволяет читателю самому анализировать выводы автора и строить свои альтернативные рабочие гипотезы. Вероятно, генетические проблемы, поднятые В.Н.Охотниковым, найдут разрешение в последующих исследованиях.

Синтез новейших данных по магматизму и метаморфизму Тимано-Североуральского региона, полученных в ходе крупномасштабного геологического картирования, и основанная на этом интерпретация результатов региональных геофизических исследований послужили основой модели строения дофанерозойской литосферы Европейского Севера СССР, предложенной в статье И.В.Запорожцевой и А.М.Пыстина. К сожалению, ограниченность объема не позволила авторам изложить и обосновать принятую ими методику выделения геоблоков. Ряд положений (по той же причине) дан в тезисной форме. Однако в статье приведены ссылки на другие публикации тех же авторов и других исследователей, в которых читатель может найти необходимые дополнительные фактические данные и методико-теоретические обоснования.

В статье В.И.Степаненко с соавторами дана характеристика метаморфогенных гидротермалитов Среднего Тимана и выявлена роль этих образований в качестве источника рудных компонентов при формировании россыпных месторождений.

И.И.Голубева, анализируя особенности химизма метаморфитов Париквасьшорского выступа (Полярный Урал), делает вывод о гидрослюдисто-монтмориллонитовом составе исход-

ных пелитов, оценивает вариации Р-Т условий метаморфизма и дает общую картину метаморфической зональности этого блока.

Две статьи представляют несомненный интерес для авторов прогнозно-металлогенических построений. В статье В.И.Силаева, В.И.Мизина и В.А.Гитева приводится первая обобщающая характеристика аксинитовой минерализации Полярного Урала. Охарактеризованы особенности этого минерала, обоснована связь минерализации с гидротермальной обработкой бороносных вулканитов, оценены практические перспективы.

Сборник завершается небольшой статьей В.А.Гитева, в которой геологи-съемщики найдут полезные рекомендации по выбору рациональных методов исследований вулканитов и ассоциирующихся с ними пород при палеовулканологических реконструкциях.

ПЕТРОЛОГИЯ ГАББРОИДОВ
ХАДАТИНСКОГО ОФИОЛИТОВОГО ПОЯСА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

М. Н. Костюхин

Поля развития габброидов Хадатинского офиолитового пояса на Полярном Урале расположены восточнее выходов альпинотипного дунит-гарцбургитового комплекса и сменяющей его полосчатой серии (верлиты, вебстериты, клинопироксениты), а также непосредственно участвуют в составе последней. Габброиды и их метаморфизованные разновидности слагают юго-восточные и восточные склоны гор Няропэ, Пусьёрка, Сьумкеу, Саркев, Масло, Харчерузь, а также хребет Харампэ - от субширотного колена р. Щучьей на севере до р. Лонготьюган на юге.

Ряд исследователей относит габброиды вместе с породами полосчатой серии и крайними дунитами к дунит-клинопироксенит-габбровой формации [12], другие определяют их принадлежность к габбро-плагиогранитной формации, либо считают их самостоятельным габбровым комплексом [10, 14]. Метаморфизованные габброиды вместе с различными дунитами и пироксенитами выделялись также в качестве докембрийского малыкского комплекса, относящегося к дунит-вебстерит-метагаббро-норитовой формации [12]. Дискуссионность вопросов о формационной принадлежности габброидов и их соотношениях с метаморфитами основного состава, почти полное отсутствие данных об условиях их образования и ряд других пробелов в исследовании этих пород обусловили появление настоящей работы.

Тектоническое положение габброидов определяется их локализацией в пределах Щучьинского синклинория, лежащего на северном продолжении Тагило-Магнитогорского прогиба - главной эвгеосинклинальной зоны Урала [15] или фемической торговой зоне [18], сменяющей на востоке шов

ную зону базит-гипербазитового магматизма. По терминологии неомобилизма габброиды залегают в пределах нижнепалеозойского палеоокеанического сектора земной коры.

Возраст габброидов трактуется как верхнеордовикский-нижнесилурийский [12], т.е. отождествляется с возрастом офиолитовой ассоциации в целом, что подтверждается данными по абсолютному возрасту габброидов и залегающих среди них анатектических плагиогранитов, составляющему 419-440 млн. лет [10, 14].

Геологическое строение полей развития габброидов характеризуется неоднородностью, обусловленной наличием в той или иной степени метаморфизованных основных пород: метагаббро, габбро-амфиболитов, эпидот-цоизитовых и гранат-цоизитовых амфиболитов. Исходные породы представлены габбро-норитами, залегающими среди апобазитовых метаморфитов в виде отдельных блоков размером 200x300 м и более (г. Саркев, р. Мал. Хадата) и сменяющимися к востоку участками сплошного развития габбро-норитов (р. Халытальбей) и однопироксеновыми амфиболовыми габбро (хребет Харампэ).

Западные контакты габброидов с породами полосчатой серии и дунит-гарцбургитового комплекса имеют либо тектонический либо (в ненарушенных разрезах) мигматитоподобный характер. Так, в северо-восточной части г. Сьумкеу (правобережье р. Бол. Хадаты) в составе полосчатой серии, представленной чередующимися телами дунитов и оливиновых вебстеритов мощностью 0,2-0,3 м, отмечаются согласные полосы апогаббровых гранатовых амфиболитов; восточнее расположена область развития метаморфизованных габброидов. В верхнем течении р. Малыко область контакта между гипербазитами и габброидами является типичной зоной мигматизации гипербазитов габброидным материалом [4]. Здесь развиты слоистые и форелевые мигматитовые текстуры, причем вебстериты полосчатой серии и габброиды метаморфизованы. Первые представлены шпинельсодержащими гранатовыми амфиболитизированными вебстеритами, вторые - апогаббровыми гранат-цоизитовыми амфиболитами. По данным А. К. Афанасьева (ПГО Полярноуралгеология), габбро-нориты непосредственно участвуют в строении полосчатой серии, слагая до 30% полос среди вебстеритов и постепенно переходя в вебстериты в эндоконтактах и на выклинивании тел (р. Мал. Хадата).

Степень метаморфизма габброидов определенно возрастает

ет с приближением к контактам с гипербазитами, в результате чего создается метаморфическая зональность. Так, в районе г. Саркев в непосредственном контакте с гипербазитами залегают апогаббро-норитовые гранатовые амфиболиты, которые к востоку сменяются цоизитовыми амфиболитами (без граната), затем амфиболитизированными и, наконец, неизменными габбро-норитами. Указанные изменения степени метаморфизма габброидов не исключают наличия блоков слабоизмененных габбро-норитов среди апобазитовых метаморфитов амфиболитовой фации (р. Мал. Хадата, г. Саркев). В субширотном разрезе юго-восточного склона горы Няропэ до Хребта Харампэ включительно породы полосчатой серии сначала сменяются гранатовыми амфиболитами с реликтами габбро-норитов, затем эпидот-цоизитовыми амфиболитами, а на хребте Харампэ габбро-амфиболитами и метагаббро с участками диопсидовых (нередко с оливином) габбро и габбро-пегматитов. При этом в образцах и шлифах отчетливо прослеживаются взаимопереходы от слабоамфиболитизированных габбро к габбро-амфиболитам.

Петроминералогия

Габбро-нориты являются первичной разновидностью габброидов, подверженных различным степеням метаморфизма. Это массивные и гнейсовидные средне- и мелкозернистые породы с первичной гипидиоморфно-зернистой (габбровой) структурой.

Главные минералы габбро-норитов: основной плагиоклаз (75-90% An), клинопироксен (диопсид-салит: $Wo_{46-49}En_{38-43}Fs_{8-14}$, табл. 1) и ортопироксен (гиперстен: $Wo_{1,5-2}En_{63-68}Fs_{31-35}$, табл. 2); во второстепенных количествах встречается оливин. Единственным аксессуарным минералом является магнетит; пирит отмечается лишь в амфиболитизированных разновидностях; вторичные минералы - амфибол, клиноцоизит, хлорит. Амфибол представлен бурой зеленой магнезиальной или чермакитовой роговой обманкой (табл. 3), иногда также актинолитом.

Габбро-нориты сменяются на востоке однопироксеновыми амфиболовыми разновидностями. Для них характерны клинопироксен (диопсид-салит: $Wo_{43-44}En_{47-48}Fs_{7-10}$, табл. 1) и более кислый плагиоклаз (60-80% An). Структура также гипидиоморфно-зернистая, часто келифитовая (до пойкилитовой), обусловленная обрастанием пироксена амфиболом.

Последний представлен зеленой роговой обманкой (табл. 3), которая в свою очередь замещается актинолитом. Иногда присутствуют немногочисленные зерна боулинитизированного оливина. Аксессуарные минералы: магнетит и пирит; в оливинсодержащих разновидностях обнаружена зеленая шпинель. Обычные вторичные минералы: клиноцоизит, эпидот, хлорит.

Габбро-амфиболиты - это интенсивно амфиболитизированные и эпидотизированные гнейсовидные габбро. Характерна различная степень преобразований исходных пород. Так, степень замещения клинопироксена амфиболом изменяется от наличия периферийных амфиболовых кайм до реликтов пироксена в амфиболе и полного замещения. Плагиоклаз деанортитизирован до 48-50% An с образованием агрегатов эпидота, цоизита и карбоната (сосюритизация). Таким образом минеральный состав этих пород характеризуется неравновесным парагенезисом: плагиоклаз+клинопироксен (реликт)+амфибол+эпидот+клиноцоизит+аксессуарные магнетит, пирит, апатит. Структура габбро-амфиболитов от ксеноморфнозернистой и слабонематобластовой до гранонематобластовой. В габбро-амфиболитах часто проявляется метаморфическая полосчатость с образованием меланократовых (существенно амфиболовых) и лейкократовых (плагиоклазовых или цоизитовых) полос мощностью от первых миллиметров до десятков сантиметров.

Габбро-пегматиты встречены в виде неправильных по форме жил и шширов размером от первых до десятков метров среди габбро-амфиболитов хребта Харампэ. Это грубозернистые породы магнетит-плагиоклаз-амфиболового состава с аксессуарным пиритом. Контакты между габбро-амфиболитами и габбро-пегматитами четкие, хорошо заметные по изменению крупности зерен. Можно трактовать генезис последних как результат простой перекристаллизации габбро-амфиболитов на участках, обогащенных летучими компонентами.

Эпидот-цоизитовые и гранат-цоизитовые амфиболиты возникают в связи с нарастанием степени метаморфизма габброидов по мере приближения к контактам с гипербазитами.

Структура амфиболитов от ксеноморфно-зернистой в безгранатовых до гранонематобластовой и порфиробластовой в гранатовых разновидностях. Размер зерен граната изменяется от 1 мм до 2 см, а в зонах многократно наложенных деформаций до 4-5; иногда до 10-12 см в поперечнике.

Таблица 1

Химический состав клинопироксенов из габбро и габбро-норитов

Компонент	1		2		3		4		5		6		7		8	
	702/1	703/1-А	703/1-Б	703/1-В	728/1	784/1	784/1	784/1	784/1	784/1	784/1-А*	6062/2	6062/2-А*	6062/2	6062/2-А*	6062/2-А*
SiO ₂	51,30	50,42	50,44	50,90	49,28	50,12	50,50	51,07								
TiO ₂	0,28	0,25	0,24	0,26	0,49	0,45	0,41	0,37								
Al ₂ O ₃	3,98	3,88	3,87	3,05	5,10	4,93	3,49	3,42								
Cr ₂ O ₃	0,08	0,11	0,12	0,11	0,04	0,00	0,01	0,02								
Fe ₂ O ₃	0,57	2,09	1,90	1,76	2,90	-	2,65	-								
FeO	6,23	4,17	4,20	7,70	4,80	7,33	6,44	8,46								
MnO	0,17	0,14	0,14	0,24	0,29	0,32	0,32	0,34								
MgO	15,43	16,10	16,15	13,62	13,77	14,05	13,84	12,80								
CaO	19,73	20,65	20,60	20,97	21,58	21,84	21,28	22,09								
Na ₂ O	0,39	0,49	0,48	0,37	0,45	0,44	0,30	0,31								
K ₂ O	0,03	0,06	0,07	0,04	0,04	0,03	0,03	0,00								
П.п.п.	1,60	1,27	1,33	0,95	1,09	-	0,63	-								
Сумма	99,79	99,63	99,54	99,97	99,83	99,52	99,90	98,89								
Ca/(Ca+Mg)	0,479	0,480	0,478	0,525	0,530	0,528	0,525	0,554								
Mg/(Mg+Fe+Mn)	0,800	0,822	0,826	0,718	0,761	0,766	0,730	0,722								
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ +Mg)	0,184	0,127	0,127	0,240	0,163	0,227	0,206	0,270								

Примечания. Анализы 1-3 - диопсиды из слабоамфиболитизированных габбро, хр.Харампэ; 4 - салит из слабоамфиболитизированного габбро-норита, юго-восточный склон г.Няропэ; 5-8 - диопсиды и салиты из слабоамфиболитизированных габбро-норитов, р.Малыко.

* Звездочкой здесь и далее отмечены результаты микрозондовых определений ("САМЕСА"), выполненных в Якутском филиале АН СССР.

Таблица 2

Химический состав ортопироксенов из габбро-норитов

Компонент	1			2			3		
	728/1	6062/2	6064/4	728/1	6062/2	6064/4	728/1	6062/2	6064/4
SiO ₂	51,13	51,46	52,38	51,13	51,46	52,38	51,13	51,46	52,38
TiO ₂	0,00	0,21	0,13	0,00	0,21	0,13	0,00	0,21	0,13
Al ₂ O ₃	2,45	2,17	2,25	2,45	2,17	2,25	2,45	2,17	2,25
Cr ₂ O ₃	0,08	0,00	0,03	0,08	0,00	0,03	0,08	0,00	0,03
Fe ₂ O ₃	2,05	3,94	-	2,05	3,94	-	2,05	3,94	-
FeO	21,10	18,06	21,02	21,10	18,06	21,02	21,10	18,06	21,02
MnO	0,54	0,68	0,68	0,54	0,68	0,68	0,54	0,68	0,68
MgO	20,86	22,12	23,18	20,86	22,12	23,18	20,86	22,12	23,18
CaO	0,89	0,79	0,79	0,89	0,79	0,79	0,89	0,79	0,79
Na ₂ O	0,12	0,08	0,01	0,12	0,08	0,01	0,12	0,08	0,01
K ₂ O	0,05	0,04	0,01	0,05	0,04	0,01	0,05	0,04	0,01
П.п.п.	0,29	0,53	-	0,29	0,53	-	0,29	0,53	-
Сумма	99,56	100,08	100,48	99,56	100,08	100,48	99,56	100,08	100,48
Ca/(Ca+Mg)	0,030	0,025	0,024	0,030	0,025	0,024	0,030	0,025	0,024
Mg/(Mg+Fe+Mn)	0,613	0,639	0,656	0,613	0,639	0,656	0,613	0,639	0,656
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ +Mg)	0,362	0,314	0,337	0,362	0,314	0,337	0,362	0,314	0,337
Al ^{VI} /Al ^{IV}	0,493	0,234	0,580	0,493	0,234	0,580	0,493	0,234	0,580

Примечания: 1-3 - гиперстены из слабоамфиболитизированных габбро-норитов: 1 - юго-восточный склон г.Няропэ, 2-3 - р.Малыко.

Химический состав амфиболов из амфиболитов габбро и габбро-норитов, габбро-амфиболита, габбро-пегматита и гранат-цоизитовых амфиболитов Хадатинского массива

Компонент	I				II		III		IV			
	716/2	758/2	784/1	714/1	716/5	728/3	734/6	738/3		765/2	775/3	778/1
SiO ₂	48,72	45,16	43,70	43,92	41,98	44,34	47,14	42,12	49,14	46,80	47,12	43,44
TiO ₂	0,54	0,37	1,27	1,81	1,80	0,51	0,10	0,55	0,43	0,47	0,50	0,78
Al ₂ O ₃	5,06	13,09	12,66	7,99	13,95	15,92	11,63	16,81	8,34	13,00	10,57	13,49
Cr ₂ O ₃	Не опр.	Не опр.	0,09	0,22	Не опр.	Не опр.	0,02	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,03	Не опр.
Fe ₂ O ₃	2,86	3,52	4,46	6,53	3,71	3,56	3,07	2,51	3,01	3,31	4,09	5,62
FeO	5,24	10,56	7,49	12,71	7,58	11,64	8,55	12,57	9,41	8,91	8,51	11,64
NiO	Не опр.	Не опр.	0,02	Следы	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
MnO	0,22	0,28	0,26	0,48	0,18	0,11	0,23	0,06	0,06	0,08	0,19	0,26
MgO	14,75	12,12	14,23	10,27	14,17	9,45	14,18	9,48	14,76	12,84	14,22	9,71
CaO	20,58	10,95	11,80	11,37	11,43	10,11	11,51	10,23	11,07	10,11	10,14	9,51
Na ₂ O	0,30	1,21	1,62	1,07	2,25	1,68	0,97	2,46	0,84	1,88	1,68	2,49
K ₂ O	0,04	0,05	0,09	1,00	0,30	0,04	0,05	0,13	0,04	0,05	0,05	0,11
H ₂ O ⁻	0,24	0,18	0,16	Не опр.	0,18	0,12	0,10	0,18	0,22	0,18	0,05	0,28
H ₂ O ⁺	0,77	2,25	1,81	Не опр.	2,04	2,02	Не опр.	2,15	2,24	1,36	Не опр.	2,22
П.п.п.	1,38	2,46	1,86	2,72	1,89	2,20	2,26	2,64	2,80	2,34	2,54	2,52
Сумма	99,69*	99,77*	99,66	99,89	99,57	99,56*	99,71	99,56*	99,90*	99,79*	99,74*	99,57*
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0,83	0,67	0,77	0,59	0,68	0,59	0,75	0,57	0,74	0,72	0,75	0,60

Примечания. I - амфиболитовые габбро и габбро-нориты (716/2 - хр.Харампэ; 758/2 - р.Мал.Халата; 784/1 - р.Малько); II - (714/1) - окварцованный габбро-амфиболит, хр.Харампэ; III (716/5) - габбро-пегматит, хр.Харампэ; IV - гранат-цоизитовые амфиболиты (728/3, 738/3 - г.Няропэ; 734/6 - р.Бол.Халата; 765/2, 775/3, 778/1, 782/1 - р.Малько). Минералы пересчитаны и диагностированы в соответствии с решением Амфиболовой группы УМА (Leake, 1978).

* В сумму включены потери при прокаливании (п.п.п.).

Главными минералами амфиболитов являются клиноцоизит (иногда с реликтами плагиоклаза), амфибол, варьирующий по составу от магнезиальной до чермакитовой роговой обманки, иногда - до алюмочермакита (табл.3) и гранат-пироп-альмандинового ряда (табл.4). Обычны также цоизит и эпидот; в незначительных количествах иногда отмечается явно наложенный кварц. Акцессорные минералы представлены магнетитом, пиритом, халькопиритом, дистеном и апатитом.

Таблица 4
Химический состав гранатов из гранат-цоизитовых амфиболитов Хадатинского массива

Компонент	1	2	3	4
	728/3-GR	738/3-GR	765/2-GR	775/3-GR
SiO ₂	41,48	39,16	39,22	39,92
TiO ₂	0,56	0,27	0,30	0,25
Al ₂ O ₃	20,96	20,09	19,85	20,65
Cr ₂ O ₃	Следы	0,002	Следы	Не обн.
Fe ₂ O ₃	0,02	0,26	1,22	1,58
FeO	25,07	26,47	25,50	25,86
NiO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,002
MnO	0,51	0,50	0,32	0,36
MgO	5,24	4,68	5,26	4,84
CaO	4,93	6,47	6,47	4,93
BaO	Не обн.	0,03	Не обн.	Не обн.
SrO	"	0,047	"	"
Na ₂ O	0,18	0,18	0,19	0,22
K ₂ O	0,15	0,15	0,15	0,17
H ₂ O ⁻	0,22	Не опр.	Не опр.	Не опр.
H ₂ O ⁺	0,71	"	"	"
П.п.п.	Не опр.	1,59	1,27	1,01
Сумма	100,03	99,90	99,75	99,79
Alm	60,8	60,8	58,5	62,5
Py	22,6	19,1	21,6	21,2
Gross	15,5	19,1	19,2	15,3
Spess	1,1	1,0	0,7	0,7

Примечания. 1,2,4 - юго-восточный склон г.Няропэ; 3 - верховье р.Малько. Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории Института геологии Коми научного центра УрО АН СССР.

В табл.5-6 приведены химические и нормативные минеральные составы габбро и габбро-норитов, а также их наиболее сильно метаморфизованных разновидностей (гранатовых амфиболитов). Обращает внимание близость средних составов этих пород: гранатовые амфиболиты отличаются от габброидов лишь несколько повышенным содержанием глинозема и более низкими концентрациями SiO_2 , MgO и CaO . На приведенных ниже диаграммах (рис.1-5) фигуративные точки составов рассматриваемых пород образуют единые поля. Для тех и других характерно относительно низкое для основных пород содержание SiO_2 , очень низкие концентрации титана и щелочей при высоких кальциевости и магнезиальности, что типично для плутонических офиолитовых габброидов, ассоциирующихся с альпинотипными гипербазитами [3, 17, 18]. По соотношениям кремнезема, глинозема и щелочей габброиды отвечают толеит-базальтовому типу (оливиновые толеиты). По концентрациям некогерентных компонентов (K_2O , TiO_2 , P_2O_5), а также соотношению $FeO-MgO-Al_2O_3$ [26] они соответствуют океаническим базальтоидам. На факторных диаграммах [26] наши габброиды попадают в поле низкокальциевых толеитов островных дуг, которые образуются в океанической коре на границах конвергирующих плит (рис.1). На диаграмме TiO_2-FeO^{tot}/MgO поле фигуративных точек габброидов также наиболее близко полю островодужных толеитов, причем линия изменения их состава параллельна тренду базальтов океанического дна (рис.2). Принадлежность габброидов к островодужным плутоническим породам подтверждается диаграммой в координатах $TiO_2-100 \times FeO^{tot}/(FeO+MgO)$ (рис.3).

Распределение редкоземельных элементов в габбро и габбро-норитах (табл.7, рис.4) как по нормализованным величинам, так и по конфигурации трендов соответствует габброидам офиолитовой ассоциации [3]. Вариационная линия габброидов достаточно ясно отражает, относительно обеднение их легкими TR и Eu-максимум, что свидетельствует о фракционировании плагиоклаза в процессе магматической дифференциации. Тренд распределения TR в апогаббровых гранатовых амфиболитах практически параллелен тренду габбро и габбро-норитов, хотя амфиболиты сравнительно обогащены всеми TR. Последнее позволяет предпо-

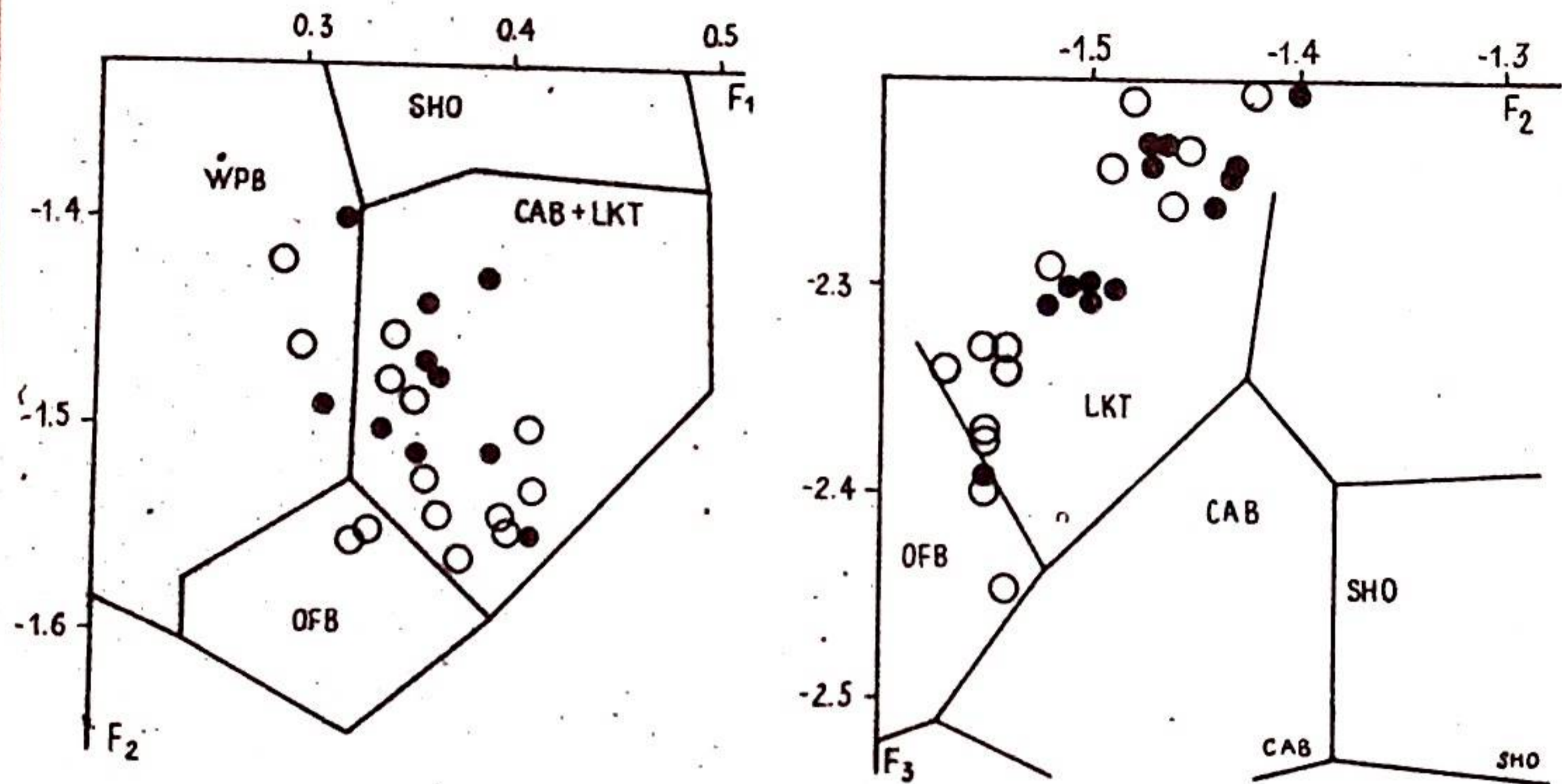


Рис.1. Факторная диаграмма Дж.Пирса [25] габброидов (светлые кружки) и амфиболитов (черные кружки) Хадатинского массива.

Поля: OFB - базальтов океанического дна; LKT - низкокальциевых толеитов островных дуг; CAB - известково-щелочных базальтов островных дуг; SHO - шошонитов; WPB - континентальных базальтов и базальтов океанических островов.

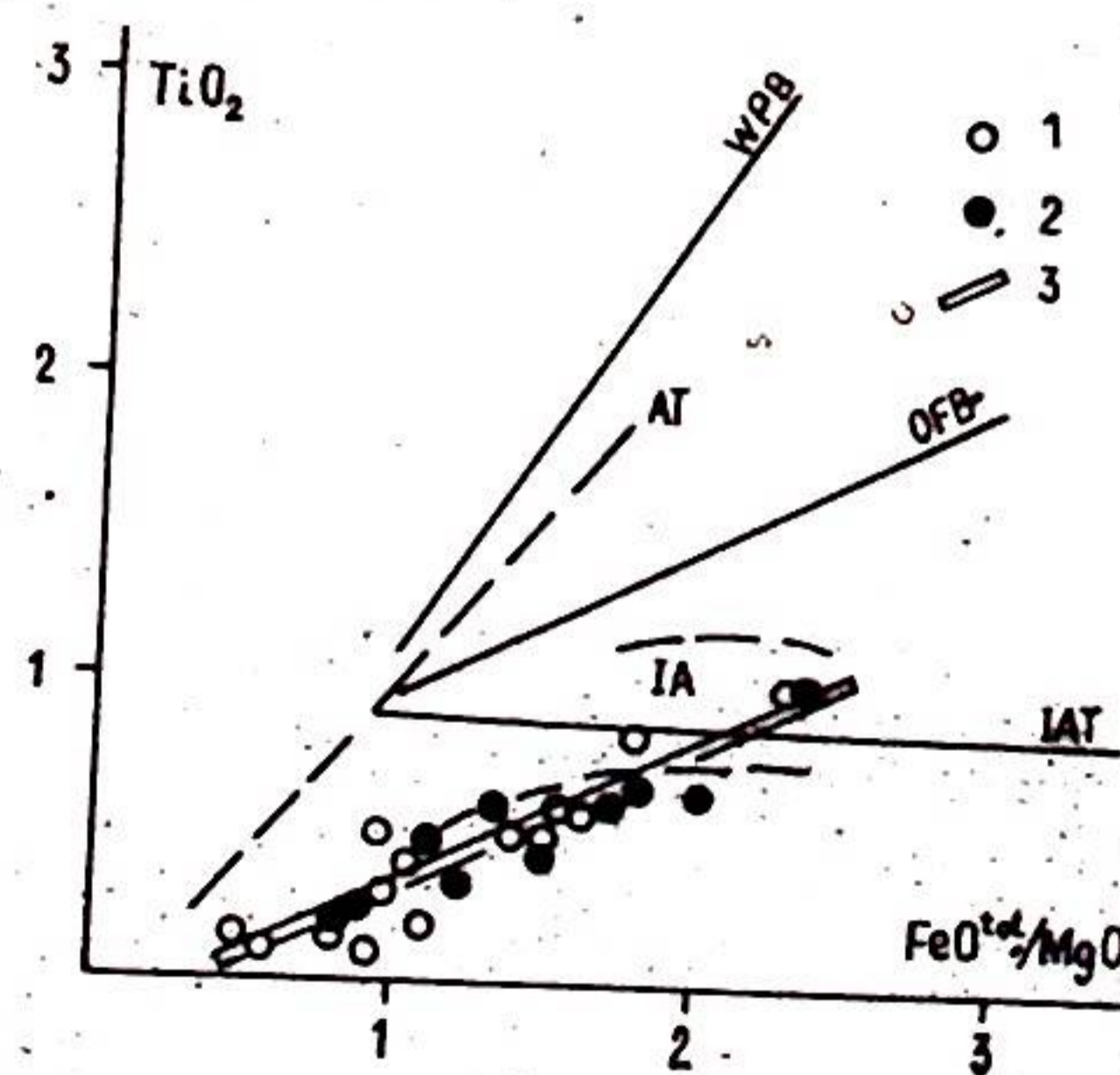


Рис.2. Составы габброидов (1) и амфиболитов (2) на диаграмме TiO_2-Fe^{tot}/MgO [31]; 3 - тренд габброидов Хадатинского массива. Тренды: WPB - континентальных базальтов; AT - абиссальных толеитов; OFB - базальтов океанического дна; IA - толеитов островных дуг; IA - поле островодужных толеитов.

лагать принос TR в условиях корового метаморфизма габброидов посредством флюида. Распределение TR в габбро и габбро-норитах очень близко таковому в оливиновых габброидах офиолитовой ассоциации Семейл в Омане [9], а в гранатовых амфиболитах - в амфиболовых габбро того же комплекса.

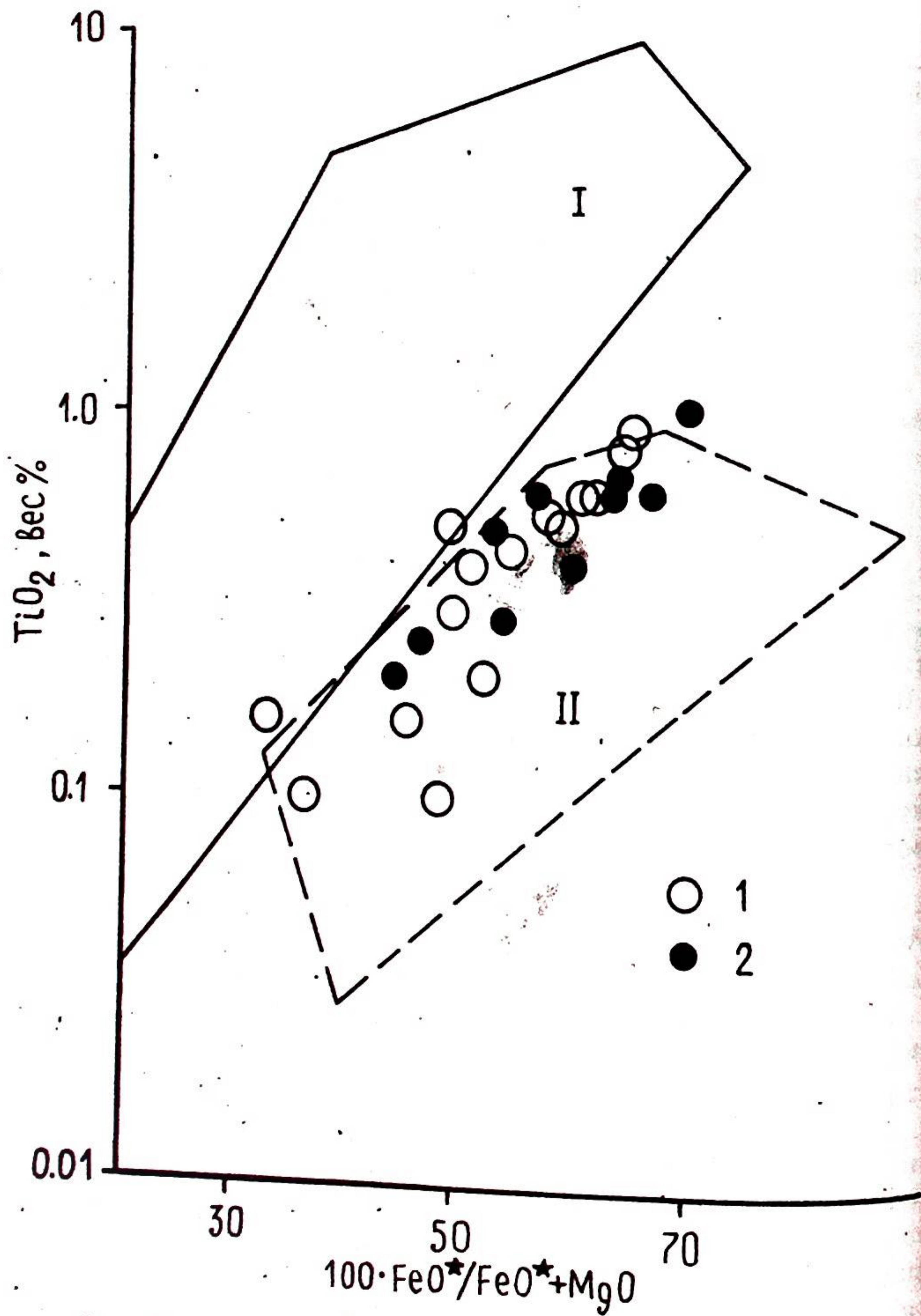


Рис.3. Составы габброидов (1) и амфиболитов (2) в координатах двуокись титана - общая железистость для офиолитовых plutонических пород [19].
Поля: I - габброидов срединно-океанических хребтов; II - plutонических пород островных дуг Филиппинского моря.

