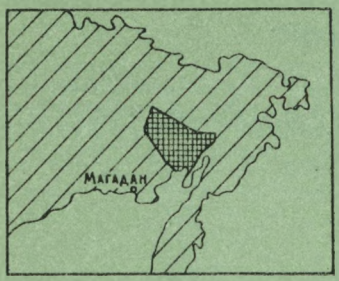
П.П.Лычагин, Е.Ф.Дылевский, В.Б.Ликман

МАГМАТИЗМ ОМОЛОНСКОГО СРЕДИННОГО МАССИВА (СЕВЕРО-ВОСТОК СССР)



Магадан 1988 г.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ КОМПЛЕКСНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ

П.П.Лычагин, Е.Ф.Дылевский, В.Б.Лихман

МАГМАТИЗМ ОМОЛОНСКОГО СРЕДИННОГО МАССИВА (СЕВЕРО-ВОСТОК СССР)

Препринт

Магадан
1987

УДК 552.3 (571.65)

Лычагин П.П., Дылевский Е.Ф., Дикман В.Б. Магматизм Омолонского срединного массива (Северо-Восток СССР): Препринт. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1987. 44 с.

На протяжении неогея на Омолонском массиве (Ом) неоднократно формировались ассоциации изверженных пород кислого, среднего, основного, ультраосновного и щелочного состава, занимающие ныне около 40% его площади. В истории их формирования различается два цикла, каждый из которых начинался слабым базитовым и ультрамафитовым магматизмом, а завершался кислым - средним вулканизмом и образованием гранитоидов. На фоне обрамляющих складчатых структур магматические породы Ом и ряда других срединных массивов выделяются более кислым (особенно на ранних стадиях развития сингеосинклинального чехла), щелочным и калиевым характером. Общая эволюция магматизма Ом имела антидромную, а в обрамляющих структурах - гомодромную направленность. Магматическая активность носила резонансный характер.

Печатается по решению Ученого совета Северо-Восточного комплексного научно-исследовательского института

Рецензенты

канд.геол.-минерал.наук И.Л.Жуланова
канд.геол.-минерал.наук И.Н.Котляр

© СВКНИИ ДВО АН СССР, 1987 г.

ВВЕДЕНИЕ

Омолонский срединный массив входит в состав Верхояно-Чукотской складчатой области. С запада он обрамлен миогеосинклинальными структурами Яно-Колымской складчатой системы, а с севера, востока и юго-востока - Олойской и Кони-Тайгоносской эвгеосинклинальными зонами (рис.1). По /52/ главными элементами массива являются архейский кристаллический фундамент и рифейско-фанерозойский осадочно-вулканогенный чехол, пронизанные многочисленными разновозрастными интрузивами. В пределах массива различаются Юкагирская и Тайгоносская глыбы, разделенные Гижигинской межглыбовой зоной, а также Намындыкано-Моланджинская окраинная зона. В свою очередь, в составе Юкагирской глыбы выделяется ряд элементов. Это устойчивые Рассошинский и Кедонский блоки, разделенные Долонанской поперечной зоной. В отличие от окраинной и межглыбовой зон, обе глыбы испытывали воздымание на протяжении всей геологической истории развития массива. Омолонский массив иногда рассматривается в качестве тектонотипа данного класса структур /52/. В этой связи подробное рассмотрение характерного для него разновозрастного (рифей-кайнозой) магматизма приобретает особый интерес. Одной из целей этого рассмотрения является выяснение вопроса о специфике магматизма срединных массивов.

Магматическая история чехла Омолонского массива охватывает промежуток времени от рифея (?) до антропогена. За это время образовались многочисленные вулканические и интрузивные комплексы: рифейские (?) и позднепалеозойские базальтовые и пикрит-диабазовые, раннепалеозойские (?) щелочных сиенитов и нордмаркитов, девонские и позднемезозойские гранитоидные и эффузивные породы кислого, среднего и основного состава, позднетриасовый - раннеюрский, раннемеловые и антропогеновый щелочнобазальтоидные (в мезозое также щелочногабброидные и щелочносиенитовые). Максимумы напряженности магматической деятельности приходятся на средний палеозой и поздний мезозой.

Непосредственным изучением магматизма Омолонского массива занимались многие исследователи, начиная с С.В.Обручева - А.П. Биркис, И.П.Васецкий, Я.П.Мисанс, С.В.Новиков, Е.Г.Песков, В.П.Показаньев, Ф.К.Рабинович, К.В.Симаков, Б.А.Снятков, Л.А. Снятков, А.П.Фадеев, В.М.Шевченко, А.П.Шпетный и многие другие. Тем не менее до настоящего времени нет публикаций, подытоживаю-

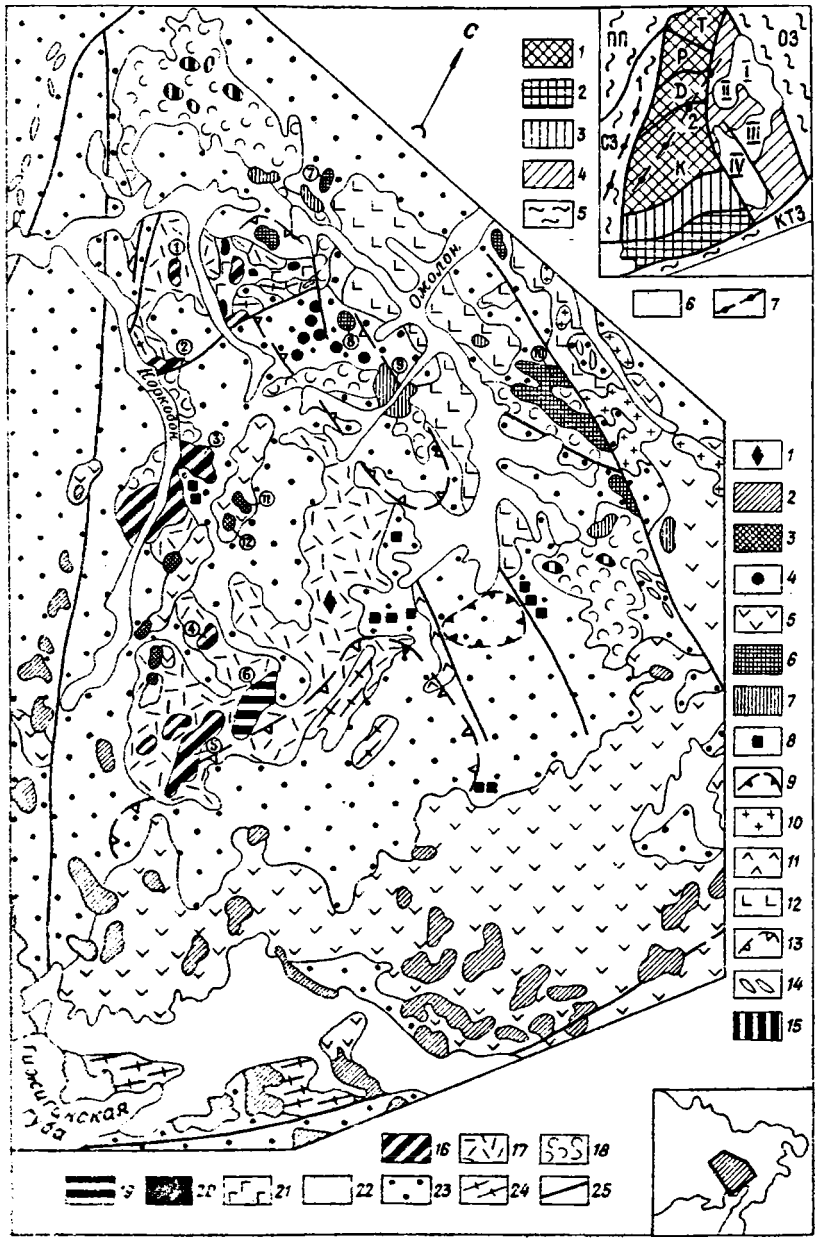

С
1
2
3
4
5
6
7
ПП
T
P
D
2
K
I
II
III
IV
С3
О3
КТ3
Ожолон
Коркодон
Гижигинская губа
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25

