

В И Н И Т И

1978

МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО СПЕЦИАЛЬНОГО
ОБРАЗОВАНИЯ СССР

Редколлегия журнала "Известия высших учебных заведений",
раздел " Геология и разведка "

УДК 553.061.12 + 550.4 + 551.24

N 1859-44 Den.

А.С.Павленко, Р.Г.Геворкян, Л.И.Мартirosян

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ГЛУБИННОСТИ ПОРОД ОФИОЛИ-
ТОВОЙ АССОЦИАЦИИ АРМЕНИИ

Москва, 1977 г.



6992
2669

Проблема определения глубинности зарождения пород офиолитовой ассоциации осложнена спецификой ее геологического положения, которая состоит в следующем:

1) аллохтонная позиция относительно окружающих пород (шарьяжи, протрузии);

2) глубокая измененность пород с господством ретроградных амфиболитовой, зеленосланцевой и пренит-пумпеллиитовой фаций;

3) широкое развитие неравновесных минеральных ассоциаций, исключающее использование обычных методов парагенетического анализа для определения TP -условий образования пород;

4) наличие несовместимых минеральных композиций, как-то: существование глубинных и сверхглубинных индексов минералов, например, муассанита (I) и алмаза (2-4), наряду с типоморфными малоглубинными парагенезисами, например, троктолитами;

5) геохимическая парадоксальность пород офиолитовой ассоциации, именно, литофильная характеристика гарцбургитов-лерцолитов, отвечающих палеоокеанической мантии (например, низкие калий-рубидиевые отношения, рис.1; высокие барий-стронциевые, рис.2; высокие - стронций 87/86 и пр.) и симатический стиль вышележащей габбро-перидотитовой ассоциации и толеитов, отвечающих океанической коре.

Все это обуславливает важность и продуктивность использования геохимических индикаторных признаков пород и минералов офиолитовой ассоциации для определения их глу-

Табл. I.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА ОМЛОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ

Гарцбургитовый комплекс HD		Полосчатый комплекс CA	Вулканогенно-осадочный комплекс VS			Индекс-минералы
Ультрамафиты	Реакционные ультрамафиты	Ультракальмафиты	Базиты DB	Средние TN	Силиты SA	
Серпентиниты		Пренит-пумпелиитовые, хлорит-цоизит-тремолитовые породы	Зеленые, лавсонитовые сланцы			HC, Lw, ZO ₁
Гарцбургит HRZ I	Лердолит Вебстерит LRC WBST I	Клинопироксенит CPU	Габброамфиболиты GBAM	Тоналитамфиболиты TNAM	Плаггиогнейсы PLGN	Pl, Mu, HB ₁
Метадунит DNT I	Верлит VRL II Троктолит TRKT II	Эвкрит EVKR I Габбро-алливалиты GBALL Пара-Троктолит ANRT I TRKT I Дунит DNT II	Глаукофановые сланцы GLSH			Gl
		Гранатовые сланцы (эклогиты) GRSH			Gr ₁	
Оливиновый гарцбургит HRZ II Оливинит DNT III	Вебстерит WBST II	Норит NRT Гиперстен. анортозит ANRT III Гиперстен. троктолит TRKT III	Гиперстенные сланцы HPSH		Эндербиты	Op, Sp
Тальковые ультрамафиты		Амфиболовый анортозит ANRT III	Амфиболовые гранулиты AMGN		HB ₂	
Войкариты VKR		Эпидотовый пироксенит	Цоизитовые амфиболиты ZOAM		HB ₃ ZO ₂	
РОДИНГИТЫ			Куинингтонитовые сланцы			Km, Akt, Hgr
КАДЕИТИТЫ, АЛЬБИТИТЫ						Gd, Ab

бинности и условий зарождения. Их состав в отношении макро- и микрокомпонентов представляется основой для суждения об уровнях зарождения отдельных членов ассоциации. Методически это осуществляется путем сопоставления составов пород и минералов офиолитов с метаморфическими и магматическими породами установленной глубинности: гранулитами, эклогитами, гранатовыми перидотитами, океаническими и континентальными базальтоидами и др. (рис. I, 2). В настоящей работе рассмотрены также составы ряда минералов офиолитов Севанского пояса, изученные одним из авторов с помощью микронзондовой техники (JXA-5^a, JEOL, Япония).

Реконструкция субстратиграфической последовательности пород офиолитовой ассоциации дает следующую картину, близкую к схеме, предложенной А.В.Пейве (табл. I, (5-8) .

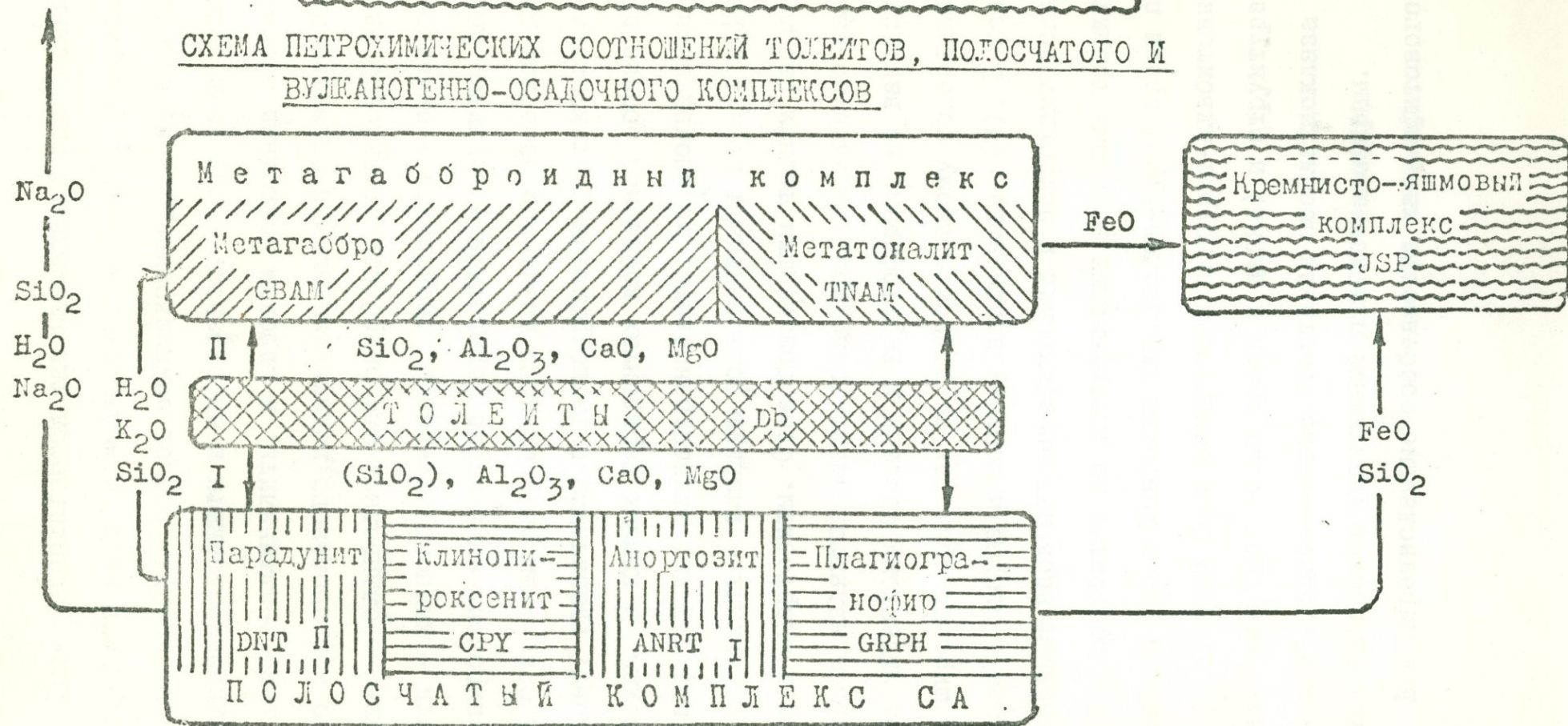
В основании ассоциации залегают лерцолиты-гарцбургиты, уверенно сопоставляемые по многим признакам с океанической мантией. Гарцбургиты-ларцолиты постоянно, в той или иной степени, подвержены метасоматической дунитизации, которая сопровождается обособлением хромитовых руд. Характерными процессами являются серпентинизация, оталькование, куммингтонизация и процессы обратной регенерации с образованием полно- кристаллических пироксеноливиновых пород, причем эти явления ретроградного и прогрессивного преобразования пород проявляются на протяжении геологической истории офиолитов многократно. Геохимические эффекты этих процессов изучены крайне слабо, что усугубляет трудности в восстановлении истории ультрамафитов.

СХЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ ОФИОЛИТОВ

Табл.2.

Г Р А У В А К К И

СХЕМА ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ СООТНОШЕНИЙ ТОЛЕИТОВ, ПОЛОСЧАТОГО И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОГО КОМПЛЕКСОВ



$$I \quad 11,2 \text{ Db} - (42,5 \text{ FeO} + 11,4 \text{ Na}_2\text{O} + 4,2 \text{ K}_2\text{O}) = 1,9 \text{ DNT} + 1,5 \text{ CPY} + 2,9 \text{ ANRT} + 4,4 \text{ GRPH}$$

$$II \quad \text{Db} + (0,2 \text{ K}_2\text{O} - 0,9 \text{ Na}_2\text{O} - 0,4 \text{ FeO}) = 0,9 \text{ GBAM} + 0,1 \text{ TNAM}$$

Выше располагается так называемый расслоенный габбро-перидотитовый кальмафитовый комплекс, содержащий в качестве крайних членов анхимономинеральные породы: дуниты, клинопироксениты и анортозиты. Между ними располагаются габбро-алливалиты, в широком понимании этого термина, любого произвольного количественно-минерального состава: собственно алливалиты-клинопироксен-оливиновое габбро, эвкриты - клинопироксеновые, троктолиты - оливиновые и клинопироксен-оливиновые перидотиты - верлиты. Как правило, в основании расслоенного комплекса залегает дунитовый горизонт, граничащий с гарцбургитами по тектоническим несогласиям. В нижних горизонтах комплекса обычно преобладают перидотиты, клинопироксениты, меланократовые габброиды, в верхних - главную роль начинают играть лейкократовые габбро и анортозиты. Своеобразнейшим членом расслоенного комплекса являются плагиогранофиды, близкие по валовому петрохимическому составу к кератофирам, но варьирующие в очень широких пределах по относительному содержанию плагиоклаза и кварца и составу плагиоклаза (9). В целом они перекрывают весь петрографический и петрохимический интервал от анортозитов до ультракислых натровых гранитов-кератофидов. В Южной Монголии (хр.Цзолин-Нуру) среди плагиогранофидов нами были обнаружены данбурит-альбитовые тела по залеганию (согласные силлы и дайки) и структуре ("гранофидовые", диабластовые срастания неоплагиоклаза и данбурита) полностью идентичные плагиогранофирам.