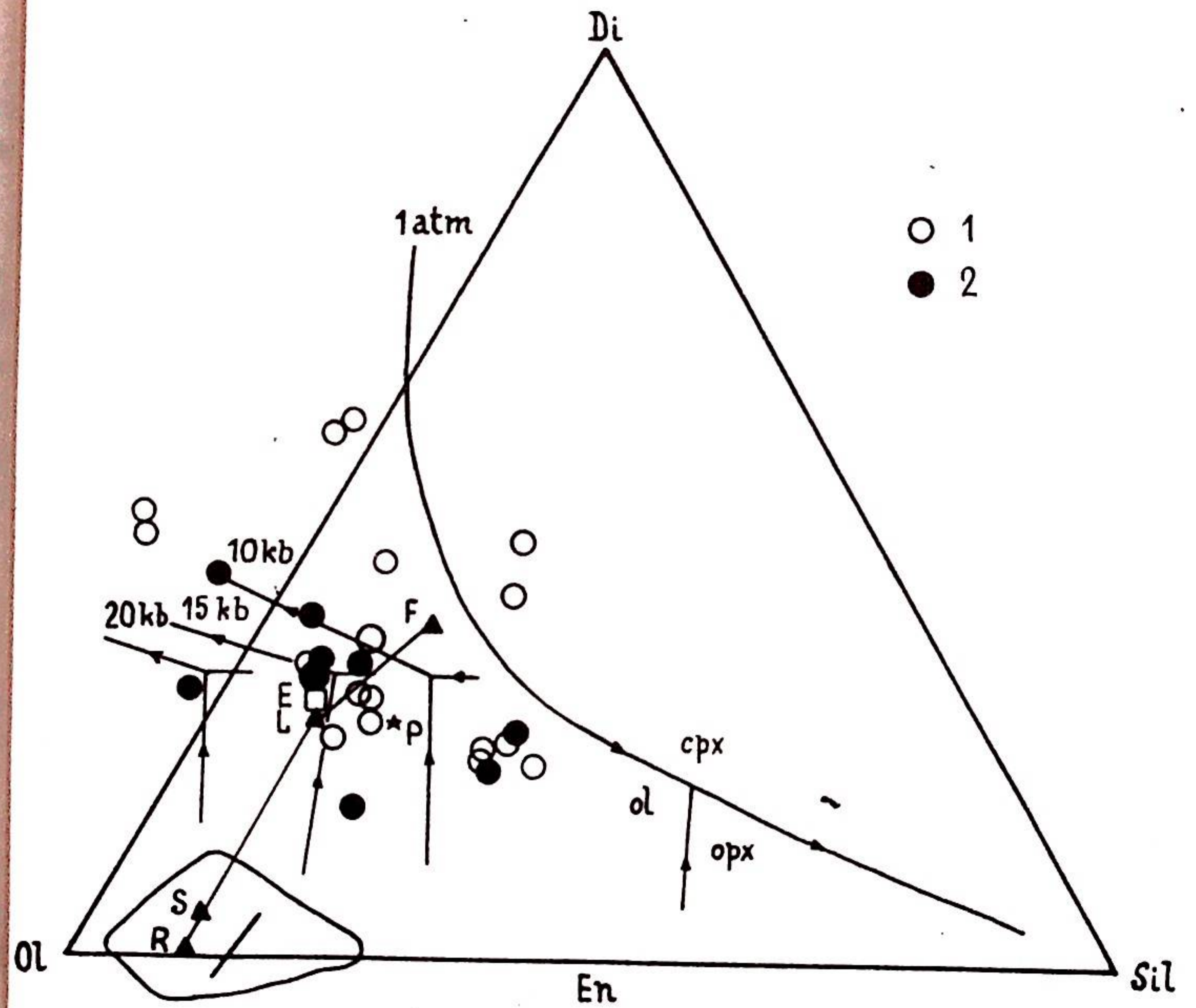


Рис.4. Составы габброидов (1) и амфиболитов (2) на фазовой диаграмме Ol-Di-Sil [29] при давлениях 1 атм [32], 10, 15 и 20 кбар [30].

Составы: S - мантийный источник, R - рестит, L - первичный расплав, F - дифференцированный расплав (S, R, L, F - черные треугольники); E - средний состав океанической коры (светлый квадрат); P - первичная магма для абиссальных толентов (звездочка). Неправильной замкнутой линией и жирной прямой линией в нижней части диаграммы показаны поля составов и тренд мантийных периодитов.

Условия образования

В соответствии с экспериментальными и теоретическими данными [2,6], основные расплавы, давшие начало габброидам рассматриваемого состава, возникают при высоких температурах, значительном количестве летучих компонен-

Таблица 5

Химический состав габбро и габбро-норитов

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	п=14	X
	702/1	703/1	728/1	758/1	758/2	6062/2	6064/4	6065/1	6064/1	784/1	6082/1	6078/1	6083/2	6086		
SiO ₂	46,08	47,34	48,02	46,34	45,30	44,22	43,21	44,22	47,02	44,74	41,74	48,52	40,12	46,64		45,25
TiO ₂	0,10	0,15	0,10	0,30	0,20	0,60	0,58	0,50	0,15	0,49	0,89	0,40	1,00	0,50		0,42
Al ₂ O ₃	17,05	19,88	15,04	16,89	18,04	16,04	17,14	14,68	17,14	17,69	17,46	15,66	16,94	15,66		16,81
Cr ₂ O ₃	0,04	0,03	0,01	0,06	Исч.	Исч.	Исч.	Исч.	Исч.	0,05	Исч.	0,01	Исч.	Исч.		0,03
Fe ₂ O ₃	31,87	1,15	1,65	2,56	2,65	5,82	5,92	5,05	3,34	3,12	7,73	2,50	9,79	4,01		4,08
FeO	4,26	3,25	8,00	8,23	8,43	9,22	8,14	9,00	6,32	6,56	7,62	8,43	8,81	9,15		7,53
MnO	0,13	0,10	0,23	0,22	0,22	0,27	0,24	0,22	0,20	0,19	0,23	0,26	0,26	0,08		0,20
MgO	10,27	8,75	10,21	10,71	9,82	9,27	8,26	9,57	11,23	9,79	8,09	10,19	7,74	8,75		9,48
CaO	16,77	16,56	15,28	13,26	12,58	13,21	13,59	13,60	13,40	15,34	14,17	12,02	13,48	13,48		14,05
Na ₂ O	0,71	0,64	0,57	0,36	1,02	0,51	0,61	0,45	0,42	0,77	0,94	0,94	0,83	0,97		0,70
K ₂ O	0,06	0,10	0,02	0,04	0,06	0,03	0,05	0,01	0,01	0,03	0,02	0,02	0,03	0,01		0,03
H ₂ O ⁻	0,04	0,34	0,02	0,04	0,13	0,18	0,15	0,09	0,12	0,04	0,14	0,06	0,20	0,08		0,12
H ₂ O ⁺	1,93	1,39	0,93	0,79	1,40	0,10	1,59	0,86	0,72	0,84	0,79	0,75	0,56	0,58		0,95
P ₂ O ₅	0,04	0,01	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,01	0,01	0,03	0,03	0,09	0,04	0,01		0,03
V ₂ O ₅	0,03	0,02	0,05	0,06	Исч.	Исч.	Исч.	Исч.	Исч.	Исч.	Исч.	Исч.	Исч.	Исч.		Исч.
СО ₂	0,30	0,15	0,10	0,15	Исч.	Исч.	Исч.	Исч.	Исч.	Исч.	Исч.	Исч.	Исч.	Исч.		Исч.
Сумма	Исч.	Исч.	Исч.	Исч.	Исч.	Исч.	Исч.	Исч.	Исч.	Исч.	Исч.	Исч.	Исч.	Исч.		Исч.
Сумма	99,68	99,87	100,26	100,00	99,95	99,64	99,66	100,21	100,25	99,76	99,96	100,10	99,86	100,03		100,00
Г.бш.	0,37	0,35	0,49	0,50	0,53	0,62	0,63	0,59	0,46	0,50	0,65	0,52	0,71	0,60		0,55

Примечания. Анализы 1-2 - слабоабфильтрованные габбро, хребет Харамиз; 3-14 - слабоабфильтрованные габбро-нориты, г.Няропэ (3), р.Мал.Хадата (4-5), р.Бол.Хадата (6); между рр. Бол. и Мал.Хадаты (7-9); р.Малыко (10-14). X - средний состав при n = 14.

Таблица 6

Химический состав гранатовых амфиболитов

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	X
	728/2	739/2	758/5	764/1	775/2	775/3	778/1	780/1	782/1	783/1		
SiO ₂	43,94	46,28	43,92	46,66	41,20	43,12	43,96	44,06	40,76	42,72		43,66
TiO ₂	0,42	0,20	0,28	0,26	0,60	0,62	0,48	0,65	1,00	0,61		0,51
Al ₂ O ₃	16,79	19,74	17,17	16,21	18,30	19,24	16,92	17,75	18,24	17,63		17,80
Cr ₂ O ₃	0,010	0,002	0,003	0,010	0,004	0,002	0,000	0,010	0,004	0,010		0,006
Fe ₂ O ₃	3,90	2,36	4,47	2,81	4,17	5,12	4,23	5,10	7,41	5,52		4,51
FeO	9,10	5,50	7,41	6,75	10,68	9,20	6,61	7,66	8,91	6,56		7,84
MnO	0,24	0,16	0,15	0,10	0,25	0,24	0,18	0,20	0,25	0,25		0,20
MgO	8,55	9,57	9,69	10,56	8,46	6,82	9,59	6,87	6,71	8,86		8,57
CaO	13,54	13,69	13,86	13,05	13,31	12,25	13,91	12,75	12,38	15,12		13,39
Na ₂ O	0,60	0,51	1,06	0,47	0,50	0,67	0,90	1,32	1,09	0,74		0,79
K ₂ O	0,07	0,05	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04	0,10	0,05	0,02		0,05
H ₂ O ⁻	0,08	0,26	0,08	0,28	0,08	0,10	0,12	0,06	0,09	0,10		0,12
H ₂ O ⁺	2,44	1,39	1,80	2,03	2,18	2,30	2,39	3,24	2,59	1,73		2,21
P ₂ O ₅	0,02	0,04	Исч.	Исч.	Исч.	Исч.	Исч.	Исч.	Исч.	Исч.		Исч.
V ₂ O ₅	0,07	0,03	0,08	0,05	0,10	0,08	0,05	0,08	0,08	0,07		0,07
СО ₂	0,33	0,04	0,10	0,08	0,09	0,07	0,28	0,06	0,04	0,05		0,11
Сумма	Исч.	Исч.	Исч.	Исч.	Исч.	Исч.	Исч.	Исч.	Исч.	Исч.		Исч.
Сумма	100,10	99,86	100,26	99,48	99,99	99,92	99,69	100,01	99,94	100,02		100,00
%Ап(PL)	89	92	83	91	92	90	85	79	83	88		87

Примечание. 1-2 - юго-восточный склон г.Няропэ; 3 - р.Мал.Хадата; 4-6 - р.Малыка; 7-10 - г.Саркев; 11 - среднее по гранатовым амфиболитам (n=10).

Содержание редкоземельных элементов в габброидах. Хадатинского массива

Элемент	Габбро и габбро-нориты			Гранатовые амфиболиты			
	702/1	758/1	784/1	1041/2	1041/3	778/1	780/1

Содержание, г/т (X)

La	0,35	0,07	0,18	0,08	0,18	0,53	0,92	0,2
Ce	1,85	0,87	0,84	2,18	0,7	2,93	4,46	1,83
Nd	1,95	1,75	2,45	3,07	1,0	4,84	4,03	7,44
Sm	0,48	0,36	1,17	0,30	0,22	0,96	1,16	1,72
Eu	0,35	0,12	0,56	0,16	0,24	0,45	0,68	0,77
Gd	0,73	0,88	1,7	0,55	0,57	1,6	0,42	2,5
Tm	-	0,08	0,18	0,1	0,08	0,21	0,16	0,3
Yb	0,51	0,48	1,15	0,55	0,61	1,22	1,13	1,72
Lu	0,094	0,08	0,13	0,1	0,09	0,13	0,16	0,2

Примечание. Анализы выполнены нейтронно-активационным методом в Институте геологии и геофизики СО АН СССР Шипицыным Ю.Г.

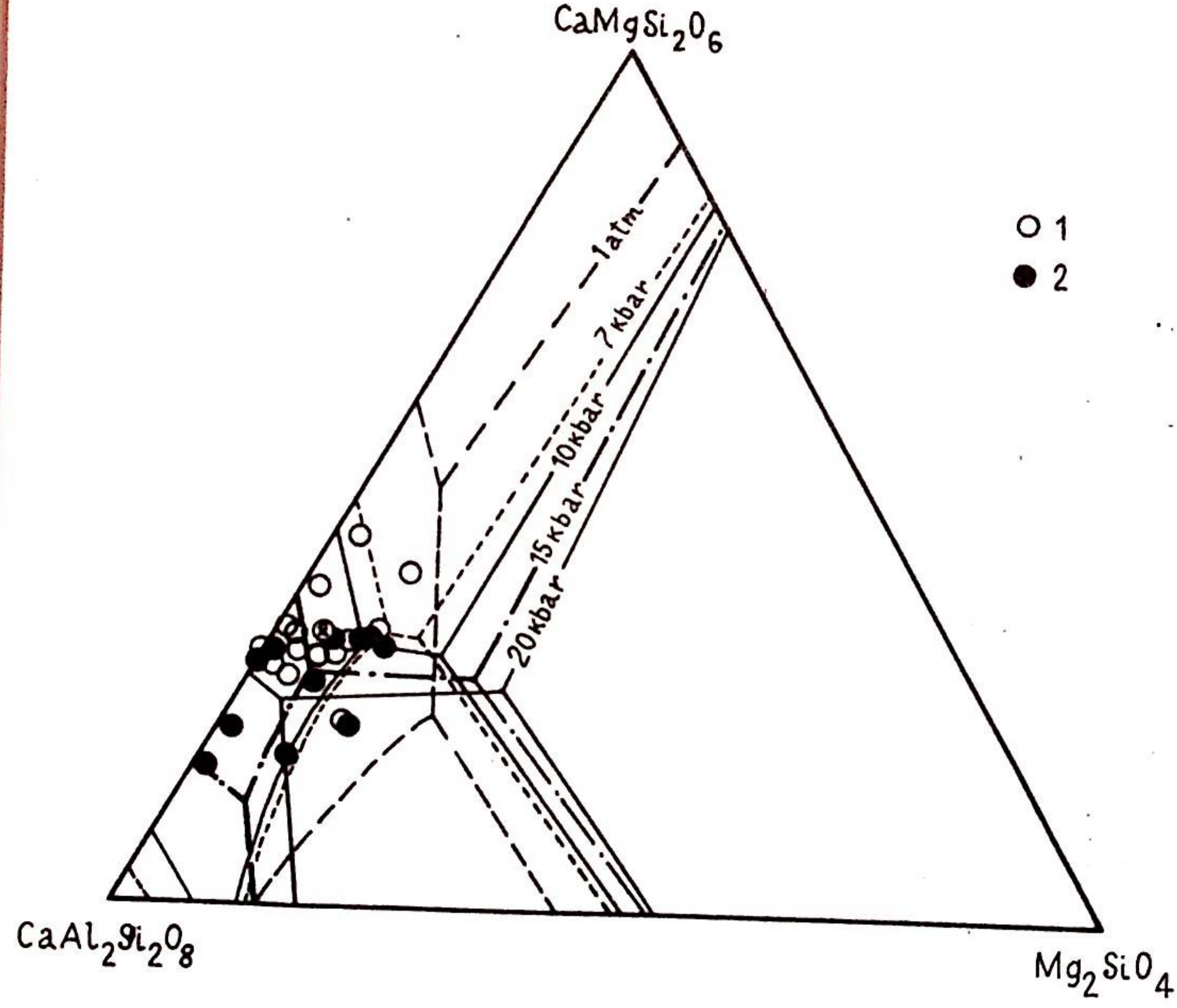


Рис.5. Фазовая диаграмма системы Fo-An-Di при давлениях 1 атм, 7, 10, 15 и 20 кбар [27] с фигуративными точками габброидов (1) и амфиболитов (2).

тов (преимущественно H_2O) на относительно малых глубинах в верхней мантии. В частности, по данным А.Е.Рингвуда [13] и П.Уилли [16], такие расплавы образуются при 20-25% плавлении мантийных перидотитов на глубинах около 30 км при общем давлении порядка 10 кбар.

На диаграмме системы оливин-диопсид-кремнезем (рис.5) фигуративные точки габброидов и их средние составы расположены вблизи котектических линий O1-Crx и O1-Orx при давлениях от 10 до 15 кбар. При этом большинство точек расположено на воображаемой линии между точками L и F, т.е. в области между составами первичного и дифференцированного основных расплавов, образовавшихся при частич-

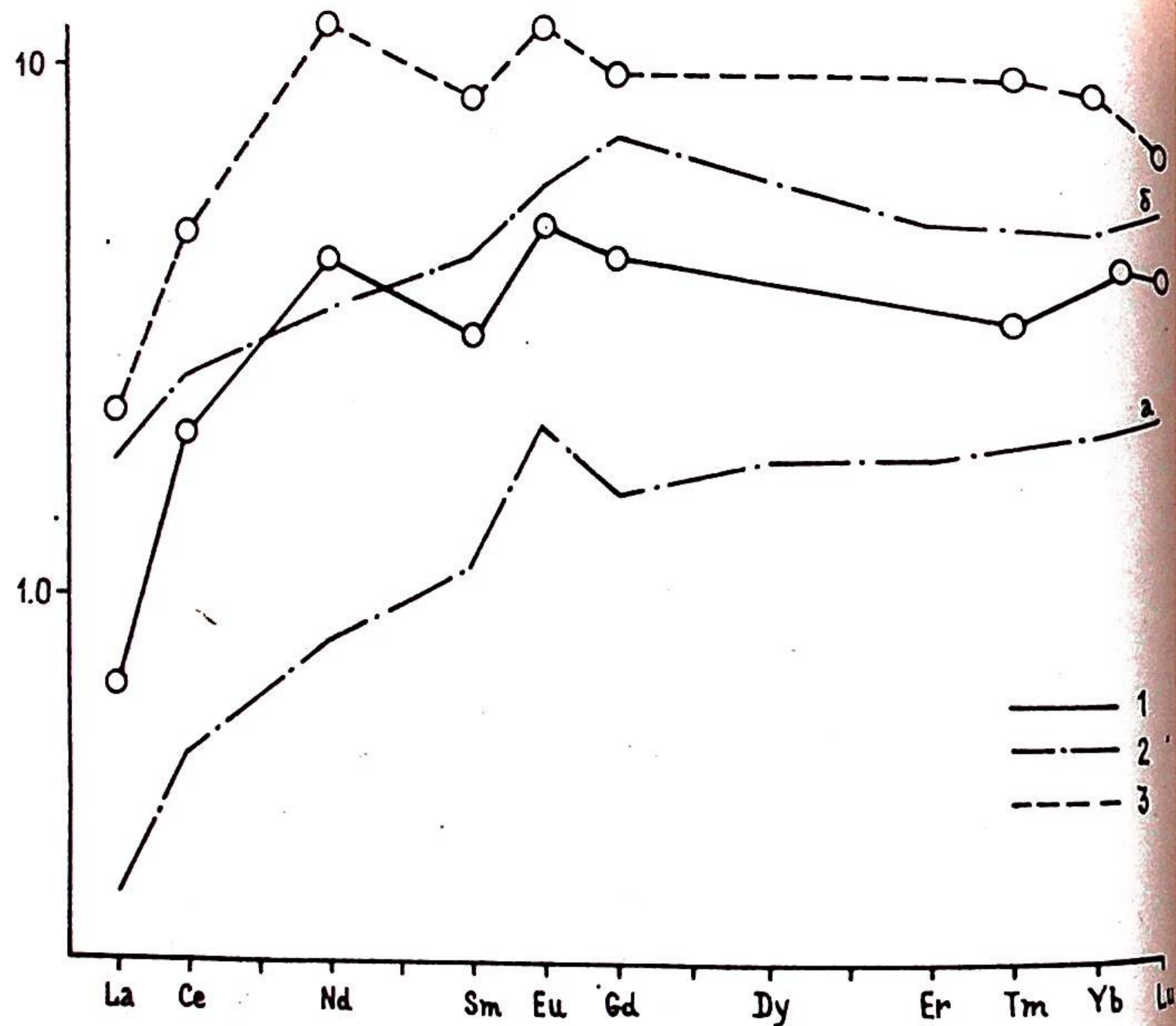


Рис.6. Распределение редкоземельных элементов в габброидах (1) и гранатовых амфиболитах (3); 2 - поле офиолитовых габброидов [3]: а - нижние "расслоенные" габбро; б - габбро верхнего уровня. По оси абсцисс в логарифмическом масштабе нанесены нормализованные к хондриту C-1 [23] содержания TR.

ном плавлении мантийного источника S с остаточным расплавом R. Это означает, что мы имеем дело с продуктами кристаллизации дифференцированного габброидного расплава, удаленного от мантийного источника, причем наиболее фракционированному расплаву отвечают амфиболовые габбро хр.Харампэ (точки вблизи и выше котектики O1-Sr при p, равном 1 атм), а наименее дифференцированному составу апогаббровых амфиболитов, залегающих в непосредственной близости к контакту с гипербазитами. Средний состав последних близок среднему составу океанической коры (E). Соответствие состава наших габброидов экспериментальным котектикам An-Di и даже эвтектикам An-Di-Spin при p, равном 10-15 кбар, иллюстрируется фазовой диаграммой An-Di-Fo (рис.6). Общее давление при

формировании габброидов, определенное по соотношению Al в шестерной и четверной координациях в ортопироксенах (табл.2), составляет в среднем 11,4 кбар, что совпадает с оценкой, исходящей из экспериментальных данных по плавлению перидотитов.

Средние температуры ликвидуса оливина и плагиоклаза, рассчитанные по валовому составу габбро-норитов по методу В.А.Кутолина [7], равны $1221 \pm 26^\circ\text{C}$ (O1) и $1226 \pm 25^\circ\text{C}$ (P1). Температуры начала кристаллизации породообразующих силикатов в габбро-норитах, полученные по уравнениям регрессии [22], составляют в среднем 1278°C (O1), 1170°C (P1) и 1142°C (Срх). Такая оценка температур кристаллизации габброидов наряду с соответствием их составов котектическим свидетельствует об их магматическом происхождении.

Более низкие температуры кристаллизации габброидов получены при использовании различных современных пироксеновых геотермометров [5]. Так, по графическим термометрам, учитывающим распределение в пироксенах Ca, Mg и Fe [21, 24], определены температуры $1120-1040^\circ\text{C}$. Перераспределение Mg между орто- и клинопироксеном [28] происходит в интервале температур $1030-860^\circ\text{C}$. Еще более низкие температуры ($812-777^\circ\text{C}$) получены по распределению Fe и Mg в связи с содержанием Al в ортопироксене. Последние, более низкие, чем магматические, температуры, отражают то обстоятельство, что окончательное распределение компонентов между сосуществующими минералами в плутонических породах заканчивается позже, чем процесс кристаллизации из расплава.

Температуры формирования апогаббро-норитовых гранатовых амфиболитов по амфибол-гранатовому геотермометру [11] составляют $670-575^\circ\text{C}$ и соответствуют амфиболитовой фации, что подтверждается также парагенезисами минералов и составом граната (табл.4).

Петрогенезис, формационная принадлежность и тектонические следствия

Полученные результаты по геологии и условиям образования габброидов Хадатинского массива позволяют определить следующие основные этапы и механизмы их становления: 1) образование основного расплава в результате

частичного плавления материала верхней мантии и его внедрение в породы более древнего дунит-гарцбургитового комплекса; 2) кристаллизация габброидного расплава и его дифференциация в условиях достаточно длительного существования промежуточного (нижнекорового?) очага, в краевых частях которого происходило взаимодействие основной магмы с гипербазитами: кремний-кальциевый метасоматоз последних и плавление метасоматически подготовленного субстрата с образованием пород полосчатой серии [4,5]; 3) метаморфизм габброидов в ходе выведения габбро-гипербазитового блока в верхние горизонты земной коры с образованием апогабброидных амфиболитов; коровый метаморфизм также сопровождался процессами частичного плавления габброидов с образованием анатектических плагио-гранитов.

По тектоническому и геологическому положению, приведенным особенностям вещественного состава рассмотренные породы однозначно отвечают "плутоническим" "офиолитовым" габбро и относятся к так называемой дунит-клинопироксенит-габбровой формации [8]. Вместе с породами полосчатой серии габброиды составляют когенетичный нижнепалеозойский (O_3-S_1) верлит-вебстерит-клинопироксенит-габбро-норитовый харампэйско-масловский магматический комплекс. Дуниты не должны включаться в состав этого комплекса как образования более древние, принадлежащие к дунит-гарцбургитовой формации и служившие субстратом, на котором (и возможно за счет которого) формировались габброиды и породы полосчатой серии.

Геодинамическая интерпретация вещественного состава габброидов показывает, что они относятся к наиболее распространенному низкотитанистому тектонотипу офиолитов [1,20], отвечающему первичному фундаменту островных дуг и соответствующему обстановке современного островодужного магматизма.

ЛИТЕРАТУРА

1. Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. - 200 с. (Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып.456).
2. Йодер Х. Образование базальтовой магмы. - М.: Мир, 1979. - 238 с.
3. Колман Р.Г. Офиолиты. - М.: Мир, 1979. - 262 с.

4. Костюхин М.И. Базит-гипербазитовые мигматиты Хадатинского габбро-гипербазитового массива (Полярный Урал) и проблема генезиса полосчатой серии в офиолитах // Эндогенные комплексы европейского Северо-Востока СССР. - Сыктывкар, 1988 а. - С.47-58. (Тр. Ин-та геологии Коми науч.центра УрО АН СССР; Вып.65).

5. Костюхин М.И. Условия образования пироксенов и происхождение полосчатой серии Хадатинского офиолитового массива (Полярный Урал) // Минераловедение и минералогенезис. - Сыктывкар, 1988б. - С.140-156. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО АН СССР; Вып. 66).

6. Кутюлин В.А. Происхождение и глубинная эволюция базальтов разных формаций // Геохимия, минералогия, петрология: Докл. сов. геологов на XXV сессии МГК. - М.: Наука, 1976. - С.435-441.

7. Кутюлин В.А., Прусевич А.А. Петрохимические методы определения условий образования вулканических пород // Петрохимия, генезис и рудоносность магматических формаций Сибири. - Новосибирск: Наука, 1985. - С.148-158.

8. Магматические формации СССР. Т. 1. - Л.: Недра, 1979. - 318 с.

9. Основные породы // Магматические горные породы. Т. 3. - М.: Наука, 1985.

10. Охотников В.Н., Бевз Е.И. Зависимость генезиса и вещественного состава раннепалеозойских гранитоидов от особенностей тектонического развития северной части Полярного Урала // Вопросы петрографии севера Урала и Тимана. - Сыктывкар, 1972. - С.35-53. (Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР; Вып.17).

11. Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. - М.: Недра, 1976. - 287с.

12. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). - Новосибирск: Наука, 1977. - 217 с.

13. Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. - М.: Мир, 1981.

14. Старков В.Д. Интрузивный магматизм эвгеосин - клинальных зон Полярного Урала. - Свердловск, 1985. - 148 с.

15. Тектоника Урала: Объяснительная записка к тек-

тонической карте Урала м-ба 1:1000000 / Под ред. А.В.Певе. - М.: Наука, 1977. - 120 с.

16. Уилли П.Дж. Петрогенезис и физика Земли // Эволюция изверженных пород. - М.: Мир, 1983. - С.469-503.

17. Ферштатер Г.Б. Габброиды плутонической и вулкано-интрузивной групп: типизация и генетические соотношения // Изв. АН СССР, 1984. Сер.геол., № 8. - С.38-52.

18. Ферштатер Г.Б. Основные закономерности эволюции магматизма Уральской эвгеосинклинали // Типы магматизма Урала. - Свердловск, 1987. - С.3-8.

19. Шараськин А.Я., Злобин С.К., Кузнецова С. Геохимические особенности офиолитов желоба Тонга // Океанический магматизм: эволюция, геологическая корреляция. М.: Наука, 1986. - С.241-249.

20. Эволюция магматизма в истории Земли // Магматические горные породы. Т. 6. - М.: Наука, 1987. - 439с.

21. Davidson P.M., Lindsley D.H. Thermodynamic analysis of quadrilateral pyroxenes. Part II: Model calibration from experiments and application to geothermometry // Contrib. Mineral. Petrol. - 1985. - V. 91. - Pp.390-404.

22. French W.I., Cameron E.P. Calculation of the temperature of crystallization of silicates from basaltic melts // Mineral. Mag. 1981. - V. 44. - N333. - Pp. 19-26.

23. Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions. Rare-earth abundances in chondritic meteorites // Geochim. Cosmochim. Acta. - 1978. - V. 42, N 8. - Pp.1199-1212.

24. Lindsley D.H. Pyroxene thermometry // Amer. Mineral. - 1983. - V. 68, N 5-6. - Pp. 477-493.

25. Pearce J.A. Statistical analysis of major element patterns in basalts // J.Petrol. - 1976. - V. 17, N 1. - Pp. 15-43.

26. Pearce T.H., Gorman B.E., Birkett T.C. The relationship between element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks // Earth and Planetary Science Letters. - 1977. - V.36, N 1. - Pp.121-132.

27. Presnall D.C., Dixon S.A., Dixon J.R. et al. Liquidus phase relations on the join diopside - forsterite - anortite from 1 atm to 20 kbar: their

bearing on the generation and crystallization of basaltic magma // Contrib.Mineral. - 1978. - V. 66. - Pp.203-220.

28. Saxena S.K., Sykes J., Eriksson G. Phase equilibria in the pyroxene quadrilateral // J.Petrol.- 1986. - V. 27, N 4. - Pp. 843-852.

29. Shibata T., Thompson G. Peridotites from Mid-Atlantic Ridge at 43°N and their petrogenetic relation to abyssal tholeiites // Contrib. Mineral. Petrol. - 1986. - V. 93, N 2. - Pp. 144-159.

30. Stolper E. A phase diagram for mid-ocean ridge basalt: preliminary results and implication for petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. - 1980. - V.74. - Pp. 13-27.

31. Stern C.R. Open and closed system igneous fractionation within two Chilean ophiolites and tectonic implication // Contrib. Mineral. Petrol. - 1979. - V. 68. - Pp. 243-259.

32. Walker D., Shibata T., Delong S.E. Abyssal tholeiites from oceanographic fracture zone. II. Phase equilibria and Mixing // Contrib. Mineral. Petrol. - 1979. - V.70, N 2. - Pp. 111-125.

ТИПЫ ПЛАГИОГРАНИТОВ ЩУЧЬИНСКОГО СИНКЛИНОРИЯ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Д. Н. Ремизов

Плагиограниты Щучьинского синклинория встречаются в краевых частях полей развития офиолитовой ассоциации (долина р. Малыко, хр. Харампэ) и восточнее, в поле островодужной андезитовидной формации (хр. Янганапэ, Сибилей). Несмотря на слабую относительную распространенность и малые размеры плагиогранитных тел, петрологическое расчленение и типизация этих образований имеет немаловажное значение как в связи с проблемой офиолитов, так и с более поздним (орогенным) магматизмом.

Палеотектоническая позиция плагиогранитов определяется их локализацией в фемической троговой структурно-фациальной зоне эвгеосинклинали [3].

Плагиограниты слагают дайко- и жиллообразные тела мощностью от нескольких сантиметров до первых метров (редко до 10-15 м), преимущественно субширотного простирания, секущие офиолитовые габбро, метагаббро и алогаббровые амфиболиты. Самые молодые из них прорывают диориты орогенной тоналит-гранодиоритовой формации и вулканы, слагая небольшие пластовые и штокообразные тела. Все изученные образцы плагиогранитов имеют очень низкие содержания K_2O (1%), принадлежат к группе гранитов "М" и относятся к известково-щелочной серии.

Тела плагиогранитов подверглись наложенным деформациям, что обусловило повсеместное наличие аллотриоморфных зернистых, катакластических (до бластокатакластических) структур. Во всех разновидностях развиты вторичные минералы (эпидот, клиноцоизит, серицит, хлорит). По наблюдениям в шлифах выявлен единственный аллохимический постмагматический процесс - окварцевание, достигающий до ста-

дии практически полного замещения первичного парагенезиса гранобластовым агрегатом кварца с примесью эпидота и хлорита. В той или иной степени окварцеванию подверглись практически все образцы плагиогранитов.

Несмотря на установленные черты геологической и вещественной общности, по минеральному составу и петрогеохимическим данным среди плагиогранитов достаточно отчетливо выделяются три типа, названные по участкам наибольшего развития каждого из них. Кроме описанных ниже типов, в районе имеются гиперстеновые тоналиты - эндербиты, имеющие, по-видимому, немагматическую природу.

Тип "Малыко"

Плагиограниты этого типа распространены в бассейне р. Малыко и представлены роговообманковыми трондьемитами (плагиоклаз: 23-25% An) с акцессорным апатитом и магнетитом, низкоглиноземистыми с минимальными содержаниями Na_2O и K_2O (табл. 1). Они связаны постепенными переходами с эндербитами, причем последние слагают периферические части тел плагиогранитов и мелкие самостоятельные тела.

По соотношениям SiO_2 , K_2O , Rb, Sr (рис. 1, а, б) трондьемиты типа "Малыко" близки к океаническим (собственно офиолитовым) плагиогранитам Р. Г. Колмана [2]. Спектры редкоземельных элементов (РЗЭ) характеризуются четко выраженным европейским максимумом и отчетливым обеднением тяжелыми РЗЭ (рис. 2). Оценка параметров кристаллизации трондьемитов по методике породной термобарометрии [1] дает значения $P_{общ.}$ равно 2,1 кбар, P_{H_2O} - 0,6 кбар, T - 840-805°C.

Перечисленные особенности геологической позиции и вещественного состава плагиогранитов "Малыко" удовлетворительно объясняются моделью частичного плавления офиолитового субстрата в маловодных условиях. В расплав переходили компоненты плагиоклаза и кварца, а в остатке оставались главным образом пироксены (анализ проведен по данным Г. Н. Хансона [5]).

Тип "Харампэ"

Немногочисленные жильные проявления биотитовых плагиогранитов развиты в хр. Харампэ. Состав плагиогранитов варьирует от тоналитов до трондьемитов (плагиоклаз: 10-25% An) с акцессорными гранатом, цирконом и магнетитом.