Рис.I. Схема размещения магматических комплексов на Омолонском массиве

I - плейстоценовый щелочно-базальтовый комплекс; 2-5 - раннепозднемеловая андезит-риолит-гранитоидная вулканоплутоническая ассоциация, комплексы: 2 - диорит-гранодиоритовый (охотский), 3 - диорит-граносиенит-гранодиоритовый (викторинский), 4 - диорит-тоналитовый (чеканихинский), 5 - риолит-андезитобазальтовый, дацит-риолитовый, андезитовый; 6-9 - раннемеловые комплексы: 6 - граносиенит-гранитный (талалахский), 7 - диорит-тоналит-гранодиоритовый (намындыканский), 8 - щелочных сиенитов (бебеканский) , 9 - ареал распространения пород щелочнобазальтового и эссекситдиабазового (хуличанского); I0 - неразделенные гранитоидные интрузивы мелового возраста; II - берриасский трахибазальт-трахиандезитобазальтовый комплекс; I2 - позднеюрские-раннемеловые базальт-трахириолитовый, трахириолит-трахиандезитобазальтовый, трахиандезитобазальт-щелочнобазальтовый комплексы; I3 - ареалы распространения пород позднетриасовых - раннеюрских щелочнобазальтоидного и эссексит-тешенитового комплексов; I4 - позднепалеозойский пикрит-диабазовый (березовский) комплекс; I5-I8 - девонская (кедонская) вулкано-плутоническая ассоциация, комплексы: I5 - граносиенит-аляскитовый (алы-юряхский), I6 - диорит-гранодиоритовый (булуно-абкитский), I7 - андезит-риолитовый, трахириолитовый, трахиандезитовый, I8 - трахибазальт-трахириолитовый, I9 - раннепалеозойский (?) комплекс щелочных сиенитов и нордмаркитов (анмандыканский); 20,2I - рифейские (?) комплексы: 20 - пикрит-диабазовый (сезамский), 2I - базальтовый, 22 - четвертичные отложения, 23 - позднедокембрий - ские, палеозойские и мезозойские отложения, 24 - архейские кристаллические породы, 25 - главные разломы. Цифрами в кружках на схеме обозначены интрузивы, названия которых упомянуты в тексте: I - Нельгинский, 2 - Ольчинский, 3 - Абкитский, 4 - Бродненский, 5 - Коаргычанский, 6 - Анмандыканский, 7 - Чайнинский, 8 - Айненэнский, 9 - Медленный, I0 - Талалахский, II - Ветвистый, I2 - Двойник. На врезке (заимствована с упрощениями из работы /52/): I-4 - Омолонский срединный массив (I - Окагирская глыба, блоки: Т - Токур-Юряхский, Р - Рассошинский, К - Кедонский, Д - Доломнанская поперечная зона, 2 - Тайгоносская глыба, 3 - Гижигинская межглыбовая зона, 4 - Намындыкано-Моланджинская окраинная зона); 5 - структуры обрамления: ПП - Приколымское поднятие, ОЗ - Олойская, КТЗ - Кони-Тайгоносская, СЗ - Сугойская складчатые зоны; 6 - наложенные впадины: I - Карбасчанская, П - Айненэнская, Ш - Уляганская, IУ - Хуличанская, 7 - вулканоплутонические ряды: I - Коркодоно-Наяханский, 2 - Конгинский.

щих результаты всех исследований. Наиболее значительные обобщающие работы опубликованы А.П.Шпетным /46, 70 - 73/. В монографии Г.А.Гринберга и др. /58/, несмотря на ее название, магматизм собственно Омолонского массива в принятых нами ограничениях вообще не рассматривается. Краткие сведения об изверженных породах структуры изложены в работах /52, 59/. Отдельные аспекты магматической геологии Омолонского массива затронуты в ряде публикаций /6-9, II, I6-20, 24-26, 3I, 33-38, 4I, 43-45, 52, 56-60, 62, 64, 67-69/.

В настоящей работе изложены результаты изучения магматизма Омолонского массива, обобщенные на основе многолетних исследований авторов в процессе геологосъемочных и тематических работ, осуществленных в Сеймчанской экспедиции объединения "Севвостгеология" и лаборатории региональных геологических проблем СВКНИИ. В работе использовано более I000 силикатных анализов, заимствованных из различных рукописных работ геологов ПГО „Севвостгеология", „Аэрогеология", Омолонской экспедиции треста „Дальстрой", опубликованных источников и более 400 анализов коллекций авторов, а также опубликованные данные по другим срединным массивам. Для работы над данной публикацией привлечено большинство имеющихся сейчас материалов.

Магматические комплексы

Магматические образования чехла Омолонского массива* занимают около 40% его площади. Они формировались на протяжении всего неогея. Максимумы активности при этом приходятся на середину палеозоя (средний - поздний девон) и на поздний мезозой.

Магматические образования рассматриваемой структуры подразделены следующим образом:

I. Рифейская (?) пикрит-диабаз-базальтовая ассоциация**;

---

*Магматизм времени формирования фундамента массива не рассматривается.

**Термин свободного пользования, обозначающий совокупность комагматичных разнофациальных магматических комплексов (в данном случае - вулканического и субвулканического).

2. Раннепалеозойский (?) комплекс щелочных сиенитов и нордмаркитов (анмандыканский);

3. Девонская (кедонская) андезит-трахириолит-гранитоидная вулкано-плутоническая ассоциация;

4. Позднепалеозойская пикрит-диабаз-базальтовая ассоциация;

5. Позднетриасовая - раннеюрская щелочногаббродно-щелочнобазальтоидная ассоциация;

6. Позднеюрский трахиандезитобазальт-щелочнобазальтовый комплекс;

7. Позднеюрский - раннемелоной трахириолит - трахиандезитобазальтовый комплекс;

8. Раннемеловые базальт-риолит-гранитоидная вулкано-плутоническая ассоциация и трахибазальт-трахиандезитобазальтовый, щелочнобазальтовый, эссекситдиабазовый (хуличанский), щелочных сиенитов (бебеканский), диорит-тоналит-гранодиоритовый (намындыканский) комплексы;

9. Ранне-позднемеловая (альб-сеноманская) андезит-риолит-гранитоидная вулкано-плутоническая ассоциация;

I0. Плейстоценовый (?) щелочнобазальтовый комплекс:

Породы рифейской (?) пикрит-диабаз-базальтовой ассоциации распространены в пределах Рассошинского блока (см.рис.I). Ее эффузивы (базальтовый комплекс) входят в состав сезамской толщи рифейского (?) возраста /38/. Толща залегает на размытой поверхности архейских метаморфитов и рифейских (?) терригенных отложений и перекрыта вулканитами девона. Покровы базальтов чередуются с пачками красноцветных аркозовых песчаников, алевролитов и редкими прослоями аргиллитов, строматолитовых известняков, туфов базальтов и конгломератов. В составе последних находятся обильные обломки базальтов и диабазов. Общая мощность сезамской толщи 500-700 м, базальты составляют не менее 80-90% ее объема.

С эффузивами базальтового комплекса ассоциированы межпластовые залежи мощностью до I20 м и тела другой формы, образованные диабазами, габбродиабазами, реже пикритами или дифференцированными сериями пород, объединяемые в пикрит-диабазовый (сезамский) комплекс. Они вмещаются рифейскими терригенными отложениями, и, редко - архейскими метаморфитами или образованиями сезамской толщи. Галька диабазов и ферродиоритов, подобных породам дифференцированных тел, содержится в базальных конгломератах девона.

Дифференцированным телам, характеризующимся ясной стратификацией, свойствен следующий разрез (снизу вверх): I – пикрит-диабазы (лабрадор+клинопироксен+ортопироксен) – 3–5 м; 2 – диабазы (лабрадор+клинопироксен+гранофир*) – 30–50 м; 3 – гранофировые ферродиориты (олигоклаз-андезин+гранофир+железистая роговая обманка+биотит) – I0–I5 м; 4 – гранофиры и граниты (кварц+олигоклаз-андезин+щелочной полевой шпат+гранофир+роговая обманка+биотит) – до 3 м.

Между названными породами наблюдаются постепенные петрографические переходы. В составе отдельных тел присутствуют также пикриты, занимающие обычно нижние части разреза тел и резко ограниченные от других пород. Известны также самостоятельные тела пикритов, площадью до I0–I2 км^2. Изменение химизма пород по разрезу иллюстрировано табл.I.

Таблица I

Средние химические составы главных пород дифференцированных тел (пересчитаны на сухой остаток)

Окислы	Пикритовые диабазы	Диабазы	Ферродиориты	Гранофиры
SiO_2	48,I2	54,68	59,78	69,36
TiO_2	0,48	I,26	I,29	0,5I
Al_2O_3	I2,7I	I4,93	I4,78	I5,52
Fe_2O_3	2,65	4,20	3,57	I,47
FeO	7,94	7,20	7,68	2,79
MgO	I8,25	6,34	4,08	I,53
CaO	7,55	6,79	2,02	I,47
Na_2O	0,82	2,64	3,09	5,42
K_2O	I,40	I,74	3,52	I,76
P_2O_5	0,08	0,20	0,I7	0,I6
Число анализов	I	7	3	3

Базальты рифея (?) обладают высокой железистостью при умеренных содержаниях глинозема, двуокиси титана, магнезии и извести (табл.2). Диабазы и габбродиабазы более магнезиальны и содержат меньше щелочей. Пикриты (оливин, клинопироксен, редко – ортопироксен и флогопит?) характеризуются сравнительно высоким содержанием титана, глинозема и извести.

*микрографические срастания кварца и полевого шпата.

Таблица 2

Средние составы главных разновидностей изверженных пород Смолонского массива
(числитель – оценка среднего, знаменатель – стандартное отклонение)