Все перечисленные особенности кальмафитового комп-

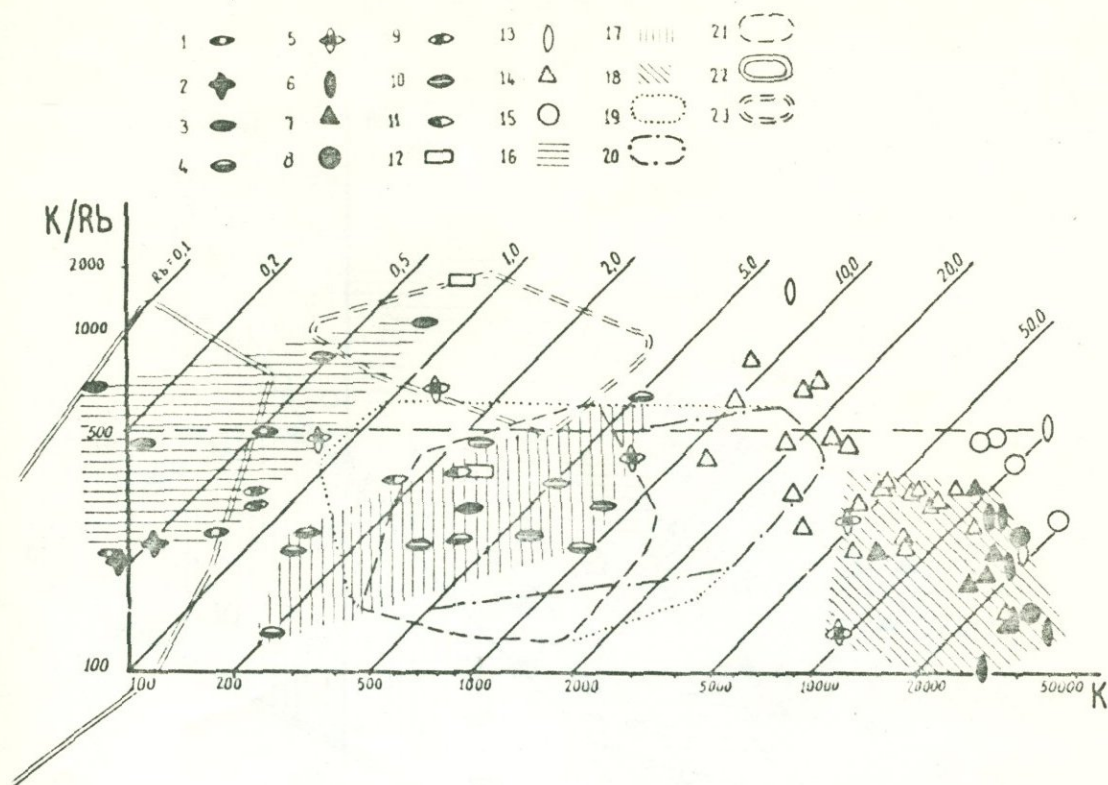


Рис.16 - Диаграммы К - К/Rb для некоторых ассоциаций метаморфических пород в естественных выходах и во включениях в эффузивных аппаратах. а) штрихованные поля - Чешский кристаллический массив. 1 - ультрамафиты; 2 - шпинелевые перидотиты; 3 - гранатовые перидотиты (поле I6); 4 - эклогиты (поле I7); 5 - гранатовые гранулиты; 6 - гранулиты; 7 - сланцы и гнейсы амфиболитовой фации; 8 - метагранитоиды (поле I8); метаморфические породы Анабарского щита. I2 - ультрабазиты; I3 - гранулиты; I4 - породы амфиболитовой фации; I5 - гранитоиды. Включения в кимберлитовых трубках. Из сборов Б.Г.Лутца по разным трубкам: 9 - лерцолиты; I0 - гранатовые перидотиты; I1 - эклогиты. Из сборов В.П.Серенко по трубке "Удачная": I9 - все включения, в том числе перидотиты и дуниты (левый сектор); 20 - эклогиты; 2I - гранатовые перидотиты. Породы каледонского офиолитового комплекса Войкаро-Сыныинского массива, Полярный Урал; 22 - дунит-гарцбургитовый и пироксенит-габбро-алливалитовый комплексы; 23 - габбро-амфиболиты и габбро-нориты.

- 9 -

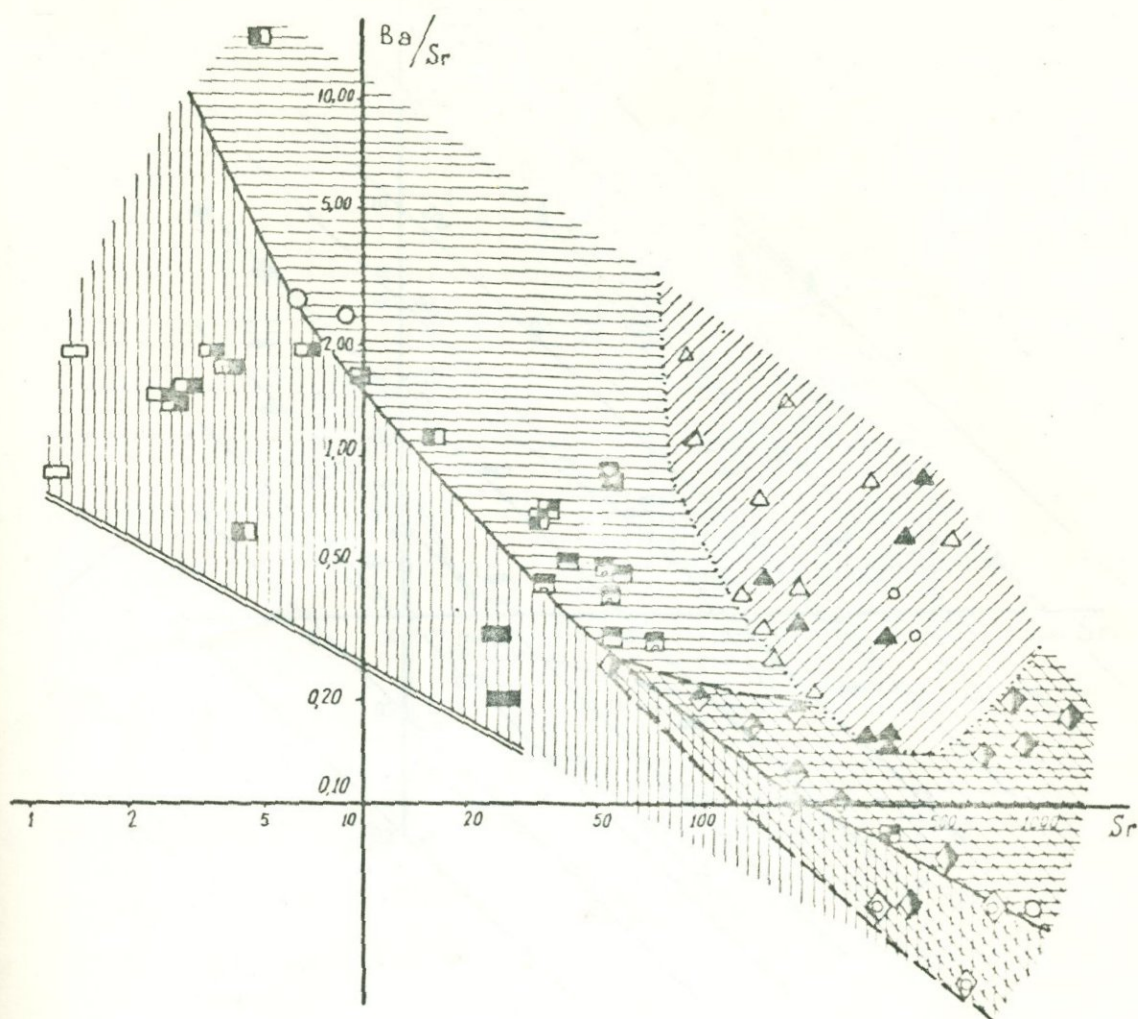


Рис.2а - Диаграмма $Sr - Ba/Sr$ для пород офиолитовой ассоциации Севано-Амасийской зоны. Обозначения полей те же, что и на рис.1а.

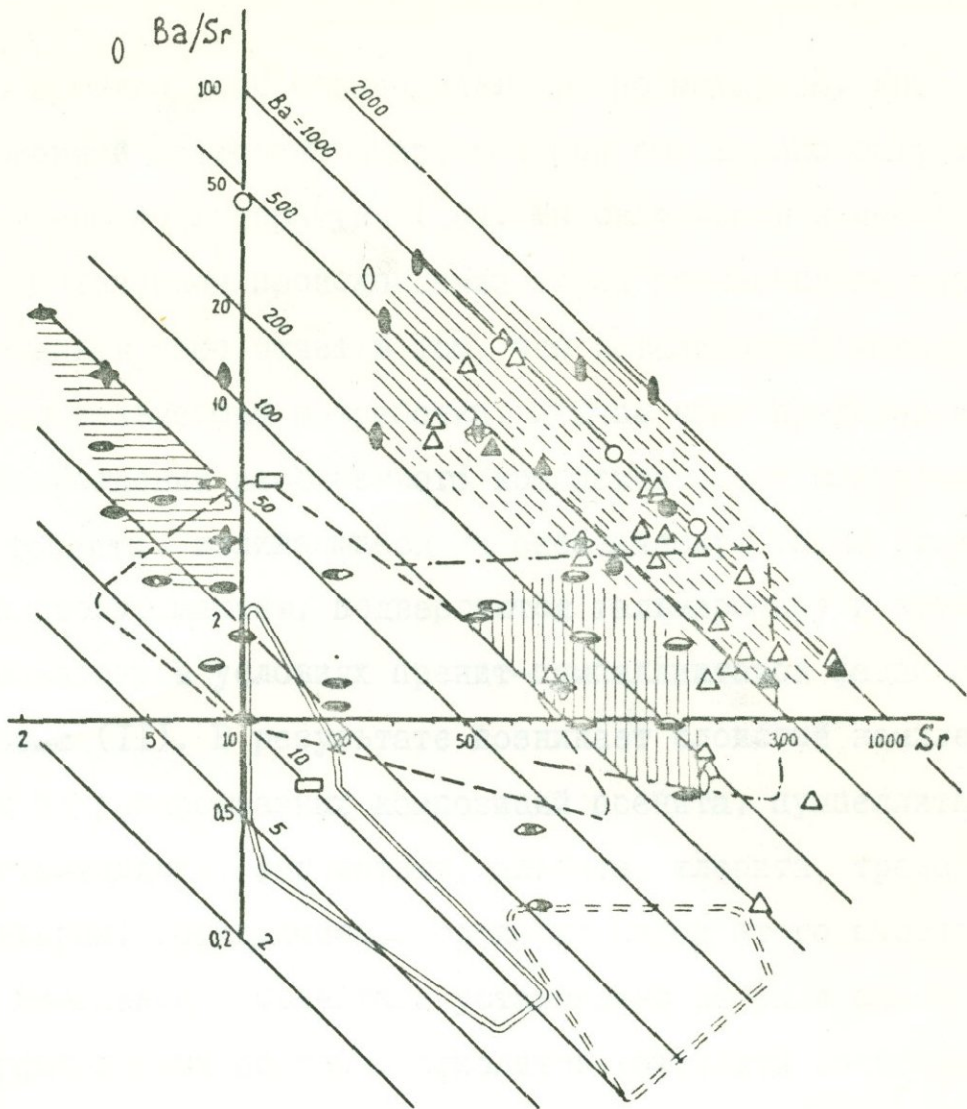


Рис.26.- Та же диаграмма для некоторых ассоциаций метаморфических пород в естественных выходах и во включениях в эффузивных аппаратах. Обозначения те же, что и на рис.16.