Химический состав плагногранитов типа "Малыко" Таблица 1

Компонент	6085/1	63/6	62/2	60/1	64/1	X (n=6)
SiO ₂	73,12	74,19	74,47	73,20	75,39	74,07
TiO ₂	0,42	0,21	0,26	0,28	0,28	0,29
Al ₂ O ₃	11,39	13,26	13,05	13,13	12,55	12,68
Fe ₂ O ₃	3,77	1,26	1,51	1,45	1,36	1,87
FeO	2,01	1,49	1,41	1,51	1,90	1,66
MnO	0,10	0,08	0,06	0,05	0,12	0,08
MgO	1,02	0,98	0,90	0,99	1,07	0,99
CaO	4,34	3,86	4,47	5,06	3,51	4,25
Na ₂ O	3,23	3,82	3,01	2,80	3,29	3,23
K ₂ O	0,15	0,07	0,07	0,07	0,06	0,08
H ₂ O ⁻	0,10	0,07	0,06	0,15	0,10	0,10
H ₂ O ⁺	0,29	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	0,03	0,07	0,02	0,01	0,08	0,04
CO ₂	0,20	0,02	0,03	0,06	0,05	0,07
Сумма	100,17	99,29	99,23	99,97	99,61	99,41

Элементы-примеси, г/т

Rb	5,0	5,0	0,0	-	5,0	3,0
Sr	340,0	310,0	340,0	240,0	220,0	290,0
Ba	-	160,0	80,0	100,0	80,0	84,0
Y	-	2,3	3,1	-	2,2	2,5
Yb	-	0,32	0,48	-	0,26	0,35
K/Rb	249,0	116,0	-	-	100,0	221,0
Rb/Sr	0,015	0,016	-	-	0,023	0,01
La	-	1,51	3,85	-	-	-
Ce	-	6,46	6,00	-	-	-
Nd	-	4,13	1,86	-	-	-
Sm	-	0,59	0,63	-	-	-
Eu	-	0,92	0,67	-	-	-
Gd	-	0,70	0,60	-	-	-
Tm	-	0,07	0,05	-	-	-
Yb	-	0,38	0,28	-	-	-
Lu	-	0,06	0,04	-	-	-

Плагнограниты высокоглиноземистые с более высокими концентрациями Na₂O и K₂O (табл.2).
 По соотношению SiO₂ и K₂O (рис.1, б) плагнограниты "Харампэ" соответствуют океаническим, а на диаграмме

Таблица 2

Химический состав плагногранитов типа "Харампэ"

Компонент	Х (n = 6)					
	706/1*	706/3*	712/3*	211/1	222/1	226/2
SiO ₂	68,98	69,84	69,42	70,66	71,31	71,58
TiO ₂	0,28	0,30	0,50	0,17	0,46	0,45
Al ₂ O ₃	16,75	15,98	14,24	15,71	13,76	14,68
Fe ₂ O ₃	1,62	1,40	2,03	0,58	1,96	1,97
FeO	1,29	1,29	2,08	1,43	1,63	1,30
MnO	0,20	0,16	0,07	0,04	0,02	0,04
MgO	1,17	0,78	1,17	0,75	0,93	0,76
CaO	3,23	3,94	3,23	3,74	2,56	4,23
Na ₂ O	4,50	4,18	4,10	4,14	4,54	3,63
K ₂ O	0,65	0,78	0,40	0,54	0,22	0,18
H ₂ O ⁻	0,20	0,24	0,22	-	-	-
H ₂ O ⁺	0,63	0,83	1,39	0,66	1,04	0,59
P ₂ O ₅	0,07	0,05	0,13	0,13	0,07	0,09
CO ₂	0,14	0,16	0,14	-	-	-
Сумма	99,71	99,93	99,84	98,49	98,52	99,49

Элементы-примеси, г/т	
Rb	20,0
Sr	700,0
Ba	180,0
Y	7,1
K/Rb	270,0

Rb	16,5
Sr	480,0
Ba	146,0
Y	8,2
K/Rb	384,0

* Пробы из коллекции М.Н. Костюхина.

Компонент	706/1*	706/3*	712/3*	211/1	222/1	226/2	X(n = 6)
Rb/Sr	0,029	0,017	-	-	-	-	0,023
La	8,8	11,0	-	-	-	-	-
Ce	29,4	21,8	-	-	-	-	-
Nd	15,6	12,3	-	-	-	-	-
Sm	2,78	3,19	-	-	-	-	-
Eu	1,62	1,08	-	-	-	-	-
Gd	3,90	3,15	-	-	-	-	-
Tm	0,40	0,28	-	-	-	-	-
Yb	2,80	1,56	-	-	-	-	-
Lu	0,25	0,25	-	-	-	-	-

* Пробы из коллекции М.Н. Костюхина.

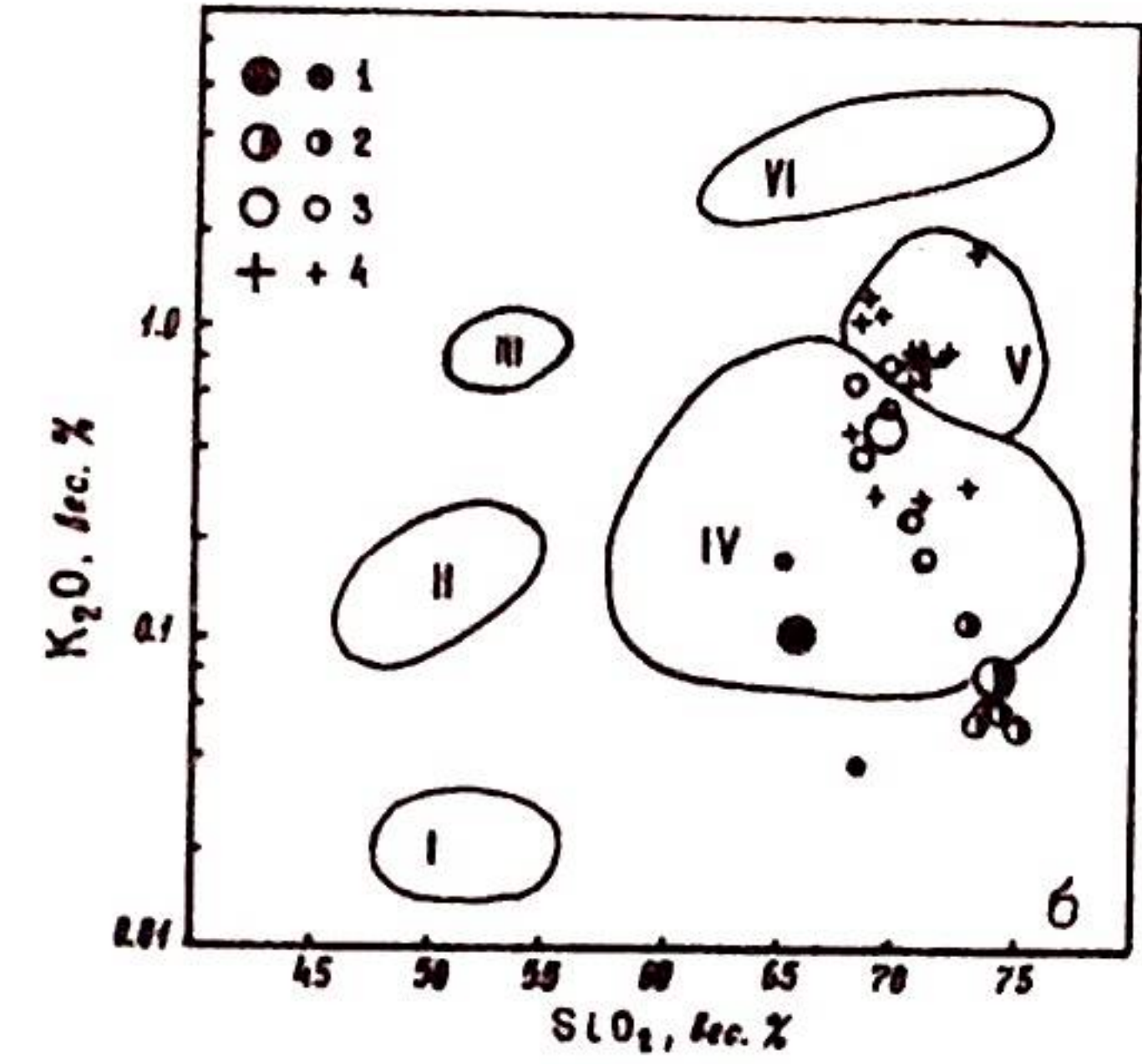
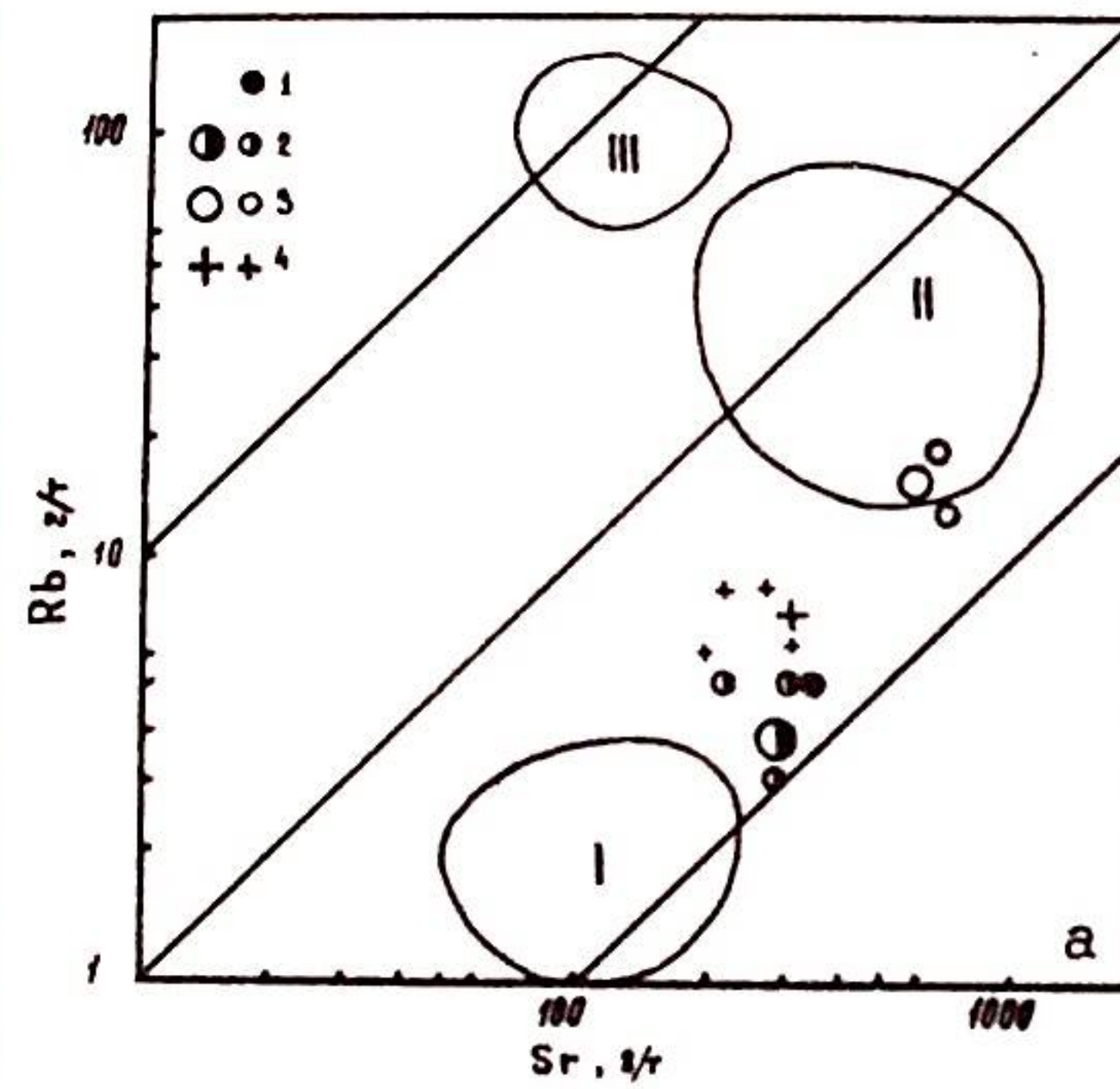


Рис. 1. Вариационная диаграмма Rb-Sr (а).

I-III - поля: I - океанических плагиогранитов, II - континентальных тронджемитов, III - континентальных гранофилов. I-4 - средний состав: 1 - эндербитов, 2-4 - плагиогранитов: 2 - тип "Малыко", 3 - "Харампэ", 4 - "Янганапэ". Вариационная диаграмма K_2O-SiO_2 (б).

I-VI - поля: I - кумулятивных габбро, II - субщелочных океанических базальтов и габбро, III - континентальных толеитовых базальтов, IV - океанических плагиогранитов, V - континентальных тронджемитов и гранофилов.

Rb-Sr (рис. 1, а) средний состав плагиогранита ложится в поле континентальных тронджемитов. Спектр РЗЭ (рис. 2) близок к спектрам плагиогранитов "Малыко" при более высоком общем содержании редких земель и слабой их фракционированности. Предлагаемая петрогенетическая модель: анатексис апогаббровых амфиболитов при $P_{общ.}$ равном 6 кбар, P_{H_2O} - 2 кбар, T - 850-835°C. Плагиограниты этого типа выделяются в самостоятельный магматический комплекс (S₂), относящийся к плагиомигматитовой формации.

Тип "Янганапэ"

Этот тип представлен амфибол-биотитовыми тронджемитами (плагиоклаз: 30-35% An, может присутствовать незначительное количество K-Na полевого шпата) с акцессорными апатитом, сфеном, ортитом, ильменитом и наиболее высокими содержаниями Na_2O и K_2O (табл. 3).

На диаграммах Р.Г. Колмана (рис. 1, а, б) фигуративные точки тронджемитов "Янганапэ" ложатся в область континентальных тронджемитов.

Химический состав плагиогранитов типа "Янганлы"

Компонент	209/1	31/1	28/2	208/4	34/1	32/3	56/1	80/2	27/1	38/1	20/1	X (n=11)
SiO ₂	69,12	69,20	69,92	69,98	70,84	71,41	72,29	72,76	72,94	73,59	74,50	71,51
TiO ₂	0,44	0,52	0,27	0,35	0,28	0,44	0,45	0,35	0,45	0,27	0,33	0,38
Al ₂ O ₃	14,58	14,14	15,24	14,83	14,58	13,57	13,32	13,59	12,18	13,49	12,50	13,82
Fe ₂ O ₃	2,23	1,76	1,01	2,04	0,60	1,25	1,78	0,72	1,66	0,54	1,25	1,38
FeO	1,76	2,54	1,91	1,30	1,77	1,93	1,72	1,80	2,03	1,91	1,52	1,84
MnO	0,07	0,07	0,05	0,07	0,05	0,06	0,07	0,05	0,08	0,07	0,04	0,06
MgO	1,34	1,32	1,06	1,10	1,31	0,98	1,33	0,75	1,45	1,16	1,08	1,17
CaO	3,21	2,72	1,96	2,53	2,10	2,60	2,10	2,50	2,31	1,01	1,53	2,23
Na ₂ O	4,69	4,37	5,10	4,31	6,47	4,87	4,45	4,78	4,58	5,76	3,69	4,82
K ₂ O	0,49	1,15	1,23	1,24	0,27	1,18	0,79	0,65	0,24	0,30	1,62	0,83
H ₂ O ⁻	-	0,12	0,19	-	0,16	0,12	0,19	0,10	0,12	0,12	0,19	0,14
P ₂ O ₅	0,12	0,16	0,14	0,11	0,08	0,14	0,10	0,07	0,10	0,08	0,05	0,10
CO ₂	-	0,06	0,85	-	0,07	0,02	0,12	0,52	0,60	0,17	0,03	0,27
S	0,05	-	0,39	0,05	0,03	-	-	-	-	-	-	0,05
П.п.п.	1,47	1,55	1,75	1,26	1,41	1,21	1,14	1,54	1,49	1,25	1,51	1,42
Сумма	99,57	99,56	99,64	99,53	99,76	99,77	99,54	99,62	99,51	99,43	99,62	99,65

Элементы-примеси, г/т

Rb	-	-	-	-	6,2	-	8,0	6,4	-	8,0	-	7,2
Sr	340,0	250,0	-	-	200,0	430,0	280,0	310,0	430,0	220,0	-	307,0
Ba	260,0	80,0	-	-	120,0	270,0	200,0	270,0	10,0	80,0	-	161,0
Y	-	-	-	-	5,5	-	15,0	-	-	-	-	10,2
K/Rb	-	-	-	-	361,0	-	820,0	843,0	-	311,0	-	583,0
Rb/Sr	-	-	-	-	0,031	-	0,029	0,021	-	0,036	-	0,023
La	-	-	-	-	-	-	33,9	-	-	-	9,64	-
Ce	-	-	-	-	-	-	39,2	-	-	-	30,3	-
Nd	-	-	-	-	-	-	36,5	-	-	-	20,8	-
Sm	-	-	-	-	-	-	27,6	-	-	-	3,92	-
Eu	-	-	-	-	-	-	17,6	-	-	-	1,09	-
Gd	-	-	-	-	-	-	23,5	-	-	-	5,70	-
Tm	-	-	-	-	-	-	20,3	-	-	-	0,80	-
Yb	-	-	-	-	-	-	19,2	-	-	-	5,7	-

Нормы/хондрит

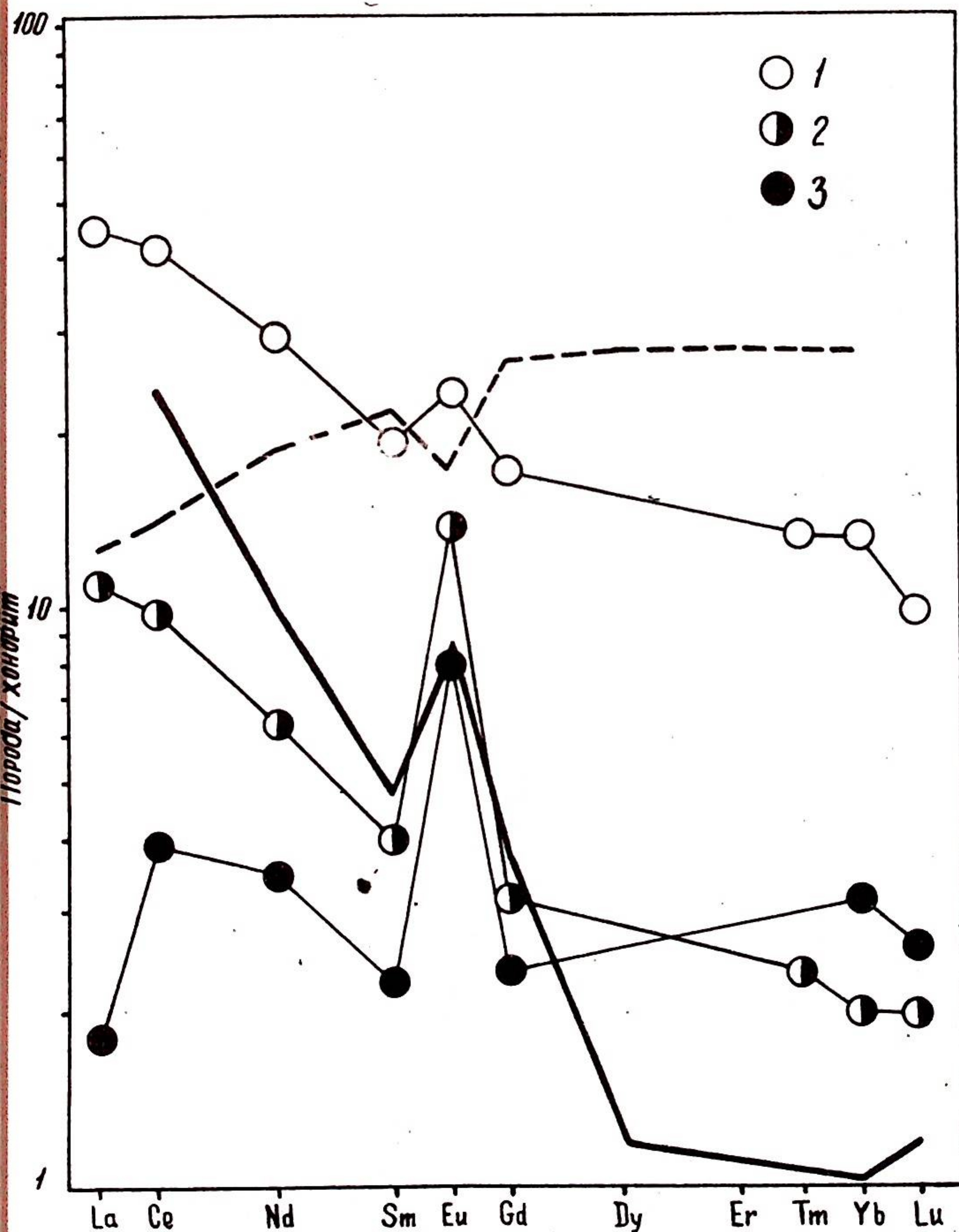


Рис.2. Распределение РЗЭ в плагиогранитах. 1 - плагиограниты типа "Харампэ", 2 - плагиограниты типа "Малыко", 3 - эндербиты. Сплошная линия - обр. ИК-12-Трондьемит, архейский магматический комплекс, Юго-Западная Финляндия; пунктирная линия - обр.100 - кварцевый диорит из пачки Н, офиолиты Троодос, Кипр [2]. Содержания РЗЭ нормализованы по хондриту [4].

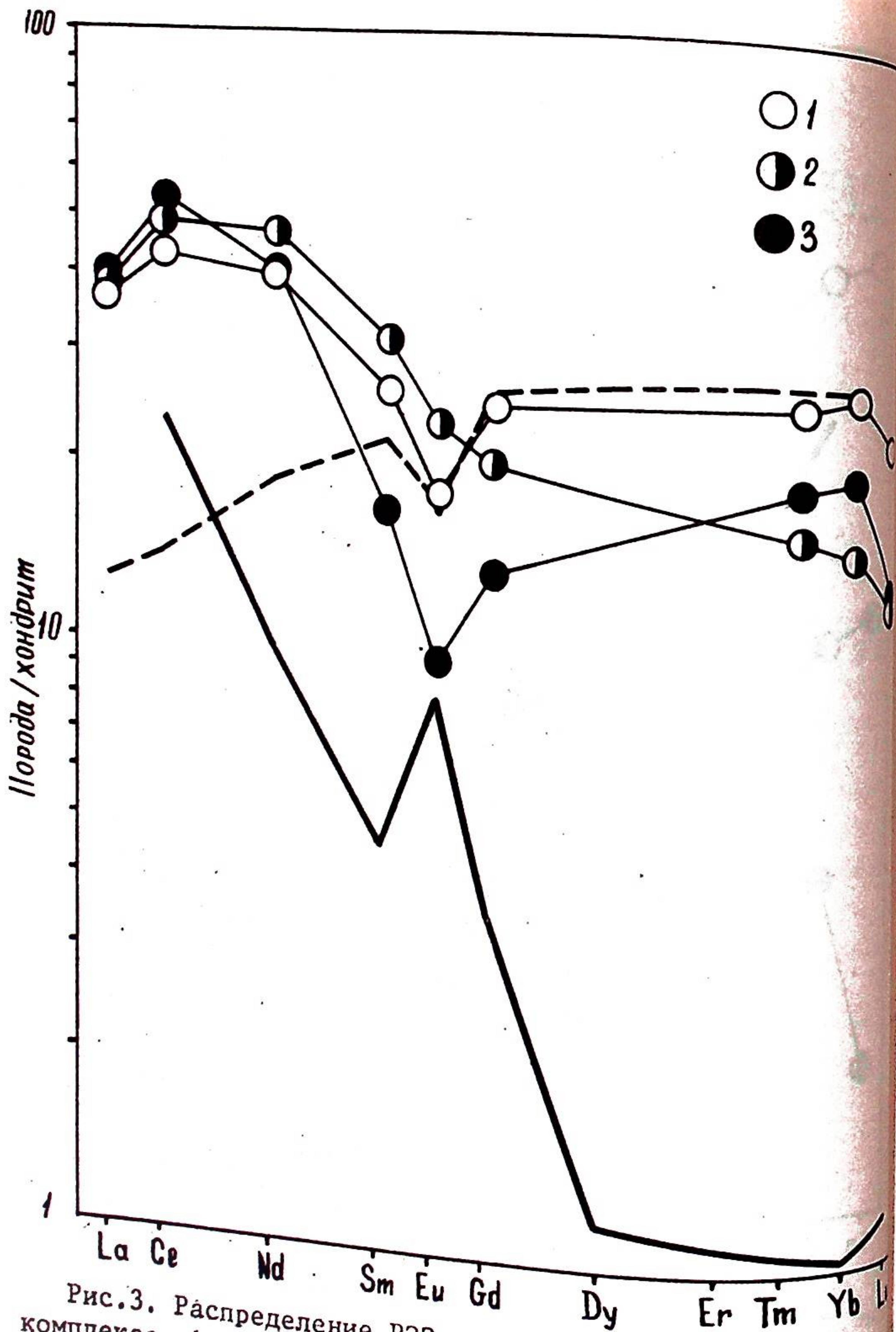


Рис.3. Распределение РЗЭ в гранитоидах янганапэйского комплекса. 1 - гранит, 2 - гранодиорит, 3 - плагиограниты типа "Янганапэ". Сплошная и пунктирная линии - то же что и на рис.2.

нентальных плагиогранитов или приближаются к ним. Они обеднены тяжелыми РЗЭ и имеют положительную европиевую аномалию в спектре РЗЭ. Последний признак...

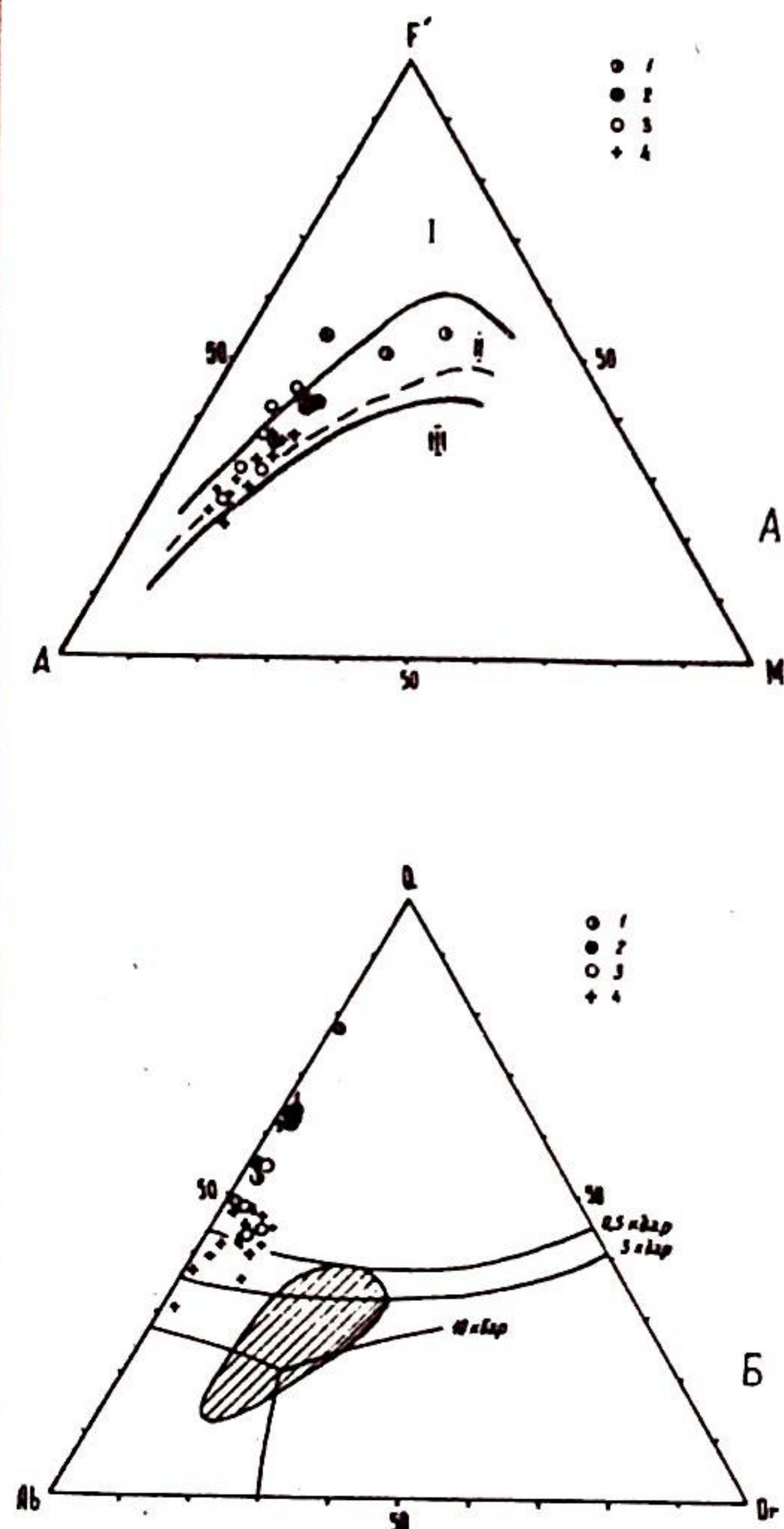


Рис.4. Диаграммы AF'M (А) и Ab-Q-Or (Б).

I-III - поля: I - толеитов, II - известково-щелочных пород, III - щелочных пород; пунктирная линия - тренд тронджемитов [2].

1 - эндербиты, 2-4 - плагиограниты: 2 - тип "Малыко", 3 - "Харампэ", 4 - "Янганапэ". Заштриховано поле гранитоидов янганапэйского комплекса, цифрами обозначены средние составы плагиогранитов.

ется большинством исследователей как указание на механизм кристаллизационной дифференциации. На рис.3 показаны также спектры РЗЭ гранитов и гранодиоритов Янганапэйского комплекса, которые свидетельствуют о генетическом единстве этих горных пород. Метод породной термобарометрии дает область кристаллизации плагиогранитов при $P_{общ.}$, равном 5 кбар, P_{H_2O} - 3 кбар, T - 800-760°C. Тронджемиты входят в состав янганапэйского диорит-гранодиорит-плагиогранитного комплекса (S₂ - D₁), относящегося к тоналит-гранодиоритовой формации (поздней островодужной).

Специфические особенности плагиогранитов района выявляются на диаграммах Ab-An-Or, Ab-Or-Q и A-F'-M (рис.4, а, б, в). На диаграмме Ab-Or-Q только средний состав плагиогранитов "Янганапэ" отвечает составу низкобарической гранитной котектики. Фигуративные точки плагиогранитов "Харампэ" и особенно "Малыко" смещены в сторону вершины Q', что связывается с наложенным окварцеванием. Не исключено, что закономерное расположение фигуративных точек средних составов плагиогранитов свидетельствует о закономерной и непрерывной смене условий их форми-

рования в период становления структурно-формационной системы. Диаграмма А-Ф'-М показывает характер этих изменений (рис.3, в). Фигуративные точки плагиогранитов первых двух типов тяготеют к толеитовому тренду дифференциации. Это связано с их образованием по офиолитовому субстрату. У плагиогранитов "Янганапэ" фиксируется нормальный тренд с некоторым отклонением в наиболее дифференцированных членах. В целом составы плагиогранитов трех типов дают четкий единый тренд с постоянным соотношением щелочей и железа с магнием. Это характерно для толеитового тренда дифференциации на заключительных стадиях формирования магматической серии.

Выявленные генетические типы плагиогранитов Щучьинского синклинория представляют собой кислые члены верховного ряда магматических комплексов, отражающего эволюцию эвгеосинклинального магматизма одной структурно-формационной зоны. Габброиды района определяются как островодужные (Костюхин, наст. сборник). Можно предположить, что плагиогранитообразование происходило непрерывно в ходе заложения и развития единой островодужной системы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беляев Г.М., Рудник В.А. Формационно-генетические типы гранитоидов. - Л.: Недра, 1978. - 168 с.
2. Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. - 488 с.
3. Ферштатер Г.Б. Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии. - М.: Наука, 1984. - 264 с.
4. Evensen N.M., Hamilton P.I., O'Nions. Rare earth abundance in chondritic meteorites // *Geochim. Cosmochim. Acta.* - 1979. - V.42, N 8. - Pp. 1199-1212.
5. Hanson G.N. The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition // *Earth and Planetary Science Letters.* - 1978. V.38. - Pp. 26-43.

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ МАЛДИНСКОЙ РИОЛИТОВОЙ СУБИНТРУЗИИ

В.И. Мизин, А.А. Соболева

Значение акцессорных минералов в решении ряда вопросов петрогенезиса, комагматичности вулканических и интрузивных пород, выявления связи оруденения с соответствующими магматитами общепризнано.

Малдинское риолитовое тело представляет собой сложно построенную субвулканическую интрузию, где по структурно-текстурным и геологическим признакам выделяются лавовые и субинтрузивные разновидности. Изучение минералов проводилось в шлифах, иммерсионных жидкостях и под сканирующим электронным микроскопом Cam Scan-4.

В целом внутреннее строение Малдинской субинтрузии риолитов неоднородно. Наряду с типично субвулканической фацией здесь широко развиты экструзивные брекчии, вулканокластические и лавовые горные породы, которые образуют потоки (местами, может быть, и покровы) мощностью до 50-70 м. Разделение их затруднительно из-за интенсивной гидротермальной переработки, слабого их различия в структурно-текстурном строении и химизме.

Для всех выделяемых петротипов характерно присутствие одних и тех же акцессорных минералов, что может свидетельствовать о едином магматическом очаге. К типоморфным акцессорным минералам риолитов относятся циркон, сфен, ортит, рутил, турмалин, магнетит и апатит.