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO_2	50,91 1,64	51,99 2,94	43,94 1,55	61,90 2,33	67,86 2,60	58,23 0,48	72,20 1,31	66,58 2,06	57,10 2,19	74,25 2,03	70,05 0,76	65,25 1,00	65,74 1,67	60,98 1,58	66,16 1,22	76,63 1,74	69,95 2,27	63,53
TiO_2	1,85 0,81	1,25 0,55	0,28 0,08	0,46 0,22	0,24 0,15	0,34 0,20	0,28 0,05	0,46 0,13	0,84 0,17	0,21 0,10	0,31 0,10	0,44 0,18	0,44 0,11	0,73 0,26	0,46 0,07	0,17 0,22	0,36 0,17	0,74
Al_2O_3	16,82 1,87	14,93 1,08	6,61 1,33	17,99 0,98	16,42 0,67	20,87 1,21	15,07 0,49	16,63 0,62	17,97 0,84	14,20 1,00	15,64 1,01	16,42 0,76	17,21 0,80	17,45 1,32	16,54 0,96	12,58 0,82	15,42 1,04	16,12
Fe_2O_3	5,91 1,80	4,03 1,43	3,80 0,98	2,71 0,94	2,18 0,77	2,19 0,68	1,28 0,29	2,08 1,24	4,40 1,14	1,44 0,64	2,04 1,09	2,63 0,74	2,48 0,88	3,81 1,75	2,65 1,36	0,86 0,49	1,90 1,15	1,91
FeO	7,74 2,11	8,31 2,51	7,42 0,55	1,69 0,70	1,03 0,44	1,45 0,22	1,50 0,27	2,57 0,85	3,96 0,75	0,89 0,58	1,48 0,67	2,50 0,97	2,03 0,77	2,96 1,57	1,45 0,97	0,99 0,67	1,59 1,04	2,94
MgO	5,40 0,91	7,22 2,11	34,34 4,13	1,50 1,38	0,47 0,26	0,87 0,85	0,80 0,14	1,70 0,68	3,99 1,22	0,42 0,25	0,67 0,36	1,75 0,55	1,11 0,44	2,21 1,10	1,06 0,48	0,33 0,33	0,71 0,47	2,65
CaO	6,37 2,02	8,00 1,86	3,05 1,23	2,55 1,02	1,72 0,75	1,24 0,31	1,43 0,33	2,61 1,00	6,19 1,23	0,71 0,37	1,23 0,76	3,38 0,22	1,65 0,44	2,82 0,53	1,68 0,31	0,33 0,30	0,77 0,50	1,71
Na_2O	3,25 1,16	2,39 0,84	0,24 0,23	4,82 1,13	4,91 0,39	3,84 0,58	3,60 0,35	3,85 0,81	3,34 0,50	3,40 0,93	4,10 0,58	3,70 0,36	4,50 0,59	5,17 0,65	5,48 0,84	3,05 0,90	4,10 1,18	3,73
K_2O	1,63 0,72	1,53 0,61	0,29 0,09	6,22 2,60	5,02 0,31	10,82 1,64	3,77 0,39	3,39 1,09	1,99 0,88	4,42 1,01	4,39 0,71	3,78 0,43	4,67 1,01	3,65 0,92	4,35 1,02	5,02 1,11	5,09 1,71	6,43
P_2O_5	0,23 0,11	0,31 0,18	0,03 0,02	0,17 0,11	0,17 0,10	0,15 0,09	0,06 0,03	0,15 0,09	0,22 0,10	0,06 0,03	0,09 0,66	0,18 0,09	0,17 0,13	0,22 0,14	0,17 0,01	0,04 0,02	0,11 0,06	0,24
n	20	15	6	11	6	4	30	15	18	87	23	8	23	16	6	34	45	1

1-3 – рифейская (?) пикрит-диабаз-базальтовая ассоциация, комплексы: 1 – базальтовый (базальты), 2-3 – пикрит-диабазовый сезамский (2 – диабазы, 3 – пикриты); 4-6 – раннепалеозойский (?) анмандыканский комплекс щелочных сиенитов и нордмаркитов (4 – щелочные сиениты, 5 – нордмаркиты, 6 – нефелиновые сиениты); 7-27 – девонская (кедонская) андезит-трахириолит-гранитоидная ассоциация, комплексы: 7-9 – андезит-риолитовый (7 – риолиты, 8 – дациты, 9 – андезиты), 10-13 – трахириолитовый (10 – риолиты, 11 – трахириолиты, 12 – дациты, 13 – трахиты), 14, 15 – трахиандезитовый (14 – трахиандезиты, 15 – трахиты), 16-21 – трахибазальт-трахириолитовый (16-риолиты, 17 – трахириолиты, 18 – трахиты,

Продолжение таблицы 2

Окислы	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
SiO_2	59,71 2,41	51,64 2;55	72,67 2,86	66,46 2,16	71,46 1,59	74,90 0,70	57,31 3,50	75,18 0,68	67,81 1,69	52,47	46,80	49,40 3,13	42,21	43,40	49,83 1,14	56,16 1,70	43,97	46,94 2,13
TiO_2	0,86 0,17	1,77 0,69	0,17 0,02	0,44 0,11	0,23 0,08	0,17 0,07	1,01 0,42	0,12 0,08	0,26 0,18	2,22	1,13	2,49 1,15	0,66	4,52	2,25 0,20	1,19 0,27	3,95	2,68 1,26
Al_2O_3	18,40 1,15	19,25 1,99	13,66 2,31	16,34 0,68	15,02 1,04	14,50 0,35	18,05 1,82	12,92 0,39	14,93 0,69	17,15	15,82	15,03 1,10	7,39	15,05	19,72 1,21	19,33 1,22	17,14	17,01 2,05
Fe_2O_3	4,36 0,97	4,64 2,05	1,64 1,29	1,84 0,74	1,29 0,53	0,65 0,23	4,11 0,76	0,99 0,28	2,28 1,51	2,81	2,18	13,96 0,81	3,67	8,30	4,18 1,01	5,24 1,31	2,64	4,20 1,81
FeO	2,07 0,28	4,71 1,92	1,40 0,71	2,80 1,04	1,39 0,66	0,51 0,25	4,26 0,95	1,06 0,35	1,68 1,01	11,27	10,25	10,75	7,21	9,73 1,45	4,78 1,58	9,78	7,97 1,69
MgO	2,18 1,02	4,32 1,55	0,14 0,14	1,69 0,59	0,86 0,35	0,30 0,20	3,57 1,55	0,46 0,29	1,16 0,13	8,06	11,11	5,57 2,37	30,19	7,43	2,43 0,87	1,61 0,59	8,24	5,82 1,12
CaO	1,99 0,70	6,73 2,79	0,22 0,20	3,11 0,87	1,43 0,55	0,55 0,66	5,67 1,41	0,94 0,61	2,65 1,64	2,10	9,96	8,24 4,31	4,60	9,11	4,33 1,39	2,54 1,62	10,71	9,10 1,95
Na_2O	3,71 1,80	4,11 1,22	0,66 0,51	3,66 0,40	4,23 0,76	4,55 0,88	3,62 1,74	3,47 0,58	4,04 0,16	3,57	2,27	3,74 2,08	0,30	2,66	5,25 0,89	5,21 0,64	1,14	3,73 1,03
K_2O	6,64 2,82	2,28 1,94	9,41 2,40	3,49 1,03	4,00 0,86	3,87 0,70	2,23 0,70	4,84 1,05	4,98 0,51	0,13	0,30	0,76 0,67	0,23	1,53	1,49 1,03	3,59 2,06	1,97	1,60 0,67
P_2O_5	0,17 0,12	0,58 0,29	0,03 0,03	0,17 0,08	0,07 0,03	- -	0,17 0,13	0,02 0,01	0,20 0,12	0,21	0,17	0,76 0,88	0,13	0,80	0,80 0,61	0,35 0,18	0,46 0,20	0,79 1,08
n	3	13	10	32	22	6	10	5	3	1	1	3	1	2	10	6	3	16

19 - трахиандезиты, 20 - трахибазальты, 21 - ультракалиевые риолиты), 22-25 - диорит-гранодиоритовый булуно-абкитский (22 - гранодиориты, 23 - граниты, 24 - аляскиты, 25 - диориты), 26, 27 - граносиенит-аляскитовый алы-юряхский (26 - аляскиты, 27 - граносиениты); 28-31 - позднепалеозойская пикрит-диабаз-базальтовая ассоциация, комплексы: 28, 29 - базальтовый (28 - базальты, 29 - пикритовые базальты), 30, 31 - пикрит-диабазовый березовский (30 - диабазы, 31 - пикриты); 32 - 39 - позднетриасовая - раннеюрская щелочногабброидно - щелочнобазальтоидная ассоциация, комплексы: 32 - 35 - щелочнобазальтоидный (32 - авгититы, 33 - трахибазальты, 34 - трахиандезитобазальты, 35 - лейцитовые базальты), 36 - 39 - эссексит-тешенитовый омолонский (36 - щелочные габброиды,

Окислы	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54
SiO_2	58,61	65,25	59,52	49,28	56,50	50,91	56,98	58,65	69,95	49,20	57,20	64,74	51,00	70,93	75,69	73,01	48,49	64,99
	0,99	1,67	0,17		2,55	1,93	1,38		1,64	3,59	2,41	1,02	1,04	1,44	0,93	2,12	1,73	1,12
TiO_2	0,65	0,27	0,07	2,59	1,59	1,33	1,33	0,66	0,51	1,63	0,82	0,70	1,69	0,52	0,21	0,34	2,67	0,58
	0,16	0,15	0,02		0,18	0,33	0,77		0,09	0,87	0,17	0,12	0,26	0,29	0,06	0,15	0,51	0,12
Al_2O_3	18,47	16,23	19,05	14,83	16,17	19,02	18,10	19,09	16,05	18,01	18,63	16,61	17,97	14,67	12,42	13,74	15,34	17,08
	0,93	0,99	0,74		1,26	2,53	2,18		1,13	1,74	0,95	1,08	0,89	1,03	0,84	1,33	1,09	0,91
Fe_2O_3	3,97	5,63	4,33	5,62	5,27	6,30	5,23	3,81	2,20	3,54	2,30	2,00	4,42	2,35	1,73	1,38	3,59	2,72
	1,34	2,56	0,90		2,67	2,09	2,29		0,60	1,23	1,08	0,76	0,41	1,50	0,95	0,96	0,90	0,82
FeO	3,79	1,03	1,25	7,90	4,83	4,34	3,47	3,89	0,33	7,27	4,90	2,67	5,11	1,43	1,23	1,38	8,76	1,44
	1,66	0,64	0,37		2,43	2,57	2,89		0,31	2,10	1,38	0,89	0,84	1,26	0,96	0,47	1,64	0,33
MgO	0,66	0,17	0,27	6,01	3,40	4,96	2,71	1,34	0,73	5,64	2,65	1,54	5,69	0,40	0,21	0,40	6,57	0,59
	0,53	0,11	0,12		1,10	1,04	1,47		0,27	1,68	0,81	0,29	0,75	0,20	0,16	0,30	1,82	0,49
CaO	2,20	0,53	0,63	8,20	6,88	7,53	4,66	2,00	1,31	9,99	6,86	4,31	9,11	1,20	0,25	1,11	8,93	1,10
	0,77	0,37	0,24		2,53	1,03	2,30		0,51	1,28	1,66	0,60	1,31	0,65	0,22	0,90	1,80	0,61
Na_2O	6,85	6,32	9,89	3,97	3,83	3,80	4,72	5,63	5,13	3,07	3,90	4,01	3,40	4,01	3,49	4,24	3,66	5,98
	0,92	1,05	0,21		1,19	0,40	1,27		0,84	0,56	0,90	0,45	0,26	0,66	0,98	0,43	0,68	0,41
K_2O	4,59	4,52	4,93	1,03	1,16	1,23	2,28	4,34	3,50	1,21	2,26	3,07	1,07	4,29	4,61	4,23	0,70	5,28
	0,60	1,19	0,06		0,48	0,63	1,45		0,99	0,60	0,72	0,46	0,04	1,07	0,96	0,96	0,16	0,72
P_2O_5	0,22	0,06	0,04	0,35	0,32	0,40	0,38	0,26	0,11	0,38	0,30	0,20	0,37	0,10	0,05	0,09	1,07	0,14
	0,08	0,05	0,02		0,20	0,18	0,15		0,07	0,11	0,08	0,12	0,06	0,02	0,01	0,05	0,72	0,09
n	8	7	7	2	9	11	9	3	7	20	14	18	6	10	20	20	8	8