лекса противоречат образованию его по механизму кристаллизационной дифференциации, который еще широко бытует в геологической литературе (IO). Мы склоняемся к мысли о метасоматическом происхождении пород расслоенного комплекса, отдавая себе отчет в том, что детали этого механизма требуют дальнейшей разработки. Сейчас наши представления о происхождении расслоенного комплекса имеют следующий вид: толеиты, изливающиеся на океаническую гарцбургит-лерцолитовую мантию, подвергаются гальмиролизу и затем метасоматозу в условиях пренит-пумпеллиитовой фации метаморфизма (II). В результате возникает слоистый комплекс пород из разнообразных композиций пренита, пумпеллита, цоизита-эпидота, серпентина, альбита, хлорита, тремолита, кварца. Геохимическое сродство пород этого расслоенного комплекса с толеитами установлено на ряде слабо метаморфизованных образцах офиолитов (офиолиты Восточных мысов Камчатки, Южно-Монгольских герцинид, Западно-Саянских каледонид). Особенно ярко это сродство проявляется на примере типично толеитовых, высоких калий-рубидиевых отношениях, низких барий-стронциевых (рис. I, 2), высоких ванадий-хромовых и кобальт-никелевых, низких стронций 87/86 (рис. 3, 4). Главным результатом метасоматического процесса было перераспределение вещества исходного толеита с образованием гидратированных аналогов пород будущего расслоенного комплекса. Однако этот процесс не был изохимическим. С одной стороны имел место гальмиролитический привнос элементов из морской воды: бора, гидролизатов,

- 12 -

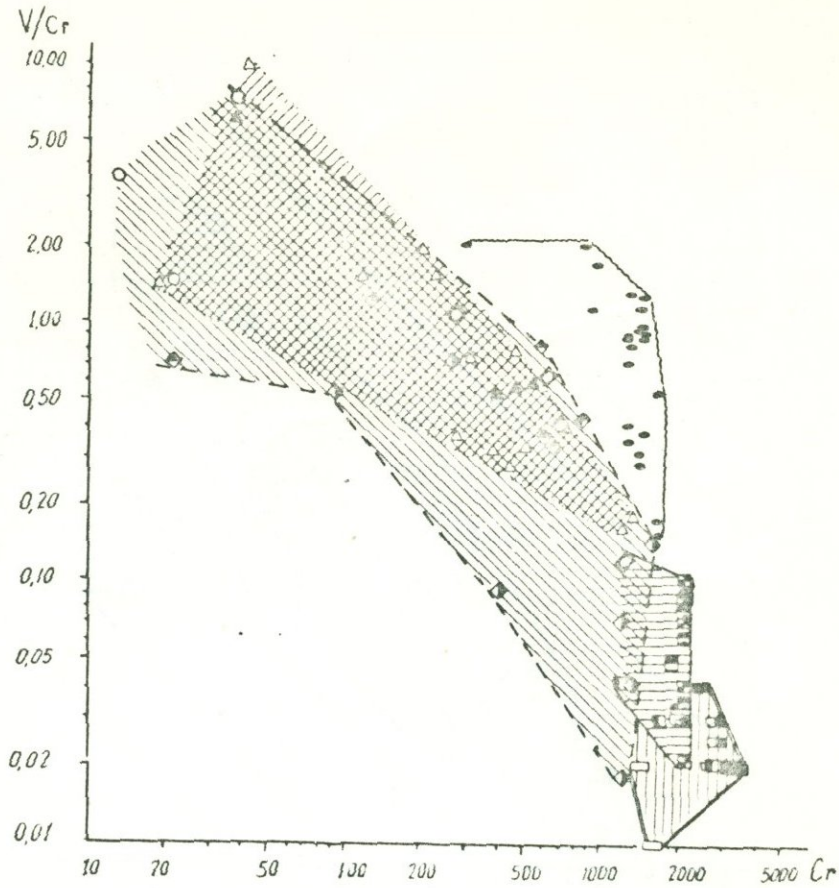


Рис.3 - Диаграмма $Cr - Cr/V$ для пород офиолитовой ассоциации Севано-Амассийской зоны. Штрихованные поля - те же, что и на рис. 1 и 2. Черные овалы - эклогитовые и перидотитовые включения в кимберлитах.

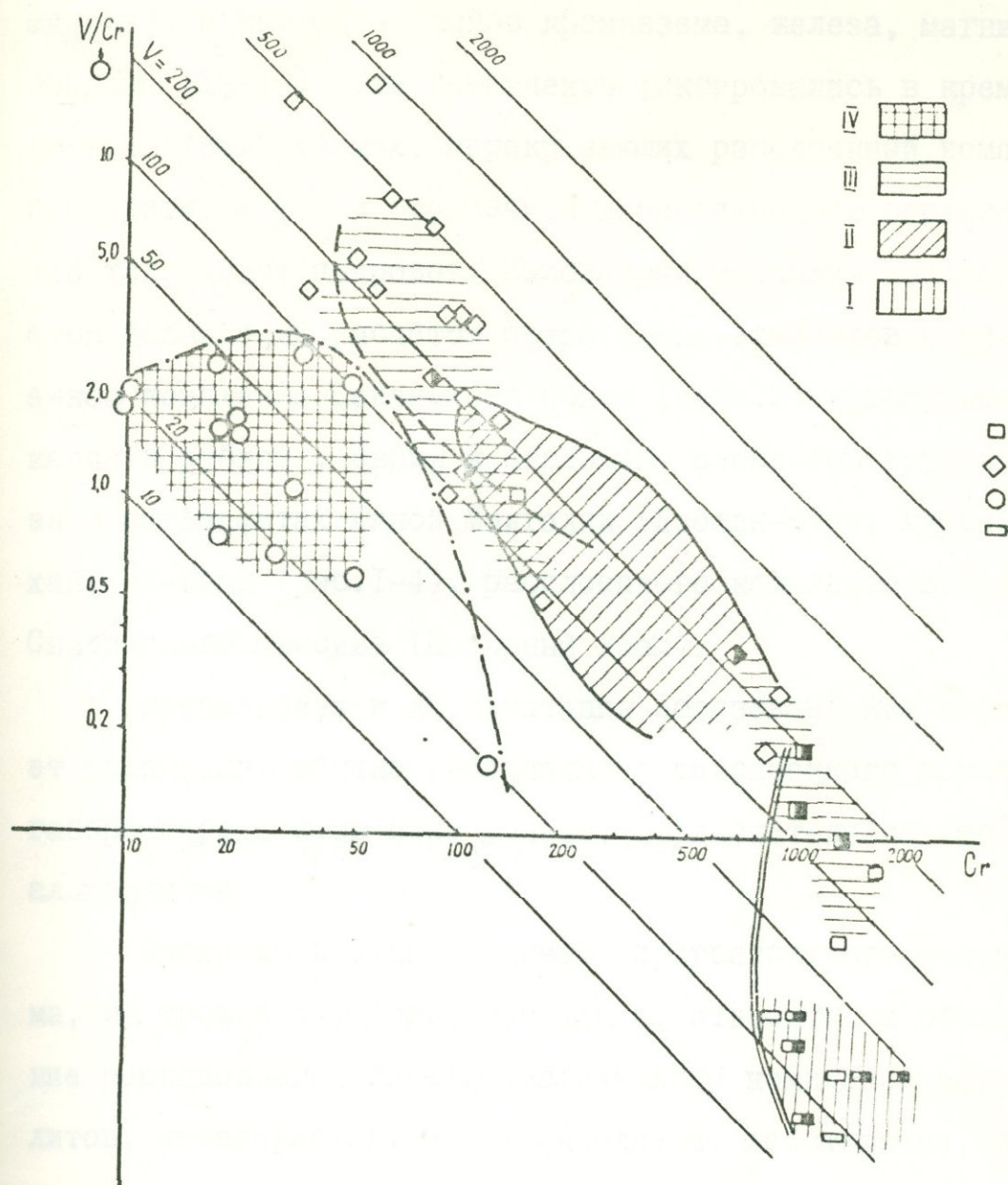


Рис.4 - Диаграмма $Cr-Cr/V$ для пород офиолитовой ассоциации Южной Монголии: I - поле ультрамафитов; II - поле толеитовых диабазов (точки отдельных проб сняты); III - поле реакционных и бесполевошпатовых ультракальмафитов - квадраты и полерошпатовых перидотитов - габбро - алливалитов - ромбы; IV - поле анортозитов - плагиогранофиров; пунктиром отграничено поле андезит-базальтов островодужной ассоциации.

щелочей, с другой - вынос кремнезема, железа, магния, кальция (I2-I9). Эти компоненты фиксировались в кремнисто-фтанитовых толщах, перекрывающих расслоенный комплекс и толеиты, а также обеспечивали спилитизацию верхних этажей толеитовых покровов. Изложенный механизм подтверждается балансовым расчетом петрогенных элементов в расслоенном комплексе Севанского пояса (табл.2), распределением калия и рубидия, бария и стронция, элементов группы железа в кальмафитах Южной Монголии (Дзолин-Нуру, Гурбан-Сайхен, Их-Богд (рис. I-4), расслоенного комплекса Войкаро-Сыншинского массива (Полярный Урал).

Метаморфизм и дегидратация образовавшейся серии дает ассоциацию обычно наблюдаемого расслоенного комплекса габбро-перидотитов или, точнее, перидотит-дунит-габбро-аливалитов.

Очевидно к этапу раннего, прогрессивного метаморфизма, на уровне амфиболитовой фации, относится и образование реакционного, биметасоматического комплекса металерцолитов, метаверлитов, метатроктолитов, вебстеритов, ортопироксенитов. По петрохимическим признакам, редкоэлементному составу, геолого-структурным и петрографическим признакам эти породы наиболее логично трактовать именно как реакционные образования между океанически-мантийными гарцбургитами-лерцолитами и апотолеитовыми породами расслоенного комплекса (табл. I).

Венчает офиолитовый разрез толща переслаивающихся толеитов и их спилитизированных разностей с кремнисто-фта-