Циркон является наиболее распространенным акцессорным минералом, содержание которого колеблется от единичных знаков до тысячных долей процента. Встречен более чем в 50% шлифов. В равной степени развит во всех разновидностях риолитов. Циркон, как правило, представлен бесцветными водяно-прозрачными зернами самой разнообразной формы размером от сотых долей до 1 мм (рис.1). Самая

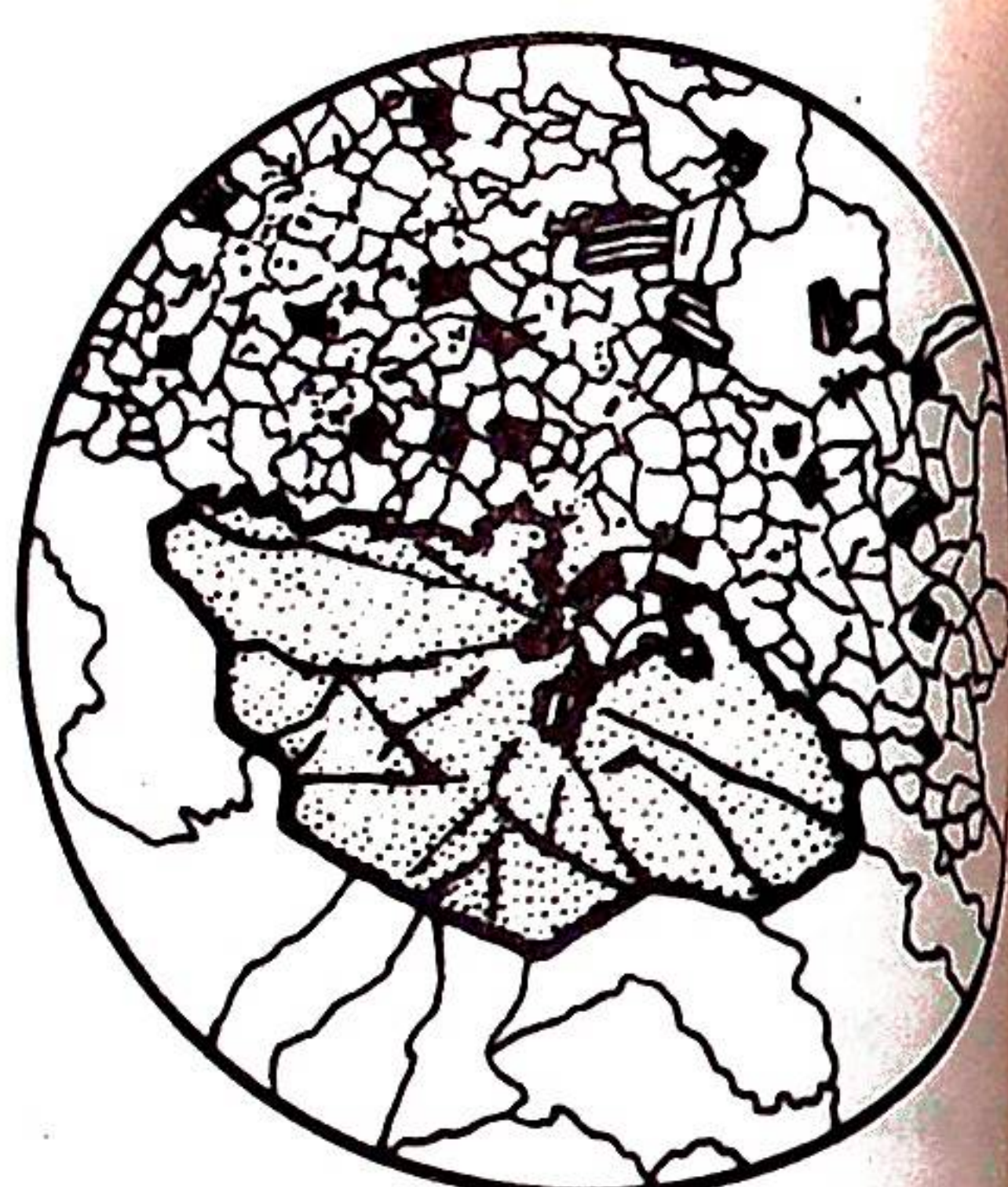
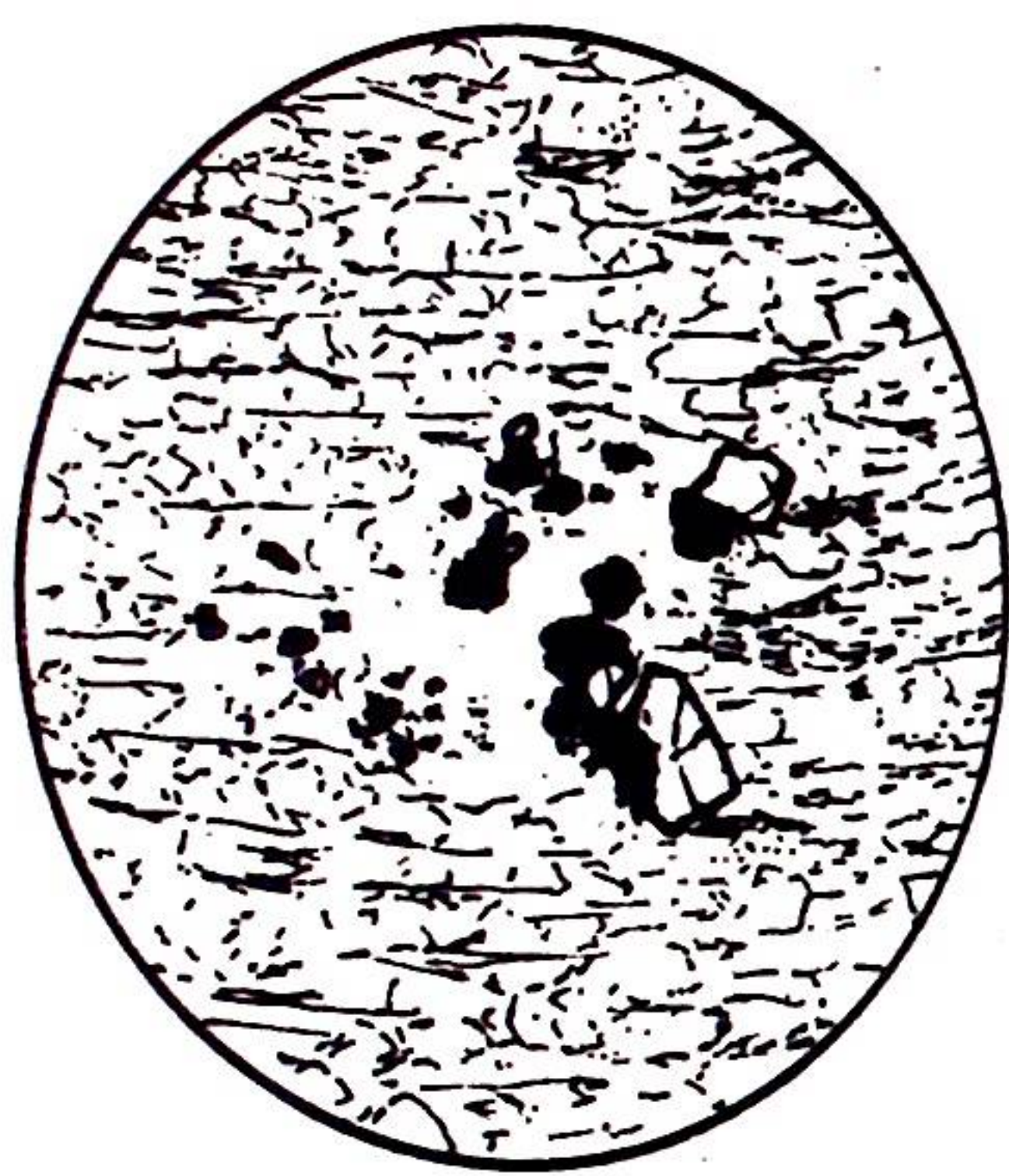


Рис.1. Форма выделений кристаллов циркона в риолите. Шл. 37-1. Без анализатора. D = 1 мм.

Рис.2. Кристалл титанима в риолите. Шл. 153. Без анализатора. D = 2,8 мм.

распространенная форма выделений - это призматические бипирамидальные кристаллы с отношением длины к ширине как 2:1, 3:1. Показатели преломления n_o около 1,930, n_c в пределах 1,980. Состав, как видно из табл.1, однороден, без примесей.

Химический состав цирконов из малдинских риолитов*

Компонент	Номер образца					
	161	161a	19	161б	19a	46
SiO ₂	33,15	32,85	33,02	33,28	33,00	33,05
ZrO ₂	66,85	67,15	66,98	66,72	67,00	66,95

* Химические анализы минералов выполнены на электронном сканирующем микроскопе Cam Scan-4 в лаборатории электронно-зондовых исследований МГУ.

Титанит (сфен) распространен также широко. Наблюдается в виде неправильных зерен или их агрегатов размером 0,2-0,3 мм. Изредка встречаются их бесцветные раз-

ности, но чаще они окрашены в желтые и буроватые цвета различной интенсивности, вплоть до землистых непросвечивающих агрегатов (лейкоксен). От похожего на них буроватого эпидота легко отличаются по перламутровым цветам интерференции. Кристаллы с кристаллографическими очертаниями (клиновидные, конвертообразные, призматические) единичны (рис.2). Показатель преломления n_m около 1,850. Ниже приведен химический состав титанитов (табл.2).

Таблица 2
Химический состав титанитов из малдинских риолитов

Компонент	161	161a	19	19a	19б	19в
SiO ₂	31,32	30,44	20,00	31,78	26,10	30,80
TiO ₂	29,91	37,48	58,08	32,19	45,37	29,80
Al ₂ O ₃	7,14	2,25	2,20	5,65	2,43	8,10
FeO	0,64	0,13	1,38	1,57	1,23	1,16
MnO	-	-	0,01	0,11	-	0,18
MgO	-	-	0,02	0,15	0,13	-
CaO	30,08	29,26	18,06	27,95	24,52	29,34
Na ₂ O	-	-	0,19	-	0,15	0,06
K ₂ O	-	-	0,06	0,60	0,07	0,16
SrO	-	-	-	-	-	0,90
Nb ₂ O ₅	0,91	0,44	-	-	-	-
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Ортит является обычным акцессорным минералом риолитов. Как правило, встречается в виде выделений таблитчатой и неправильной форм и радиально-лучистых агрегатов размером 0,3-1,5 мм. Цвет ортита желтовато- или буровато-коричневый с отчетливым плеохроизмом в желто-бурых тонах. Под микроскопом окраска зерен пятнистая, неоднородная. Некоторые зерна в результате метамиктного распада становятся темно-бурыми и изотропными. Для ортита характерны очень изменчивые величины показателей преломления и двупреломления ($n_g = 1,737-1,818$; $n_p = 1,724-1,780$; $n_g - n_p = 0,010-0,037$), что определяется разложением минерала вследствие радиоактивного распада. Этот ортит отличается высоким содержанием лантана и стронция. Ортит всегда находится в парагенезисе с эпидотом и цирконом. Химический состав ортита представлен на табл.3.

Таблица

Химический состав ортитов из малдинских риолитов

Компонент	19	19a	19б	19в	19г
SiO ₂	31,86	34,62	33,04	33,25	31,74
TiO ₂	0,27	0,27	1,47	0,38	0,13
Al ₂ O ₃	16,64	19,09	17,38	16,83	16,97
FeO	13,84	13,00	13,83	15,16	13,81
MnO	0,37	0,40	0,71	0,24	0,61
MgO	-	-	0,05	0,07	-
CaO	13,17	16,13	14,14	13,37	13,31
Na ₂ O	0,01	-	-	0,26	-
K ₂ O	0,05	0,19	0,10	0,18	0,01
La ₂ O ₃	5,53	4,64	4,84	5,98	4,81
CeO ₂	12,64	9,88	11,14	13,28	12,11
SrO	5,62	1,69	3,31	1,00	6,31
Сумма	100,00	99,91	100,01	100,00	100,01

Рутил образует тонкие призматические (до игольчатых) кристаллы длиной до 0,3-0,5 мм. Цвет кристаллов ржавато-коричневый. Хорошо диагностируется по очень высокому двупреломлению даже в игольчатых кристаллах. Очень редок. Химический состав рутила: SiO₂ - 0,96; TiO₂ - 96,07; Al₂O₃ - 0,33; FeO - 2,15; MnO - 0,13; MgO - 0,17; K₂O - 0,14; Cr₂O₃ - 0,05.

Турмалин отмечен в одном шлифе. Представлен призматическими кристаллами до 0,2 мм, плеохроирующими в синих тонах. Окраска обычно зонарна. По оптическим параметрам относится к шерлиту. Показатели преломления: n_ω равен 1,660; n_ε - 1,590.

Апатит встречается в виде мелких удлиненных призматических кристаллов до 0,1 мм и степенью удлинения 3:1. Бесцветный. Дает низкие цвета интерференции. Редок.

Магнетит в качестве акцессорного минерала редко встречается в риолитах. Зерна его в неизмененных породах очень мелкие (сотые доли миллиметра) и только в термально измененных крупных (до 5 мм), где образуют вольно густую вкрапленность. Магнетит обычно представлен хорошо ограненными октаэдрическими кристаллами. Под микроскопом наблюдается в виде октаэдрических и кубических кристаллов, тонкозернистых и пылеватых агрегатов, склеивающихся.

Ассоциация акцессорных минералов в риолитах тождественна ассоциации в гранитах Народнинского массива, которые относятся к структурно-генетическому классу А по М.Лоизеллу и У.Коллинзу. А-граниты являются продуктом глубинного корового анатексиса пород, уже претерпевших ранее метаморфизм и гранитизацию в условиях гранулитовой фации. Плавление гранулитов приводило к образованию лейкогранитовой магмы. Мы полагаем, что малдинские риолиты являются комагматами А-гранитов венд-кембрийского возраста. Свидетельством этого кроме набора акцессорных минералов является и наличие в них элементов-примесей, таких, как иттрий, тантал, ниобий, вольфрам, молибден. Наличие подобных элементов имеет существенное значение и для прогнозно-металлогенических выводов.

ВОЛЬФРАМОНОСНЫЕ ГРАНИТОИДЫ БАСЕЙНА
р.НОДЕЯГИ НА ПОЛЯРНОМ УРАЛЕ

В.Н.Охотников

Среди преимущественно серых равномернозернистых гранитоидов Полярного Урала в бассейне р.Нодеяги известна резко отличная от них ярко-оранжево-красноватая разновидность, представленная скоплениями розовых или красных крупных (2-3 см в поперечнике) округлых выделений калиевого полевого шпата (микроклина). Они окружены розовой тонкозернистой альбит-серицит-кварцевой тканью и на выветренной поверхности горных пород имеют вид окатанной гальки, включенной в мелкозернистый цемент. Благодаря такому сложению и вследствие залегания средневенд-кембрийских (?) сланцевых толщ органской свиты гранитоиды нередко принимались за конгломераты, чему немалой степени способствовало линейно-параллельное расположение овоидов калишпата, создающее видимость осадочных горных пород.

Гранитоиды образуют согласную залежь, вытянутую в северо-восточном направлении на расстояние 3 км при ширине от 0,7 до 1,5 км. Особенность ее заключается в том, что она, во-первых, находится в Усинско-Байдарацком массиве, выполненном простирающимися к северо-востоку кембрийскими (?) сланцевыми толщами органской свиты, удалена к западу от многочисленных гранитных интрузий северо-восточного Полярно-Уральского антиклинального ядра субмеридионального Полярно-Уральского поднятия, во-вторых, залежь расположена в зоне поперечного к общему направлению Пырьяхинского поднятия, осложняющего структуру уральского простирания и, наконец, в-третьих, она приурочена к узлу пересечения северо-восточными ветвями Западного Урала более ранних северных поднятий.

сопровождающих Пырьяхинское поднятие [3,4].

Генезис гранитоидов дискусионен. Их чаще относят к метасоматическим образованиям [2]. Однако интерес к ним возник не столько в силу противоречивости генетических представлений, сколько вследствие связи с ними россыпных скоплений шеелита. Шеелит в количестве от 30 до 60 знаков на лоток (10-15 г/т) установлен в современных русловых отложениях нескольких истоков руч.Ветвистого, пересекающих вкрест простирания Нодегинскую залежь. Зерна шеелита сильно трещиноватые, ноздреватые, легко разрушаются и, следовательно, не могут переноситься на большие расстояния. Показательны их накопление вдоль русел на протяжении 1,5 км сразу же ниже гранитоидов и их наличие, но в меньшем количестве, выше по течению с удалением от залежи. На тесную связь редкометалльной минерализации с нодегинскими гранитоидами указывает также установление в овоидах микроклина содержание олова от 0,0006 до 0,001%, вольфрама 0,0003, молибдена 0,00015, цинка 0,0018 и свинца до 0,0013%.

По опубликованным материалам [2,4] и ряду исследований затем пересечений Нодегинская залежь имеет зональное строение, обусловленное развитием внутри нее разнообразных по сложению гранит-порфиров, окруженных по периферии гранитоидными очковой текстуры ("очковыми гнейсами"). Последние непосредственно переходят в сланцы органской свиты, не содержащие микроклин, но заметно окварцованные и вмещающие кварциты.

Полное представление о строении залежи дает ее пересечение вкрест простирания на северо-запад от внутренней части, сложенной светлыми, почти белыми фельзитами (олигофировыми гранит-порфирами). На гребне водораздела истоков руч.Ветвистого они образуют линзовидное тело шириной до 150 м, вытянутое в северо-восточном направлении. Характерно присутствие в них весьма редких (5-6 на 1м²) крупных включений калишпата, погруженных в мелкозернистую лепидограно-бластовую фельзитовую ткань. Привлекает внимание интенсивная густая пелитизация калишпата, обычно микроклина, и коррозия зерен. Ограничения их изъедены основной массой, которая нередко проникает во внутрь зерен и делит их на две-три части, сохраняющие общую оптическую ориентировку.

Состав основной массы непостоянен. Доминирует в ней кварц, среди мельчайших (0,01-0,03 мм) зерен которого

сланцеватость жилы кварца.

Среди сланцев орангской свиты присутствуют прослои мраморизованных полосчатых светло-кремовых известняков мощностью до 15 м, а в 1 км к юго-западу от залежи, на правом берегу р. Нодеяги, установлена зона развития вторичных кварцитов. Сильно вытянутые линзовидные тела мощностью от 8 до 20 м образуют несколько невысоких параллельных гряд, вытянутых к северо-востоку и хорошо выраженных в рельефе благодаря крутому падению кварцитов. Строение зоны кварцитов весьма примечательно. Во внешних частях ее развиты многочисленные преимущественно согласные прожилки кварца, между которыми еще видны сохранившиеся прослои зеленовато-серых алевритовых кварцитопесчаников орангской свиты. Мощность и количество прожилков нарастают к внутренней части зоны. Они сливаются, создавая сплошное тело кварцитов, в которых на месте реликтов вмещающих горных пород остаются зеленовато-серые полосы. Сами кварциты тонкополосчатые и нередко еще содержат линзы песчаников или сланцев орангской свиты.

Согласно вышеприведенному описанию, Нодеягинская залежь является сложно построенным полифазовым и полифазальным образованием, состоящим из гранитоидов разного генезиса. К ранним из них относятся лейкократовые или аляскитовые граниты и гранитогнейсы очковой текстуры. Взаимоотношения их не представляются достаточно ясными. Скорее всего, это синхронные или близкие по возрасту образования, предшествующие развитию фельзитов. Об этом свидетельствуют не только включения блоков и линз этих горных пород в порфировидных гранитах, но и особенности формирования самих олигофировых гранит-порфиров. Они состоят из образований двух разновозрастных генераций: ранняя из которых - вкрапленники калишпата и кварца, поздняя - включающая их фельзитовая основная масса. При этом вкрапленники интенсивно резорбированы, нередко перикристаллизованы и столь густо пелитизированы, что по времени их развития относятся несомненно к позднему сформированному образованию. Различия между ними заметны, особенно в случаях обрастания реликтовых зерен калишпата поздним микроклином основной массы. Границы между густо пелитизированным ядром и сложенной решетчатой микроклином периферией выражена узкой светлой ре- ционной каймой и столь резка и отчетлива, что не оста-

ляет сомнения в разновременности и значительной удаленности периодов становления этих образований.

Количество и размеры крупных вкраплений нарастают постепенно в сторону порфировидных гранитов и еще больше при переходе последних в гнейсы очковой текстуры, порфи-робласты которых имеют идентичный состав и облик в сравнении с вкраплениями в фельзитах. Это указывает на единство происхождения как вкрапленников в фельзитах, так и очковых выделений в гнейсах. Вмещающая их ткань в гнейсах очковой текстуры является сланцевым субстратом окружающих толщ, а в фельзитах - наложенной на него основной массой олигофировых гранит-порфиров. Вкрапленники в ней являются, таким образом, реликтами бластопорфировых выделений гнейсов очковой текстуры.

Следовательно, до формирования фельзитов ядра Ноде-ягинской залежи на площади ее развивалась интенсивная калишпатизация сланцев орангской свиты. Микроклин в них кристаллизовался вдоль многочисленных трещин, преимущественно по сланцеватости толщи в том большем количестве, чем выше была ее проницаемость.

Развитие микроклинизации, возможно, следует увязывать с внедрением лейкократовых или аляскитовых гранитов, реликты которых обнаружены внутри порфировидных гранитов. Однако исследования гранитоидов Полярного Урала [4] показывают, что интенсивная микроклинизация свойственна этим гранитам в случаях, когда происходит становление гибридных адамеллитов, гранодиоритов и кварцевых диоритов. Кристаллизация их в условиях контаминации гранитного расплава способствовала "освобождению" значительной части калия, обуславливая калишпатизацию (микроклинизацию) не только интрузивных образований, но и вмещающих толщ.

В Нодеягинской залежи, по данным геологической съемки М 1:50000 и дополнительным пересечениям, не обнаружены перечисленные гибридные горные породы. Очевидно, интенсивная микроклинизация сланцевых толщ обеспечивается здесь спецификой их структурной позиции. Залежь расположена в 4-5 км к западу от полифазальной Гердъизской интрузии, сопровождаемой весьма интенсивной микроклинизацией гранитоидов, приурочена совместно с ней к единому Пыряхинскому поперечному поднятию, осложненному и глубоко вскрытому на западе системой Щучьинских

разломов, и вдоль них имела сообщение с Гердъизской интрузией. Микроклинизация сланцев орангской свиты на площади Нодеягинской залежи, по всей вероятности, увязывалась с миграцией весьма подвижных калиевых флюидов от Гердъизской интрузии вдоль мощных разломов. Не случайно морфология Нодеягинской залежи и распространение в ней гранитоидов строго подчинены дизъюнктивному плану субстрата. Калишпатизация сосредоточивалась в полосах вытянутых вдоль разломов, и резко прекращалась в удали от них.

Генезис олигофировых гранит-порфиров все еще не представляется достаточно определенным. Если установлена принадлежность их вкрапленников к реликтам бластопорфировых выделений гнейсов очковой текстуры, то происхождение основной фельзитовой массы может трактоваться по-разному. По своему составу (кварц, калишпат, плагиоклазы, биотит, мусковит) и паналлотриоморфнозернистой структуре она подчас отвечает мелкозернистым (жильным) гранитам или гранит-аплитам. Однако состав ее непостоянен. Нередко в ней возрастает содержание кварца до 70-80% (см. таблицу) и заметен переход в обособления кварца в кварцевые прожилки.

Показательны также формы развития фельзитов. Они образуют жильных тел как таковых, а распространены на площади как среди гнейсов, так и среди порфировидных гранитов в виде неправильных тел, полос, линз, чаще всего не имеющих отчетливых границ. В средней части рудной зоны левый составляющей руч. Ветвистого, выше крутого поворота, видно, как в гранит-аплитах при мощности в зоне до 30 м в стороны периферии растет число (от одного до многих) вкраплений калишпата с одновременным увеличением их размеров. Гранит-аплиты постепенно переходят в порфировидные граниты без каких-либо заметных границ.

Судя по этим данным, охарактеризованные олигофировые гранит-порфиры являются не столько образованиями магматического генезиса, сколько результатом распространения на площади процессов кислотно-кремниевых метасоматозов. Развитие его в пространстве и времени, очевидно, тесно связывалось с внедрением жильной серии гранит-аплитов, которые переходили в преимущественно кварцевую фельзитовую ткань, окружавшую их, и потому не имеют или имеют с нею отчетливые границы.

Химический состав гранитоидов Нодеягинской залежи

Горные породы	Номера проб	Содержания, вес. %												
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П. п. п.	Сумма
Граниты порфировидные	188	82,98	сл.	8,60	0,29	0,63	сл.	0,12	0,39	2,18	4,25	0,06	-	99,79
	558	80,37	0,29	10,00	2,08	0,76	0,04	0,31	0,75	1,92	3,64	0,04	0,23	100,43
	593	79,07	0,24	9,90	1,11	0,97	0,01	0,29	0,83	2,16	4,67	0,08	0,84	100,17
	189	71,36	0,30	13,59	1,36	1,67	0,03	0,78	1,67	4,17	3,87	0,06	1,22	100,08
Фельзиты	590	70,90	0,30	13,10	0,87	0,75	0,04	0,10	2,36	4,78	4,67	0,12	2,14	100,13
	617a	91,72	0,05	3,77	0,02	0,60	0,01	0,15	0,06	0,54	2,27	0,06	0,32	99,50

Как показывают микроскопические исследования, развитие кислотно-кремниевое метасоматоза сопровождалось замещением главным образом очковых гнейсов. При этом, если промежуточная ткань гнейсов переходила в фельзиты, сохранявшие лепидогранобластовую структуру, то крупные выделения кварца подвергались дроблению и раскристаллизации, создавшим на их месте агрегаты мелких зерен, порфиробласты микроклина и плагиоклаза кроме катаклаза испытали интенсивную резорбцию и серицитизацию. Важно в этом процессе то, что вокруг крупных включений в тонкозернистой фельзитовой массе и главным образом в мусковите группировались рудные минералы, образовавшие скопления в виде концентрических кайм или венцов. Они нередко сохраняют конфигурацию реликтовых включений и, сосредотачиваясь в их замещенной периферии, являются также продуктом разложения овоидов полевых шпатов с последующей экстракцией из них олова, вольфрама и др. Это согласуется с результатами экспериментальных исследований [1], свидетельствующих о том, что в процессе кислотно-кремниевое метасоматоза исчезновение микроклина сопровождается развитием на месте его мусковита. Очевидно, находящиеся в полевых шпатах, в основном в микроклине рудные компоненты, "освобожденные" в этом процессе, концентрировались рядом - в составе серицит-альбит-кварцевой массы описанных фельзитов.

Таким образом, если широкая микроклинизация и создание "очковых гнейсов" обуславливали привнос и рассеяние рудных компонентов, содержащихся главным образом в калишпате, то последующий кислотно-кремниевый метасоматоз способствовал экстракции из них и концентрации металлов преимущественно в фельзитах и кварцевых обособлениях. Среди них не меньший интерес представляют вторичные кварциты. Еще одна зона развития их известна в 12 км к западу от залежи нодеягинских гранитоидов также в области пересечения Щучьинского и главной ветви Западного глубинных разломов в бассейнах рек Малая Ус и Воргапор. Здесь нет гранитов и связанной с ними калишпатизации сланцев орангской свиты. Однако с кварцитами в пространстве по-прежнему ассоциируют скопления шеелита, выявленные в 1967 г. в русловых отложениях упомянутых рек в количестве до 20 знаков на лоток. Распространение шеелита, как видно, тесно связано не только с гранитами Нодеягинской залежи, но и с вто-

ричными кварцитами, завершающими на площади кислотно-кремниевый метасоматоз. Такая зависимость подчеркивается В.И.Рехарским [5], указывающим на то, что развитие кремниевое метасоматоза благоприятствовало накоплению вольфрама, так как вследствие кислотно-щелочных свойств роль его увеличивается в поздних растворах одновременно с повышением в них активности кислотных компонентов. Тем не менее прямая связь шеелита с кварцитами, равно как и с фельзитами, не установлена, а развитие его в условиях привноса кальция не исключает возможность формирования также вольфрамоносных скарнов вследствие вовлечения в процесс метасоматоза известняков, находящихся в орангской свите. Роль их наравне с кварцитами, так же как и продуктивность Нодеягинской залежи, нуждаются в дальнейших исследованиях, которые можно осуществить выполнением детального шлихового опробования и люминесцентной съемки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зарайский Г.П., Шаповалов Ю.Б., Белявская О.Н. Экспериментальное исследование кислотно-метасоматоза. - М.: Наука, 1981. - 217 с.
2. Охотников В.Н., Бевз Е.И. Зависимость генезиса и вещественного состава раннепалеозойских гранитоидов от особенностей тектонического развития северной части Полярного Урала // Вопросы петрографии севера Урала и Тимана - Сыктывкар, 1972. - С. 35-53. (Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР; Вып.17).
3. Охотников В.Н. Геология рудных образований Полярного Урала. - Л.: Наука, 1975. - 173 с.
4. Охотников В.Н. Гранитоиды и рудообразование (Полярный Урал). - Л.: Наука, 1985. - 185 с.
5. Рехарский В.И. Геохимия молибдена в эндогенных процессах. - М.: Наука, 1973. - 268 с.

СТРОЕНИЕ ДОФАНОРОЗОЙСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ ЕВРОПЕЙСКОГО СЕВЕРА СССР

И. В. Запорожцева, А. М. Пыстин

Сведения о глубинном строении региона и смежных с ним районов содержатся в работах Е. М. Ананьевой, В. В. Белоусова, Н. Г. Берлянд, В. Э. Волка, М. М. Голода, В. А. Дедеева, Б. Г. Должанского, И. В. Запорожцевой, Л. И. Красного, Н. В. Ковалова, Н. В. Павленковой, А. В. Пейве, Л. П. Шиловой и других исследователей. Они основаны главным образом на материалах интерпретации гравитационного и магнитного полей. Более объемная информация была получена за последние 15 лет при проведении и интерпретации сейсмических исследований, нацеленных на прослеживание глубоких горизонтов. Сюда следует отнести работы Ю. П. Аверкина, Н. К. Булина, Ю. А. Бурмакова, В. С. Дружинина, А. В. Егоркина, Г. В. Краснопевцевой, Л. П. Неделюка, А. Д. Павленкина, В. М. Рыбалка, В. З. Рябого, Н. И. Халевина, Н. М. Чернышева и др.

Современный уровень геофизической изученности региона наряду с новыми данными о строении раннедокембрийских толщ на Урале и Балтийском щите [1-9] позволил нам уточнить разрез нижних горизонтов земной коры и верхов мантии, усовершенствовать и детализировать предложенную ранее слоисто-блоковую модель земной коры и верхней мантии [3] применительно к дофанерозойской литосфере.

Для выделения слоисто-блоковых единиц были привлечены сейсмические данные, материалы районирования гравитационного и магнитного полей, карты изменчивости физических параметров по вертикали и латерали, трансформированные карты регионального поля Δg , расчеты полного нормированного градиента поля силы тяжести и др. По характерным особенностям геофизических полей были выделены крупные надпорядковые единицы-геоблоки: Кольский, Мезенский,

ма-Баренцевский, Печорский, Волго-Уральский, Северо-Баренцевский, Восточно-Уральский [3, 5]. В рамках этих геоблоков и осложняющих их блоковых единиц ранее нами была проведена типизация земной коры [4]. При анализе геофизических материалов преимущество отдавалось сейсмическим работам, поставленным для изучения глубинных структур земной коры, а именно; материалам глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), методам обменных волн землетрясений (ОВЗ), общей глубинной точки (ОГТ), преломленных волн (ПВ). На площадях, где сейсмических данных было недостаточно, они подкреплялись результатами качественной и количественной интерпретации гравитационного и магнитного полей, многочисленными трансформациями аномалий Δg и $(\Delta T)_a$ на ЭВМ. В результате были изучены физические свойства пород, слагающих земную кору и верхнюю мантию, построены сводные схемы районирования физических полей, новые структурные карты и схемы по различным глубинным физическим поверхностям, карты изопахит, модели строения основных тектонических структур [3, 5].

При рассмотрении особенностей геологического строения раннедокембрийских массивов наряду с опубликованными материалами были учтены результаты крупномасштабных геолого-съёмочных работ [7, 8].

Основное внимание уделялось выявлению различий в вещественном составе, структуре и метаморфизме пород и оценке возможной связи наблюдаемых неоднородностей с вертикальной и латеральной зональностью кристаллического основания платформы. В представленной работе рассмотрены геофизических материалов, их комплексная интерпретация, построение структурных карт, разрезов земной коры выполнила И. В. Запорожцева, А. М. Пыстин проанализировал материалы по геологии докембрийских образований Урала и других регионов, совместно разработана слоисто-блоковая модель дофанерозойской литосферы Европейского Севера СССР и сформулированы основные геологические результаты исследований.

В консолидированной земной коре Европейского Севера СССР по геологическим данным сверху вниз выделяются три структурно-вещественных комплекса:

1. Сланцевый комплекс. Сложен в основном дислоцированными верхнепротерозойскими отложениями, метаморфизованными в условиях фации зеленых сланцев, реже эпидот-амфиболитовой фации.

2. Гнейсогранулитовый комплекс (верхняя кора). Отождествляется с так называемым "гранитным слоем". Представляет собой глубокометаморфизованные архейско-нижнепротерозойскими образованиями сиалического типа. Подразделяется на верхний гранито-гнейсовый и нижний диорито-гнейсовый подкомплексы.

3. Гранулитометабазитовый комплекс (нижняя кора). Отождествляется с "базальтовым слоем". Комплекс сложен главным образом высокотемпературными метабазами, которые в пределах Балтийского щита и Русской плиты слагают меланократовое основание архейско-нижнепротерозойского разреза. Возраст аналогичных пород Печорской плиты проблематичен, но, по-видимому, они также относятся к раннедокембрийским образованиям. Гранулитометабазитовый комплекс подразделяется на два подкомплекса: верхний - диоритометабазитовый и нижний - метабазитовый.

Все перечисленные комплексы и подкомплексы отличаются друг от друга по физическим характеристикам, в частности, по скоростям продольных волн (V_p) и граничным скоростям (V_g). Поверхности комплексов служат отражающими и преломляющими границами, четко выделяющимися в кинематическом и динамическом признакам в волновой карте региона (рис.1). Таким образом, создается возможность проследить распространение структурно-вещественных комплексов из районов их выхода на земную поверхность в области развития мощного чехла осадочных образований.

В северо-восточной части рассматриваемой площади по поверхности зеленосланцевого комплекса связывается с отражающей и преломляющей границей Φ_0 с $V_p = 6,2-6,5$ км/с и $V_g = 5,8-6,5$ км/с (рис.1). Глубже границы Φ_0 прослеживается преломляющая граница Φ_1 с $V_g = 6,7-6,8$ км/с. Пороги, имеющие подобные физические параметры (граничные скорости), по-видимому, представлены образованиями эпидот-амфиболитовой фации и, судя по уральским материалам, могут быть отнесены к нижнесреднерифейскому возрастному уровню [8, 9]. Отражающая и преломляющая граница Φ с $V_p = 6,2$ км/с и $V_g = 5,8-6,4$ км/с в юго-западной части территории (Мезский геоблок) четко привязана по скважинам к размытой поверхности гнейсогранулитового комплекса. В Кольском геоблоке эта граница, как правило, совпадает с дневной поверхностью, погружаясь в узких линейных структурах типа авлакогенов, заполненных осадочно-вулканогенными толщами мощностью до 5-7 км (район скважины СГ-3) [2, 6]

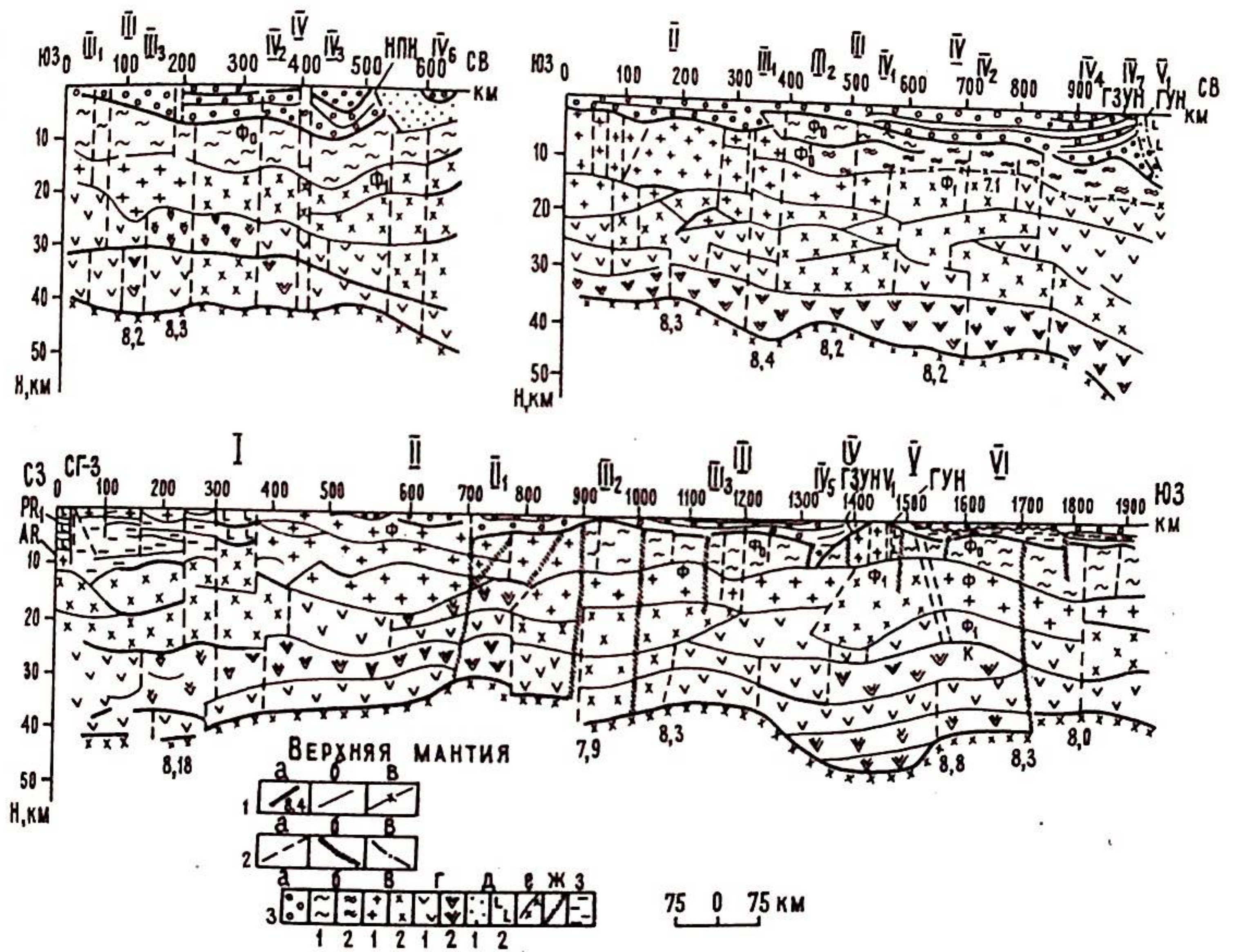


Рис.1. Геолого-геофизические разрезы земной коры и верхней мантии Европейского Севера СССР по профилям ГСЗ-МОВЗ: а - "Агат-1", б - "Агат-2", в - "Кварц".
 1 - сейсмические границы в земной коре и верхней мантии: а, б - по данным ГСЗ-МОВЗ (материалы А.В.Егоркина и др., 1986-1987 гг.): а - по данным ГСЗ с граничными скоростями на них, б - по данным МОВЗ, в - по данным КМПВ (материалы М.С.Замилова и др., 1986); 2 - границы блоковых структур: а - разделяющие блоки с разными скоростными параметрами, б - основные разломы в земной коре по геофизическим данным, в - предполагаемые разрывные нарушения (надвиги); 3 - структурно-вещественные комплексы пород: а - осадочный; б - сланцевый: б₁ - верхний зеленосланцевый, б₂ - нижний зеленосланцево-эпидот-амфиболитовый; в - гнейсогранулитовый (верхняя кора): в₁ - гранито-гнейсовый, в₂ - диорито-гнейсовый; г - гранулитометабазитовый (нижняя кора): г₁ - диоритометабазитовый, г₂ - метабазитовый; д - выходы пород на земную поверхность: д₁ - породы западного склона Урала и Пай-Хоя, залегающие в аллохтоне, д₂ - осадочно-вулканогенные толщи, выступа-

ющие на Урале и Балтийском щите; е - поверхность верхней мантии; ж - размытая поверхность палеозойского складчатого комплекса; з - палеозойский складчатый комплекс.