37 - сельвсбергиты, 38 - кварцевые сельвсбергиты, 39 - тингуаиты); 40, 41 - позднеюрский трахиандезитобазальтовый-щелочнобазальтовый комплекс (40 - щелочные базальты, 41 - андезитобазальты); 42 - 45 - позднеюрский - раннемеловой трахириолит-трахиандезитобазальтовый комплекс (42 - субщелочные базальты, 43 - трахиандезитобазальты, 44 - трахиты, 45 - трахириолиты); 46 - 48 - раннемеловой диорит-тоналит-гранодиоритовый намындыканский комплекс (46 - габбро, 47 - диориты, 48 - гранодиориты и тоналиты); 49 - 56 - раннемеловая базальт-риолит-гранитоидная ассоциация, комплексы: 49 - 51 - базальт-трахириолитовый (49 - базальты, 50 - трахириолиты, 51 - риолиты), 52 - 56 - граносиенит-гранитный талалахский (52 - субщелочные граниты - I, 53 - субщелочные габбро, 54 - щелочные сиениты,

Оксиды	55	56	57	58	59	60	6I	62	63	64	65	66	67	68	69	70	7I	72
SiO_2	7I,84	75,I6	50,64	55,3I	47,46	48,20	63,89	5I,35	60,32	64,52	74,48	5I,64	58,74	65,67	57,45	65,22	7I,30	46,88
	I,60	2,I3	I,42	I,5I		0,93	2,73	I,80	I,55	I,25	2,II	I,80	I,04	2,34	2,4I	2,09	I,77	0,36
TiO_2	0,39	0,24	I,45	I,09	2,23	2,87	0,47	I,30	0,72	0,5I	0,I7	I,28	0,83	0,54	0,84	0,44	0,27	2,28
	0,08	0,II	0,02	0,I4		I,05	0,I8	0,29	0,II	0,I7	0,04	0,24	0,I3	0,20	0,27	0,II	0,04	0,27
Al_2O_3	I4,I4	I3,45	I8,I6	I8,89	I7,67	I6,64	I6,9I	I9,59	I8,49	I7,I5	I3,9I	I8,60	I8,08	I6,53	I8,56	I8,02	I5,82	I6,I8
	0,98	0,9I	I,32	0,42		2,22	I,44	I,64	I,I2	I,08	I,28	I,26	0,62	0,87	0,90	0,76	0,87	0,77
Fe_2O_3	I,23	I,04	5,62	4,90	2,92	2,95	4,73	6,07	3,76	2,03	I,09	3,57	3,4I	I,73	I,97	I,65	I,II	5,99
	0,60	0,38	I,55	I,76		I,73	2,I4	0,50	I,2I	I,27	0,45	0,99	0,68	0,53	0,80	0,75	0,62	3,85
FeO	I,54	I,I0	4,90	3,56	8,72	7,29	I,93	3,75	2,98	3,I9	I,33	6,09	3,52	2,47	5,5I	2,32	I,3I	5,97
	0,65	0,58	I,20	I,48		I,86	I,56	0,90	I,47	2,36	0,30	I,3I	0,83	0,86	I,I4	0,7I	0,57	2,9I
MgO	0,40	0,29	5,37	2,63	6,42	6,24	0,35	3,99	2,08	I,23	0,66	4,74	2,68	I,35	3,37	I,I9	0,58	8,69
	0,24	0,I6	I,28	0,49		0,99	0,I4	I,56	0,63	0,42	0,I5	0,9I	0,50	0,70	0,84	0,59	0,23	0,75
CaO	0,9I	0,57	8,26	5,36	8,38	8,99	I,02	7,83	4,48	3,35	I,I5	8,25	5,78	3,II	6,06	4,56	2,I0	8,43
	0,34	0,32	I,33	0,69		2,03	0,90	0,85	I,39	I,I2	0,63	I,92	0,89	I,I8	0,90	I,I7	I,00	0,76
Na_2O	4,46	4,04	3,53	4,98	3,I0	4,39	5,65	3,69	4,46	4,II	3,I3	3,60	3,66	3,92	4,I0	4,70	4,67	3,30
	0,22	0,5I	0,76	0,65		0,47	0,88	0,29	0,60	0,78	I,30	0,66	0,5I	0,54	0,8I	0,40	0,65	0,67
K_2O	4,65	4,39	I,50	2,67	2,02	I,57	4,78	I,85	2,36	3,60	3,97	I,78	2,77	4,38	I,58	I,7I	2,69	I,99
	0,35	0,34	0,68	I,I2		I,68	I,44	0,56	0,45	I,24	0,96	0,7I	0,60	0,8I	0,25	0,49	I,03	0,03
P_2O_5	0,06	0,04	0,38	0,44	0,76	0,63	0,I5	0,37	0,28	0,I9	0,04	0,24	0,37	0,20	0,28	0,I5	0,08	
	0,02	0,03	0,I6	0,22		0,27	0,08	0,II	0,II	0,07	0,0I	0,08	0,I8	0,08	0,04	0,04	0,02	—
n	7	I2	I4	I0	3	7	24	I3	26	II	6	I6	I6	3I	9	I4	I0	5

55 – субщелочные граниты-2, 56 – аляскитовые граниты); 57 – 6I – раннемеловые комплексы: 57, 58 – трахибазальт-трахиандезитобазальтовый (57 – субщелочные базальты, 58 – трахиандезитобазальтовый), 59 – щелочнобазальтовый (щелочные базальты), 60 – эссекситдиабазовый хули – чанский (эссекситдиабазы), 6I – щелочных сиенитов бебеканский (щелочные сиениты); 62 – 7I – ранне-позднемеловая андезит-риолит-гранитоидная ассоциация, комплексы: 62 – 65 – андезитовый (62 – субщелочные базальты, 63 – андезиты, 64 – дациты, 65 – риолиты), 66 – 68 – диорит-граносиенит-гранодиоритовый викторинский (66 – субщелочные габбро, 67 – диориты, 68 – гранодиориты и граносиениты), 69 – 7I – диорит-тоналитовый чекамихинский (69 – диориты, 70 – тоналиты, 7I – плагиограниты); 72 – плейстоценовый (?) щелочнобазальтовый комплекс (щелочные базальты).

Составы пересчитаны на "сухой" остаток. При расчете средних использованы данные из работ /I6,I7,24,37,64,67,70/, а также материалы А.П.Биркиса, А.Г.Вялова, И.Ю.Габака, В.Г.Ганелина, Б.М.Гусарова, И.А.Ковальчука, Е.А.Кораго, В.М.Кузнецова, Ю.М.Неклюдова, Е.Г.Пескова, В.П.Показаньева, К.В.Симакова, В.М.Шевченко, А.П.Шпетного и авторов.

n – число анализов.

В состав раннепалеозойского (анмандыканского) комплекса щелочных сиенитов и нордмаркитов входят три интрузива в южной части Омолонского массива (см.рис.I). По данным /64, 70/ и авторов, наиболее крупный и сложно устроенный Анмандыканский массив прорывает архейские метаморфиты и содержит фенитизированные ксенолиты терригенных образований (возможно, рифейских). Галька разнообразных щелочных пород, подобных слагающим массив, содержится в конгломератах позднедевонского - раннекаменноугольного возраста.

Выходы пород Анмандыканского массива занимают площадь 350км^2. Интрузив имеет концентрически-зональное строение. Щелочные сиениты, иногда характеризующиеся расслоенностью, приурочены к его периферии, а нордмаркиты - к центру. Зона их развития имеет ширину до 5 км. Щелочные сиениты (калинатровый полевой шпат, олигоклаз, феррогастингсит, эгирин-авгит, биотит, сфен) смещают несколько дайкообразных тел нефелиновых сиенитов (калинатровый полевой шпат, нефелин, эгирин, биотит, редко - меланит) мощностью до 20-40 м и протяженностью до 500 м. Нордмаркиты (калинатровый полевой шпат, олигоклаз, кварц, эгирин-авгит, феррогастингсит) занимают около 40% площади выходов пород массива. Их жилки проникают в щелочные сиениты, что позволяет считать последние более древними образованиями.

Примечательной чертой химизма пород анмандыканского комплекса является их высокая калиевость (см.табл.2) при обычных для таких пород соотношениях прочих окислов. Она обусловлена высоким содержанием почти чистого калиевого полевого шпата и примесью калия в нефелине до 6% /64/.