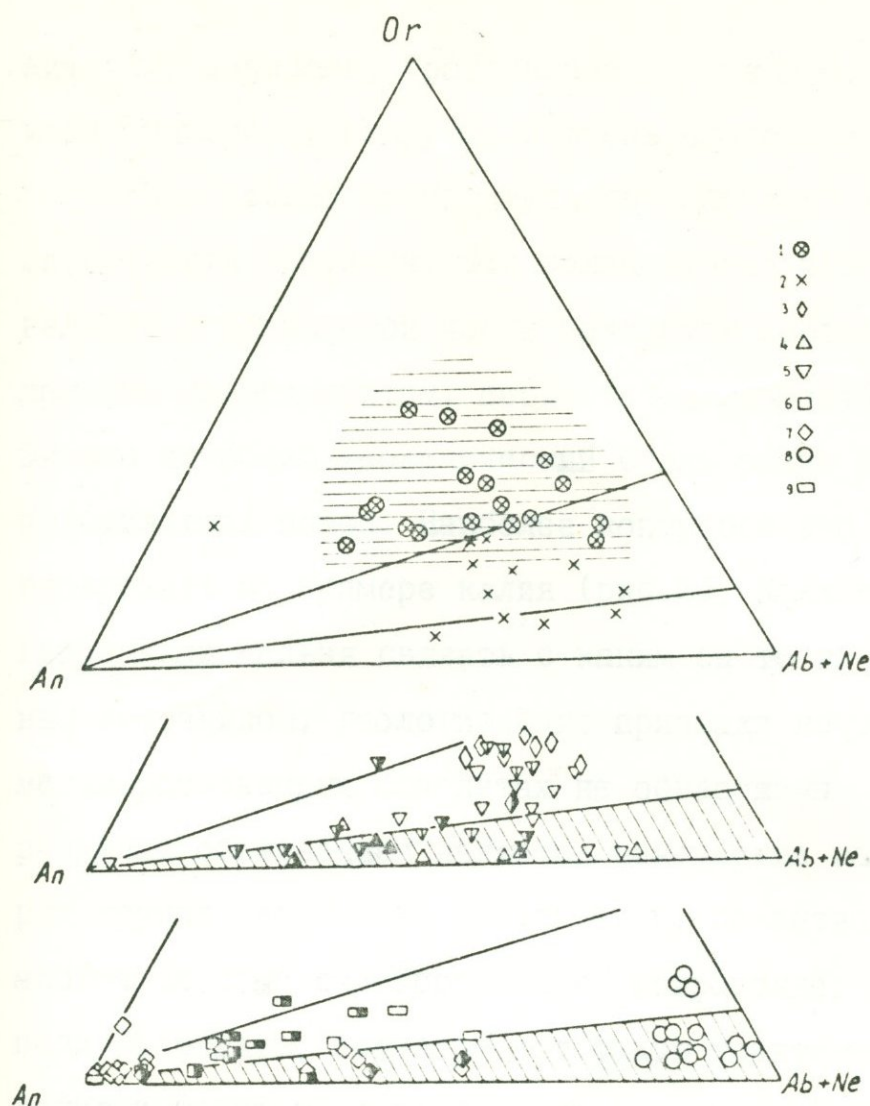


Рис.5 - Диаграммы анортит-альбит-нефелин-калишпат для пород офиолитовой и островодужной ассоциаций герцинид А.Монголии (Дзодин-Нуру, Гурбан-Сайхсэн, Ихэ-Богдо). 1 - граувакки высококальциевые; 2 - граувакки низкокальциевые; 3 - андезиты; 4 - низкокальциевые толеитовые базальты; 5 - глиноземистые базальты; 6 - пироксениты, верлиты и их метаморфизованные аналоги; 7 - габбро-адибалиты и их метаморфизованные аналоги; 8 - плагиогранофиры, их эффузивно-кластические и кремнистые аналоги; 9 - ультрамафиты и их метаморфизованные аналоги. 1, 2, 4, 6, 9 - породы офиолитовой ассоциации; 3, 5 - островодужной. Перечеркнутые и полужалитые знаки - породы, подвергшиеся зеленосланцевому или амфиболитовому метаморфизму.

нитовыми породами, граувакками и, наконец, рифтогенными известняками, формирующими очень часто олистострому.

Необходимо подчеркнуть своеобразную вещественную способность граувакк. Эти полимиктовые песчаники и гравеллиты в обломочной части полностью соответствуют ниже лежащим ультрамафитам, перидотит-алливалитам и толеитам. Однако их общий геохимический стиль резко отличается от подстилающих пород. Наиболее контрастно это можно проиллюстрировать на примере калия (рис.5). Калиевый "взрыв" в граувакках нельзя связать с каким бы то ни было эндогенным источником, геологические признаки которого в слабо-метаморфизованных офиолитах не обнаружены. Единственно разумным объяснением является накопление калия (и некоторых других элементов) в пелитовой, цементной фракции. Немногочисленные сканирования на микрозонде, которые мы успели выполнить, подтверждают такую трактовку. Источником калия и сопутствующих элементов в граувакках фанерозойских офиолитов могут быть только сиалические материи, поставляющие его в безкалиевые океанические ассоциации.

С различными вариантами геологических несогласий офиолиты перекрываются породами островодужных ассоциаций: андезит-базальтовой и флишевой. По нашим представлениям, основанным на геологических образах Полярного Урала и Западного Саяна, минеральном и химическом составе ксеногенных включений в андезит-базальтовых кайнозойских породах Камчатки и Курил (20,21), экспериментальных данных Ишбулатова (22), андезиты являются продуктами малоглубин-

ного (амфиболитовая и даже эпидот-амфиболитовая фации) весьма полного, а не фракционного плавления пород офиолитовой ассоциации: расслоенного комплекса, граувакк и фтани-тов. Резкие геохимические смещения в породах островодужной ассоциации по сравнению с эндогенными океаническими логично объясняются участием в исходной матрице граувакк с сиалическим геохимическим стилем.

Таким образом, имеющиеся петролого-геохимические данные показывают малую глубину образования первоначальных пород офиолитовой ассоциации. Полученные в настоящей работе результаты по составам породообразующих минералов пород Севанского офиолитового пояса и их сопоставление с типоморфными минералами градуированных магматических и метаморфических парагенезисов подтверждают сделанный вывод.

В качестве минералогических критериев глубинности пород офиолитовой ассоциации мы привлекли составы гранатов и пироксенов. В связи с тем, что мы признаем теснейшую зависимость состава минералов от состава вмещающей среды и химических интенсивных факторов, в первую очередь, щелочности, а не только от температуры и давления, то предпочли анализировать полученные данные не с помощью существующих диаграмм состав-условия (типа 23-24), а путем сравнения с составом минералов в геологически достоверных ассоциациях. Поскольку общая задача связана с проблемой алмазности офиолитов Армении, то для сравнения мы привлекли сведения по немногочисленным проявлениям кимберлитового магматизма и эклогитового метаморфизма в фанеро-



СОСТАВЫ^х ГРАНАТОВ (3а), КЛИНОПИРОКСЕНОВ (3б) И ОРТОПИРОКСЕНОВ (3в) ИЗ ПОРОД СИНИЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ АРМЕНИЯ

Таблица 3а

	15/2				15/3				15/1 (Севая)				В-4 (Водя)				А-М - I (Амвсия)				поб. Севан (СВ)				р-н Степанаванский			
SiO ₂	40,04	39,30	38,38	39,59	39,20	37,65	38,62	38,55	37,73	38,14	39,04	39,77	39,30	37,54	39,65	38,37	39,47	39,23	37,81	38,60	38,54	38,89	37,54	37,72	37,58	38,95	38,30	39,94
TiO ₂	19,34	19,36	21,11	20,67	21,60	23,32	23,21	22,30	22,33	19,10	18,13	20,24	20,81	17,99	20,39	21,57	20,47	20,88	19,75	20,54	19,83	21,49	20,21	21,26	20,56	20,43	20,75	21,22
Al ₂ O ₃	27,61	28,05	27,02	29,31	28,49	28,03	29,28	29,04	29,27	29,02	28,42	29,56	28,94	27,94	27,85	27,27	27,18	28,44	27,75	29,36	27,72	30,94	25,41	25,14	25,61	25,44	25,81	25,65
CaO	8,15	8,24	7,04	16,00	16,71	4,28	2,83	3,44	5,16	4,99	5,42	7,32	5,48	8,56	11,91	8,36	8,48	8,16	8,91	8,49	8,29	8,71	8,54	8,82	8,82	8,82	8,82	8,82
FeO	2,59	0,55	3,13	4,11	5,02	5,29	2,18	4,13	1,46	1,41	2,30	3,68	3,24	2,18	4,33	3,06	2,54	1,55	4,26	2,09	2,52	0,23	0,69	0,63	0,66	0,63	0,75	0,53
MnO	1,92	2,94	2,74	6,83	7,79	2,23	1,76	4,46	3,00	2,59	4,33	6,81	3,24	2,18	4,33	3,06	2,54	1,55	4,26	2,09	2,52	0,23	0,69	0,63	0,66	0,63	0,75	0,53
MgO	0,05	0,06	0,01	0,02	0,05	0,16	0,13	0,20	0,22	0,04	0,09	0,06	0,13	0,06	0,18	0,15	0,06	0,02	0,15	0,02	0,15	0,02	0,15	0,02	0,15	0,02	0,15	0,02
Σ	99,70	99,14	99,71	100,30	108,37	100,49	100,71	100,68	99,36	96,38	96,69	99,95	99,72	96,04	101,69	100,88	100,54	100,97	98,51	99,99	97,39	101,68	97,94	98,51	98,19	99,64	99,82	101,74
Si	3,18	3,12	3,05	3,11	2,93	2,99	3,02	3,05	3,02	3,13	3,20	3,18	3,14	3,13	3,09	3,03	3,13	3,10	3,07	3,06	3,12	3,04	3,00	2,99	3,00	3,05	3,00	3,05
Ti	1,81	1,87	1,98	1,91	1,90	2,19	2,14	2,08	2,11	1,85	1,75	1,91	1,96	1,77	1,87	2,01	1,91	1,94	1,89	1,92	1,89	1,98	1,91	1,98	1,93	1,88	1,92	1,91
Al	1,83	1,86	1,80	1,92	1,78	1,86	1,92	1,92	1,98	1,99	1,95	1,98	1,93	1,95	1,82	1,80	1,80	1,88	1,88	1,95	1,88	2,02	1,70	1,67	1,71	1,67	1,69	1,64
Ca	0,17	0,04	0,21	0,13	0,37	0,36	0,14	0,28	0,10	0,10	0,16	0,05	0,13	0,14	0,16	0,22	0,17	0,10	0,29	0,14	0,17	0,01	0,05	0,04	0,04	0,04	0,05	0,03
Fe	0,23	0,35	0,32	0,44	0,25	0,21	0,52	0,35	0,31	0,45	0,40	0,26	0,37	0,25	0,26	0,24	0,24	0,29	0,24	0,37	0,37	0,34	0,61	0,62	0,64	0,63	0,65	0,63
Mn	0,08	0,04	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,006	0,015	0,008	0,02	0,009	0,03	0,02	0,01	0,003	0,01	0,003	0,004	0,004	0,01	0,01	0,003	0,004	0,004	0,004
K	0,005	0,005	0,001	0,002	0,005	0,001	0,001	0,001	0,001	0,004	0,001	0,001	0,004	0,003	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,004	0,004	0,001	0,002	0,003	0,004	0,004	0,004
Широк	8,0	11,9	11,00	15,1	8,0	7,5	17,5	13,0	11,0	16,0	14,0	9,0	12,2	9,0	8,6	8,0	8,0	11,0	8,0	12,5	12,2	11,2	20,0	20,0	21,3	21,3	21,6	21,0
Альман-лин	61,5	63,0	61,0	68,0	58,5	66,5	68,5	67,0	69,0	67,8	63,6	67,4	66,4	60,0	60,0	61,0	61,1	64,7	62,0	65,0	63,5	68,5	53,0	55,1	54,0	53,0	53,2	53,6
Спессар-тин	6,2	1,2	7,0	4,5	12,0	13,0	5,0	10,0	4,0	3,5	5,6	2,0	4,1	4,5	5,0	7,0	6,0	4,3	10,0	5,0	7,0	0,3	1,7	1,3	1,3	1,3	1,7	1,0
Гроссу-дир	20,2	20,8	21,0	13,4	15,0	13,0	9,0	10,0	16,0	11,2	9,4	20,6	17,3	17,6	23,0	24,0	23,0	19,3	16,0	15,5	16,0	16,1	20,0	22,4	19,7	19,4	19,2	21,0
Андра-дид	4,1	3,1	1,0							1,5	7,4	1,0		8,9	3,4		1,0		4,0	2,0	1,3	4,0	5,1	1,0	3,3	4,6	3,8	3,1
Ti-ан-драдит																												
Уваро-вит																												

х) Анализы выполнены Л.И.Мартirosян на рентгеновском микроанализаторе марки УХА-3А фирмы УСОЛ, Япония.