1-У - наименование блоковых единиц: К - Кольский геоблок; П - Мезенский геоблок: П₁ - Лешуконский мегаблок; Ш - Ижма-Баренцевский геоблок: Ш₁ - Центрально-Северо-Тиманский блок, Ш₂ - Ижемский блок; Ю - Печорский геоблок: Ю₁ - Печоро-Колвинский мегаблок, Ю₂ - Хорейверский мегаблок, Ю₃ - Коротайхинский блок, Ю₄ - Косью-Роговской блок, Ю₅ - Большесынинско-Верхнепечорский блок, Ю₆ - Пайхойский мегаблок; У - Восточно-Уральский геоблок: У₁ - Тагило-Магнитогорский мегаблок

Наименование надвигов: НПН - Новоземельско-Пайхойский, ГЗУН - Главный Западно-Уральский, ГУН - Главный Уральский.

В Волго-Уральском геоблоке граница прослеживается под осадочным чехлом мощностью 2-7 км, в Ижма-Баренцевском геоблоке она погружена на глубину более 10 км, в Печорском геоблоке фрагментарно выделяется только в его южной части.

Граница Ф₁ с Vп = 6,4-6,6 км/с и Vг = 6,8-7,3 км/с расчленяет гнейсогранулитовый комплекс на два подкомплекса: гранитогнейсовый и диоритогнейсовый. Мощность верхнего (гранитогнейсового) подкомплекса изменяется от 12-16 км в Мезенском и Волго-Уральском геоблоках до 6-8 км в Ижма-Баренцевском геоблоке. В Печорском геоблоке гранитогнейсовый подкомплекс практически выклинивается и граница Ф₁ совпадает с поверхностью кристаллического фундамента. Весьма вероятно, что она, погружаясь на глубины 7-12 км, прослеживается также и под Уралом. Отражающая и преломляющая граница К с Vп = 6,7,2 км/с и Vг = 7,2-7,5 км/с отождествляется с поверхностью гранулитометабазитового комплекса, залегающей на глубинах 15-28 км. В пределах Кольского геоблока по сейсмическим данным [2], гранулитометабазитовый комплекс удается расчленить на два подкомплекса, в других районах такое деление проведено с известной долей условности (рис.1). Переход от коры к верхней мантии (граница М) недостаточно четкий и в сложно построенных районах характеризуется некоторой коромантийной смесью (переходным слоем) мощностью от 3 до 12 км. Граничная ско-

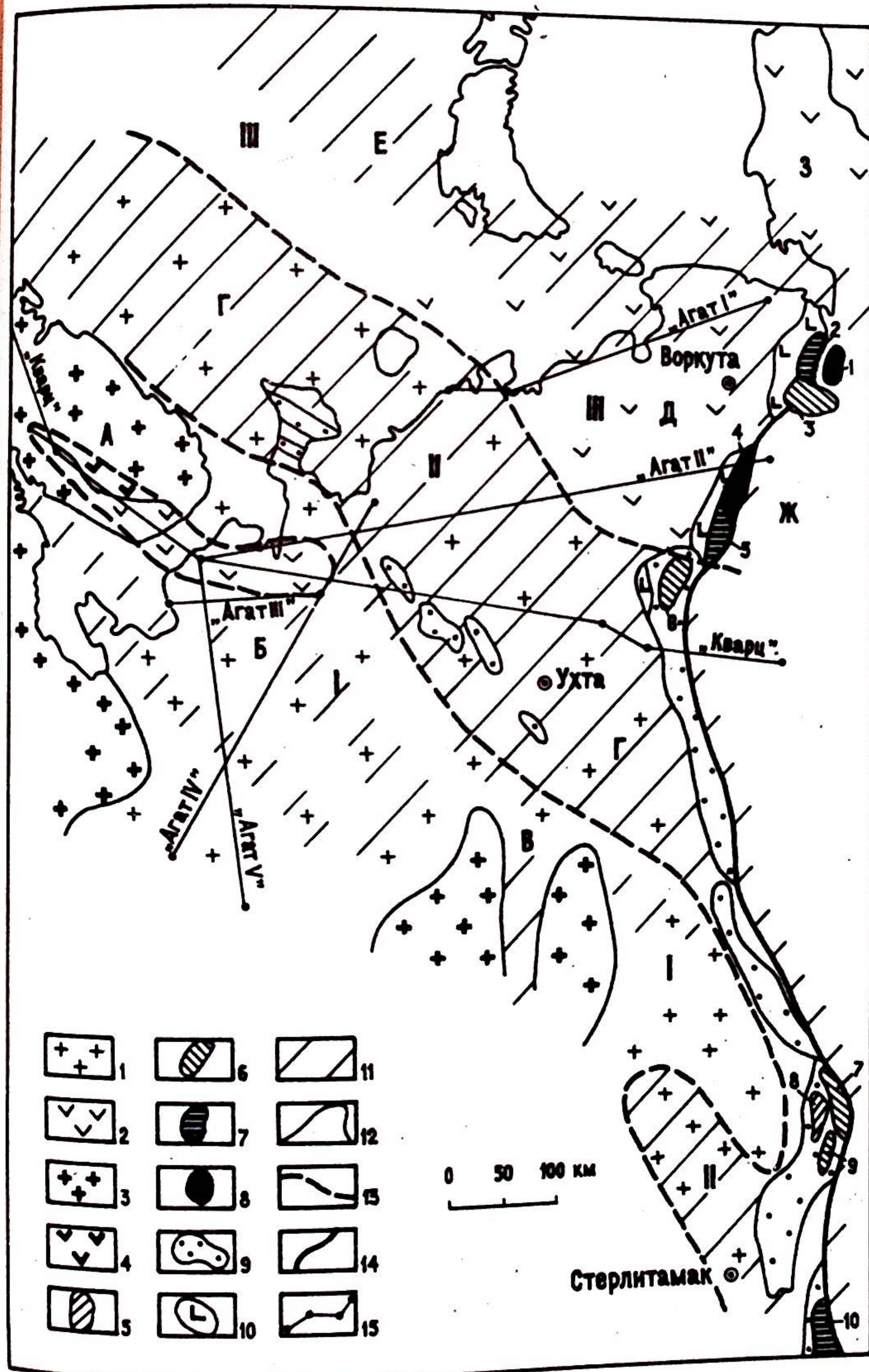


Рис.2. Слоисто-блоковая модель дофанерозойской лито-

сферы Европейского Севера СССР.

1-2 - области распространения дорифейского кристаллического основания: 1 - типичного сиалического, 2 - меланократового профиля (сокращенная мощность или отсутствие гранитогнейсового подкомплекса); 3-4 - ядра и выступы архейско-нижнепротерозойского фундамента: 3 - гранито-гнейсовые, 4 - существенно метабазитовые; 5-8 - дорифейские полиметаморфические комплексы западного склона Урала*: 5 - гранулитовые, 6 - гранито-гнейсовые и гнейсо-амфиболитовые, 7 - эклогит-амфиболит-гнейсовые, 8 - гранулит-метабазитовые; 9-10 - рифейские комплексы Тимана и западного склона Урала: 9 - существенно терригенные, 10 - вулканогенно-осадочные; 11 - участки с повышенной мощностью рифейских отложений; 12-14 - границы: 12 - блоков фундамента, выступающих на дневную поверхность или залегающих вблизи от нее, 13 - блоков фундамента, различающихся по мощности или составу дофанерозойских образований, 14 - западная граница Восточно-Уральского геоблока - Главный Уральский надвиг (ГУН); 15 - линии профилей ГСЗ-МОВЗ; А-З - наименование геоблоков: А - Кольский, Б - Мезенский, В - Волго-Уральский, Г - Ижма-Баренцевский, Д - Печорский, Е - Северо-Баренцевский, Ж - Восточно-Уральский, З - Западно-Сибирский. Раннекембрийские метаморфические комплексы: 1 - малькский, 2 - марункеуский, 3 - харбейский, 4 - хордьюский, 5 - неркаюский, 6 - няртинский, 7 - уфалейский, 8 - тарашский, 9 - александровский, 10 - максютовский.

рость в пределах переходного слоя резко меняется - 7,9 км/с на его кровле до 8,4 км/с на его подошве.

Прослеживание и отождествление сейсмических границ на территории Европейского Севера СССР позволяет выделить в дофанерозойском кристаллическом фундаменте области (рис.2): типичную сиалическую (Кольский, Мезенский, Волго-Уральский и Ижма-Баренцевский геоблоки), переходную - сиалическую меланократового профиля (Печорский геоблок). Первая область характеризуется наличием зрелой континентальной коры, присущей древнейшим платформам. Отличительной особенностью области является повышенная мощность гнейсогранулитового комплекса (2

24 км), в составе которого доминирующая роль принадлежит верхнему гранито-гнейсовому подкомплексу (12-16 км). По периферии первой области (Ижма-Баренцевский геоблок, Верхнекамский блок Волго-Уральского геоблока) отмечается сокращение мощности гранито-гнейсового подкомплекса до 6-8 км и резкое возрастание разреза позднекембрийских терригенных и карбонатных отложений до 8-10 км (рис.1).

Переходная область отличается повышенной меланократовостью гнейсогранулитового комплекса, в составе которого верхний гранито-гнейсовый подкомплекс либо отсутствует (центральная часть Хорейверского мегаблока), либо имеет сокращенную мощность (2-6 км). Для этой области также характерно широкое развитие вулканитов основного состава в рифейской части разреза.

Отмеченные неоднородности в глубинном строении земной коры Европейского Севера СССР достаточно определенно выявляются при анализе пространственного размещения дофанерозойских формаций, известных в пределах обнаженной части территории, а также вскрытых единичными скважинами [7]. Так, на севере Уральской складчатой области в ее существенном составе и в характере структурно-метаморфических преобразований пород раннекембрийских комплексов обнаруживается латеральная зональность, которая в целом подчиняется поперечной к Уралу поясности (рис.2). В районах крупных поперечных поднятий выступают няртинский и харбейский гранито-гнейсовые комплексы. Присутствующие в их составе слюдяные сланцы и гнейсы сопоставимы по химическим свойствам с песчано-глинистыми отложениями, сформировавшимися в платформенных условиях. Метаморфизм осуществлялся в режиме низких и умеренных давлений и сопровождался явлениями массового гранитообразования. К зонам поперечных опусканий, разделяющих поперечные поднятия, приурочены неркаюский и марункеуский эклогит-амфиболит-гнейсовые и хордьюский и малькский гранулитометабазитовые комплексы с сохранившимися реликтами субширотных линейных структур. В разрезе комплексов широко представлены метабазиты (гранулиты основного состава, амфиболиты, эклогиты, гранат-глаукофановые сланцы), которые по химическому составу близки океаническим толеитам и габброидам дунит-пироксенит-габбровой ассоциации. Породы испытали высокobarический метаморфизм. Гранитизация проявилась незначительно. На

* На рисунке показаны вне масштаба.

примере Приполярного и южной части Полярного Урала, обнажается наиболее полный разрез раннего докембрия, видно, что значение в нем metabазитов возрастает от внешней (неркаюский комплекс) к внутренней части (хордьюский комплекс) зоны поперечного опускания. На рис. 2 видно, что няртинский гнейсово-мигматитовый комплекс входит в контуры древнейшего сиалического фундамента, эклогит-амфиболит-гнейсовые и гранулитометабазитовые комплексы (неркаюский, марункеуский, хордьюский, малыйский) пространственно сопоставляются с "меланократовым" разрезом земной коры. Вероятно, названные комплексы являются отторженцами кристаллического фундамента и фиксируют его латеральную неоднородность. Харбейский комплекс, расположенный в поле переходной дофанерозойской земной коры, по-видимому, представляет собой фрагмент области допротерозойской консолидации древнего мобильного пояса.

Пространственное распределение позднедокембрийских формаций северной части Урала и Тимана также достаточно определенно коррелируется с общей схемой глубинного строения Европейского Севера СССР (рис. 2). Выходы существенно терригенных рифейских комплексов находятся в контурах эсиалической земной коры. Осадочно-вулканогенные и вулканогенные рифейские образования приурочены к переходной области кристаллического фундамента.

"Просвечивание" раннедокембрийских структур фундамента под Уралом не противоречит представлениям об аллювиальном залегании палеозойских геосинклинальных образований. В то же время сохранение поперечной поясности в распределении дорифейских комплексов и их пространственная корреляция свидетельствуют о том, что амплитуды горизонтальных перемещений палеозойских пластин с блоками докембрия не могла превышать нескольких десятков первых сотен километров.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баренцевская шельфовая плита / Под ред. И.С. Грамберга. - Л.: Недра, 1988. - 263 с.
2. Глубинное строение земной коры Кольского полуострова вдоль регионального профиля МОВЗ-ГСЗ Печенгского острова вдоль региональной линии Умбозеро-Пулонга-Ручьи... / Н.Е. Галдин, А.В. Егоркин, С.К. Зюганов и др. // Геотектоника, 1988. - № 4. - С. 30.

3. Дедеев В.А., Запорожцева И.В. Земная кора Европейского Северо-Востока СССР. - Л.: Наука, 1985. - 96 с.

4. Запорожцева И.В. Блоковая структура земной коры как основа нефтегазогеологического районирования Европейского Северо-Востока СССР // Тектоника Европейского Севера СССР. - Сыктывкар, 1986. - С. 3-13. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО АН СССР; Вып. 68).

5. Запорожцева И.В. Слоисто-блоковая модель земной коры и верхней мантии Европейского Северо-Востока СССР. - Сыктывкар, 1990. - 36 с. (Сер. препр. "Науч. докл." / АН СССР. УрО. Коми науч. центр; Вып. 229).

6. Кольская сверхглубокая. Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины. - М.: Недра, 1984. - 490 с.

7. Пыстин А.М. Сравнительная характеристика хобейинского, неркаюского и хордьюского метаморфических комплексов Приполярного и Полярного Урала // Метаморфизм и тектоника западных зон Урала. - Свердловск, 1984. - С. 50-59.

8. Пыстин А.М. Фрагменты древних парных метаморфических поясов на севере Урала // Геотектоника Европейского Северо-Востока СССР: Тр. X геол. конф. Коми АССР. - Сыктывкар, 1988. - С. 29-31.

9. Тимонина Р.Г. Петрология метаморфических пород Приполярного Урала. - Л.: Наука, 1980. - 102 с.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ, СОСТАВА
И ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАМОРФОГЕННЫХ ГИДРОТЕРМАЛИТОВ
СРЕДНЕГО ТИМАНА

В.И. Степаненко, В.А. Капитанова,
Н.В. Макеева

В позднепротерозойской перикратонно-миогеосинклинальной области Канино-Тиманского региона наряду с типичными постмагматическими гидротермалитами распространены гидротермальные образования, не обладающие отчетливо выраженными пространственно-временными связями с магматитами. Судя по опубликованным материалам [6,7], специальные исследования этих образований проведены в недостаточном объеме. Ранее кварцево-жильная и сульфидная минерализации, локализованные в рифейских осадочно-метаморфических породах Среднего Тимана и характеризующиеся признаками золотого оруденения, рассматривались как постмагматические, связанные с гранитами или базитами [8]. Однако эта связь далеко не очевидна, так как здесь известны только два магматических комплекса с ограниченными площадями их распространения [5]. Исходя из этого единственным эндогенным процессом, ответственным за формирование, является региональный метаморфизм, варьирующий от стадии глубинного катагенеза до зеленосланцевой фации [2].

К метаморфогенным гидротермалитам здесь относятся образования, во-первых, не имеющие отчетливых пространственно-временных связей с магматитами; во-вторых, локализующиеся согласно с метаморфогенными текстурами; в-третьих, имеющие "альпийский" характер их состава и в-четвертых, изофациальные по слагающему их минеральному парагенезису с вмещающими их параметаморфитами [9]. Отвечающие этим критериям гидротермалиты весьма широко распространены на Среднем Тимане. Только на обнаженной

поверхности рифеид они прослеживаются на площади 75 x 250 км². В настоящее время мы выделяем пять типов метаморфогенно-гидротермальной минерализации. Наиболее широко распространены карбонатный, кварцевый (сетчатые и четковидные жилы) и сульфидный типы, фосфатный и "апобазитовый" типы имеют не выясненное либо незначительное распространение: первый из них локализован в фосфоритах и сложен апатитом, кварцем и подчиненно карбонатами, серицитом, хлоритом, графитом и сульфидами [10], второй представлен кварц-карбонат-хлорит-актинолитовыми прожилками в диабазах среднетиманского комплекса [5]. Фосфатный и "апобазитовый" типы здесь не рассматриваются.

Карбонатная минерализация приурочена к карбонатным и терригенно-карбонатным образованиям быстринской, кислоручейской и вымской серий миогеосинклинальной зоны и распространена в них практически повсеместно. Наиболее интенсивно она проявляется в дислоцированных породах. Этот тип минерализации представлен прожилковидными субсогласными со слоистостью зонами, хаотично ориентированными прожилками и гнездами неправильных очертаний.

Главными породообразующими минералами являются карбонаты (доломит, анкерит, редко кальцит), в подчиненном количестве присутствуют кварц и серицит, спорадически отмечаются хлорит, графит и сульфиды. Встречаются единичные золотины. Контакты тел карбонатных гидротермалитов резкие и диффузионные. Прожилки имеют простое и зональное строение, сменяющееся по простиранию. Внешние зальбандовые зоны и простые прожилки выполнены аллотриоморфно-зернистыми агрегатами карбоната. Внутренняя зона заполнена кварцем, либо представляет собой остаточную полость. В обоих случаях индивиды карбоната приобретают идиоморфные очертания (рис.1).

Сетчатые кварцевые жилы распространены на всей территории Среднего Тимана и фиксируются во всех стратиграфических подразделениях, в составе которых участвуют песчаники. Как правило, они локализируются в пределах пласта, выклиниваясь у него контактов и формируя при этом сеть жил и прожилков нескольких направлений. Нередки явления ветвления. Смещения прожилков на их пересечениях фиксируются крайне редко, их амплитуды варьируют от 1-5 мм до 1-3 см. Мощность жил колеблется от первых миллиметров до первых сантиметров. Редко отмечаются жилы мощностью в несколько десятков сантиметров.

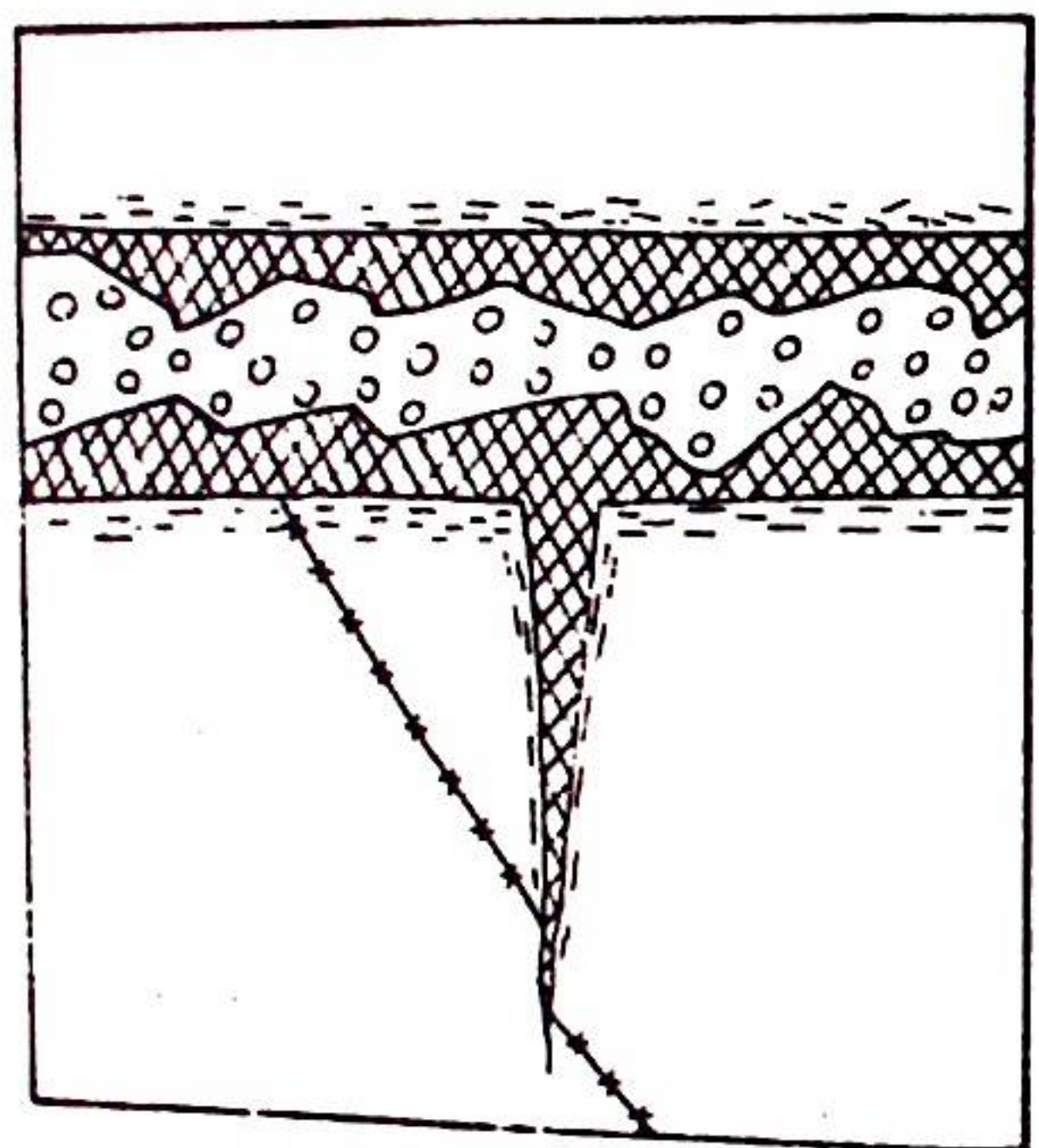


Рис. 1. Строение метаморфогенно-гидротермального прожилка мощностью 2 см в карбонатных породах. 1 - вмещающий тонкозернистый доломит; 2 - параллельно-чешуйчатый агрегат - сгущение серицита во вмещающем доломите; 3 - крупнозернистый агрегат новообразованного доломита; 4 - тонкий прожилок новообразованного доломита; 5 - новообразованный кварц, зарисовка по образцу.

Протяженность жил, вытянутых по простиранию, достигает 10 м, но обычно бывает меньше.

В составе жил доминируют кварц и в резко подчиненном количестве присутствуют серицит, хлорит и железистые карбонаты, которые в виде гнезд и сгустков тяготеют к зальбандам жил и образуют постепенные переходы к присутствующим здесь реликтовым фрагментам песчаников. Формирование жил шло путем роста индивидов кварца одной или обеих стенок трещин. В незначительных количествах в них присутствуют сульфиды, представленные сульфидами железа, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, иногда арсенопиритом. Околожилные изменения в песчаниках выражаются в приобретении ими микропористой текстуры и снижении содержания кремния при росте содержания алюминия и натрия.

Четковидные кварцевые образования распространены в миогеосинклинальной зоне в сланцах паунской и лунвожской свит. Наиболее крупные из них локализируются на крыльях, в ядрах складчатых и зонах смятия, осложняющих моноклинальное залегание осадочно-метаморфических пород. Морфологически они представляют собой сочетание линзовидных раздувов мощностью как правило, до 10, редко 20-30 см, соединенных линзовидными (четками), варьирующими в размерах от 1 мм до 10 см по мощности. В зонах смятия четковидные жилы образуют жильные зоны. Так, на Цильменском Камне такая зона по мощности до 500 м прослеживается на 65 км. Четковидные

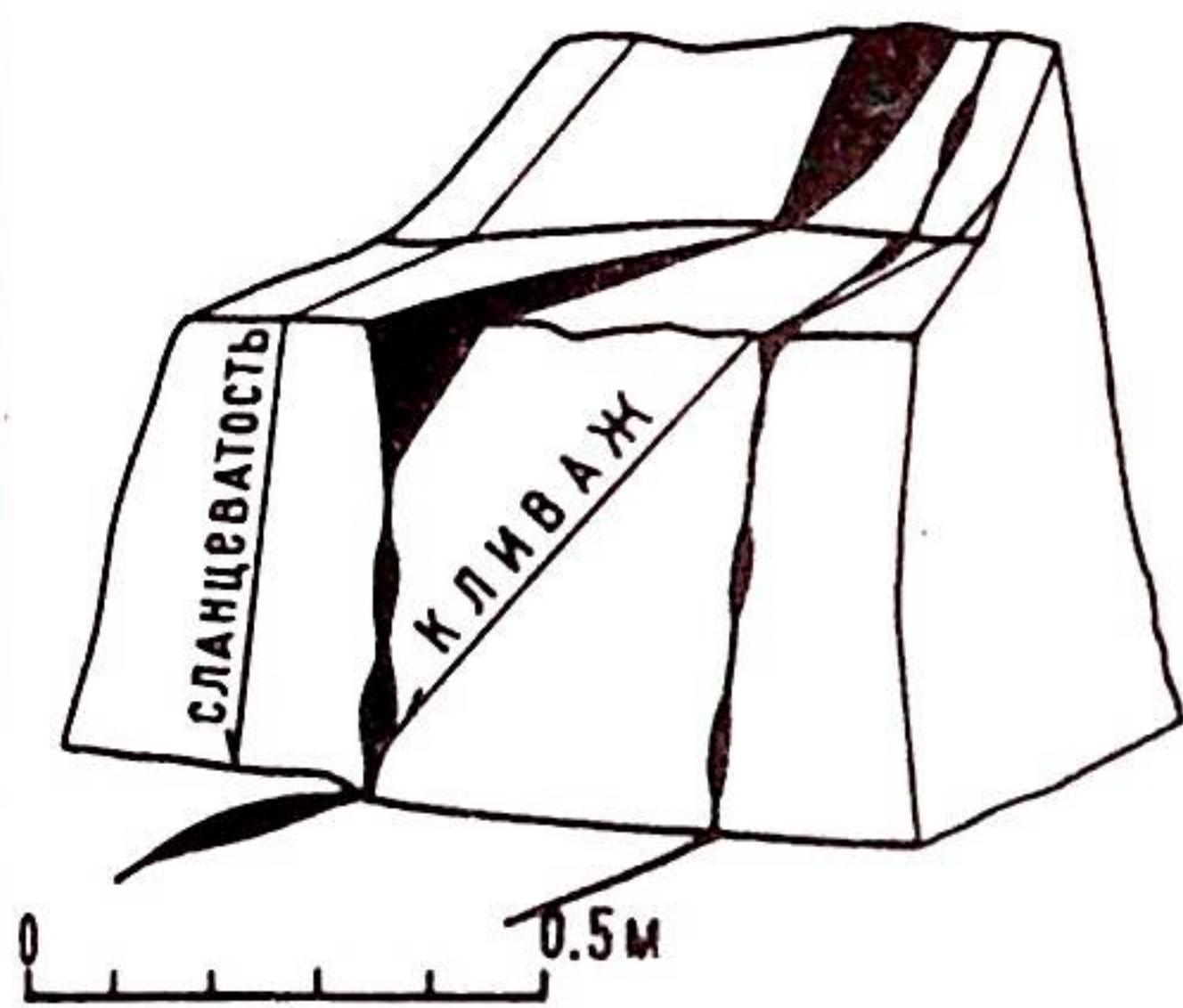


Рис. 2. Морфология и ориентировка относительно метаморфогенных текстур четковидных кварцевых жил - (черное) в сланцах паунской свиты, (светлое) на р. Верхняя Сенка. Зарисовка фрагмента обнажения.

и происходит формирование четок. Гораздо меньший эффект наблюдается вдоль этих плоскостей, где прожилки, соединяющие четки, порой и не образуются.

Соединительные прожилки выполнены кварцем. Для четок же характерно зональное строение с обособлением периферической (приконтактной) зоны и ядра. Периферическая зона сложена серицитом и (или) хлоритом, обособляющимися в более тонкие зонки (рис. 3). Ядро четки выполнено кварцем с укрупненными до 5-10 мм индивидами. Между ними бывают "зажаты" отдельные чешуи серицита, а на стыках кварцевых индивидов развиты радиально-чешуйчатые или сгустковидные агрегаты хлорита. Количество выделений силикатных минералов отчетливо возрастает к зальбандам ядер. Здесь же присутствуют и реликты сланцев, ориентированные согласно контактам. В них фиксируются укрупненные выделения кварца, серицита и хлорита, развивающиеся по сланцевой матрице. Карбонат представлен обычно железистым доломитом или анкеритом. Он присутствует как в виде симплектитовых сростков с кварцем, так и в виде крупнозернистых агрегатов, вытягивающихся от одного из выклиниваний четки вдоль ее оси (рис. 4). Расположение этих агрегатов маркирует места, где прерывался рост ин-

выделения размером менее 1 мм (микрочетки) фиксируются практически повсеместно. Особенно они характерны для сланцев с разнотекстурной или тонкими прослоями алевролитов. Замечено, что поверхности четок приурочены к плоскостям сланцеватости и диагонального кливажа, а соединяющие их прожилки используют одну из этих систем (рис. 2). Реже они выбирают собственное направление. Следовательно, наибольший эффект относительно снижения давления достигается в узлах пересечения плоскостей метаморфогенных текстур, в которых

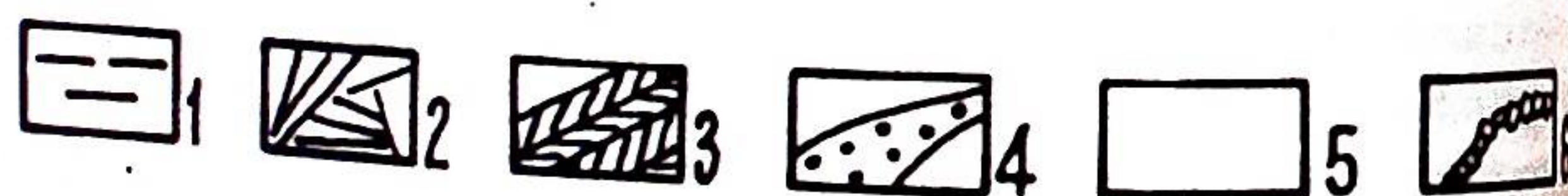
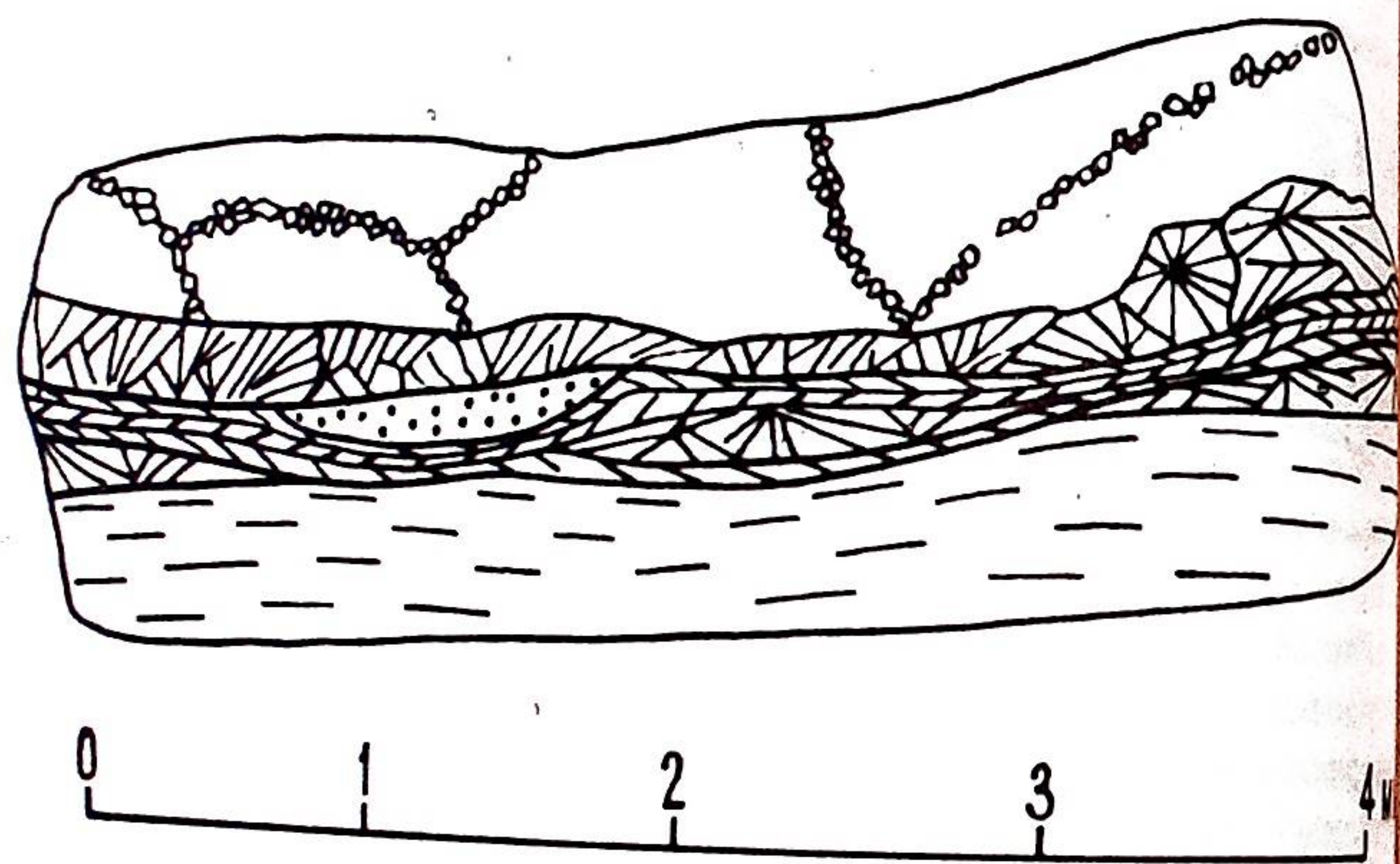


Рис.3. Контакт четковидной кварцевой жилы со сланцем паунской свиты на р.Цильме.

1 - кварц-хлорит-серицитовый сланец; 2 - веерообразные и радиально-чешуйчатые агрегаты хлорита; 3 - параллельно-чешуйчатые агрегаты серицита; 4 - линзовидное выделение апатита; 5 - блоковый кварц; 6 - гранулированный кварц.