К девонской (кедонской) андезит-трахириолит-гранитоидной вулкано-плутонической ассоциации отнесены широко распространенные на Омолонском массиве краснокаменно-измененные вулканиты "кедонской серии" (андезит-риолитовый, трахириолитовый, трахиандезитовый и трахибазальт-трахириолитовый вулканические комплексы) и ассоциированные с ними гранитоиды булуно-абкитского и алыкряхского интрузивных комплексов /37/. Предполагается, что перечисленные комплексы, приуроченные к различным структурным элементам массива, примерно одновозрастны.

Вулканические образования андезит-риолитового комплекса (андезитовый и липаритовый комплексы по /37/) приурочены к Рассошинскому блоку (см.рис.I), где они налегают на размытую поверхность архейских и рифейских (?) образований и перекрываются

отложениями нижней перми. С ними ассоциировано небольшое количество терригенных пород, содержащих растительные остатки среднего девона. В составе комплекса преобладают риодациты, риолиты и дациты (80% его объема). Им резко подчинены андезиты и андезитобазальты.

Фациальный облик вулканитов андезит-риолитового комплекса разнообразен. Дациты представлены кристаллокластическими игнимбритами, образующими экструзивные купола. Риодациты встречаются в виде мощных коротких лавовых потоков и куполов. Андезитоиды нижних частей разреза находятся преимущественно в форме разнообразных туфов, верхних - лавовых потоков и субвулканических даек. Мощность вулканических накоплений андезит-риолитового комплекса не превышает 800 м. Химический состав образующих его пород приведен в табл.2.

К трахириолитовому ("игнимбритовому" по /37/) комплексу отнесены эффузивы кислого (около 90%) и среднего (10%) состава, характерные для Кедонского блока (см.рис.1). Они залегают на размытой поверхности архейских, рифейских и ордовикских отложений, фациально замещаются к востоку вулканитами трахиандезитового комплекса и перекрываются нижнекаменноугольными отложениями.

Главная роль в строении трахириолитового комплекса принадлежит игнимбритам, туфам и лавам риолитового, трахириолитового, риодацитового, реже - трахитового, трахиандезитового и андезитового состава. Чередуясь друг с другом, эти породы образуют отчетливо стратифицированную толщу мощностью 800-1500 м. На ее фоне наблюдаются крупные (до 100 км^2) экструзивные купола богатых кристаллами риолитовых игнимбритов и более мелкие тела флюидальных риолитов.

Наиболее примечательными породами трахириолитового комплекса являются игнимбриты. Их разности, бедные кристаллами*, образуют обширные покровы. Богатые фенокристаллами (до 60%) игнимбриты залегают в форме куполов. В первом случае это бескварцевая ассоциация, во втором - с кварцем. Другими специфическими породами являются двупироксеновые дациты, содержащие также фенокристаллы основного плагиоклаза и биотита. Химизм главных разновидностей пород трахириолитового комплекса приведен в табл.2.

Породы трахиандезитового комплекса распространены в юго-восточной части Кедонского блока (см.рисунок), где их выходы фик-

*Игнимбриты рассматриваются как особая разновидность лав.

сируют положение Анмандыканской вулканической зоны /37/. Эта зона ограничивает с юго-востока ареал девонского вулканизма. В составе комплекса, кроме трахиандезитов, широко развиты трахиты, меньше - риолиты, трахириолиты, андезиты. Этими породами образованы чередующиеся лавовые потоки суммарной мощностью 600-800 м. Туфы и осадочные терригенные породы, тяготеющие к верхам разреза, имеют подчиненное значение. В последних встречаются отпечатки растений верхнего девона и низов турне*. Образования трахи - андезитового комплекса перекрыты терригенно-карбонатными отложениями нижнего карбона.

Трахиандезиты и трахиты содержат много щелочей при преобладании натрия. Трахиты трахиандезитового и трахириолитового комплексов заметно различаются типом щелочности (см.табл.2).

Вулканиты трахибазальт-трахириолитового комплекса, иногда ассоциирующиеся с морскими карбонатно-терригенными отложениями, распространены в пределах Намындыкано-Моланджинской окраинной и Доломнанской поперечной зон, а также на севере Рассошинского блока (см.рис.I). Они залегают на размытой поверхности рифейских и ордовикских отложений и перекрываются отложениями фаменского яруса. По палеонтологическим остаткам их возраст устанавливается в интервале ранний девон - франский век /56, 57/.

В составе трахибазальт-трахириолитового комплекса резко преобладают риолиты и трахириолиты. На отдельных участках заметную роль играют трахибазальты и базальты, обычно тяготеющие к верхней части разреза вулканических накоплений. Редки, но чрезвычайно характерны трахиты и трахиандезиты. Фациальный облик пород определяется одинаково широким развитием лав и игнимбритов. На отдельных участках распространены субвулканические тела таких же пород. Мощность вулканических накоплений трахибазальт-трахириолитового комплекса достигает 2000 - 3000 м.

Кислые вулканиты комплекса резко выделяются своей высокой калиевостью при низких известковистости и магнезиальности (см. табл.2). Нередко встречаются ультракалиевые риолиты, наряду с которыми известны натриевые разности, возникшие, по-видимому, за счет ликвации /34/. Базиты характеризуются высокими содержаниями глинозема, двуокиси титана и пятиокиси фосфора.

Интрузивные образования диорит-гранодиоритового (бутуно-аб-

*Согласно последним данным И.Н.Котляра, Н.И.Караваевой и Р.Б.Умитбаева этот комплекс должен датироваться средним карбоном.

китского) интрузивного комплекса ассоциированы с относительно известковистыми и низкокалиевыми вулканическими комплексами Кедонского и Рассошинского блоков (см.рис.1). Их внедрение происходило как в начальные, так и в заключительные стадии кедонского вулканизма. Это обстоятельство послужило основанием для предположения о принадлежности рассматриваемых пород к разновозрастным комплексам - раннепалеозойскому (абкитскому) и позднедевонскому (кедонскому), выделенным впервые А.П.Шпетным /70, 71/. Позднее П.П.Лычагин /37/ разделил кедонский комплекс на два: булунский диорит-гранодиоритовый и алы-юряхский граносиенит-аляскитовый комплексы. Точка зрения о существовании на Омолонском массиве самостоятельных раннепалеозойских и девонских гранитоидов поддерживается рядом исследователей до настоящего времени /45, 67/. Тем не менее, авторы на основании ряда новых данных пришли к твердому убеждению в том, что гранитоиды абкитского и булунского комплексов представляют собой единую длительно формирующуюся ассоциацию пород, образование которой тесно связано с девонским вулканизмом. Об этом свидетельствует близкий состав пород обоих подразделений, а также взаимоотношения "раннепалеозойских" гранитоидов и девонских эффузивов, установленные в последнее время. В частности, очень показательны соотношения петротипа "раннепалеозойского" абкитского комплекса (Абкитского массива) с девонскими вулканогенными образованиями. На ряде участков в зоне эндоконтакта гранодиориты переходят в порфировые разности. Такие же гранодиорит-порфиры образуют вокруг массива серии даек, многие из которых прорывают девонские эффузивы. Связь этих даек с породами плутона подтверждается постепенным уменьшением их количества по мере удаления от контакта. Обломки подобных гранитоидов и порфировых пород находятся в конгломератах средней части разреза девонских вулканитов. Аналогичные соотношения установлены для многих других массивов, считавшихся раннепалеозойскими (Ольчинского, Бродненского). Кроме того, в ряде случаев наблюдается ороговикование девонских эффузивов в экзоконтактах "абкитских" интрузивов, наличие ксенолитов вулканических пород в гранитоидах (данные И.Ю.Габака, Е.А.Кораго, Б.Б.Лихмана, В.П.Показаньева). Данные о девонском возрасте Конергинского интрузива, считавшегося раннепалеозойским, приведены Е.А.Усачевым /62/.

Единственным доводом в пользу правомерности выделения само-

стоятельного раннепалеозойского комплекса могло бы считаться перекрытие гранитоидов базальными слоями вулканогенного девона. В действительности же ни в одном случае базальный характер конгломератов, содержащих гальку гранитоидов, не доказан. Датированные растительными остатками слои этих пород имеют позднеде - вонский - раннекаменноугольный возраст. Все известные конгломераты (считающиеся базальными) в изобилии содержат, кроме гранитоидов, гальку разнообразных эффузивных пород, подобных девон - ским, что противоречит точке зрения об их базальном характере.

Большая часть интрузивов будуно-абкитского комплекса приурочена к Кедонскому блоку. Наиболее крупные тела - Абкитский и Коаргычанский массивы, выходы пород которых занимают 700 и 500 км^2 соответственно. Большинство интрузивов прорывают лишь додевонские образования. Для некоторых тел установлены активные контакты с эффузивами. В частности, Нельгинский массив прорывает эффузивы нижней части разреза, а обломки гранитоидов, подобных образующим этот интрузив, содержатся в туфобрекчиях верхней части девона.

В составе большинства интрузивов преобладают гранодиориты, жилки которых проникают в изредка встречающиеся диориты и габбро-диориты и, в свою очередь, пересекаются жилами гранитов. Коаргычанский интрузив, расположенный на юге Омолонского массива, сложен преимущественно аляскитами, которым предшествовали граниты и гранодиориты.

Основной особенностью химизма рассмотренных пород является умеренно-натриевый характер всех, даже наиболее кислых разновидностей (см.табл.2) при обычных для данных пород соотношениях прочих окислов.

Интрузивы алы-юряхского граносиенит-аляскитового комплекса характерны для Токур-Юряхского блока и Намындыкано-Моланджинской окраинной зоны (см.рис.I). Они приурочены к близширотным разломам, фиксирующим также размещение разнофациальных вулканитов.