- 19 -

Клиноуксели

Таблица 36

	15/2			15/3		15/1	B-4		AM-I		
SiO ₂	50,78	48,95	47,34	48,59	48,08	53,42	49,11	50,25	46,04	46,65	48,36
TiO ₂				0,02		0,03	0,35	0,02	1,35	0,68	0,84
Al ₂ O ₃	1,82	5,12	4,80	6,31	6,11	1,26	4,85	3,18	5,51	7,74	6,20
Cr ₂ O ₃	0,04	0,04	0,02	0,74	0,76	0,34	0,04	0,03	0,42	0,40	0,50
FeO	13,93	12,32	9,71	3,84	7,11	3,82	10,87	10,68	6,15	5,41	5,59
MnO	0,54	0,45	0,50	0,15	0,15	0,17	0,44	0,85	0,15	0,16	0,17
MgO	10,22	10,34	14,57	16,70	16,62	17,43	12,69	13,19	13,99	14,62	15,29
CaO	22,77	22,89	23,11	23,18	22,81	23,53	21,63	22,32	25,29	23,23	22,88
Na ₂ O				0,17	0,18	0,18	0,27	0,16	0,41	0,30	0,34
K ₂ O						0,01	0,02	0,01		0,01	0,01
Сумма	100,10	100,11	100,05	99,71	101,82	100,19	100,27	100,69	99,31	99,20	100,17
Si	1,94	1,85	1,75	1,78	1,74	1,92	1,83	1,87	1,71	1,73	1,78
Ti							0,01	0,04	0,02	0,02	
Al	0,08	0,23	0,21	0,27	0,26	0,05	0,21	0,14	0,24	0,34	0,27
Cr				0,02	0,02	0,01			0,01	0,01	0,01
Fe	0,44	0,39	0,30	0,12	0,21	0,12	0,34	0,33	0,19	0,17	0,17
Mn	0,02	0,01	0,02	0,003	0,003	0,004	0,01	0,03	0,003	0,004	0,004
Mg	0,58	0,58	0,80	0,91	0,89	0,95	0,71	0,73	0,78	0,81	0,84
Ca	0,93	0,93	0,92	0,91	0,88	0,92	0,86	0,89	1,01	0,92	0,90
Na				0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02
K											
Жадент				I	I	I	2	I	3	2	2
Чермакит	4	13	11	3	13	3	11	7	12	17	14
Геденбергит	45	39	30	12	21	12	34	33	19	17	17
Диопсид	51	48	59	84	65	84	53	59	66	64	67

Ортопироксен

Таблица 3в

не более 6 кб.

	I5/2			I5/3			В - 4		
SiO ₂	52,00	52,27	52,79	53,51	53,06	54,24	52,34	53,76	52,78
TiO ₂	0,10	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02	0,18	0,20	0,16
Al ₂ O ₃	0,97	0,96	1,15	0,88	1,19	1,21	0,60	0,79	0,50
Cr ₂ O ₃									
FeO	23,66	21,92	20,03	18,30	18,19	17,85	21,18	18,33	21,32
MnO	0,59	0,62	0,59	0,68	0,58	0,51	1,55	0,86	1,56
MgO	20,98	22,26	23,70	24,02	24,98	25,43	21,26	22,51	21,41
CaO	0,97	0,87	0,72	0,90	0,93	1,10	1,32	1,49	1,25
Na ₂ O				0,14	0,08	0,12	0,12	0,06	0,08
K ₂ O					0,01		0,01	0,01	0,01
Сумма	99,27	98,94	99,00	98,45	99,04	100,48	98,56	98,01	99,07
Si	1,97	1,97	1,96	2,00	1,96	1,97	1,99	2,03	2,00
Ti	0,003	0,001	0,0007	0,0007	0,0007	0,0007	0,004	0,005	0,004
Al	0,04	0,04	0,05	0,04	0,05	0,05	0,03	0,03	0,02
Cr									
Fe	0,75	0,69	0,62	0,57	0,56	0,54	0,67	0,60	0,67
Mn	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,05	0,03	0,05
Mg	1,18	1,25	1,31	1,34	1,37	1,38	1,21	1,27	1,21
Ca	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,05	0,06	0,05
Na				0,01	0,007	0,01	0,01	0,005	0,008
K					0,001		0,001	0,001	0,001

зойских складчатых областях, а не традиционные хорошо известные данные по этим проявлениям на докембрийских щитах.

В табл.3 и на рис.6 и 7 представлены составы гранатов, клино- и ортопироксенов из следующих пород, содержащих гранат в ассоциации с двумя или одним пироксеном (Севанский и Вединский офиолитовые пояса).

1) I5/2. Порфирит. Вкрапленники: зональный плагиоклаз - ядро Ан-50 кайма до Ан-23; амфиболизируемый пироксен, редко оливин. В основной массе Пл 40-43, Р0, рудный. Вторичные - хлорит, эпидот. В протолочке: розовый гранат, ромбический пироксен, моноклиновый пироксен, оливин, хромит, роговая обманка.

2) I5/3. Габбро-порфирит с фенокристаллами Пл 50 и роговой обманки, частью псевдоморфный по пироксену. В основной массе роговая обманка, Пл 40, рудный. Эпидот, хлорит, кварц. В протолочке: розовый гранат, желтый гранат, ромбический пироксен, моноклиновый пироксен, роговая обманка.

3) I5/I. Габбро с амфиболизованным пироксеном и зональным плагиоклазом Ан-50-45. В протолочке: гранат розовый, гранат желтый, моноклиновый пироксен, ильменит, роговая обманка, пренит.

4) В-4. Аповебстеритовый серпентинит. В протолочке: гранат розовый, пироксен ромбический, пироксен моноклиновый, хромит, бурая роговая обманка, биотит.

5) АМ-1. Глаукофановый сланец с кварцем, Пл-15, гра-

натом, моноклинным пироксеном. В протолочке: гранат розовый, моноклинный пироксен, глаукофан, ильменит.

6) ХБК-13, ХБК-15, ХБК-7; ХМК-2, ХМК-3, ХМК-4 - многократно меланжированные серпентиниты; ХМА-I, ХМА-9, ХМА-II. ХМК-3, ХБК-13, ХМА-9, ХМА-II - алмазоносные. В остатках протолочек, обработанных по специальной термохимической методике (ЦНИГРИ, 1975): алмаз, розовый гранит, хромит, муассанит, корунд, графит.

По макро- и микрокомпонентному химическому составу породы I-5 уверенно относятся к толеитовому и слоистому (алливалит-перидотитовому) комплексам офиолитовой ассоциации. Позицию серпентинитов алмазоносных проб из группы № 6 оценить по геохимическим признакам трудно. Однако, геологические и петрографические признаки скорее говорят в пользу их принадлежности к дунитам-перидотитам слоистого комплекса, а не к гарцбургитам. Но пока что этот вопрос остается открытым.

Гранаты кимберлитов обогащены пироп-альмандиновым компонентом, содержат до 4 вес.% Cr_2O_3 и обеднены CaO . К.Мейер (25), обоснованно относя трубку Норрис в Восточном Теннесси к кимберлитам складчатой (не кратогенной области), приводит следующие химические признаки содержащихся в ней гранатов: MgO от 15-17 до 20-24, FeO от 6-8 до 19, Cr_2O_3 от 2,5 до 7, CaO - 4%. По его мнению, эти составы ближе к гранатам гранатовых лерцолитов, чем эклогитов кимберлитовых нодулей (на рис. 6^a приведены также его данные по гранатам-узникам в алмазах).

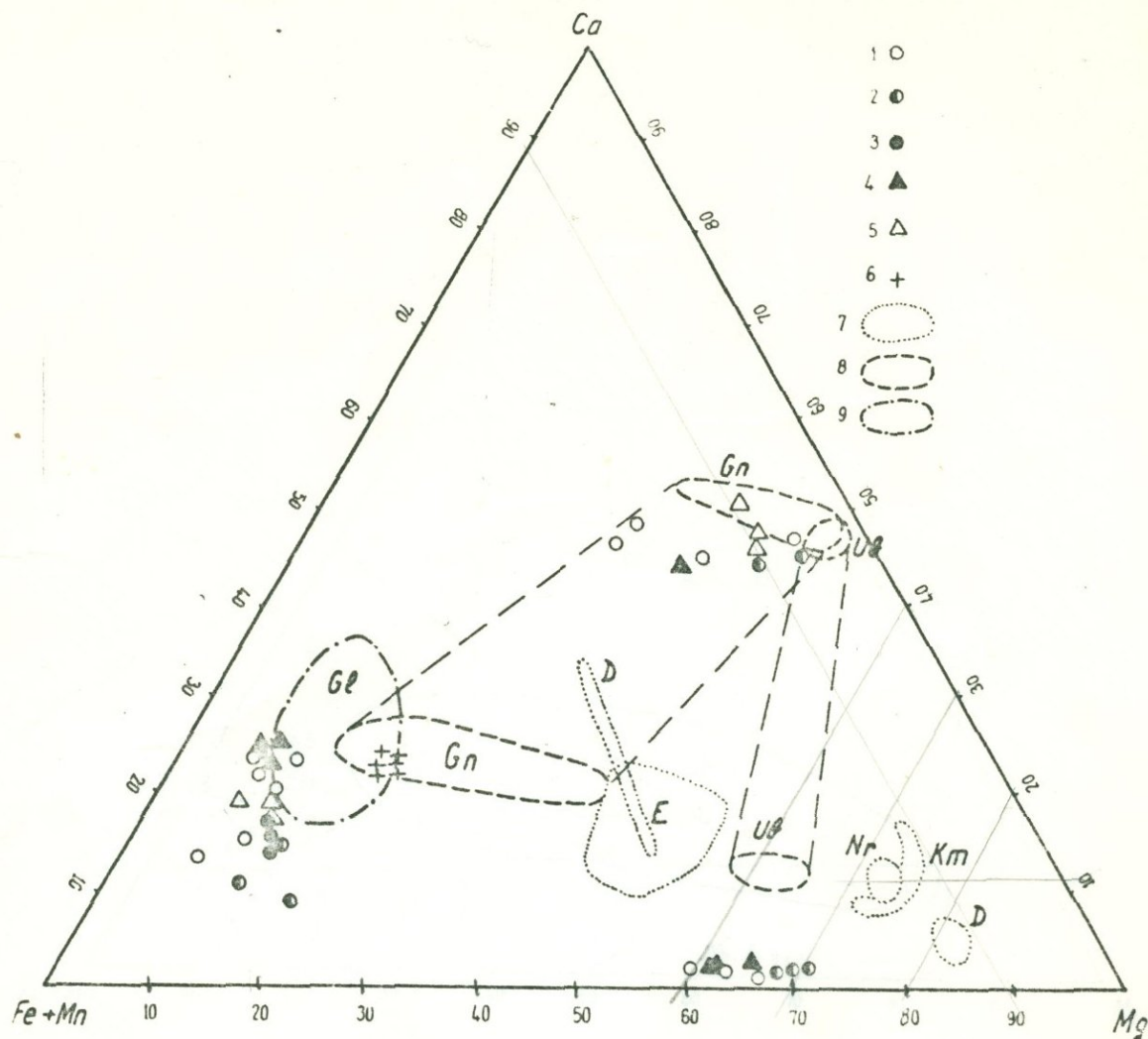


Рис. 6а - Составы гранатов, орто- и клинопироксенов в породах Севано-Амасийской зоны: 1 - порфирит, № 15/2; 2 - габбро-порфирит, № 15/3; 3 - амфиболитизированное пироксеновое габбро, № 15/1; 4 - апобастеритовый серпентинит, № В-4; 5 - кварц-глаукофановый сланец с гранатом, № АМ-1; 6 - алмазоносные серпентиниты - № ХБК, ХМК, ХМА (номера в таблице 2 и в тексте); 7 - данные Н. Мейер (25): M_2 - гранаты кимберлита Норфис, Восточный Теннесси, E_m - гранаты из других кимберлитов; Е - гранаты из эклогитовых ксенолитов; D - гранаты-узники в алмазах; 8 - данные J. Вугли et al. (26): сосуществующие гранаты и клинопироксены из эклогитов в гнейсах Нордфёрда - Gn, из эклогитов в ультрабазитах Синимёре - Ua; 9 - данные K. Smulikowski (28): гранаты глаукофановых сланцев Gl.