дивидов кварца в связи с прекращением поступления метаморфогенного раствора. К этим же местам тяготеют и выделения сульфидов, набор и взаимоотношения которых идентичны тем, что фиксируются в сульфидном типе минерализации.

Сульфидный тип минерализации преимущественным распространением пользуется в сланцах паунской свиты, но отмечен также и в сланцах кислоручейской и вымской серий, а также в других литотипах (песчаниках, известковистых сланцах и мергелях) миогеосинклинальной зоны. Он представлен преимущественно метакристаллами пирротина размером от долей миллиметра до 1-1,5 см и реже короткими тонкими (до 1 мм) прожилками, согласными сланцеватости и кливажу. Нередки явления сочетания обеих мор-

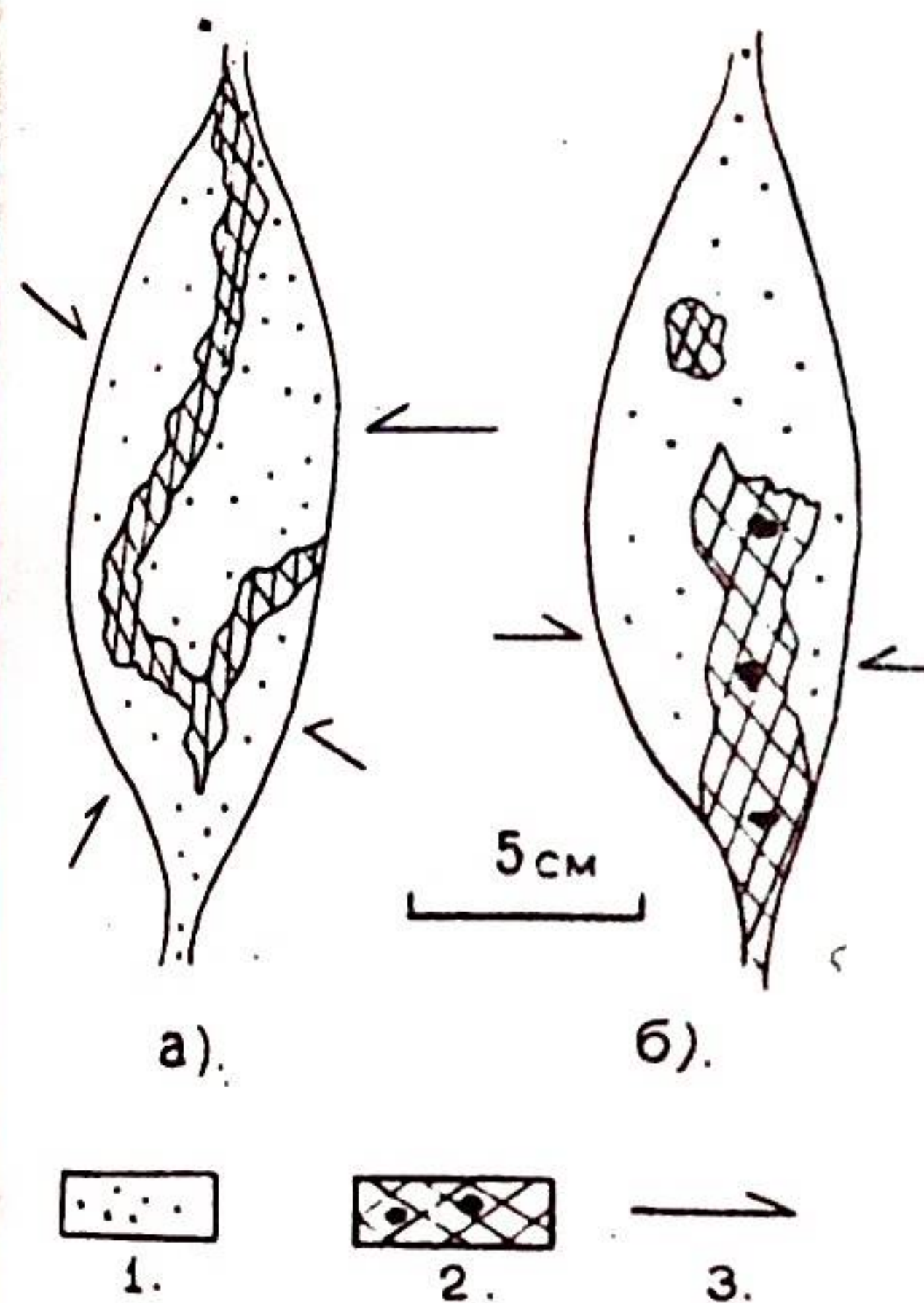


Рис.4. Строение кварцевой четки из жилы в сланцах паунской свиты на р.Чирке.

1 - жильный кварц; 2 - крупнозернистый агрегат железистого доломита с вкрапленностью пирита и галенита; 3 - предполагаемые направления фронта кристаллизации.

венному минеральному составу аналогичны вышеописанным четковидным выделениям.

Метакристаллам присуще пойкилитовое строение, обусловленное наличием многочисленных включений матрицы вмещающих пород и отдельных ее минералов, а также незавершенность форм с образованием пило- и бухтообразных границ с вмещающей породой. Во многих кристаллах фиксируется ростовая зональность (рис.5). Следовательно, их формирование не было результатом бластеза в твердофазном состоянии. Кроме реликтов вмещающих пород метакристаллы пирита включают мелкие (до 0,1 мм и менее) выделения пирротина, сфалерита, халькопирита, редко галенита и марказита. Иногда вместо пирротина в рудных ассоциациях участвует магнетит. Сульфиды меди, свинца и цинка фиксируются и в индивидуализированных ангедральных

логических форм, а также пространственная ассоциация сульфидных прожилков и четковидных жил (рис.5).

Метакристаллы срезают слоистость и отчетливо облекаются сланцеватостью. Форма метакристаллов тяготеет к кубической с ориентировкой осей $[111]$ субнормально к сланцеватости. В тенях давления на границе с матрицей развиты дворики вытяжения, выполненные волокнистым кварцем, реже серицитом, хлоритом или карбонатом. Все это свидетельствует о росте метакристаллов синхронно с динамометаморфизмом [4]. Нередко метакристаллы образуют скопления, окруженные укрупненными по отношению к матрице вмещающей породы выделениями кварца, серицита, хлорита и карбонатов. Такие скопления морфологически и по качественному составу аналогичны вышеописанным

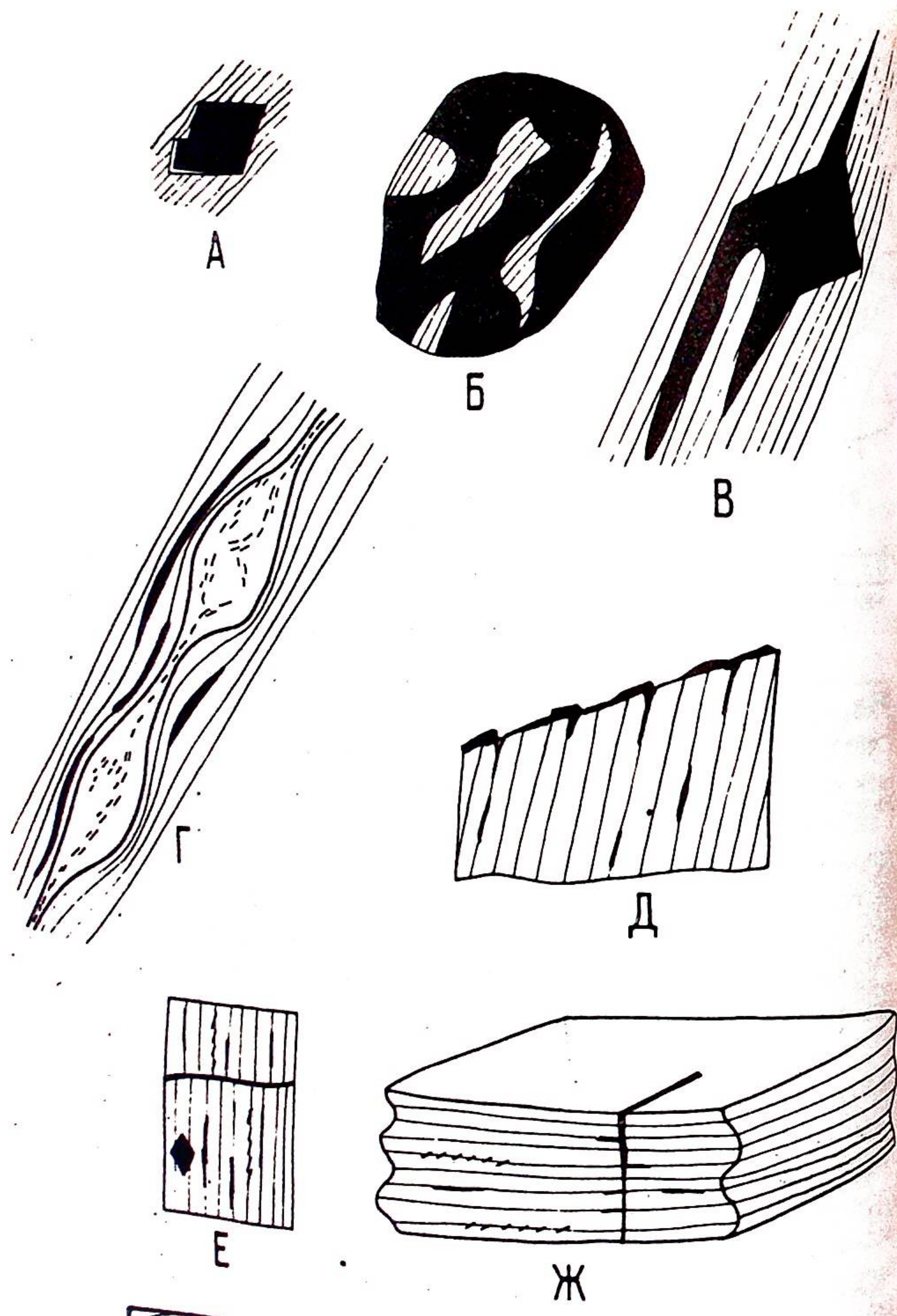


Рис. 5. Морфология сульфидных метаморфогенно-гидротермальных образований.
 1 - кварц-хлорит-серицитовые сланцы паунской свиты;
 2 - кварц: а) четковидных жил, б) дворики вытяжения;
 3 - пирит (прожилки и метакристаллы); 4 - прожилки пиритина. А - метакристалл пирита; Б - пойкилитовая структура

тура пиритовых выделений в пирротин-пиритовых рудах; В - переход метакристалла пирита в прожилки по сланцеватости; Г - совмещение прожилковой пиритовой и пирротиновой минерализации с четковидными кварцевыми жилами; Д - переход прожилков пирита из трещин по сланцеватости в трещины кливажа; Е - пространственное совмещение метакристаллов и разноориентированных прожилков; Ж - совмещение прожилков по сланцеватости и по трещинам кливажа.

зернах в матрице вмещающих пород. Для халькопирита характерны наличие включений матрицы и пирита, а также сростки с пирротинном и сфалеритом.

Скорее всего, сульфидный тип сформировался в результате трансформации диагенетического сульфидного вещества в ходе метаморфогенно-гидротермального процесса.

Несмотря на различия, вышерассмотренным типам минерализации свойственны некоторые общие черты. Прежде всего это сохранение гидротермалитами набора и, в грубом приближении, количественного соотношения породообразующих минералов в составе вмещающей толщи. Серицит вмещающих пород и метаморфогенных гидротермалитов одинаков и отвечает политу типу $Z M_1$. Микроэлементный состав метаморфогенных гидротермалитов характеризуется сохранением или даже некоторым снижением уровня содержания халькофильных элементов относительно пород. Однако при этом в составе гидротермалитов в отличие от последних фиксируются, хотя и в незначительном количестве, галенит, сфалерит и халькопирит. Обращает на себя внимание и то, что при обычно низких содержаниях в метаморфогенно-гидротермальных пиритах золота (менее 0,15 г/т) и серебра (менее 5 г/т), в отдельных случаях они возрастают до 0,5-1,3 г/т золота и 21-67 г/т серебра. Такие содержания присущи пиритам из метаморфогенно-гидротермальных золоторудных объектов [1].

В соответствии с этим ход формирования метаморфогенных гидротермалитов Среднего Тимана представляется нам следующим образом. В результате термального метаморфизма происходила дегидратация и дегазация толщ с обособлением порового раствора, находящегося в физико-химическом равновесии с их твердофазовой составляющей. Естественно, что формирование минеральных новообразований могло начаться лишь вследствие его нарушения.

По условиям регионального метаморфизма температура

сохранялась постоянной. И только дифференцированные подвижки, связанные со складчатостью, вызывали локальные снижения давления, а значит, и перемещение метаморфогенных растворов и изменение их состояния, приводящее к их пересыщению. В результате на затравках, представляемых зернами породообразующих минералов вмещающей толщи, шел рост минеральных новообразований. Это в свою очередь вызывало возникновение градиентов концентраций. Процесс прекращался при восстановлении равновесия по давлению или концентрациям, следствием чего является часто наблюдаемая незавершенность кристаллических форм минеральных новообразований.

Размеры и форма участков локального снижения давления варьировали в широком диапазоне, поскольку они могли возникнуть как возле структурно-текстурных неоднородностей отдельных литотипов, так и вследствие анизотропии физико-механических свойств дислоцируемых толщ. Кроме того, они зависели от длительности существования (поддерживания) градиентов давления и ориентировки стрессовых дислокаций. Поэтому указанные участки изменялись от микрообъемов в виде трещин, выполненных капиллярными пленками раствора, до открытых полостей и трещин, в которых была возможна свободная циркуляция растворов. Так как структурно-текстурные неоднородности пород рассредоточены по всему их объему, то и микротела метаморфогенных гидротермалитов (метакристаллы, микроочетки, локальные участки роста карбонатов, микропрожилки) распространены очень широко. Также по всему объему происходило минералообразование в трещинах разрыва сплошности хрупких пород при относительно невысоких стрессовых напряжениях. Особенно характерно это было для пластов песчаников. И только при достаточно длительном и высокоамплитудном изменении характера дислокаций, вызывающем локальное снижение давления, обособливались относительно крупные порции метаморфогенного раствора, формировавшие микротела метаморфогенных гидротермалитов, а также их группы (жилы и зоны метаморфогенно-гидротермальной проработки). Этот эффект достигался в зонах смятия и развития пликтивных и дизъюнктивных дислокаций, осложняющих общую моноклиналную структуру байкалид восточной (миогеосинклинали) зоны Среднего Тимана.

Вследствие изначального единства твердой и жидкой фаз, обособившихся при метаморфизме, метаморфогенно-гидротермальные новообразования существенно не отличались по видовому минеральному составу от вмещающей толщи. Однако из-за наличия неоднородностей в субстрате, на который шло осаждение из раствора, возникала конкуренция в росте индивидов, приводящая к некоторому перераспределению вещества. Например, наличие относительно увеличенного в размере индивида-зародыша диагенетического пирита могло обуславливать опережающий рост метакристалла пирита [3]. Более высокая суммарная поверхность серицита на подложке по отношению к альбиту приводила к преимущественному осаждению щелочей и алюминия в новообразованном сериците. Вследствие этого альбит, довольно широко распространенный в терригенных толщах Среднего Тимана, исключительно редко фиксируется в метаморфогенных гидротермалитах.

Анализ внутреннего строения метаморфогенно-гидротермальных тел позволяет заключить, что они формировались как при относительно свободной циркуляции растворов, так и при капиллярном их состоянии. В первом случае механизм их образования в общем был близок механизму формирования параллельно шестоватых агрегатов второго и третьего типов [4], а во втором - механизму роста метакристаллов при помощи пленок питающего раствора [3].

Подтверждается такая важная петрогенетическая особенность метаморфогенно-гидротермального процесса, выявленная В.А.Буряком [1], как слабая изменчивость всех его параметров и характеристик, обусловленная низкими градиентами температуры, давления и концентраций. На рассмотренных объектах не чувствуется достаточно эффективно проявленных последствий эволюции pH и Eh растворов.

Таким образом, общим петрогенетическим свойством метаморфогенно-гидротермального процесса, имеющим металлогенетическое значение, являлось то, что в ходе его безпривноса вещества извне происходил рост индивидов как породообразующих, так и рудных минералов, в том числе сульфидов и, возможно, золота. Вследствие этого средне-тиманские метаморфогенные гидротермалиты могли приобретать качества убого золоторудных объектов. Учитывая широкое распространение метаморфогенно-гидротермального

процесса, допустимо полагать, что общая минеральная масса преобразованного золота должна быть достаточно велика.

ЛИТЕРАТУРА

1. Буряк В.А. *Метаморфизм и рудообразование*. - М.: Недра, 1982. - 256 с.
2. Гецен В.Г., Андреичев В.Л., Степаненко В.И. Эволюция метаморфизма верхнепротерозойского комплекса Тимана по геолого-геохронологическим данным // *ДАН СССР*, 1985. - Т.285. - № 6. - С. 1424-1428.
3. Григорьев Д.П., Жабин А.Г. *Онтогенез минералов*. - М.: Наука, 1975. - 339 с.
4. Жабин А.Г. *Онтогенез минералов. Агрегаты*. - М.: Наука, 1979. - 275 с.
5. Костюхин М.И., Степаненко В.И. *Байкальский магматизм Канино-Тиманского региона*. - Л.: Наука, 1987. - 232 с.
6. Кочетков О.С. *Акцессорные минералы в древних толщах Тимана и Канина*. - Л.: Наука, 1967. - 120 с.
7. Остащенко Б.А., Майорова Т.П., Гецен В.Г. *Сурьмяное оруденение Канинского антиклинория*. - Сыктывкар, 1985. - 50 с. (Сер. препринтов "Науч. рекоменд.-нар. хоз-ву" / АН СССР, Коми фил.; Вып.16).
8. *Производительные силы Коми АССР. Т.1. Геологическое строение и полезные ископаемые*. - М.: Изд-во АН СССР, 1953. - 464 с.
9. Степаненко В.И., Капитанова В.А., Макеева Н.В. *Позднепротерозойский метаморфогенно-гидротермальный процесс на Среднем Тимане // Метаморфогенная металлогения Урала*. - Свердловск, 1988. - С.135-136.
10. Степаненко В.И., Лихачев В.В., Швецова И.В. *Фосфориты в углеродисто-карбонатных образованиях Среднего Тимана // Литология карбонатных пород севера Урала, Пайхоя и Тимана*. - Сыктывкар, 1988. - С.73-87. (Тр. Ин-та геологии Коми науч.центра УрО АН СССР; Вып. 67).

ПЕРВИЧНЫЙ СОСТАВ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ПАРИКВАСЬШОРСКОГО ВЫСТУПА

И.И. Голубева

Париквасьшорским выступом называется геологическая структура, расположенная в центральной части Харбейского антиклинория. Она имеет в плане форму вытянутого треугольника, ориентированного в северо-западном направлении. Стратиграфическое положение выполняющих ее отложений париквасьшорской свиты до сих пор остается неясным. Согласно унифицированной стратиграфической схеме Урала, принятой на III Уральском стратиграфическом совещании в 1977 г. [16], эта свита входит в харбейский комплекс (нижний протерозой) и слагает его верхнюю часть мощностью не менее 1000 м. В соответствии с этим некоторые исследователи предполагают, что отложения париквасьшорской свиты завершают разрез Харбейского антиклинория и формируют синклиналичную структуру [3, 4]. Однако другие считают, что данная свита служит основанием разреза и является ядром брахиантиклинальной складки [8, 16]. Преобладающими породами в составе свиты являются гранат-биотитовые, ставролит-гранат-биотитовые и дистен-ставролит-гранат-биотитовые сланцы. Наличие хорошо выраженной реликтовой слоистости и присутствие высокоглинозелистых минералов в составе метаморфитов указывает, по единодушному мнению предшествующих исследователей, на первично-осадочную природу париквасьшорских сланцев и глинистый существенно пелитовый исходный материал [7, 16].

В табл. 1 приведены с целью сопоставления данные о химическом составе сланцев париквасьшорской свиты, фанерозойских гидрослюдисто-монтмориллонитовых глин и современных морских глинистых осадков. Как видно, сопоставля-

Сопоставление химических составов (%) метapelитов париквасьшорской свиты, неметаморфизованных глин и невысокоглиноземистых формаций метаморфических комплексов других регионов

Компонент	Метapelиты париквасьшорской свиты (ан. 30)		X _{min} -X _{max}	Гидро-глины		Морские глины		Песч. вотундровая серия, Кольский п-ов [2]		Патомская серия [2]		Ладожская серия [2]		Метapelиты Таймыра [6]		Граувакки [11]
	X̄	X̄		X̄	X̄	X̄	X̄	X̄	X̄	X̄	X̄	X̄	X̄			
SiO ₂	63,0	44,8-76,74	52,4	58,32	68,16	60,66	60,31	55,1	66,7							
TiO ₂	0,9	0,17-1,43	0,6	0,9	0,98	1,02	0,98	1,0	-							
Al ₂ O ₃	16,4	9,1-26,86	16,6	6,6	17,73	16,20	17,17	19,6	13,5							
Fe ₂ O ₃	3,1	0,48-7,67	7,6	6,13	3,05	2,33	1,37	1,6	1,6							
FeO	4,2	1,65-7,97	0,9	2,22	1,78	5,44	7,25	7,5	3,5							
MgO	2,9	0,38-5,81	3,9	3,76	0,84	0,11	3,86	3,9	2,1							
CaO	1,9	0,34-4,28	2,0	3,07	1,1	2,12	1,57	1,6	2,5							
Na ₂ O	2,3	0,84-5,3	1,0	0,67	2,37	1,52	1,75	2,3	2,9							
K ₂ O	2,08	0,72-4,84	3,2	3,07	2,55	2,60	3,28	3,0	2,0							

ые группы пород практически идентичны. Для них характерно относительно невысокое содержание Al₂O₃ - 16,6%. Таким образом, наличие высокоглиноземистых минералов в данной метаморфической толще еще не дает основания говорить о принадлежности ее к высокоглиноземистым образованиям. По классификации В.К. Головенка, метapelиты такого типа следует относить к так называемой "невысокоглиноземистой формации" [2]. Подобные метapelиты участвуют в сложении докембрийских толщ ладожской серии Карелии, песчово-тундровой серии Кольского п-ова, патомской серии Забайкалья и других гнейсово-сланцевых метаморфических комплексов. Поскольку ряд исследователей рассматривают структуры Таймыра и севера Урала как единую складчатую систему [12], нами приведены также (для сравнения литолого-формационных особенностей разрезов Харбейского антиклинория Полярного Урала и складчатой системы п-ова Таймыр) данные химических анализов глиноземистой воскресенской свиты докембрийского возраста.

Литохимические особенности метapelитов париквасьшорской свиты иллюстрируются диаграммой САК (рис. 1), на которой они образуют единый по геохимической зрелости осадка ряд. Их фигуративные точки расположены в правой части эталонных полей гидрослюдистых и монтмориллонитовых глин и несколько смещаются в сторону вершины SiO₂ за счет увеличения в исходных осадках доли песчанистой фракции, так как в ее составе, как правило, преобладает кварц. Метаморфические процессы не уничтожили и более тонкие особенности метapelитов: на диаграмме вариационного отношения окиси натрия к сумме окислов железа и магния метapelиты четко обособляются две серии (рис. 2). Различное содержание натрия обусловлено количественным и качественным составами полевошпатовой алевропсаммитовой составляющей.

Общий уровень развития метаморфизма кристаллических сланцев париквасьшорской свиты следует оценивать как относительно высокий, поскольку во всех разновидностях ее пород присутствует гранат. Для выявления и анализа зональности метаморфизма нами был использован метод изоград индекс-минералов, в качестве которых в данном случае выбраны ставролит и дистен. Метаморфические изограды пересекают линейные структуры блока и расположены резко несогласно по отношению к стратиграфичес-

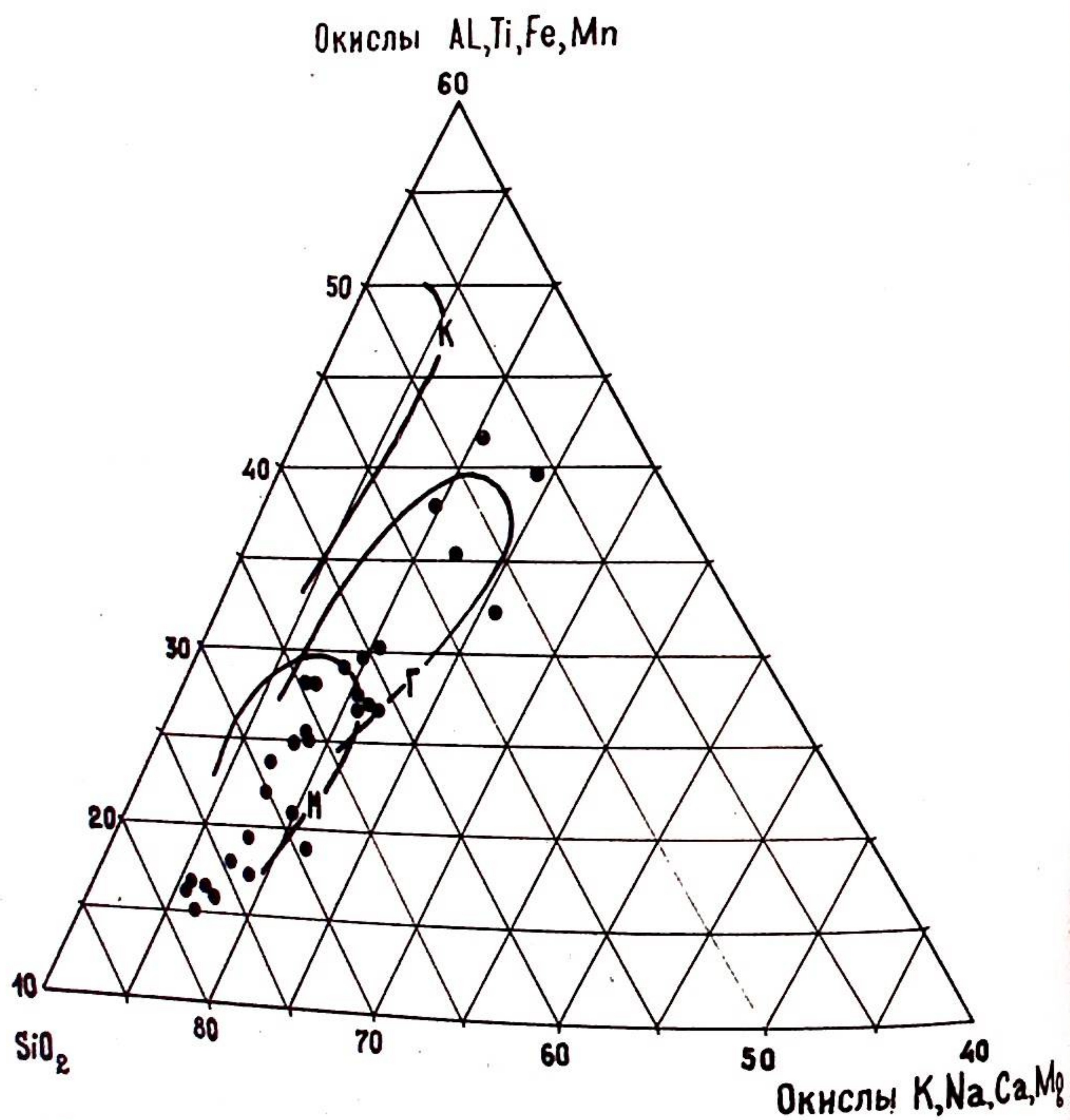


Рис.1. Диаграмма САК химического состава метапелитов париквасьшорской свиты: К — каолиновые глины; Г — гидрослюдистые глины; М — монтмориллонитовые глины.

ким границам (рис.3), что в принципе уже было установлено ранее [3]. Минеральный парагенезис метапелитов до ставролитовой изограды представлен ассоциацией биотит + гранат ± хлорит + мусковит + плагиоклаз. Количество породообразующих минералов резко варьирует, тогда как "степень кристалличности" пород весьма постоянна и размеры минеральных зерен не превышают 3-5 мм. Первые обособления ставролита обнаруживаются в виде редких мелких (до 1 мм) ксенокристаллов с заливообразными краями. Далее через 2 км в юго-восточном направлении наряду с уже хорошо ограниченными и более крупными (до 1 см) кристаллами ставролита появляются гипидиоморфные зерна дистена. В этой новой метаморфической фациальной зоне минераль-

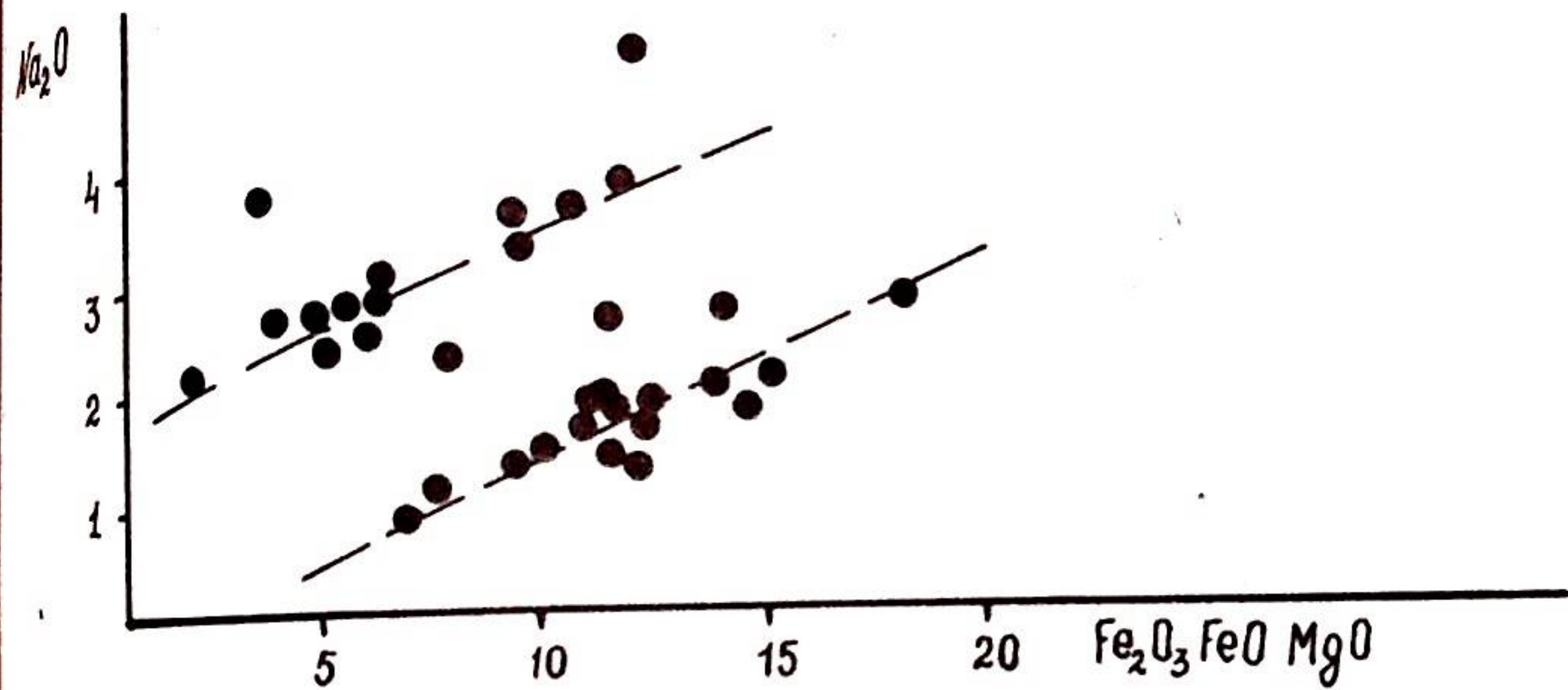


Рис.2. Вариационная диаграмма $Na_2O/Fe_2O_3, FeO, MgO$ метапелитов париквасьшорской свиты.

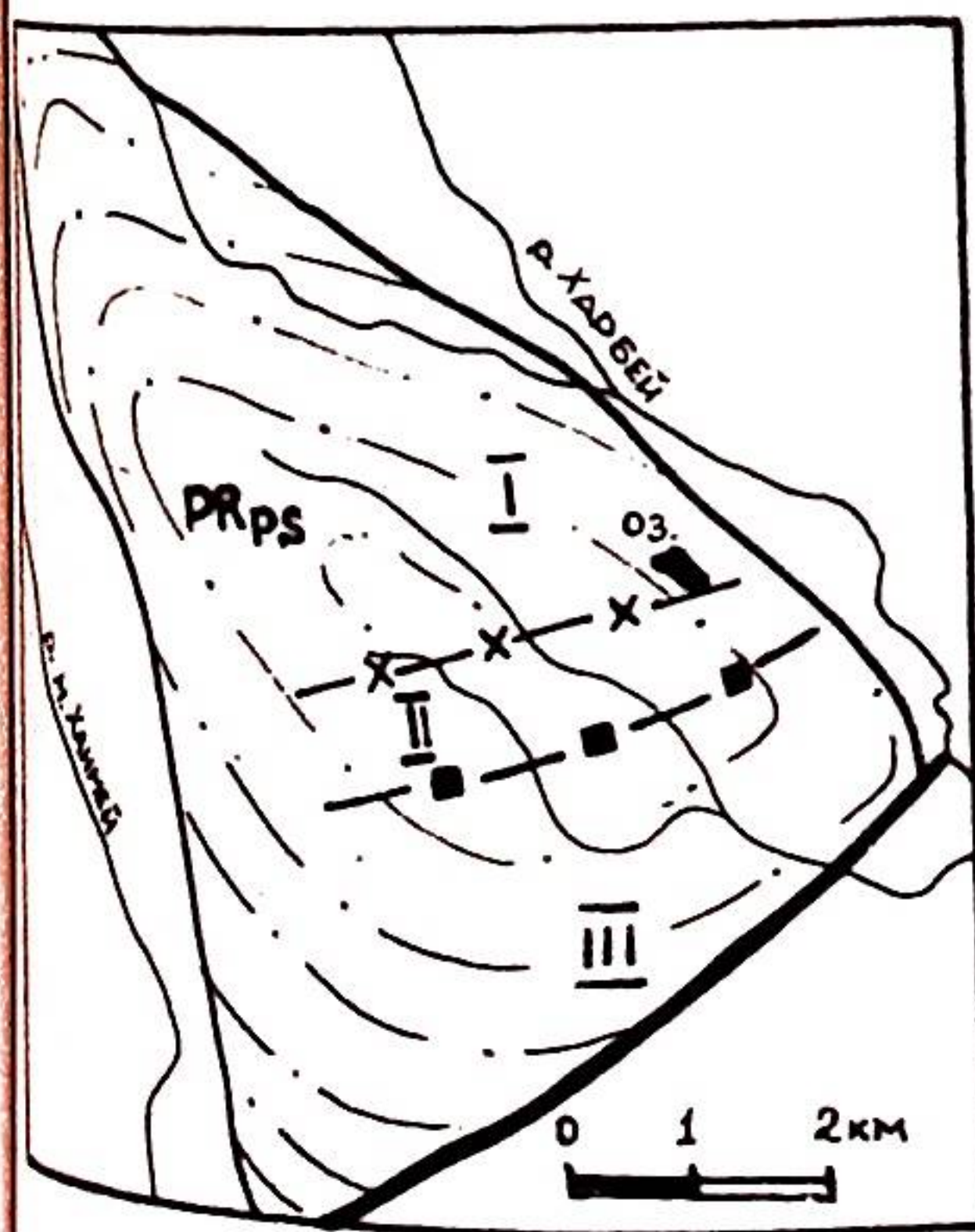


Рис.3. Карта с изоградами метаморфических минералов париквасьшорской свиты (зарисовка структуры дана по схеме В.Н.Охотникова). I — доставролитовая зона; II — ставролитовая зона; III — дистеновая зона. 1 — изограда ставролита; 2 — изограда дистена; 3 — париквасьшорская свита.