Интрузивы алы-юряхского комплекса имеют небольшие размеры (не более 30 км^2). Они сложены гранодиенитами и более поздними аляскитами, находящимися в разных массивах в неодинаковых соотношениях. Нередки небольшие штоки и дайки гранит- и гранодиенит-порфиров. Главная особенность химизма пород состоит в их калиевом характере (см.табл.2).

Позднепалеозойская базальт-пикрит-диабазовая ассоциация (базальтовый и пикрит-диабазовый комплексы) развита на ограниченных участках Намындыкано-Моланджинской окраинной и Гижигинской межглыбовых зон, а также на северо-востоке Рассошинского блока (см.рис.I). Значительно более широко ее породы распространены в обрамлении массива - в Олойской зоне и на Приколымском поднятии. Базальты и пикритовые базальты ассоциируются с морскими терригенными, нередко кремнистыми отложениями преимущественно верхнего карбона - нижней перми. Суммарная мощность вулканитов достигает 200 м, площадь каждого ареала не превышает I00-200 км^2.

В связи с породами базальтового комплекса, а иногда и независимо от них распространены межпластовые тела и дайки диабазов, габбро-диабазов, изредка пикритов, охватывающие значительно более широкие территории, чем комагматичные им эффузивы. Они образуют изолированные ареалы, обычно вытянутые параллельно границам массива. Позднепалеозойские породы характеризуются повышенной щелочностью главных разновидностей (см.табл.2).

Породы позднетриасовой-раннеюрской щелочногаббroидной-щелочнобазальтоидной ассоциации распространены вблизи северо- и юго-восточного ограничения Южагирской глыбы. Это маломощные щелочнобазальтоидные вулканические накопления и связанные с ними тела щелочных габброидов и сиенитов, часть которых описана ранее Д.А.Билибиным/II/ под названием "эссексит-тешенитовый комплекс".

Щелочнобазальтоидные образования ассоциированы с прибрежно-морскими отложениями норийского яруса и нижней юры. Они развиты на нескольких участках общей площадью около I00 км^2. Среди них преобладают трахибазальты, реже наблюдаются трахиандезитобазальты, трахиты, лейцитовые базаниты, авгититы.Характерной чертой химизма этих пород является высокая (наибольшая в авгититах) титанистость (см.табл.2). Трахибазальты и трахиандезитобазальты выделяются высокой железистостью и глиноземистостью. За исключением лейцитовых базанитов породы характеризуются натриевой специализацией.

Межпластовые тела и дайки щелочных габброидов и сиенитов (эссексит-тешенитовый омолонский комплекс) образуют совместно с эффузивами два ареала, один из которых охватывает юго-восток Кенекского блока, а второй - северо-восток Рассошинского (см. рис.I). Пространственная сопряженность тел эссексит-тешенитового и щелочнобазальтоидного комплексов и близость их состава являются главным аргументом в пользу одновозрастности и комагма-

тичности этих образований. Кроме того, эти интрузивы нигде не прорывают позднеюрских образований, однако метаморфизуются раннемеловыми гранитоидами. Наконец, прямым свидетельством связи интрузивов с вулканитами служат находки обломков щелочных габброидов и сиенитов в вулканических брекчиях нижней юры /35, 60/. Вместе с тем существует точка зрения о раннемеловом возрасте этих образований /46, 70/.

Главную роль в составе интрузивов эссексит-тешенитового (омолонского) комплекса на юго-востоке Кедонского блока в прилегающей к нему части Гижигинской межглыбовой зоны играют тешениты, эссекситы, кринаниты, камптониты, трахидолериты. Щелочные сиениты образуют единичные пластовые тела и дайки, а также сегрегационные обособления и жилки среди щелочных габброидов. В пределах Рассошинского блока, наоборот, щелочные габброиды количественно уступают щелочным сиенитам (сельвсбергитам), наряду с которыми известно также крупное тело тингуаитов /35/. Щелочные габброиды комплекса характеризуются высокими содержаниями двуокиси титана и пятиокиси фосфора, резко снижающимися в сельвсбергитах и тингуаитах. Породам свойственна натриевая специализация (см.табл.2).

Магматические породы ранней стадии позднемезозойского магматизма (поздняя юра - ранний мел, исключая апт-альб) распространены преимущественно в пределах Намындыкано-Моланджинской окраинной зоны массива (см.рис.I), где они участвуют в строении наложенных впадин.

Позднеюрский трахиандезитобазальт-щелочнобазальтовый комплекс входит в состав вулканогенно-осадочных образований карбасчанской толщи мощностью 400 м. Разрез толщи состоит из покровов щелочных и субщелочных базальтов и трахиандезитобазальтов, пачек терригенных пород с остатками позднеюрских растений, а также умеренно основных туфов и туффитов. Эффузивы составляют 40-70% общего объема вулканогенно-осадочных образований, которые вмещают, кроме того, согласные со слоистостью или косо секущие суб - вулканические тела и экструзии.

Породы комплекса характеризуются небольшими вариациями содержаний кремнезема, низкими концентрациями глинозема, существенным преобладанием натрия над калием. Для щелочных базальтов свойственна высокая сумма щелочей, повышенные содержания двуокиси титана и пятиокиси фосфора (см.табл.2).

Позднеюрский (?) - раннемеловой трахириолит-трахиандезито-базальтовый комплекс представлен эффузивами монаковской и осеннинской терригенно-вулканогенных толщ, занимающих площадь 2000 км^2. Они согласно (?) залегают на кимеридж-средневолжских образованиях и с размывом перекрываются апт-альбскими отложениями. Нижняя часть вулканогенных накоплений (100-150 м) сложена разнообломочными основными и умеренно основными туфами, туфогравелитами, туфоконгломератами и отдельными покровами субщелочных базальтов. Выше залегают трахиандезитобазальты, андезитобазальты и их туфы, составляющие около 70% объема комплекса. Вверх по разрезу, а местами и по латерали их сменяют трахиты, трахириолиты, их игнимбриты и туфы. Общая мощность толщи до 1000 м.

Примечательной чертой химизма пород комплекса являются их повышенная глиноземистость и железистость, низкая титанистость и калиево-натриевый тип щелочности (см.табл.2).

Раннемеловой трахибазальт-трахиандезитобазальтовый комплекс образован субщелочными базальтами, трахиандезитобазальтами, редко андезитами. Их выходы занимают площадь около 500 км^2 и располагаются по периферии Хуличанской впадины (см.рис.I). Покровы лав, линзы туфов и пачки терригенных пород с берриасскими окаменелостями образуют толщу мощностью до 300 м. Эта толща согласно залегает на кимеридж-волжских отложениях и несогласно перекрывается песчаниками и алевролитами среднего - верхнего валанжина.

По вещественному составу эти вулканиты близки основным породам позднеюрского - раннемелового трахириолит-трахиандезитобазальтового комплекса, отличаясь повышенной калиевостью (см. табл.2).

Раннемеловой (готерив-барремский) щелочнобазальтовый комплекс, породы которого развиты в пределах Хуличанской впадины на площади около 200 км^2 (см.рис.I), представлен покровами однообразных нередко миндалекаменных щелочных оливиновых базальтов. Одни из покровов переслаиваются с терригенными и кремнистыми породами готерива, а другие залегают на них с несогласием /26/ Последние в нижней части разреза чередуются с туфами трахитов. Мощность вулканических накоплений достигает 350 м. По химизму базальты соответствуют меланократовым высокотитанистым разностям с высокими содержаниями щелочей и фосфора (см.табл.2).

Тела эссекситдиабазового (хуличанского) комплекса тесно ассоциированы с эффузивами готерив-барремского щелочнобазальтового комплекса и близки им по составу. Главная роль в составе ком-

плекса принадлежит эссекситдиабазам и трахидолеритам; редки тешениты. В их химизме привлекают внимание повышенные содержания щелочей при ведущей роли натрия, высокая титанистость и магнезиальность (см.табл.2).

Раннемеловой диорит-тоналит-гранодиоритовый (намындыканский) комплекс объединяет моно- и гетерогенные интрузивы (до 250 км^2 площадью), сложенные в основном умеренно кислыми гранитоидами /I7/. Они локализуются преимущественно среди выходов палеозоя и нижнего мезозоя, реже - верхней юры и нижнего мела и нередко рассекаются субвулканическими телами риолитов и дайками гранитоидов раннемеловой вулканоплутонической ассоциации.

В многофазных интрузивах Медленный и Чайнинский (см.рис.I) совмещены породы трех интрузивных фаз: I) габброидной (I0-I5% от площади интрузивов), 2) диоритовой (20-25%), 3) гранитоидной (60-70%). Основные и средние породы тяготеют обычно к периферийным частям интрузивов, а гранитоиды - к центральным. С такими интрузивами ассоциируют малые тела и дайки диорит- и габбродиорит-порфиритов, гранодиорит-порфиров и лампрофиров. Формирование порфировых пород происходило одновременно с полнокристаллическими разностями и насчитывает несколько стадий.

Состав пород каждой интрузивной фазы комплекса характеризуется широкими вариациями. Образования первой фазы включают габбро, габбродиориты, габбронориты, анортозиты, пироксениты, иногда перемежающиеся друг с другом в виде "слойков" мощностью до I0-I5 см. В других случаях одни из них находятся в виде неправильных обособлений в других. С диоритами второй фазы ассоциируют кварцсодержащие разности, более редки габбродиориты и сиенитодиориты, а с гранодиоритами - тоналиты и адамеллиты. По химизму главные разновидности пород (см.табл.2) принадлежат к типичной известково-щелочной серии. Даже наиболее кислые разности характеризуются преобладанием натрия над калием.