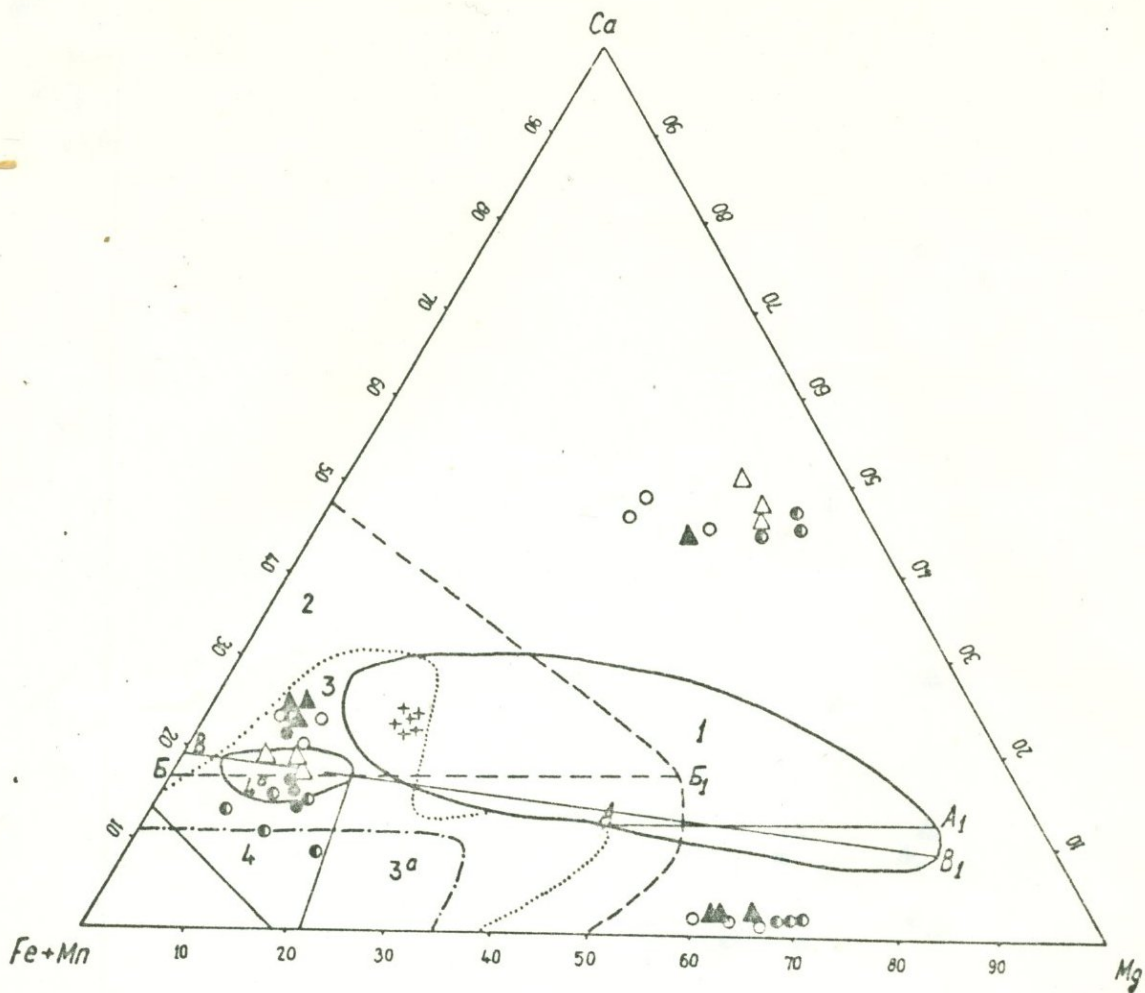


Рис.66 - Поля гранатов: эклогитовой (1), гранулитовой (2), амфиболитовой (3) (3а - биотитовые гнейсы и граниты) и роговиковой (4) (4а - из кислых эффузивов) фаций по Н.В.Соболеву (30).

- 25 -

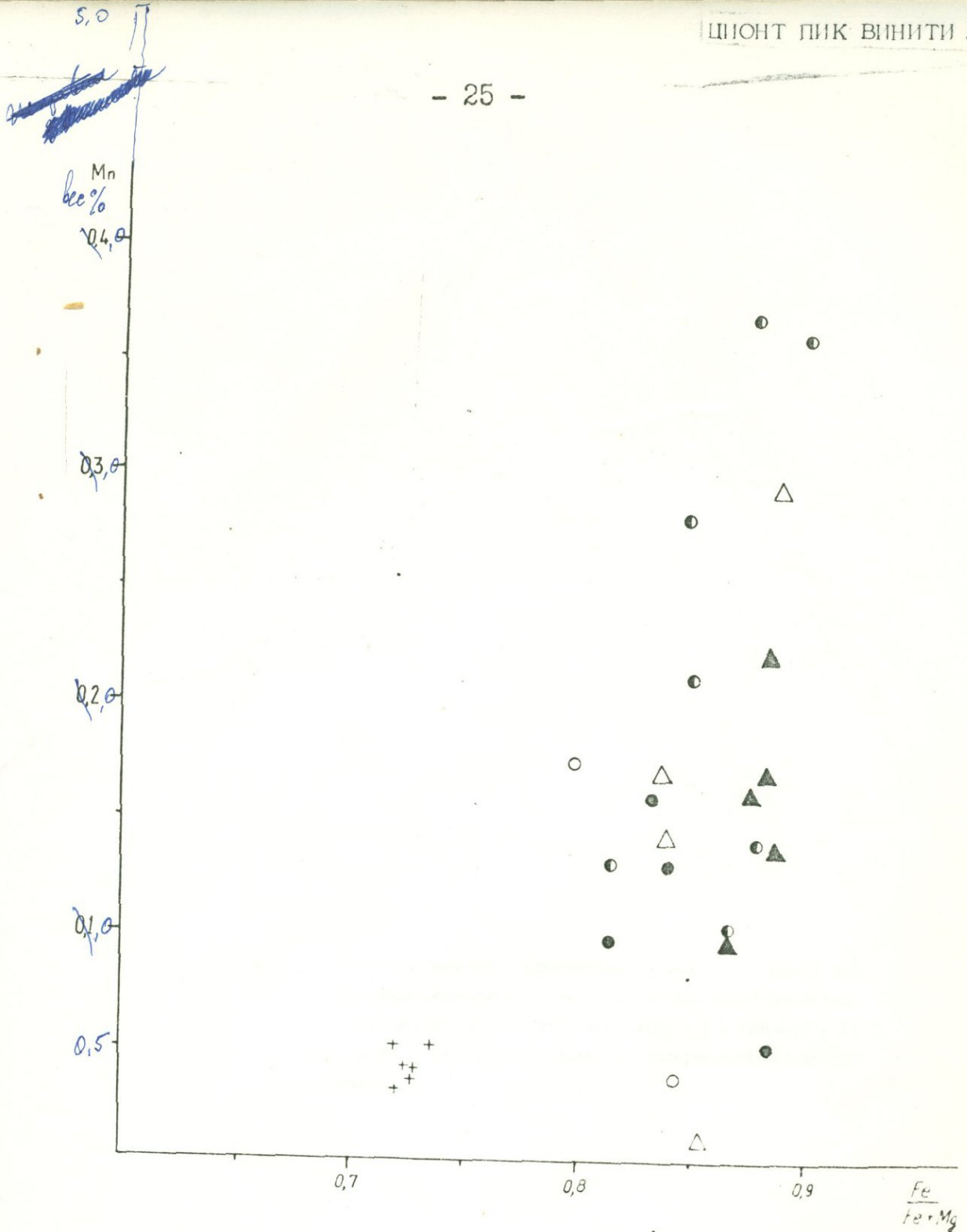


Рис.6в - Диаграмма содержания марганца в гранатах в зависимости от их железистости в породах Севано-Амасийского шва. Обозначения те же, что и на рис.6а.

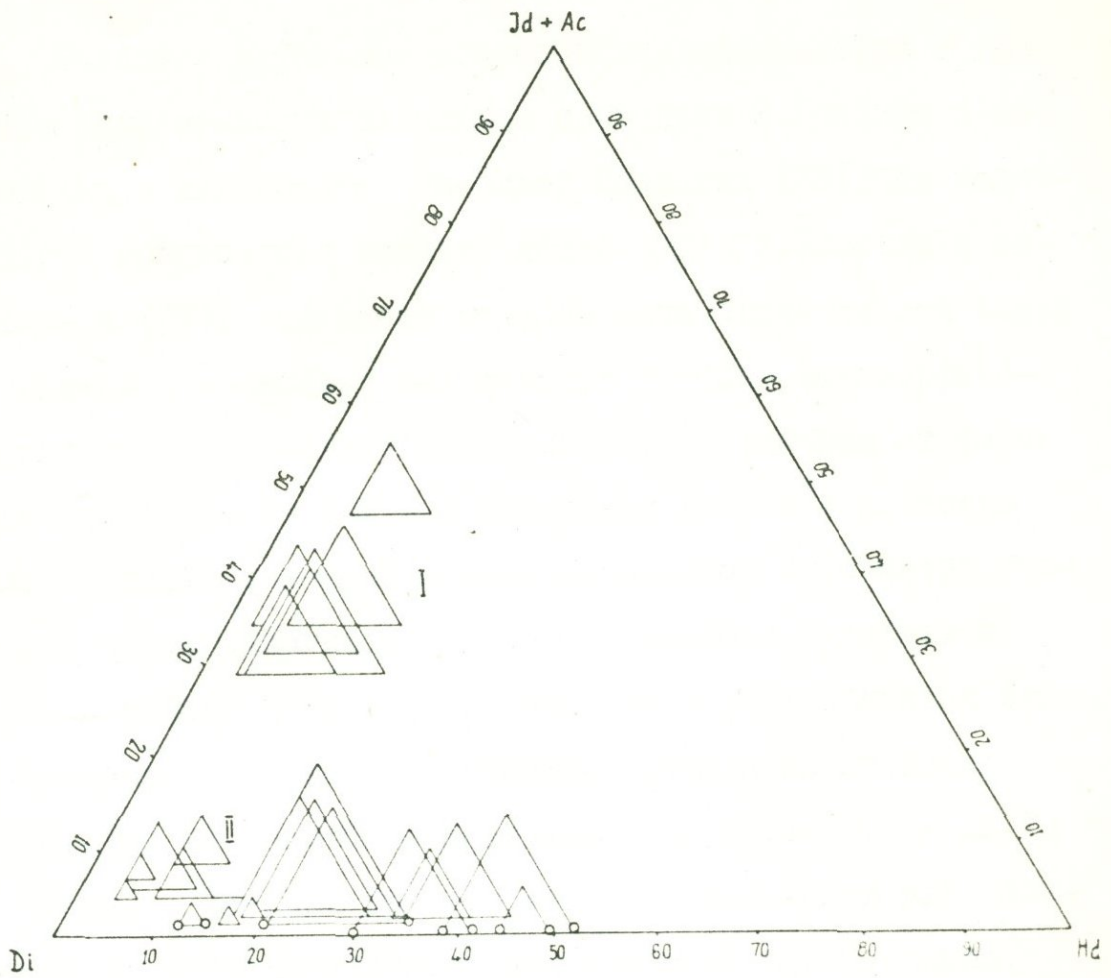


Рис.7 - Содержания миналов в клинопироксенах Севано-Амасийской зоны (условные обозначения те же, что и на рис.6а); из гнейсовых и ультрабазитовых эклогитов Нордфёрда - I и Симмерга - II (по 26). Стороны треугольников - содержание чермакитового минала.