ный парагенезис выглядит следующим образом: для меланократовых прослоев характерна ассоциация ставролит ± дистен + гранат +

биотит + мусковит + плагиоклаз ± хлорит, а для лейкократовых — биотит ± гранат ± хлорит + мусковит + плагиоклаз. Их чередование и обуславливает ритмичную слоистость, которая является характерной особенностью париквасьшорской свиты. Нередко в ассоциации со ставролитом наблюдается минерал из группы ильменита — вашингтонит ($TiO_2 - 38,4\%$), кристаллизующийся в виде округлых плас-

тинок толщиной до 0,3 мм и диаметром до 4 мм. Его количество в породе достигает 5%. Характерной особенностью кристаллических сланцев данной ставролит-дистеновой фациальной зоны является их крупнозернистое строение. Так, порфиробласты ставролита имеют длину до 5-7 см при поперечнике 2,5x1 см. Привлекает внимание необычная форма выделения олигоклаза (№ 15-20), который, так же, как и глиноземистые минералы, дает крупные субидiomорфные удлиненные порфиробласты длиной до 8-10 см при поперечнике около 1 см. В обнажении он хорошо выделяется в виде ограненных брусковидных темно-серых кристаллов, отчетливо выступающих на фоне выветрелой поверхности сланцев. Распределение такого плагиоклаза в породе неоднородно, его содержание колеблется от 5 до 50%, встречаются и почти сплошные линзовидные скопления или прослои. Особенности развития порфиробластов олигоклаза и его относительно высокое содержание в породе наводит на мысль о метасоматической природе последнего, однако по химическому составу кристаллические сланцы с таким крупным олигоклазом не отличаются от переслаивающихся с ними пород. По-видимому, формирование крупных порфиробластов олигоклаза, а также глиноземистых минералов обусловлено длительной собирательной перекристаллизацией в относительно спокойной тектонической обстановке. Это подтверждается тем, что в порфиробластах данных минералов не редко наблюдается гелицитовая структура: пойкилитовые включения подчеркивают реликтовую плейчатость. В то же время сами порфиробласты не несут никаких признаков какой-либо деформации, она проявилась только во вмещающей основной ткани формированием плейчатости, обусловленной послынейными дифференциальными движениями на стадии, предшествующей порфиробластезу. Посткинематический характер порфиробластеза подтверждают и случаи развития вдоль контактов будинированных кварцевых жил или в жиллообразных участках прокварцевания (обн. 1063) крупных кристаллов ставролита, секущих в некоторых случаях сланцеватость породы (рис.4). Крупные кристаллы глиноземистых минералов иногда формируют цепочки на продолжении выклинивающихся кварцевых жил. Все эти особенности развития указывают на то, что процессы собирательной перекристаллизации (порфиробластез) происходили после тектонических дислокаций, проявившихся в этой толще.

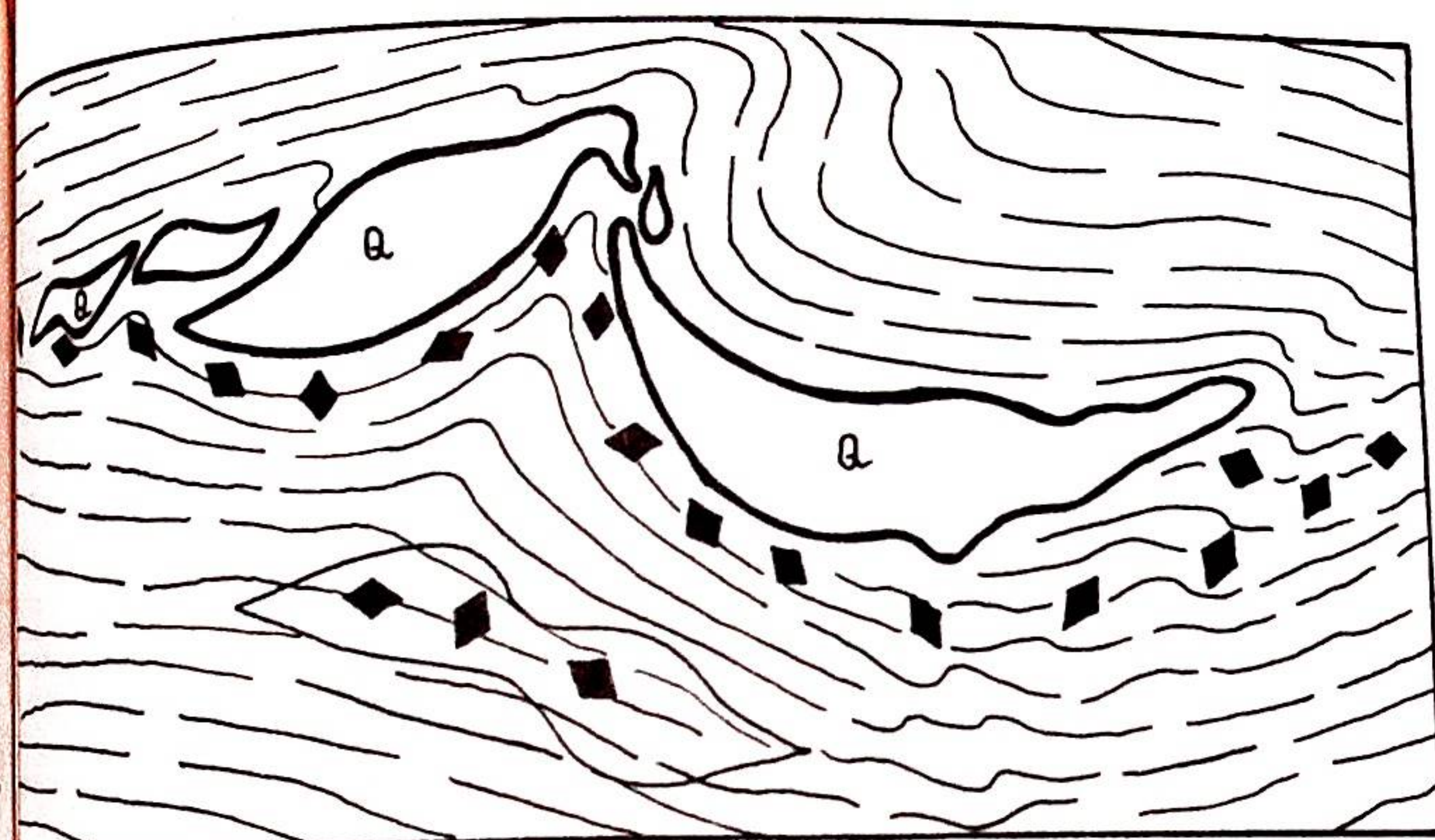


Рис.4. Развитие крупных кристаллов ставролита вдоль контакта будинированной кварцевой жилы (м-б 1:10). 1 - гранат-ставролит-дистеновый сланец; 2 - ставролит.

Для изучения термодинамических условий метаморфизма приквасьшорского выступа были использованы парные минеральные геотермометры и геобарометры Л.И.Перчука [9,10]. В трех случаях определения палеотемператур были продублированы по двум парам железомagneзиальных минералов в одной и той же породе. Результаты приведены в табл.2. Как видно, породы из доставролитовой фациальной зоны образовались при температуре 450° и давлении 3 кбар. Сланцы ставролитовой зоны кристаллизовались при температуре 500-600° в диапазоне давлений 4,25-5,5 кбар. Условия метаморфизма в ставролит-дистеновой зоне соответствуют температуре 590-600° и давлению 5,5-6 кбар. Гранат-ставролитовый термометр считается менее надежным и дает заниженные значения, хотя общая тенденция повышения температуры, связанная со сменой субфаций, выявляется и этим методом. В петрогенетической схеме фациальных серий регионального метаморфизма, по В.С.Соболеву, дистен-ставролитовой парагенезис относится к серии повышенных давлений и определяет фацию дистен-мусковитовых сланцев [14]. Термодинамические условия устойчивости этой ассоциации вполне удовлетворяют нашим данным (табл.3), однако в

P-T условия метаморфизма париквасьшорского выступа, определенные по геотермометрам и геобарометрам Л.Л.Перчука

Геотермометр	Доставролитовая зона		Ставролитовая зона		Ставролит-дистеновая зона	
	1046a	1056a/1	1000a	1001	1054/1д	10606
Гранат-биотитовый	450	3,0	500	500	590	600
Гранат-ставролитовый			4,25	4,5	5,5	6,5
Гранат-амфиболовый	450		400		525	520
			не опр.		4,6	4,6

Гранат-амфи-
боловый

Примечание. Под чертой-давление в кбар; над чертой-температура в град.С.

Таблица 3

Термодинамические условия метаморфизма ставролит-дистеновой субфации по основным схемам и сопоставление их с P-T условиями образования метapelитов париквасьшорского выступа

Источник материала	T, °C	P, кбар
Н.Л.Добрецов и др. [14]	500-600	4,5 - 12,5
С.П.Кориковский [5]	400-580	4,25- 6,5
Л.Л.Перчук [10]	455-600	3-5,5
В.А.Глебовицкий [1]	480-650	4-8,5
Данные автора (табл.2)	500-600	4,25-6,5

данной схеме фаций выделение ставролит-дистеновой суб-фации в серии высоких давлений выглядит искусственным, так как в низкотемпературной части серии нет минералов, разложение которых могло бы приводить к образованию этого парагенезиса. Более универсальна и логична фациальная схема регионального метаморфизма В.А.Глебовицкого [1]. В ней выделены все основные традиционные фации, предложенные еще Эскола, и шесть серий по различным значениям давлений. В каждой фациальной серии определены поля устойчивости минеральных парагенезисов, соответствующие определенным фациям и субфациям метаморфизма. Согласно этой схеме, в районе париквасьшорского выступа развита метаморфическая зональность кианит-силлиманитового типа, а минеральные парагенезисы образуются в области низких температур фациальных серий повышенных давлений. Доставка ставролитовая зона по минералогической ассоциации и P-T условиям соответствует здесь эпидот-амфиболитовой фации (гранат-хлорит-мусковитовой субфации). Метаморфические зоны ставролитовой и дистеновой изоград относятся к низкотемпературной части амфиболитовой фации и соответствуют ставролит-хлорит-дистеновой субфациям. Видимо, такое дробное деление на субфации излишне, так как по нашим данным (табл.2) выявлена достаточно широкая зона перекрытия значений температур и давлений, при которых кристаллизовались парагенезисы и со ставролитом и с дистеном. Для изучения фациальной принадлежности метаморфических пород широко используются составы магнезиально-железистых минералов. Наиболее информативным является гранат,

Таблица 4

Химический и компонентный состав гранатов, %

Компонент	Доставролитовая зона			Ставролитовая зона			Ставролит-дистеновая зона				
	1046а	1046б	1056а/1	1000а	1001	1011а	1027/16	1055а	1054/1д	1060/16	1063в
SiO ₂	37,26	39,20	40,50	36,98	37,46	43,74	37,14	40,90	41,32	38,78	37,56
TiO ₂	0,65	0,78	0,19	0,6	0,1	0,27	0,28	0,14	0,18	0,93	0,16
Al ₂ O ₃	21,24	19,28	19,22	20,01	21,21	17,95	20,36	19,34	20,12	18,93	21,07
Fe ₂ O ₃	2,57	3,61	3,97	3,78	3,87	3,48	4,25	4,13	1,32	4,59	3,06
FeO	24,93	26,08	24,71	27,26	25,20	23,28	26,87	25,14	24,47	25,58	26,98
MnO	2,06	0,71	2,64	2,82	3,8	2,52	1,55	2,06	2,98	2,98	2,33
MgO	2,39	2,98	1,97	2,11	2,97	3,31	2,76	2,98	2,65	3,3	3,17
CaO	8,20	6,83	6,24	6,00	4,96	4,71	6,47	4,47	5,56	3,72	5,31
Na ₂ O	0,04	0,19	0,27	0,15	0,06	0,22	0,07	0,25	0,45	0,17	0,06
K ₂ O	0,04	0,16	0,28	0,24	0,05	0,26	0,03	0,27	0,52	0,18	0,05
Ипр.	10,04	13	9	9,1	13	15,6	11,9	13,9	11,67	14,8	13,3
Альм.	61,5	63,7	63,4	65,9	61,8	61,7	64,4	65,5	62,2	64,4	64,6
Гросс.	20,4	14	11,3	9,8	7,03	11,5	15	5,2	15,6	1,9	9,7
Андр.	5,6	7,4	9,3	8,3	8,5	4,6	4,7	9,9	2,7	10,2	6,5
Спесс.	2,48	1,9	7	6,9	9,6	6,6	4,0	5,5	7,8	8,7	5,78
											4,9

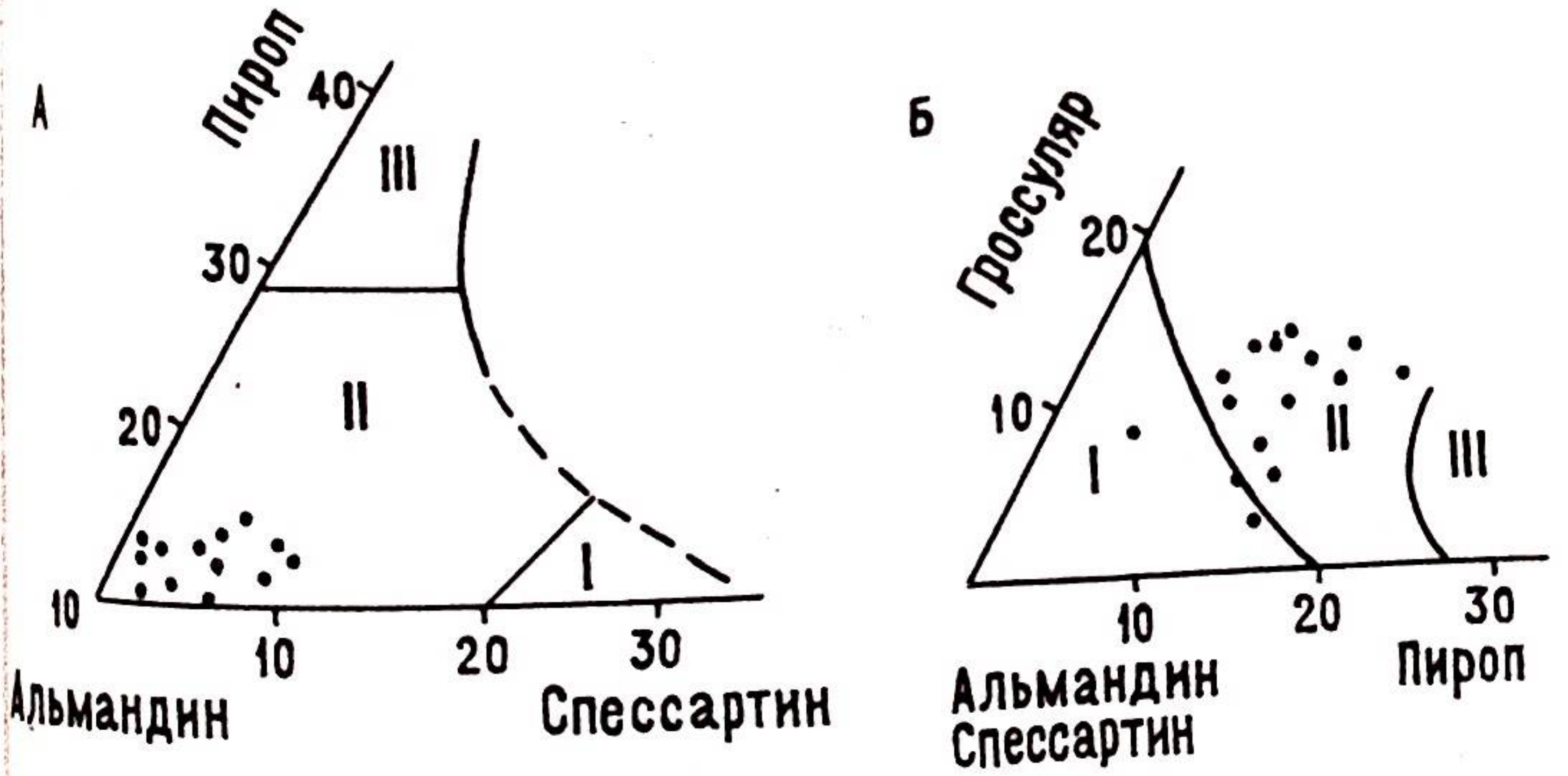


Рис. 5. Компонентные составы гранатов из метапелитов париквасьшорской свиты. А - диаграмма Д.А.Великославинского, 1965; Б - диаграмма Г.М.Друговой и В.А.Глебовицкого, 1965. Поля фаций: I - зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой; II - амфиболитовой; III - гранулитовой.

ние титана. На соответствующей диаграмме (рис. 6) точки составов биотита расположены скученно и также находятся в области амфиболитовой фации. В табл. 5 приведены результаты химических анализов ставролита. Железистость минерала с повышением метаморфизма несколько уменьшается (с 85,6 до 84,7), но в целом она высокая. С такими

поскольку с повышением степени метаморфизма в нем существенно возрастает содержание Fe, Mg и падает содержание Ca, Mn. На сегодняшний день химические свойства метаморфогенных гранатов изучены лучше, чем у других минералов, и множество диаграмм, отражающих вариации содержаний минералообразующих окислов в зависимости от P-T условий метаморфизма. Из табл. 4 видно, что состав гранатов в разных фациях практически ничем не различается, а на диаграмме фигуративные точки гранатов находятся в области амфиболитовой фации либо у самой ее границы (рис. 5). Биотиты для установления фации метаморфизма менее информативны. Считается, что с повышением температуры и давления в них увеличивается содержа-

Таблица 5

Химический состав метаморфических породообразующих минералов, %

Компонент	Доставро-литовая зона		Ставролит-дистеновая зона		Биогит		Ставролит-дистеновая зона		Ставролит-дистеновая зона		Ставролит-дистеновая зона		Амфибол-Доставро-литовая зона	
	1056а/1	1001	1055а	1054/1д	10606	1063в	1065/1в	1000а	10606	1063в	1063в	1063в	1063в	1046а
SiO ₂	36,90	35,48	35,04	34,96	35,38	35,96	36,22	29,46	28,54	29,94	29,94	29,94	37,26	
TiO ₂	1,74	1,52	1,34	1,39	2,07	1,72	1,47	1,1	1,07	0,65	0,65	0,65	0,65	
Al ₂ O ₃	17,70	18,98	18,02	18,66	17,91	18,48	19,04	47,90	51,41	51,10	51,10	51,10	21,24	
Fe ₂ O ₃	3,78	4,61	5,74	5,31	5,52	5,16	4,41	2,51	2,36	1,29	1,29	1,29	2,57	
FeO	14,29	12,57	13,35	13,74	12,14	12,31	12,64	13,67	12,16	12,60	12,60	12,60	24,93	
MnO	0,07	0,12	0,04	0,12	0,37	0,11	0,06	0,1	0,23	0,25	0,25	0,25	2,06	
MgO	11,82	12,10	11,89	11,81	11,80	12,36	12,46	2,72	2,58	2,53	2,53	2,53	2,39	
CaO	0,55	-	0,26	0,32	0,35	-	0,22	0,72	0,18	0,24	0,24	0,24	8,2	
Na ₂ O	0,42	0,37	0,34	0,42	0,42	0,53	0,39	0,15	0,06	0,13	0,13	0,13	0,04	
K ₂ O	8,51	8,71	9,25	8,38	8,42	8,39	8,88	0,19	0,09	0,15	0,15	0,15	0,04	
f*	60	58	61	62	60	58	57	85	85	85	85	85	85	

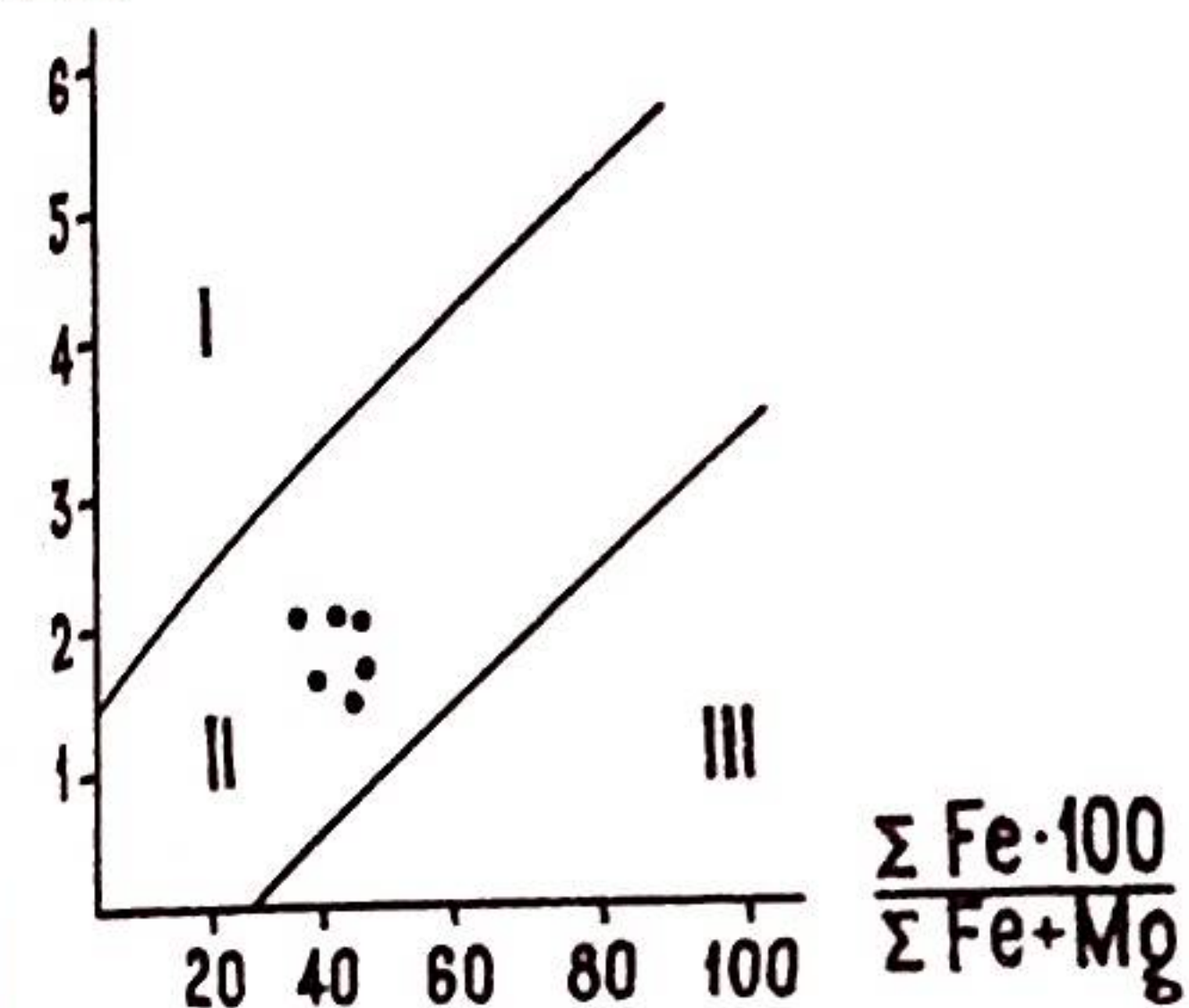
* $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ f = $\frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}} \times 100$.TiO₂ (вес.%)

Рис.6. Диаграмма отношений TiO_2/f в биотитах. Диаграмма Друговой Г.М. и др., 1972. Поля фаций: I - гранулитовой; II - амфиболитовой; III - эпидот-амфиболитовой.

Таким образом, исходные глинистые отложения париквасьшорского выступа представлены гидрослюдистыми и монтмориллонитовыми глинами и по геохимической специализации относятся к так называемой низкоглиноземистой формации. Для проявленного регионального метаморфизма характерна зональность типа Барроу (гранат → ставролит → дистен). Изограды метаморфических минералов секут линейные тектонические структуры и стратиграфические границы. Уровень метаморфизма в районе париквасьшорского выступа нарастает в юго-восточном направлении. По термодинамическому режиму метаморфизма породы относятся к эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациям низкотемпературной ставролит-дистеновой субфации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Глебовицкий В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. - Л.: Наука, 1973. - 126 с.
2. Головенко В.А. Высокоглиноземистые формации докембрия. - Л.: Недра, 1977. - 267 с.
3. Караченцев С.Г., Молдаванцев Ю.Е., Пер-

значениями железистости в ассоциации с дистеном ставролит устойчив при давлении 4,5-5 кбар [15], что подтверждают результаты, полученные с помощью гранат-ставролитового барометра (табл.2).

В заключении надо отметить, что полная характеристика эволюции P-T условий метаморфизма на протяжении всей его истории не дана, поскольку не были рассмотрены отдельные этапы и, в частности, не охарактеризованы проявления диафореза, т.е. полученные результаты характеризуют лишь условия формирования глиноземистых минералов.

фильев А.С. Новые данные о стратиграфии метаморфических толщ осевой полосы Полярного Урала // Бюл. МОИП, 1964. Отд. геол. - Т.39. - С. 49-56.

4. К вопросу о геологическом строении осевой зоны Полярного Урала /Г.А.Кейльман, В.В.Бутин и др.// Геология метаморфических комплексов Урала. - Свердловск, 1973. - С. 5-11. (Тр./ИГГ УНЦ, Вып. 91).

5. Кориковский С.П. Фации метаморфизма метапелитов. - М.: Наука, 1979. - 262 с.

6. Махлаев Л.В. Изолитогенные гранитные ряды. - Новосибирск: Наука, 1987. - 151 с.

7. О формационной принадлежности метаморфитов харьбейского гнейсово-амфиболитового комплекса / В.А.Душин, А.Б.Макаров, Э.А.Сычева, Р.А.Исхаков // Геология метаморфических комплексов. - Свердловск: ИГГ УНЦ, 1983. - С. 83-90.

8. Охотников В.Н. Геология рудных образований Полярного Урала. - Л.: Наука, 1976. - 173 с.

9. Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. - М.: Недра, 1976. - 286с.

10. Перчук Л.Л. Термодинамический режим глубинного петрогенезиса. - М.: Наука, 1973. - 317 с.

11. Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. - М.: Мир, 1976. - 534 с.

12. Тектоника Евразии (Объяснительная записка к тектонической карте Евразии м-ба 1:5 000 000). - М.: Наука, 1966. - 487 с.

13. Унифицированная и корреляционная стратиграфические схемы Урала. - М.: Наука, 1980.

14. Фации метаморфизма / Н.Л.Добрецов, В.В.Ревердатто, В.С.Соболев и др. - М.: Недра, 1970. - 432 с.

15. Федькин В.В. Ставролит. - М.: Наука, 1975. - 271 с.

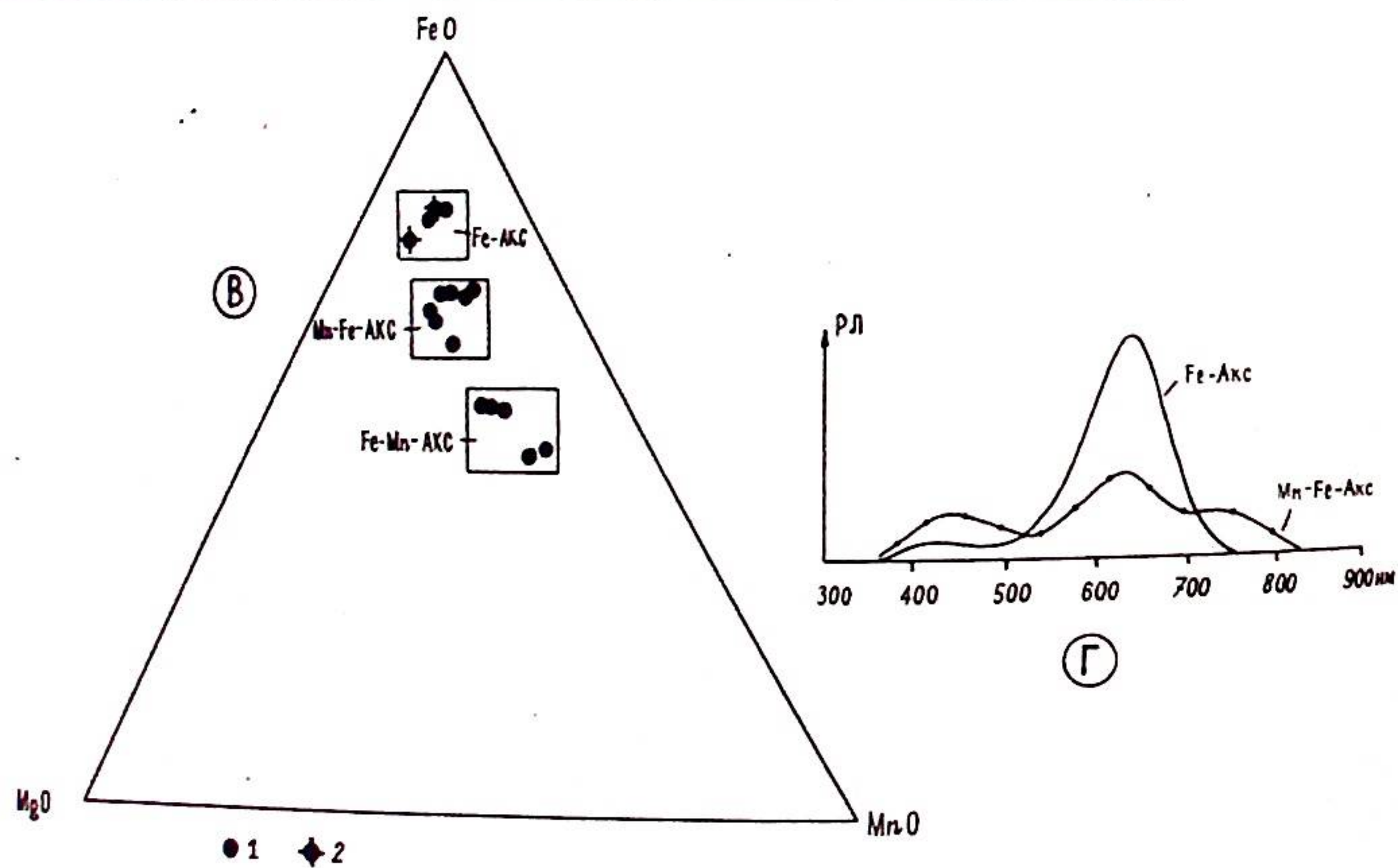
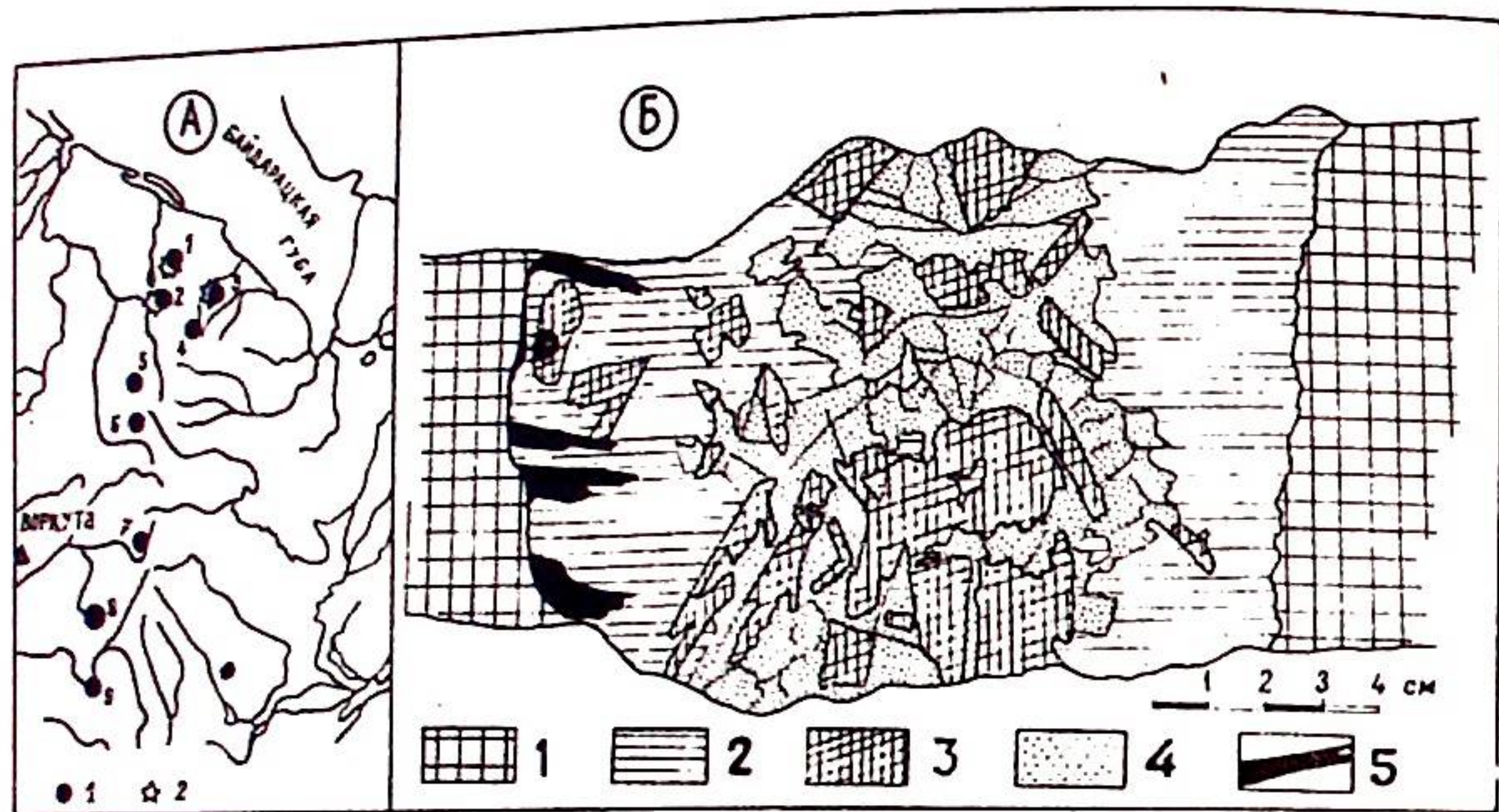
16. Цимбалюк А.В. Доордовикские и ордовикские отложения северной части Полярного Урала // Геология и полезные ископаемые Приполярного и Полярного Урала. - Тюмень, 1972. - С. 164-183. (Науч. тр. ЗапСибНИГНИ; Вып.52).

АКСИНИТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

В.И.Силаев, В.И.Мизин,
В.А.Гитев

Полярный Урал традиционно рассматривался и продолжает многими рассматриваться как регион, потенциально специализированный прежде всего по черным, цветным и редким металлам. Однако в 80-е гг. стали появляться высказывания, а затем и обнаруживаться факты, указывающие на развитие на Полярном Урале принципиально иных и по составу, и по генезису типов минерализации: теллуровой, марганцевой, кобальт-никелевой, фосфатной. Определенный интерес в контексте затронутой проблемы представляет собой и борная минерализация, установленная здесь в форме аксинитовая минерализация, установленная здесь в форме аксинита. До начала 80-х гг. сведения об аксините Полярного Урала практически исчерпывались данными В.Н.Гессе, обнаружившим этот минерал на Верхнеиякутском месторождении, и М.А.Маслова, указывающего на наличие аксинита в Хараматалоуской структуре. Позже аксинит обнаружили В.А.Гитев, В.И.Мизин, В.И.Силаев. В настоящее время известно около 10 аксинитопоявлений, располагающихся в пределах Очелья, Манитаньрдского, Изъяхойского и Манитаньрдского антиклинориев, Байдарацкого опускания и Хараматалоуской структуры (см. рисунок, А).