В состав раннемеловой базальт-риолит-гранитоидной вулканоплутонической ассоциации входят базальт-трахириолитовый вулканический и граносиенит-гранитный (талалахский) интрузивный комплексы. Первый из них представлен эффузивами терригенно-вулканогенной (чагачанской) свиты и сопутствующими им субвулканическими и экструзивными телами, распространенными на площади около I700 км^2 (см.рис.I). Они залегают на верхнеюрских и верхнеюрско-раннемеловых вулканических и осадочных образованиях и перекрыва-

ются грубообломочными апт-альбскими отложениями. Последние содержат до 60-70% литокластов, тождественных эффузивам чагачанской свиты. В нижней части разреза (250-500 м) свиты находятся игнимбриты, туфы и лавы преимущественно риолитов, более редких дацитов и ультракислых риолитов. Примечательны редкие комендиты и пехштейны. Кислые эффузивы смещают субвулканические и экструзивные тела базальтов. Верхнюю часть разреза (до 150 м) образуют покровы базальтов, вулканотерригенные породы и туфы риолитов. Базальты составляют не более 30% от общего объема эффузивов свиты.

Базальты слегка недосыщены кремнеземом, содержат умеренное количество глинозема и повышенное двуокиси титана (см.табл.2). Риолиты характеризуются низкими концентрациями кальция и магния, повышенной железистостью и калиевостью. В щелочных разностях роль калия и натрия возрастает пропорционально.

Раннемеловой граносиенит-гранитный (талалахский) комплекс образован в основном субщелочными и щелочными гранитоидами и, изредка, габброидами /17/. Интрузивы располагаются среди верхнеюрских терригенных отложений. Некоторые из них прорывают раннемеловые гранодиориты намындыканского комплекса и, в свою очередь, рассечены субвулканическими телами и дайками риолитов раннемелового базальт-трахириолитового комплекса. Обломки субщелочных гранитов присутствуют в апт-альбских конгломератах.

По своему строению интрузивы рассматриваемого комплекса неоднородны. Одни из них (Талалахский, см.рис.1) на 70-80% образованы субщелочными гранитами (граниты-I в табл.2). С ними ассоциированы граносиениты, нордмаркиты, аляскитовые граниты (20-30%). Становление этих тел завершилось формированием малых интрузий и даек щелочных гранитов, гранит-порфиров, грорудитов, аплитов и пегматитов. Последние иногда включают эвдиалит /72/. В других интрузивах субщелочные и щелочные гранитоиды относятся к нескольким фазам внедрения и сочетаются с габбро. В самом крупном из них - Айненэнском (около 130 км^2) совмещены породы пяти фаз: 1) габброидной (5% площади массива); 2) щелочных сиенитов (10%); 3) субщелочных граносиенитов (15%); 4) субщелочных гранитов - 2 (25%); 5) аляскитовых гранитов (15%). В связи с ними находятся небольшие тела и дайки гранит-порфиров, реже -диабазов, лампрофиров, аплитов. Массив характеризуется концентрически-зональным распределением образований разных фаз и даек, что сближает его с интрузивами центрального типа.

Главной чертой химизма пород талалахского комплекса является их высокая щелочность (см.табл.2), меняющая свой профиль от натриевого (в габброидах) до калиевого (в аляскитовых гранитах). Характерно слабое развитие разностей среднего состава, что сближает эти образования с породами комагматичного базальт-трахириолитового комплекса.

Раннемеловой (бебеканский) комплекс щелочных сиенитов представлен штоко- и лакколитообразными телами щелочных сиенитов и бостонитов (площадью до 10 км^2), а также дайками сиенит-порфиров. Особенно широко они распространены в обрамлении Хуличанской впадины (см.рис.1) и более редки внутри нее, где рассекают отложения готерива и раннемеловые щелочные базальты. Небольшой ареал распространения таких же пород находится на западе Укагирской глыбы. Доальбский возраст косвенно обосновывается отсутствием сиенитов и сиенит-порфиров среди альб-сеноманских вулканитов Охотско-Чукотского пояса. По химическому составу сиенитовые породы отвечают умеренно кислым высокощелочным породам с примерно одинаковой ролью калия и натрия (см.табл.2). Более меланократовые сиенит-порфиры отличаются повышенным содержанием натрия.

Позднемезозойские изверженные породы поздней стадии магматизма принадлежат к ранне-позднемеловой (преимущественно альб-сеноманской) андезит-риолит-гранитоидной вулканоплутонической ассоциации. Они слагают часть внешней зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, наложенную на Гижигинскую межглыбовую зону Омолонского массива и, кроме того, образуют Конгинский вулканоплутонический ряд. Последний, являясь ответвлением пояса, проникает на территорию Укагирской глыбы и Намындыкано-Моланджинской окраинной зоны (см.рис.1).

Вулканические и интрузивные образования Охотско-Чукотского пояса, исключая его ответвления, рассмотрены В.Ф.Белым /6-8/. В строении части внешней зоны пояса, наложенной на массив, участвуют в основном вулканиты андезитового и, в заметно меньшей мере, дацит-риолитового и риолит-андезитобазальтового комплексов. С ними ассоциированы диорит-гранодиоритовые интрузивы /7, 8/, традиционно называемые нами "охотскими".

Более подробно рассмотрим особенности строения и состава пород Конгинского вулканоплутонического ряда /19/. Его эффузивы (конгинская свита) залегают с несогласием на апт-альбских и более древних отложениях. Иногда в основании свиты находятся поли-

миктовые конгломераты или пачки терригенных пород (до 300 м) с отдельными покровами андезитобазальтов и остатками позднеальбских и сеноманских растений. Среди залегающих выше эффузивов 60-70% приходится на андезиты, андезитобазальты и их туфы, 15-20% - на базальты, 10-15% - на дациты. В самостоятельную пачку обособляются туфы, лавы и игнимбриты риодацитов и более редких риолитов (до 300 м), залегающих на средних эффузивах и сопоставимых, возможно, с дацит-риолитовым комплексом пояса. Кроме вулканитов нормальной щелочности обнаруживаются субщелочные разности (преимущественно базальты). В целом они занимают не более 5-7% общего объема комплекса. Сопряженные с эффузивами субвулканические тела (пластовые залежи и лакколиты) образованы преимущественно андезитами и риолитами. В петрохимическом отношении эффузивы конгинского ряда отличает от образований пояса довольно частое присутствие разностей повышенной щелочности (см.табл.2). Обращает на себя внимание слабо повышенная калиевость вулканитов, которая снижается как в северной, так и в южной оконечностях Конгинского ряда.

Если вулканические породы пояса и Конгинского ряда близки между собой и могут быть объединены в единый андезитовый комплекс, то ассоциированные с ними интрузивные образования в разных частях массива заметно различаются. В связи с этим они рассматриваются в составе трех комплексов, латерально замещающих друг друга: диорит-гранодиоритового охотского (внешняя зона Охотско-Чукотского пояса), диорит-граносиенит-гранодиоритового викторинского (часть Конгинского ряда в пределах Юкагирской глыбы) и диорит-тоналитового чеканихинского (то же, в пределах Намындыкано-Коландзинской окраинной зоны).

Интрузивы диорит-граносиенит-гранитного (викторинского) комплекса прорывают позднеальб-сеноманские вулканиты южной и средней части Конгинского ряда (см.рис.I). Вместе с тем они нередко рассекаются субвулканическими телами и дайками риолитов, подобных риолитам андезитового комплекса. Плутонические породы образуют две группы. Одна из них представлена порфировидными и более редкими равномернокристаллическими разностями, образующими сравнительно крупные интрузивы с площадью выхода до 100 км^2. Они являются продуктами четырех интрузивных фаз, принципиально идентичных фазам охотского комплекса: I) габброидной (не более 5%); 2) диоритовой (15-20%); 3) умеренно кислых гранитоидов (55-

60%) и 4) гранитной (20-25%). В отличие от охотского комплекса, среди них заметная роль принадлежит субщелочным породам, особенно в центре Юкагирской глыбы. Так, в качестве фациальных разностей габбро здесь нередки монцониты, с диоритами связаны переходами сиенитодиориты. Среди умеренно кислых гранитоидов, кроме гранодиоритов, встречаются граносиениты, кварцевые и кварцсодержащие сиениты. Ближе к окончностям Конгинского ряда роль субщелочных разностей заметно снижается.

Вторая группа пород викторинского комплекса представлена диорит-порфиритами, гранодиорит- и гранит-порфирами. Они образуют малые тела (залежи, лакколиты, штоки) и дайки, ареал распространения которых охватывает заметно большую площадь, чем полнокристаллические породы и вулканиты. Малыми телами и дайками образовано несколько свит меридионального и северо-восточного простирания. Формирование порфировых пород сопровождало позднеальб-сеноманский вулканизм на всем его протяжении.

Для диорит-тоналитового (чеканихинского) комплекса характерны небольшие (до 8-10 км^2) штоки, лакколиты, залежи и дайки преимущественно порфировых и более редких равномернокристаллических габбро, диоритов, тоналитов и плагиогранитов, размещенные в северной части Конгинского ряда. Они сформировались в несколько фаз внедрения, сменяющихся в гомодромной последовательности, но образуют в основном моногенные тела. Более редки двух- или трехфазные интрузивы.

По своему химическому составу интрузивные породы Конгинского ряда сопоставимы с образованиями охотского комплекса /7, 9/, выделяясь высокой ролью калия (викторинский комплекс) или натрия (чеканихинский комплекс).

Условно плейстоценовые щелочные базальты известны на ограниченной площади в центре Юкагирской глыбы (см.рис.I). Они образуют два или три лавовых потока общей мощностью около 200 м, залегающих на неровной поверхности девонских вулканитов. В химизме базальтов обращают внимание высокие содержания титана и щелочей, калиево-натриевый профиль щелочности и значительная меланократовость (см.табл.2).