Наиболее детальные исследования минералогии и геохимии фанерозойских эклогитов проведены И.Брайном с соавторами в каледонитах Западной Норвегии (26). Их палеозойский возраст был недавно подтвержден Т.Кроггом с соавторами (27), что имеет немаловажное значение при наших сравнениях, поскольку большинство глубоко метаморфизованных пород относятся к докембрию, с отличным от фанерозоя режимом. На $S-F-M$ диаграмме (рис.6^a) нанесены поля составов гранатов и клинопироксенов двух петрологических типов эклогитов Западной Норвегии: эклогиты в гнейсах района Нордфьёрд и эклогиты в ультрабазитах района Синнмёре. Альмандин-пироповые гранаты из гнейсов Нордфьёрда изменяются в пределах Alm 36-50, Pu 23-43 и $Gross$ 13-25%. Гранаты из эклогитов среди ультрабазитов, по которым использованы также данные П.Эскола, О'Хара и Э.Мерси (29), резко обогащены пироповым компонентом, а также Cr , Co , Ni , Ti , хотя геологическая позиция этих эклогитов не позволяет однозначно говорить об их существенно большей глубинности по сравнению с эклогитами в гнейсах.

На рис.6^a о контурено также поле гранатов из глаукофан-сланцевых эклогитов по К.Смуликовскому (28), а на рис.6^b обобщенные поля гранатов эклогитовой гранулитовой и амфиболитовой фации по Н.В.Соболеву (30).

Клинопироксены из эклогитов в гнейсах Нордфьёрда (рис.7) содержат 3-9% Ac , 23-42% Ja , 8-13% $Tsch$, 3% Na и 38-56% Di . Эти омфацитовые пироксены рез-

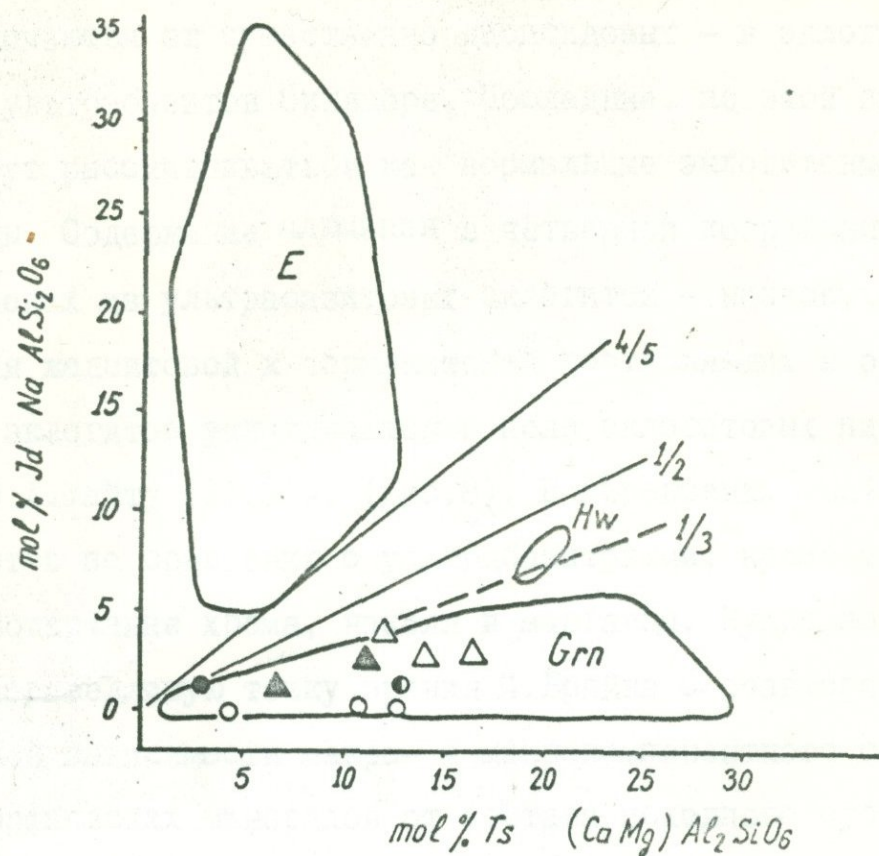
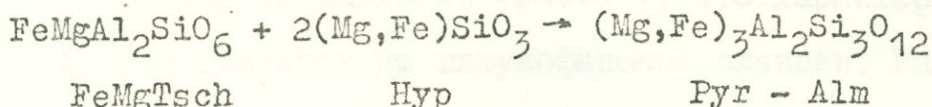


Рис.8 - Диаграмма А.Уайта (31) с составами клинопироксенов Севано-Амасийской зоны (условные обозначения те же, что и на рис.6а); Е - поле пироксенов из эклогитов, Grn из гранулитов; Hw - из ультраосновных включений в базальтах Гавайи (32).

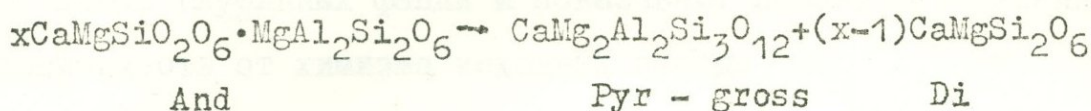
ко отличаются от существенно диопсидовых — в эклогитах среди ультрабазитов Синимёре. Последние, по этой причине, не могут рассматриваться как нормальные эклогитовые пироксены. Содержание алюминия в четверной координации в пироксенах из ультрабазитовых эклогитов — низкое, но отношения жадеитовой к чермакитовой составляющих в обоих типах эклогитов укладываются в поле эклогитовых пироксенов по А.Уайту (31,32), (рис.8). В пироксенах гнейсовых эклогитов по сравнению с ультрабазитовыми, кроме того, ниже содержание хрома, никеля и марганца. Нужно подчеркнуть справедливую точку зрения И.Брайна с соавторами о глубокой зависимости макро- и микрокомпонентного состава метаморфических минералов от состава исходного субстрата. Это обязывает ответственно относиться к геохимическим критериям давления и температуры, поскольку эффект этих факторов может нивелироваться влиянием исходного состава при сравнении однородных пород.

А.Уайт оценивал фаціальную принадлежность клинопироксенов по соотношению в них жадеитовой и чермакитовой составляющих, исходя из теоретического положения Дж.Томпсона (33) о том, что с ростом температуры увеличивается содержание алюминия в четверной координации, т.е. чермакитовой составляющей, а с ростом давления — в шестерной, т.е. жадеитовой. Неустойчивость чермакита в эклогитовых условиях А.Уайт иллюстрирует следующими гипотетическими реакциями:

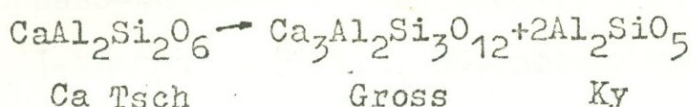
в магнезиально-железистых обстановках:



В магнезиально-известковых обстановках:



В известковистых обстановках:



Построенная им эмпирическая диаграмма в координатах Jd - Tsch для клинопироксенов показывает, что в эклогитах Jd/Tsch выше 4/5, а в гранулитах меньше 1/2 (рис.8). Это правило подтверждается и пироксенами эклогитов среди гнейсов Нордфьёрда и эклогитов в ультра-базитах Синнмёре, хотя последние и отличаются крайне низким содержанием жадеита.

Большинство гранатов Севано-Амасийского шва из ультраосновных и основных пород и глаукофановых сланцев ложатся в поле альмандинов из пород амфиболитовой фации (по Н.В.Соболеву(30)), причем гранаты из аповебстеритового серпентинита оказываются наиболее обогащенными гроссуляровым миналом (рис.6^б). Гранаты из алмазonoсного серпентинового меланжа наиболее богаты пироповой составляющей, но значительно беднее ею, чем гранаты из кимберлитов. Их составы располагаются в области перекрытия полей амфиболитов, глаукофан-сланцевой и эклогитовой фаций, занимая в последнем крайнее положение по обогащенности альмандиновым компонентом, которым гранаты избирательно обога-

щаются при повышении давления (рис. 6^B), что характерно, в частности, для гранатов из глаукофановых сланцев. Рассмотренные особенности гранатов не соответствуют типоморфным составам глубинных фаций и показывают вполне определенную зависимость от химизма исходных пород.

По сравнению с пироксенами норвежских эклогитов пироксены Севано-Амасийской зоны (табл. 3⁶) отчетливо обеднены Jd 1-3% против 23-42%, обогащены Tsch 3-17% против 8-13 и особенно геденбергитом на 12-45% против 3-7%. На диаграмме А. Уайта все они ложатся в гранулитовый сектор с отношениями $Jd/Tsch < 1/3$.

Резкое преобладание альмандиновой и андрадитовой составляющей в гранатах, низкое содержание глинозема в ортопироксенах, жадештового и хромового компонентов в клинопироксенах, высокая титанистость ильменитов и низкая глиноземистость шпинелей однозначно свидетельствуют о малых давлениях (около 15 кб) при их образовании. Наиболее высоким параметром по составу клинопироксенов отвечают породы, встреченные в северо-западной части пояса (Амасия), парагенезисы которых соответствуют фациям глаукофановых сланцев, коровых эклогитов и гранулитоподобных гиперстенсодержащих, апоалливалитовых пород; по составу гранатов - алмазонские серпентиниты. Обращает на себя внимание высокое содержание в гранатах спессартиновой составляющей. Известно, что марганец резко понижает параметры образования гранатов, вплоть до условий амфиболитовой фации (например, гандиты) и, таким образом, также свидетельствует о весьма

скромных параметрах метаморфизма офиолитовой ассоциации. Не противоречат этому выводу и составы минералов гранулитоподобных пород: высокая железистость ортопироксенов, низкая глиноземистость и хромистость орто- и клинопироксенов.

Необходимо отметить резкую латеральную и продольную изменчивость метаморфических фаций глубинности в офиолитовых ассоциациях. В непосредственной пространственной близости соседствуют породы лавсонит-пренит-пумпеллиитовой, зеленосланцевой, глаукофановой, коровоэклогитовой, амфиболитовой и гранулитовой фаций. Это однозначно свидетельствует о напряженном, резко-градиентном тектоническом режиме образования исходного вещества и метаморфизме офиолитов. Однако, петрогенетические условия как в Альпийском, так и в более ранних складчатых областях фанерозоя, включая каледонские, очевидно, никогда не превышали условия низов амфиболитовой — верхов гранулитовой фаций. Представления о глубинном происхождении пород офиолитовых ассоциаций следует подвергнуть строгой критической ревизии.