Байдарацкое опускание. Аксинитовая минерализация установлена в четырех точках (оз.Дияты, г.Харапэ, реки Талота, Сянгур), где она пространственно и, вероятно, парагенетически связана с базальтами и андезитами нижнепалеозойского возраста (Гитев, 1989). Аксинит наблюдается в составе хлорит-кварц-карбонатных, амфибол-кварц-карбонатных и кварц-карбонатных жил. Последние имеют крупное залегание и мощность 10-30 см. Аксинит в жилах разнотипен по цвету - от почти бесцветного, чуть зелено-



Пространственное положение, строение и свойства минерализации аксинита Полярного Урала.

Условные обозначения: а: 1 - точки минерализации в Байдарацком опускании (1-4), Оченырском (5,6), Изъяхойском (7), Манитанырском (8) антиклинориях, Хараматауской структуре (9); 2 - предполагаемые центры древнего вулканизма; Б: 1 - вмещающие основные вулканы, 2 - аксинит, 3 - карбонат, 4 - кварц, 5 - актинолитовый асбест; В: 1 - аксинит Полярного Урала, 2 - аксинит Пай-Хоя.

Ватого из-за множества хлоритовых включений до буровато-фиолетового. Наиболее характерной особенностью внутреннего строения исследуемых жил (см. рисунок, Б) является от-

четливое обособление в них кварцкарбонатного материала в осевой их части, а аксинита - в боках жил. Очертания межзерновых границ позволяют предполагать реакционные взаимоотношения между аксинитом и карбонатом. Аксинит, по-видимому, кристаллизовался в жилах позже карбоната с замещением последнего. Содержание аксинита в жилах колеблется в интервале 1-5%.

Оченырский антиклинорий. Минерализация аксинита обнаружена в двух точках. В более северной из них аксинит установлен в составе обломков аксинит-хлоритовых жил, образующих осыпь на восточном крутом борту оз. Очелты. Минерал здесь представлен агрегатом крупных клиновидных зерен густонасыщенного фиолетового цвета. Содержание аксинита в обломках достигает 40-45%. Южнее аксинит обнаружен в борту правого притока р. Малой Кары, где он залечивает трещины кливажа в метаморфизованных андезитобазальтах рифейского возраста. Аксинит отличается лиловато-кремовым цветом. Линзочки и прожилки кварц-аксинитового состава имеют мощность до 2-3 см, содержание аксинита в прожилках составляет 25-30%.

Изъяхойский антиклинорий. Аксинит отмечен в зеленых апобазальтах рифейского возраста в составе секущих жил преимущественно кварцевого состава (верховье р. Большой Усы). Минерал концентрируется в осевой части жил, представлен агрегатами несколько уплощенных неправильной формы зерен розовато-сиреневого цвета. Содержание аксинита достигает 7-8%.

Манитанырский антиклинорий. Аксинитовая минерализация наблюдается на Верхнеияюском месторождении в виде отдельных прожилков и прожилковых зон, разбивающих сильно измененные андезитобазальты и туфоалевролиты доордовикского возраста. Мощность прожилков - первые сантиметры. Аксинит ассоциирует с кварцем, представлен агрегатом относительно мелких зерен светлокремового цвета. Содержание минерала в расчете на прожилковую зону - до 7-12%.

Хараматауская структура. На руч. Еджидшор обнаружена кварцевая жила с аксинитом, секущая слабо измененные базальты рифейского возраста. Мощность жилы составляет 5-20 см, она прослежена на 2,5 м. Аксинит встречается в виде агрегатов мелких зерен буровато-фиолетового цвета, его содержание оценивается в 10-15%.

Обобщая данные о геологической ситуации аксинитопро-
явлений, можно прийти к следующему заключению. Аксини-
топроявления образуют почти непрерывную субмеридиональ-
ную цепочку объектов, тяготеющих к слабометаморфизован-
ным основным вулканитам. В ряде случаев минерализация
аксинита ассоциирует с вулканическими аппаратами и при-
урочена к прижерловым вулканическим фациям (грубообло-
мочные туфы, лавобрекчии и т.п.). Последние в этих слу-
чаях несут следы интенсивной гидротермально-метасомати-
ческой переработки, что подчеркивает наложенный характер
аксинитовой минерализации.

Исследуемый аксинит широко варьирует по окраске - от
желтовато-кремового до густофиолетового с коричневым от-
тенком. В районе оз. Дяты установлен аксинит зеленого
цвета, окраска которого, однако, является не собственной,
а обусловлена множеством тонких включений хлорита. Мор-
фологически рассматриваемый минерал представлен агрега-
тами неправильных зерен или клиновидных кристаллов, габит-
тус которых определяется комбинированием пинакоидов
{010}, {110}, {011}, {111}, {121}. Для многих индивидов
характерно расщепление с появлением сферокристалльных
образований. Размер зерен и кристаллов варьирует от 0,1
до нескольких миллиметров.

Состав полярноуральского аксинита определяется микро-
зондовым методом в ИГГСО АН СССР (см. таблицу). Получен-
ные данные хорошо согласуются с результатами химического
анализа [2], %: SiO₂ - 43,25; TiO₂ - 0,02; Al₂O₃ - 17,68;
Fe₂O₃ - 0,60; CaO - 19,58; MgO - 2,06; FeO - 6,36; MnO -
2,24; K₂O - 0,006; Na₂O - 0,04; B₂O₃ - 5,91; п.п.п. -
1,78, сумма - 99,53. Приведенные в таблице сведения по-
казывают, что на Полярном Урале мы имеем дело с тремя
разновидностями аксинита по составу - железистой, марган-
цовисто-железистой и железисто-марганцовистой. Располо-
жение фигуративных точек на треугольнике составе (см. ри-
сунок, В) дает основание предполагать наличие разрывов
в промежутках между указанными разновидностями. Общие
различия состава разновидностей аксинита четко выражают-
ся величиной отношения MnO:(MgO+FeO). Интервалы вариаций
этого отношения, характеризующие соответствующие разно-
видности, определяются в следующем виде: Fe-аксинит -
0,10-0,12; Mn-Fe-аксинит - 0,19-0,23; Fe-Mn-аксинит -
0,41-0,65. Дискретность приведенных интервалов подтвер-
ждает, очевидно, справедливость сделанного выше предпо-

Состав аксинита Полярного Урала по данным рентгеновского микроанализа, мас. %

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	CaO	MgO	FeO	MnO	Na ₂ O	B ₂ O ₃ +H ₂ O	Сумма	MnO	
												FeO+MgO	FeO+MgO
1	42,62	0,06	17,20	He обн.	19,74	1,82	5,50	4,30	0,03	8,00	99,27	0,59	0,65
2	42,79	0,04	17,05	"	19,54	1,50	5,73	4,72	0,04	8,00	99,42	0,65	0,45
3	42,77	He обн.	17,48	"	19,86	1,84	6,04	3,54	0,01	8,00	99,54	0,45	0,40
4	43,16	"	17,71	0,01	19,67	2,03	6,13	3,23	0,01	8,00	99,96	0,40	0,41
5	42,79	0,02	17,72	0,05	19,64	1,93	6,23	3,37	He обн.	8,00	99,75	0,41	0,21
6	43,08	0,01	17,12	He обн.	19,88	2,08	7,55	2,04	0,01	8,00	99,77	0,21	0,19
7	42,90	0,02	17,15	"	19,97	2,13	7,84	1,90	0,02	8,00	99,93	0,19	0,20
8	42,82	0,02	16,93	"	19,66	1,86	8,09	2,01	0,02	8,00	99,41	0,20	0,20
9	42,67	0,03	17,02	"	19,66	1,78	8,18	2,03	0,02	8,00	99,40	0,20	0,23
10	42,67	0,06	17,17	"	19,34	1,65	8,54	2,34	0,02	8,00	99,78	0,23	0,22
11	42,76	0,04	17,01	"	19,29	1,55	8,65	2,29	He обн.	8,00	99,59	0,22	0,11
12	42,62	0,01	17,60	"	19,56	1,48	9,15	1,13	0,03	8,00	99,57	0,11	0,12
13	42,87	0,01	17,39	"	19,49	1,18	9,39	1,30	0,01	8,00	99,66	0,12	

Примечание. Содержание летучих компонентов не определялось, а рассчитывалось на основе теорети-
ческой формулы в пропорции 6% B₂O₃ + 2% H₂O. N 1-5 - Fe-Mn-аксинит, 6-11 - Mn-Fe-аксинит, 12-13 -
Fe-аксинит.

ложения о разрывах в ряду аксинитов. Пересчеты данных микрозондового анализа позволяют охарактеризовать разновидности исследуемого аксинита следующими формулами: Fe-аксинит - $Ca_{1,977}(Fe_{0,744}Mg_{0,167}Mn_{0,104})_{1,015}Al_{1,942}Si_{4,061}BO_{15}(OH)$; Mn-Fe-аксинит - $Ca_{1,958-2,007}(Fe_{0,594-0,685}Mg_{0,218-0,299}Mn_{0,151-0,187})_{1,047-1,092}Al_{1,888-1,912}Si_{4,039-4,052}BO_{15}(OH)$; Fe-Mn-аксинит - $Ca_{1,975-2,006}(Fe_{0,436-0,489}Mg_{0,190-0,283}Mn_{0,283-0,319})_{1,018-1,047}Al_{1,905-1,964}Si_{4,023-4,056}BO_{15}(OH)$. Из формул видно, что в направлении от самой железистой разновидности аксинита к наиболее марганцевистой возрастают кальцие-вость и кремнистость аксинита. В качестве примесей в составе исследуемого минерала установлены Be, As, Sc, P, V, Cu, Ag, Zn, Ga, Mo. Давая общую оценку состава полярноуральского аксинита, необходимо подчеркнуть его значительное отличие от аксинита Пай-Хоя [3], заключающееся, во-первых, в широких вариациях содержаний всех основных компонентов, а во-вторых, в заметно повышенной марганцевистости аксинита Полярного Урала.

Структура исследуемого аксинита изучалась в ИГФМ АН УССР В.С.Мельниковым. Индексирование и расчеты осуществлялись на ЭВМ с использованием спецпрограммы. Были изучены шесть образцов, представляющих железистую и марганцево-железистую разновидности. Согласно полученным данным, параметры элементарной ячейки полярноуральского аксинита находятся в следующих интервалах: $a_0=8,9408-8,9834$; $b_0=9,1699-9,2126$; $c_0=7,1034-7,1782$. То же самое, но в отношении разновидностей аксинита имеет следующий вид: Fe-аксинит - $a_0=8,9408-8,9639$; $b_0=9,1699-9,1865$; $c_0=7,1034-7,1141$; Mn-Fe-аксинит - $a_0=8,9530-8,9834$; $b_0=9,2009-9,2126$; $c_0=7,1340-7,1782$. Приведенные данные показывают, что вариации состава аксинита существенно влияют на параметры b и c, которые увеличиваются пропорционально содержанию в аксините марганца.

Оптические свойства аксинита исследовали В.И.Мизин и Б.А.Голдин (Fe-аксинит - $n_g=1,684-1,693$; $n_p=1,671-1,682$; Mn-Fe-аксинит - $n_g=1,687-1,690$; $n_p=1,678-1,680$). Плотность исследуемого минерала определялась методом поплавок и составила в среднем у Fe-аксинита 3,223; Mn-Fe-аксинита 3,220; Fe-Mn-аксинита 3,218 г/см³. Интересные данные получены в результате рентгенолюминесцентных исследований, проведенных совместно с Г.В.Куз-

невым в ИГФМ АН УССР (см. рисунок, Г). Исследования показали, что аксинит характеризуется относительно слабой люминесценцией в полосах 430-440, 630-635, 740-745. Можно предположить, что излучение во второй и третьей полосах обусловлено соответственно "карбонатным" Mn^{2+} и Fe^{2+} . Последний вывод особенно важен, так как фиксация РЛ-спектре полосы трехвалентного железа доказывает реальность изоморфизма $Al^{4+} \rightarrow Fe^{3+}$ в алюмокремнекислородных тетраэдрах структуры аксинита. Остается добавить, что РЛ исследуемого аксинита сильно зависит от его состава. Наиболее густо окрашенные железистые разновидности аксинита вообще не люминесцируют. Умеренно железистый аксинит имеет в спектре полосу "карбонатного" марганца (возможно, из-за карбонатных включений), а в спектре Fe-аксинита появляется отчетливая полоса трехвалентного железа.

Таким образом, проведенное исследование дает возможность сделать следующие общие выводы. Аксинитовая минерализация, несомненно, пользуется на Полярном Урале широким распространением. Практически во всех известных случаях аксинитопоявления приурочены к измененным среднеосновным вулканитам рифея и нижнего палеозоя. В геолого-генетическом смысле эти проявления увязываются с вулканическими аппаратами и, возможно, отражают условия обрамлений крупных вулканогидротермальных систем. По составу и свойствам аксинит Полярного Урала весьма разнообразен, чем контрастно отличается от аксинита Пай-Хоя. Последнее дает основание предполагать большое разнообразие гео- и физико-химических обстановок формирования исследуемой минерализации, что вполне согласуется с общей гетерогенностью гидротермального комплекса Полярного Урала.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гитев В.А. Кислые вулканиты Байдарацкого пояса речного опускания // Эндогенные комплексы Европейского Северо-Востока СССР. - Сыктывкар, 1988. - С.23-32. (Тр. Ин-та геологии Коми науч.центра УрО АН СССР; Вып.65).
2. Голдин Б.А. Акцессорные минералы рифейско-раннепалеозойских магматических комплексов севера Урала // Магматизм и металлогения севера Урала и Пай-Хоя. - Сыктывкар, 1976. - С.58-81. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР; Вып.22).

МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ НА ТЕРРИТОРИИ СЕВЕРА ПОЛЯРНОГО УРАЛА

В.А. Гитев

Реконструкция вулканизма в областях развития палеовулканических образований имеет огромное научное и практическое значение. Первое заключается в возможности выявления эволюции вулканизма как одного из главных факторов развития земной коры. Второе определяется генетической взаимосвязью вулканических процессов с формированием многих месторождений полезных ископаемых, что позволяет выявить металлогеническую специализацию тех или иных областей и локализовать поисковые работы.

На территории Полярного Урала палеовулканические исследования находятся в начальной стадии, поэтому главной задачей настоящего времени является выработка действенных методических разработок для составления палеовулканических карт [5].

При общем подходе к решению задач палеорекоплекций принципиальным являются два основных вопроса - это определение первоначального местоположения и правильная диагностика тех или иных образований, т.е. восстановление места, времени и состава вулканизма. Так как проблема определения возраста является очень сложной и решается комплексом методов, эта часть в данной статье не рассматривается. Вопрос определения места образования (накопления) вулканических образований является весьма острым, хотя ранее априори считалось, что за редким исключением эти породы образованы *in situ*. Однако современные исследования в рамках мобилизма ставят закономерный вопрос о географическом месте образования тех или иных вулканических пород. Тем более, что современные взаимо-

отношения вулканитов образуют в отдельных случаях самые невероятные ассоциации, которые выделяются как "комплексы" со всеми вытекающими последствиями. Например, байда-рацкий комплекс, выделенный В.Н.Охотниковым [6] на севере Полярного Урала, включает в себя образования различных вулканических типов - от субазральных вулканитов до толеитов океанического дна, и по этим данным выявляется металлогеническая специализация региона.

Мы полагаем, что без проведения палинспастических разверток и восстановления первоначального положения или хотя бы разворачивания структур расчленение вулканитов на комплексы не всегда корректно, а в отдельных случаях и ошибочно, так как обычно объединяются породы различных тектоно-магматических зон.

Методика проведения палинспастических реконструкций на территории Северного Урала достаточно детально разработана В.В.Юдиным [9]. Суть ее сводится к вычислению расстояния и направления перемещения изучаемых толщ, т.е. к восстановлению первоначального месторасположения вулканических образований.

Г.Ф.Червяковский [7] отмечал как одну из основных задач при составлении карт выявление особенностей фациального и вещественного состава вулканитов. Учитывая то, что по своей практической значимости для поисков месторождений полезных ископаемых разные типы вулканических пород существенно различаются [8], необходимо при производстве геологических работ выделять не только формации, но и фации вулканитов. По классификации Е.Ф.Малеева [4] вулканические породы подразделяются на эффузивные, вулканокластические и вулканогенно-осадочные. При этом диагностика метаморфизованных вулканогенных пород нередко вызывает серьезные затруднения, что связано с изменением (порой нацело) их первоначального минерального состава, текстурных и структурных признаков [2]. Особенно трудна диагностика вулканокластических образований, имеющих ряд специфических особенностей, недоучет которых нередко приводит к неверным выводам [1]. Поэтому для диагностики их образований необходимо использовать все имеющиеся в распоряжении исследователя методы. Однако следует учитывать, что фациальное расчленение вулканических образований - задача весьма трудоемкая даже для современных вулканических провинций. Расчленение палеовулканических областей тем более зачастую оказывается практически невозможным,

так как мы имеем дело с продуктами вулканизма, накопившимися в результате целых вулканических эпох или периодов [10] и представленными многими вулканами и вулканическими формами. Степень детальности расчленения логически вытекает из временного интервала. Если мы имеем дело с миллионами лет, то естественно расчленение на вулканические поля и выделение отдельных вулканических сооружений. На уровне тысячелетий нужно стремиться выделять отдельные фрагменты вулканов: жерла, стратоконусы, кальдеры и площадки аккумуляции. Для отдельных извержений характерны временные интервалы от нескольких дней до первых лет, однако в палеосистемах нет возможности работать с такими короткими временными промежутками, т.е. выделение отдельных фаз и фаций извержения по сути является излишней информацией, которая, во-первых, не может быть точно привязана во времени, а, значит, во-вторых, не может быть использована и практически. Всякие детальные построения на уровне расчленения отдельных извержений в палеосистемах являются некорректными, так как будут содержать в себе фрагменты многих вулканических эпох. Специфика исследований и диагностики вулканогенных пород требует дифференцированного подхода к различным составляющим породу частям, к ее вещественному составу, структурным и текстурным признакам. Весь процесс определения вулканических объектов можно разделить на несколько этапов.

Вначале проводятся полевые наблюдения, включающие описание формы и условий залегания вулканических образований, макроскопическое определение минерального состава, текстурных и структурных признаков, наличия обломков чуждых минералов и пород, состава цемента и т.д. Очень важен правильный отбор образцов и проб в зависимости от цели последующего анализа, от наиболее массивных, однородных, слабо измененных разностей до максимально переработанных и рассланцованных. При полевых определениях следует обращать особое внимание на фациальную изменчивость толщ по простиранию, наличие в них прослоев разной зернистости и состава, присутствие обломков пород и минералов, их окатанность, состав и происхождение цемента. Особого внимания требуют поверхности выветривания и вымывания, на них чаще всего выявляются первичные текстурные и структурные признаки: слоистость, флюидалность, контуры обломков, миндалекаменные и порфиновые вкрапленники. Существенную помощь могут оказать при диагностике крупномасштабные АФС и панорамные снимки.

Затем проводятся петрографические определения, в общем случае классические. Основная информация для выяснения генезиса породы содержится в реликтовых признаках, поэтому главная задача петрографического изучения — это выявление реликтовых текстур, структур, состава и т.д. Как отмечалось выше, первоначальные признаки пород при метаморфизме могут меняться весьма сильно, поэтому в ряде случаев простое описание шлифа без знания условий преобразований не дает информации для диагностики.

Применяемые на следующем этапе петрохимические методы позволяют сравнивать диагностируемую породу с эталонными для данной территории горными породами непосредственно или после пересчетов по той или иной методике. При этом существенную помощь могут оказать данные спектрального анализа.

Минералогические методы исследования по содержанию, составу и морфологическим особенностям акцессорных и породообразующих минералов дают дополнительную возможность для однозначной диагностики особо измененных пород. Ниже приведены возможности перечисленных методов для диагностики метаморфизованных вулканогенных пород.

Информативность использования различных методов для диагностики метаморфизованных вулканогенных пород

	Полированный образец	Шлиф	Анализы		
			химический	спектральный	минералогический
Реликты структур, текстур	+	+	-	-	-
Состав	+	+	+	-	+
Сравнение с эталонном	-	+	+	+	+

При этом необходимо учитывать стоимость того или иного вида анализа. Наиболее дорогостоящим из вышеуказанных является количественный химический анализ. Поэтому определение химического состава нужно проводить только для эталонных и наиболее трудно диагностируемых пород. Дешевле и эффективнее изготовить несколько шлифов по ди-

агностируемой породе для выявления реликтовых признаков, чем пытаться по данным химического анализа выяснить его происхождение. В.И. Лучицкий писал по этому поводу: "... мы сейчас вновь возвращаемся к домикроскопической эпохе химического исследования изверженных пород, когда валовой химический состав составлял ... единственную основу точных суждений об их особенностях. Между тем такой анализ сейчас необходим в первую очередь для контроля исследований минерального состава пород — операции, которой стремятся избежать, считая, что все сведения о составе пород и их номенклатуре даст валовой химический анализ. Точность исследования требует строгого соглашения данных минерального и химического состава пород" [3, с.15].

Таким образом диагностика метаморфизованных вулканогенных пород возможна только при условии комплексного изучения и определения параметров реликтовых структур, текстур и др.; при этом основными методами останутся полевое изучение и петрографическое описание исследуемых горных пород, тогда как петрохимические и минералогические исследования нужно применять только для проверки полученных результатов.

В заключение отметим главные этапы проведения палеовулканологических реконструкций на севере Полярного Урала:

- 1) палинспастическая развертка современной структурной позиции для восстановления тектоно-магматических обстановок и географического положения областей осадко-накопления в определенных временные интервалы;
- 2) нанесение существующих вулканических образований на палеогеографическую карту, выделение магматических комплексов, характерных для каждого временного уровня;
- 3) выяснение металлогенической специализации и выделение перспективных площадей в каждом палеовулканическом временном интервале;
- 4) объединение (наложение) полученных результатов и приведение палеокарт к современному структурному плану;
- 5) выделение на современном временном уровне местоположения тех или иных вулканических комплексов и их металлогенической специализации и перспективных участков.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ван А.В., Казанский Ю.П. Вулканокластический материал в осадках и осадочных породах. - Новосибирск: Наука, 1985. - 128 с.
2. Гитев В.А. Вулканокластические образования Байдаракского прогиба // Магматизм севера Урала и Тимана. - Сыктывкар, 1985. - С.51-58. (Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР; Вып.53).
3. Лучицкий И.В. Палеовулканология. - М.: Наука, 1985. - 276 с.
4. Малеев Е.Ф. Вулканыты: Справочник. - М.: Недра, 1980. - 240 с.
5. Мизин В.И. Некоторые особенности и задачи изучения палеовулканизма Северного Урала // Магматизм севера Урала и Тимана. - Сыктывкар, 1985. - С.18-23. (Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР; Вып.53).
6. Охотников В.Н., Чумакова А.И. Колчеданная минерализация севера Полярного Урала // Геол.рудн.месторожд., 1981. - Т.23. - № 5. - С.52-65.
7. Червяковский Г.Ф. О теоретических основах палеовулканологических карт Урала // Палеовулканологические карты и металлогеническая специализация древнего вулканизма Урала. - Свердловск, 1985. - С.11-13.
8. Шарфшан В.С. Палеовулканологические карты (составление карт и легенд к ним). - М.: Недра, 1984. - 56 с.
9. Юдин В.В. Варисциды Северного Урала. - Л.: Наука, 1983. - 173 с.
10. Fischer R.V., Schmincke H.-U. Pyroclastic rocks. - Berlin ets.: Springer, 1984. - 14. - 472 p.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Завершая рассмотрение материалов, представленных в статьях настоящего сборника, следует подчеркнуть, что достаточно полно и наглядно в нем охарактеризована лишь взаимосвязь проявлений габброидного и плагиогра-нитного магматизма в пределах офиолитовой серии Полярного Урала (статьи М.Н.Костюхина и Д.Н.Ремизова). По этим материалам мы можем более или менее полно представить общую картину развития магматизма в пределах соответствующего возрастного интервала. Во всех других случаях его характеристика несет (хотя и в силу объективных причин) локальный, чрезмерно фрагментарный характер. Назрела настоятельная необходимость в разработке обобщающей модели эволюции магматизма и других сопряженных с ним эндогенных процессов на севере Урала. Эта модель может базироваться на результатах систематизированного изотопно-радиологического датирования, охватывающего как различные магматические комплексы, так и различные гидротермалиты, метасоматиты и метаморфиты. Такие исследования проводятся в данное время помимо нашего института Всесоюзным геологическим институтом (Ленинград) и Институтом геологии и геохимии УРО АН СССР (Свердловск), и их координация и обобщение будут способствовать получению ценных материалов, крайне необходимых для решения актуальных задач.

Статьи сборника со всей наглядностью иллюстрируют отстаивание уровня изученности вещественного состава горных пород в регионе. Как правило, авторы вынуждены обходиться рядовыми силикатными анализами, отражающими лишь вариации содержания главных петрогенных элементов. Это не позволяет применять в полной мере современные классификационные схемы и модельные представления, базирующиеся в значительной мере на количественных данных с содержаниях малых и рудных элементов, а также на результатах изотопно-геохимических исследований. В данное

время по горным породам севера Урала имеются лишь разрозненные аналитические определения такого плана. То же можно сказать и об изучении типоморфных особенностей породообразующих и акцессорных минералов различных горных пород и породных групп. Проведение таких исследований позволит создать надежную вещественную (минералого-петрогеохимическую) базу для разработки современных петрологических моделей и выявления общей картины эволюции магматизма на севере Урала и прилегающих к нему территориях.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
Костюхин М.Н. Петрология габброидов Хадатинского офиолитового пояса (Полярный Урал)	6
Ремизов Д.Н. Типы плагиогранитов Щучьинского синклинория (Полярный Урал).....	28
Мизин В.И., Соболева А.А. Акцессорные минералы Малдинской риолитовой субинтрузии	39
Охотников В.Н. Вольфрамоносные гранитоиды бассейна р.Нодеяги на Полярном Урале	44
Запорожцева И.В., Пыстин А.М. Строение дофанерозойской литосферы европейского Севера СССР.....	54
Степаненко В.И., Капитанова В.А., Макеева И.В. Особенности строения, состава и формирования метаморфогенных гидротермалитов Среднего Тимана	64
Голубева И.И. Первичный состав и условия образования метаморфических пород Париквасьшорского выступа	75
Силаев В.И., Мизин В.И., Гитев В.А. Аксинитовая минерализация Полярного Урала	89
Гитев В.А. Методические особенности палеовулканологических реконструкций на территории севера Полярного Урала	97
Заклочение	103

УДК 552.321.5(234.851)

Костюхин М.Н. ПЕТРОЛОГИЯ ГАББРОИДОВ ХАДАТИНСКОГО ОФИОЛИТОВОГО ПОЯСА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ) // Магматиты и метаморфиты севера Урала и Тимана - Сыктывкар, 1991. - С. 6-27. (Тр. Ин-та геологии Коми науч.центра УрО АН СССР; Вып.74). Рис.6, табл.7. Библиогр. назв. - 16.

Приведены новые данные по геологии, петроминералогии и геохимии габбро, габбро-норитов и апогабброидных метаморфитов, ассоциирующих с альпинотипными гипербазиитами Хадатинского массива на Полярном Урале, включая данные по составу породообразующих минералов и распределению редкоземельных элементов. Определены первично-магматическая природа габброидов и РТ-условия их формирования и преобразования метаморфизма. Установлено, что по всем параметрам состава габброиды отвечают "плутоническим" офиолитовым габбро и относятся к клинопироксенит-габбровой формации, составляя вместе с породами полосчатой серии нижнепалеозойский O_3-S_1 верлит-вебстерит-клинопироксенит-габброноритовый магматический комплекс. Петрогенезис габброидов описывается моделью частичного плавления материала верхней мантии с последующей кристаллизацией основного расплава в промежуточном очаге и наложенным метаморфизмом, достигающем амфиболитовой фации. Геодинамическая трактовка вещественного состава габброидов позволяет отнести эти породы к низкотитанистому тектонотипу офиолитов, отвечающему первичному фундаменту островных дуг.

УДК 552.321.1(234.851)

Ремизов Д.Н. ТИПЫ ПЛАГИОГРАНИТОВ ЩУЧЬИНСКОГО СИНКЛИНОРИЯ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ) // Магматиты и метаморфиты севера Урала и Тимана. - Сыктывкар, 1991. - С. 28-38. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО АН СССР; Вып.74). Рис.6, табл.3. Библиогр. назв. - 5.

Статья посвящена описанию трех типов плагиогранитов, развитых в северном окончании эвгеосинклинальной зоны Урала. Два из них - плагиограниты "Малыко" и "Харампэ", относятся к анатектитам, а плагиограниты "Янганапэ" являются продуктом андезитовидного островодужного магма-

тизма. Приведены геологическая и петрогеохимическая характеристики выделенных типов плагиогранитов. Сделан вывод о непрерывности процесса плагиогранитообразования ранней стадии формирования островодужной системы.

УДК 552.124.3(234.851)

Мизин В.И., Соболева А.А. АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ МАЛДИНСКОЙ РИОЛИТОВОЙ СУБИНТРУЗИИ // Магматиты и метаморфиты севера Урала и Тимана. - Сыктывкар, 1991. - С. 39-43. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО АН СССР; Вып. 74). Рис.2, табл.3.

Приведены новые данные по акцессорным минералам в риолитах. Освещаются вопросы использования акцессорных минералов в петрологических целях. Судя по набору акцессорных минералов и наличию элементов-примесей, таких, как иттрий, тантал, ниобий, вольфрам, молибден, малдинские риолиты являются комагматами А-гранитов венд-кембрийского возраста.

УДК 552.42; 552.45 234.851

Охотников В.Н. ВОЛЬФРАМОНОСНЫЕ ГРАНИТОИДЫ БАССЕЙНА р. НОДЕЯГИ НА ПОЛЯРНОМ УРАЛЕ // Магматиты и метаморфиты севера Урала и Тимана. - Сыктывкар, 1991. - С. 44 - 53. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО АН СССР; Вып.74). Табл.1. Библиогр. назв. - 5.

Рассмотрены особенности формирования метасоматических гранитоидов Нодеягинской залежи. Показана причина ее вольфрамоносности. Накоплению вольфрама способствовало развитие кремниевого метасоматоза. Не исключена возможность формирования вольфрамоносных скарнов вследствие вовлечения в процесс метасоматоза известняков орангской свиты.

УДК 551.24(470.1)

Запорожцева И.В., Пыстин А.М. СТРОЕНИЕ ДОФАНО-РОЗОЙСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ ЕВРОПЕЙСКОГО СЕВЕРА СССР // Магматиты и метаморфиты севера Урала и Тимана. - Сыктывкар, 1991. - С. 54 - 63. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО АН СССР; Вып.74). Рис.2. Библиогр. назв. - 9.

В соответствии с новыми глубинными исследованиями литосферы проведена комплексная интерпретация геофизических данных, а также выполнен анализ материалов по геологическому строению областей развития докембрия. При этом учтены результаты крупномасштабных геологических съемок на Урале за последние 10-15 лет. Построена слоисто-блоковая модель дофанерозойской литосферы европейского Севера СССР с выделением двух крупнейших областей с разными типами континентальной земной коры: типичной сиалической и переходной (сиалической меланократового профиля). Первая характеризуется повышенной мощностью гнейсогранулитового комплекса ("гранитного слоя"), в составе которого доминирующая роль принадлежит верхнему гранито-гнейсовому подкомплексу. Вторая отличается повышенной меланократовостью гнейсогранулитового комплекса, в составе которого гранито-гнейсовый подкомплекс либо отсутствует, либо имеет сокращенную мощность.

УДК 553.22(234.83)

Степаненко В.И., Капитанова В.А., Макеева Н.В. ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ, СОСТАВА И ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАМОРФОГЕННЫХ ГИДРОТЕРМАЛИТОВ СРЕДНЕГО ТИМАНА // Магматиты и метаморфиты севера Урала и Тимана. - Сыктывкар, 1991. - С. 64 - 74. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО АН СССР; Вып. 74). Рис. 5. Библиогр. назв. - 10.

Установлено, что в общей совокупности эндогенных процессов, присущих перикратонно-миогеосинклинальной области Канино-Тимано-Печорского региона, особую роль играет метаморфогенный гидротермальный процесс, который на Среднем Тимане привел к формированию пяти вещественных типов метаморфогенных гидротермалитов. Среди них наиболее широким распространением пользуются карбонатный, кварцевый (сетчатые и четковидные жилы) и сульфидный типы. Вследствие того, что в ходе данного процесса без привноса вещества извне происходил рост индивидов как порообразующих, так и рудных минералов, в том числе сульфидов и, вероятно, золота, среднетиманские метаморфогенные гидротермалиты могли приобретать свойства убого золотоносных объектов.

УДК 552.164(234.851)

Голубева И.И. ПЕРВИЧНЫЙ СОСТАВ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ПАРИКВАСЬШОРСКОГО ВЫСТУПА // Магматиты и метаморфиты севера Урала и Тимана. - Сыктывкар, 1991. - С. 75-88. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО АН СССР; Вып. 74). Рис. 6, табл. 5. Библиогр. назв. - 11.

В результате изучения петрохимических особенностей метаморфитов париквасьшорской свиты установлено, что исходные глинистые отложения относятся к невысокоглиноземистой формации. Выявлен зональный характер метаморфизма типа Барроу. Степень метаморфизма возрастает в юго-восточном направлении. Для изучения термодинамических условий метаморфизма были использованы парные минеральные геотермометры и геобарометры Л.Л. Перчука. По рассмотренным критериям метаморфизм отвечает уровню эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций (области повышенных давлений).

УДК 549.623.3(234.851)

Силаев В.И., Мизин В.И., Гитев В.А. АКСИНИТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ПОЛЯРНОГО УРАЛА // Магматиты и метаморфиты севера Урала и Тимана. - Сыктывкар, 1991. - С. 89 - 96. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО АН СССР; Вып. 74). Рис. 1, табл. 1. Библиогр. назв. - 3.

Впервые приводится подробная характеристика аксинитовой минерализации на Полярном Урале. Выделено три разновидности: железистая, марганцевисто-железистая и железисто-марганцевистая. Разнообразие состава аксинита дает основание предполагать большое различие в гео- и физико-химических обстановках формирования исследуемой минерализации, что вполне согласуется с общей гетерогенностью гидротермального комплекса Полярного Урала.

УДК 552.313+552.330(234.851)

Гитев В.А. МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПАЛЕОВУЛКАНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ НА ТЕРРИТОРИИ СЕВЕРА ПОЛЯРНОГО УРАЛА // Магматиты и метаморфиты севера Урала и Тимана. - Сыктывкар, 1991. - С. 97-102. (Тр. Ин-та

геологии Коми науч. центра УрО АН СССР; Вып.74).
Табл.1. Библиогр. назв. - 10.

Приведены основные методические рекомендации проведения палеовулканологических реконструкций для севера Урала, подчеркивается важность проведения предварительных палинспастических построений, выбор диагностики метаморфизованных вулканических образований.

МАГМАТИТЫ И МЕТАМОРФИТЫ СЕВЕРА УРАЛА И ТИМАНА

Редактор Ю.А.Кочев
Техн.редактор М.А.Сазанская
Корректор В.В.Ганова
Оператор А.И.Русанова

Подписано в печать 5.05.91 г. Формат 60 x 90 1/16.
Бум. типографская № 1. Печать офсетная. Усл. печ. л. 7.
Уч.-изд. л. 5. Тираж 525. Заказ № 66. Цена 30 к.

167610, г. Сыктывкар, ул. Коммунистическая, 24.
Ротапринт Коми научного центра УрО АН СССР.