Каким же образом могут быть объяснены парадоксы, отмеченные выше, и, в первую очередь, наличие в офиолитах индекс-минералов высокого давления и "геохимическая инверсия": гарцбургиты-лерцолиты по редкоэлементному составу имеют более литофильную характеристику, чем выше лежащие толеиты и родственный им по веществу перидотит-алливалитовый комплекс? Мы видим возможное объяснение в рамках современной теории рифтогенеза (6-8). Современная

океаническая и палеоокеаническая ассоциации фанерозоя возникали в основной массе за счет пород корового цикла. На этапе рифтогенеза при общем подъеме литосферных масс и снятии общего давления происходило последовательное выплавление базальтов из метаморфически базифицированных базальтового (гранулит-базитового) и верхнемантийного (эклогит-гранат-перидотитового) слоев континентов. Континентальные платобазальты - траппы, завершающие начальный, континентальный период рифтогенеза и следующие в геологической истории вслед за щелочными базальтоидами, ультраосновными щелочными и карбонатитовыми формациями и кимберлитами, имеют литофильную геохимическую характеристику, родственную редкоэлементному составу ксеногенных включений - эклогитов. Прямое петрографическое и геохимическое прослеживание включений в эруптивных образованиях разной глубинности показывает, что исходной матрицей для платобазальтов - траппов можно считать породы метаморфически-базифицированного сиала - эклогиты. Реситом после этого выплавления будут лерцолиты-гарцбургиты современной океанической мантии и их палеоаналоги в офиолитах. Дальнейший подъем литосферы и раскрытия рифтов выводит на уровень базальтового плавления породы гранат-перидотитового слоя, геохимический стиль которых был сформирован на раннеорогенном этапе развития складчатой области путем палингенной дифференциации геосинклинальной океанической и островодужной коры с обособлением сиалического и "базальтового" слоев. Палингенез обеспечил дефицит в породах

в породах базальтового слоя гранитофильных элементов. Последующая аллохимическая метаморфическая дифференциация усиливала симатический стиль гранат-перидотитового слоя. Именно этот слой и явился материнским веществом для толеитов океанического типа. В стратиграфической последовательности они перекрывают реститы платобазальтов - гарцбургиты - лерцолиты, а при раннем метасоматозе дают ассоциацию пород расслоенного кальмафитового, алливалит-перидотитового комплекса и в качестве существенного источника, кремнисто-фтанитового и грауваккового. Нам представляется, что материнские породы океанских толеитов - гранатовые перидотиты, в континентальном цикле существовали на глубинах, где было возможно образование минералов высокого давления - муассонита и алмаза (I-4). То есть их первоначальный генезис тот же, что и в кимберлитовых ассоциациях. Но если в алмазных эклогитах и перидотитах кимберлитовых включений они находятся в равновесных, устойчивых парагенезисах, то в малоглубинных толеитах их надо рассматривать как устойчивые метастабильные фазы - ксенокристы из подвергшихся плавлению пород - гранатовых перидотитов.

Таким образом, вещественные признаки пород и минералов офиолитовой ассоциации позволяют сделать следующие основные выводы:

I) Породы ассоциации гетерогенны по исходному веществу и механизмам образования. Дунит-гарцбургит-лерцолитовый комплекс океанской мантии и офиолитов представляет рестит от выплавления континентальных платобазальтов (трап--

пов) из метаморфически базифицированных сиалических континентальных пород - эклогитов. Геохимические индикаторные признаки подтверждают вещественное сродство по гранитофильным элементам между породами "гранитного" слоя континентов, эклогитами включений в кимберлитах, платобазальтами и гарцбургит-лерцолитовым комплексом офиолитов. Дуниты и сопровождающие их хромитовые руды представляют продукты метасоматоза гарцбургитов.

Расслоенный калмафитовый дунит-перидотит-алливалитовый комплекс является продуктом метасоматической дифференциации толеитов океанического типа, общий геохимический стиль которых он сохраняет. Исходными породами для выплавки океанских толеитов являются гранатовые перидотиты - продукты палингенной и затем метаморфической базификации геосинклинальных толщ на орогенном и платформенном этапах развития складчатых областей. Геохимический стиль толеитов и дочерних метасоматических пород расслоенного комплекса представлен симатическими, индикаторными характеристиками, резко отличными от литофильных характеристик предыдущей ассоциации пород и установившемся в ходе палингенной дифференциации, когда были разделены гранитофильные и базальтофильные элементы.

Кремнисто-фтанитовая и граувакковая ассоциации офиолитов имеют смешанную вещественную природу, и часть составляющих их компонентов была мобилизована в осадочных циклах фанерозоя из сиалической оболочки древних материков.

2) Все породы офиолитовых ассоциаций, как первичные -

гарцбургиты и лерцолиты, так и вторичные - расслоенный комплекс, отвечают фациям малых глубин, не ниже верхов гранулитовой. Метаморфогенные образования офиолитов обладают четкой латеральной зональностью и не поднимаются по параметрам образования выше фаций глаукофановых сланцев и коровых (альмандиновых) эклогитов.

3) Индекс-минералы высоких давлений: муассонит, алмаз, встреченные в породах офиолитовой ассоциации, логично рассматривать как устойчивые, метастабильные акцессории толеитовой ассоциации, сохранившиеся в ее породах, как реликтовые ксенокристы исходных гранатовых перидотитов - родоначальной матрицы толеитов.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Геворкян Р.Г., Гуркина Г.А., Каминский Ф.В. Новый политип муассонита, обнаруженный в Армении. "Магматизм и металлогения Армянской ССР". Записки Арм.отделения ВМО, вып.7, 1974, стр.106-110.
2. Павленко А.С., Геворкян Р.Г., Асланян А.Т., Гулян Э.Х., Паланджян С.А., Егоров О.С. К вопросу об алмазонасности гипербазитовых поясов Армении. Ж."Геохимия", № 3, 1974.
3. Геворкян Р.Г., Дуденков Ю.А., Ключев Ю.А., Непша В.И., Павленко А.С., Платонов Г.Л., Шмаков В.С. О нахождении и исследовании первых кристаллов алмаза в Армении. ДАН Арм.ССР, т.61, № 3, 1975.
4. Геворкян Р.Г., Бабалян Г.Б., Бобрлевич А.П., Бартошинский З.В., Лунев Б.С., Осовецкий Б.М., Самойлович М.И., Гулян Э.Х., Гаспарян М.Г., Качатрян Н.Д., Арсенян Г.М., Белименко Л.Д. Мелкие алмазы из рыхлых отложений Армении. Труды Арм.геол.общества, т.1, 1976.
5. Пейве А.В., Штрейс Н.А., Мосскаковский А.А., Первильев А.С., Книппер А.Л., Макарычев Т.И., Марков М.С., Суворов Г.И. Палезозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса. Ж.Сов.геол. № 2, 1972.
6. Павленко А.С., Мосскаковский А.А., Перфильев А.С. Вещественное преобразование океанической коры в континентальную. В сб. "Глубинное строение и геофизические

особенности структур земной коры и верхней мантии".

Тезисы докладов. Москва, 1975.

- ✓ 7. Павленко А.С. Эволюция вещества современных материков и зон рифтообразования. Труды МГК XXV сессия. Докл. сов.геол. Пробл.2. Изд. "Наука", Москва, 1976.
8. Павленко А.С., Филиппов Л.В., Перфильев А.С. Магматизм и рифтообразование. Тезисы симп."Проблемы рифтогенеза", Иркутск, 1975.
9. Coleman R.G., Peterman Z.E. Oceanic plagiogranite. Journ. of geophysical research, v.80, No8, 1099-1109, 1975.
10. Wyllie P.J. Ultramafic rocks and the upper mantle. In "Fiftieth Anniversary Symposia: Mineralogy and Petrology of the upper Mantle, Sulfides, Mineralogy and Geochemistry of Non-Marine Evaporites". Mineral. Soc. Amer. Spec. Papers 3, p.3-32, 1970.
11. Glaesley W. A model for phase equilibria in the prehnite-pumpellyite facies. "Contribs. Mineral. and Petrol.", 43, 317-332, 1974.
12. Spooner E.T.C., Fyfe W.S. Sub-sea-floor metamorphism, heat and mass transfer. Contr. Mineral. and Petrol., 42, 287-304, 1973.
13. Church S.E. Trace element abundances in ocean sediments and altered basalts-their implications for andesite genesis. Trans. Amer. Geophys. Union, 53, 546 (abstract), 1972.

14. Spooner E.T.C., Beckinsale R.D., Fyfe W.S., Smewing I.D.
Enriched ophiolitic metabasic rocks from E. Liguria
(Italy), Pindos (Greece) and Troodos (Cyprus).
Contrib. Mineral. and Petrol., 47, 41-62, No1, 1974.
15. Dasch E.G., Hedge C.E., Dymond J. Effect of Seawater
interaction on Strontium isotope composition of
deep-sea basalts. Earth Planet. Sci. Lett., 19, 177-
183, 1973.
16. Hart S.R. K, Rb, Sr, Ba contents and Sr isotope
ratios of ocean floor basalts. Phil. Trans. Roy. Soc.
London, 268, 573-587, 1971.
17. Hart S.R., Erlank A.I., Kabe E.J. Sea floor basalts
alteration some chemical and Sr isotope effects.
Contribs. Mineral. and Petrol., 44, No3, 219-230, 1974.
18. Hart S.R., Nalwalk A.J. K, Rb, Cs and Sr relation-
ships in Submarine basalts from the Puerto Rico
trench. Geochim. and Cosmochim. Acta, 34, 145-155,
1970.
19. Jolly Wayne T., Behaviour of Cu, Zn and Ni during
prehnite-pumpellyite rank metamorphism of the Rewce-
nawan basalts, northern Michigan. Econ. Geol., 69,
No7, 1118-1125, 1974.
20. Родионова Р.И., Федорченко В.И. Ксенолиты, возможный
состав верхней мантии и глубины магматических очагов в пре-
делах континентов, океанов и островных дуг.
В кн. "Тектоника дна морей, океанов и островных дуг",
вып.4. Южно-Сахалинск, 1972, с. 12-16

21. Шека С.А., Хотин М.Ю. Петрология включений в андезитах и базальтах четвертичных вулканов Камчатки. В сб. "Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги". Изд. "Наука", Москва, 1976.
22. Ишбулатов Р.А. Экспериментальные исследования плавления пород щелочноземельной серии при давлениях 25-45 кбар. В сб. "Очерки физико-химической петрологии", вып. VI, Изд. "Наука, Москва, 1975.
23. Boyd F.R., Schairer J.F. The system $MgSiO_3$ - $CaMgSi_2O_6$. J. Petrol., 5, No2, 1964.
24. Mac Gregor I.D. Mafic and ultramafic inclusions as indicators of the depth of origin of basaltic magmas. J. Geophys. Res., 73, No12, 1968.
25. Meyer Henry O.A. Kimberlite from Norris Lake, eastern Tennessee: Mineralogy and Petrology. J. Geol., 83, No4, 518-526, 1975.
26. Inge Bryni, Haldis J. Bollingberg, Per-Reidar Graff. Eclogites in quartzo-feldspatic gneisses of Nordfjord, West Norway. Norsk Geologisk. Tidsskrift, 49, No3, 193-225, 1969.
27. Krogh T.E., Mysen B.O., Davis G.L. A paleozoic age for the the primary minerals of a Norwegian eclogite. "Carnegie Inst. Annu. Rept. Dir. Geophys. Lab., Washington, D.C., 575-576, 1974.

28. Smulikowski K. Chemical differentiation of garnets and clinopyroxenes in eclogites. Bull. Acad. Polon. Sci. (Ser. sci. geol. et geogr.), 13, 11-19, 1965.
29. O'Hara M.J.L., Mercy E.L.P. Petrology and petrogenesis of some garnetiferous peridotites. Trans. R. Soc. Edinburg, 65, 251-314, 1963.
30. Соболев Н.В. Парагенетические типы гранатов. Изд. "Наука", Москва, 1964.
31. White A.J.R. Clinopyroxenes from eclogites and granulites. Am. mineral., 49, 883-888, 1964.
32. White R.W. Ultramafic inclusions in basaltic rocks from Hawaii. Contrib. Mineral. and Petrol., 12, 245-314, 1966.
33. Thompson J.B. Role of aluminium in rock-forming silicates. Bull. Geol. Soc. Am., 58, 1232, 1947.

Печатается в соответствии с решением редколлегии журнала " Известия высших учебных заведений " раздел " Геология и разведка " № 38 от 3 / февраля 1977 года.

В печать от 29.4.77

Тир.

Цена

Труб. 83 коп.

Зак.

Производственно-издательский комбинат ВИНТИ
Люберцы, Октябрьский проспект, 403

2669