Закономерности развития магматизма Омолонского массива

В данной части работы рассмотрены вопросы систематизации магматических образований, их эволюции и латеральной зональности

в пределах массива и его структурной рамы. В заключение обсуждаются причины магматической активности, и,на основе сравнения формаций изверженных пород Омолонского и других срединных массивов, сделаны выводы о специфике магматизма этих структур.

Анализ общих особенностей состава и структуры магматических комплексов Омолонского массива привел авторов к заключению о принадлежности их к известково-щелочной, толеитовой и щелочной петрологическим сериям, общие черты различия которых сформулированы А.Миясиро /77/. Известково-щелочная серия, в которую входят породы ряда базальт (габбро) - риолит (гранит), характеризуются высокоглиноземистым и относительно лейкократовым характером основных и средних пород, широким распространением андезитов в составе многих ассоциаций и отсутствием тренда накопления железа. Породам толеитовой серии свойственно накопление железа в разновидностях основного и среднего (исландиты) и, нередко, кислого состава. Одним из главных различий ассоциаций известково-щелочной и толеитовой серий является отсутствие андезитов (исключая исландиты) в составе последней. В связи с этим многопородные ассоциации известково-щелочной серии получили название "непрерывных", а толеитовой - "контрастных" /65, 74/. Дискриминация образований толеитовой и известково-щелочной серий в монопородных ассоциациях осуществляется по особенностям состава пород и для кислых вариететов может быть произведена далеко не всегда. Хотя отнесение вулканических и интрузивных образований кислого состава к толеитовой серии звучит парадоксально, тем не менее существует весьма веская петрологическая аргументация связи таких пород с толеитовыми базальтами /48/.

И, наконец, ассоциации щелочной серии во многом сходны с толеитовыми, отличаясь бимодальным характером распределения пород разной основности, нередко ясным трендом накопления железа, низкоглиноземистым характером базитов. Главная их особенность состоит в пересыщении пород щелочными окислами. Признаком базитов слабо повышенной щелочности является высокое содержание двуокиси титана и пятиокиси фосфора /39/.

Подобное подразделение магматических образований удобно для целей тектонической интерпретации потому, что каждая из этих серий возникает при определенных эндогенных режимах - орогенном (известково-щелочная)*, кратонном и рифтовом (сочетание толеито-

*Указаны преобладающие серии.

вой и щелочной) и геосинклинальном (сочетание толеитовой и известково-щелочной). Кроме того, изучение геологических условий образования пород этих серий в современных и древних структурах привело многих исследователей к заключению о том, что известково-щелочные образования формируются в условиях преобладающего сжатия и воздымания, а толеитовые и щелочные - растяжения и погружения /28,48,49,53,65,78/. Отмеченные зависимости проявлены статистически.

Важным дискриминационным признаком пород магматических формаций для целей тектонической интерпретации является и характер щелочности. Общеизвестно, что натриевые ассоциации более свойственны геосинклинальным структурам, чем калиевые, хотя эта зависимость также не является функциональной /3, 4/. Численные пределы соотношений калия и натрия, установленные эмпирически по данным сравнения ранне- и позднегеосинклинальных, орогенных и рифтовых ассоциаций различных регионов, приведены на рис.2.

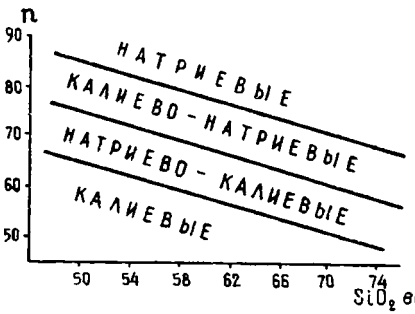


Рис.2. Дискриминационный график для распознавания изверженных пород по типу щелочности (n - параметр А.Н.Заварицкого)

Систематика магматических комплексов Омолонского массива и его складчатого обрамления, разработанная на основе рассмотренных принципов, приведена в таблице 3. Согласно данным, изложенным в предыдущей главе, и в соответствии с этой таблицей составлены схемы латеральной магматической зональности (рис.3), а также эволюционных и латеральных рядов (рис.4) магматических ассоциаций Омолонского массива и его складчатого обрамления. Из рассмотрения табл.3 и названных схем вытекает ряд выводов о закономерностях распределения и эволюции магматических образований на массиве.

I. Отмечается почти исключительная приуроченность девонских

и позднемезозойских контрастных толеитовых ассоциаций к Намындыкано-Моланджинской окраинной зоне, испытавшей, особенно в среднем палеозое, устойчивое прогибание. Такому выводу не противоречит и развитие девонских вулканитов толеитовой серии в пределах наиболее мобильной и прогнутой части Юкагирской глыбы - Доломнанской поперечной зоны. В противоположность такой локализации известково-щелочные образования девона тяготеют к стабильным элементам массива - Рассошинскому и Кедонскому блокам (по /52/), а позднего мезозоя - к Тайгоносской глыбе и Гижигинской межглыбовой зоне, испытавшей в это время устойчивое воздымание. Существенно отметить при этом приуроченность пород толеитовой серии к структуре, примыкающей к Олойской зоне, а известково-щелочной - к части массива, соприкасающейся с Кони-Тайгоносской складчатой зоной. Последняя может считаться тектонотипом "андезитовой" геосинклинали, заполненной исключительно продуктами известково-щелочного магматизма /5/. Учитывая сходство среднепалеозойских и позднемезозойских вулканических образований толеитовой серии Намындыкано-Моланджинской окраинной зоны с ассоциациями некоторых современных рифтов (в частности, Эфиопского, где кислые вулканиты преобладают над основными), можно предполагать, что рассматриваемая структура на протяжении фанерозоя дважды вовлекалась в рифтообразование, сопровождавшееся растяжением. Это растяжение связано, по-видимому, с развитием Олойской складчатой зоны. Растягивающие усилия в рассматриваемом случае были направлены на северо-восток - юго-запад, нормально простиранию этой зоны. С другой стороны, образования известково-щелочной серии позднемезозойского возраста фиксируют, по-видимому, преобладающий режим сжатия, направленного на северо-запад со стороны Кони-Тайгоносской зоны.

Такое распределение направлений векторов сжимающих и растягивающих усилий подтверждается существованием двух структурных планов разрывной тектоники, устанавливаемых на Омолонском массиве: близширотного - северо-западного в области развития толеитовой серии и северо-восточного - близмеридионального для ареала известково-щелочной серии. Эти структурные планы трассируются телами независимо от их возраста (см.рис.I).

Кроме толеитовых комплексов преимущественно кислого состава к мобильным структурным элементам массива приурочена и пикрит-диабаз-базальтовая ассоциация позднепалеозойского возраста (см.рис.3).

2. Размещение мезозойских изверженных образований щелочной

Таблица 3

Систематика магматических комплексов Смолонского массива и его складчатого обрамления
(цифры - площади предполагаемого первоначального распространения пород в км^2)

Возраст	Комплексы или их ассоциации				
	Известково-щелочная серия			Толеитовая серия		Щелочная серия
	Смолонский массив	Складчатое обрамление		Смолонский массив	Складчатое обрамление (Олойская зона)	Смолонский массив
Ранний-поздний мел (в основном альб-сеноман)	Калиево-натриевые андезитовый (14000), дацит-риолитовый и риолитовый (4000), риолит-андезито-базальтовый (1000); натриево-калиевый трахиандезит-андезитовый (600); калиево-натриевый диорит-гранодиоритовый (пенжин-ский) -1500; натриево-калиевый диорит-граносиенит-гранодиоритовый (викторинский) - 200.	Олойская зона: калиево-натриевые андезитовые, трахиандезитовые, дацит-риолитовые, диорит-гранитоидные (олойский, тополевский).	Кони-Тайгонос-ская зона: калиево-натриевые высокогли-ноземистых ба-зальтов, диорит-тоналитовый (конитайгонос-ский).			
Поздняя юра - ранний мел	Калиево-натриевые диорит-гранодиоритовый (намындыканский)-250, трахит-трахиандезитобазальтовый (1300).			Натриево-калиевый базальт-риолитовый (2200); калиево-натриевый габбро-граносиенит-гранитный (талалахский) - 600.	Калиево-натриевые габбро-гранитоидные (талалахский, хета-чанский)	Натриево-калиевый щелочных сиенитов (бебеканский) -150; калиево-натриевый щелочных оливиновых базальтов-эссексит-диабазов -30
Поздний триас - ранняя юра		Натриевый андезит-базальтовый	Натриевый базальт-андезит-риолитовый			Натриевая и калиево-натриевая щелочногаббродно-щелочнобазальтоидная (100).
Поздний палеозой				Калиево-натриевая и натриевая пикрит-диабаз-базальтовая (400)	Натриевые пикрит-диабаз-базальтовая и базальт-риолитовая	
Средний палеозой (в основном средний - поздний девон)	Калиево-натриевые андезит-риолитовый (8000), трахириолитовый (22000), диорит-гранодиоритовый (булуно-абкитский) - 2000; калиево-натриевый трахиандезитовый (1000).	Олойская зона: калиево-натриевый базальт-андезит-риолитовый.		Калиевые трахибазальт-трахириолитовый (42000), граносиенит-аляскитовый (алы-юряхский) - 100.	Калиевый граносиенит-аляскитовый (алы-юряхский)	
Ранний палеозой?					Алазейская зона и Анадырско-Корякская система: натриевых базальтов.	Калиевых щелочных сиенитов-нордмаркитов (анманды-канский) - 400.
Рифей?				Калиево-натриевая пикрит-диабаз-базальтовая (200).		

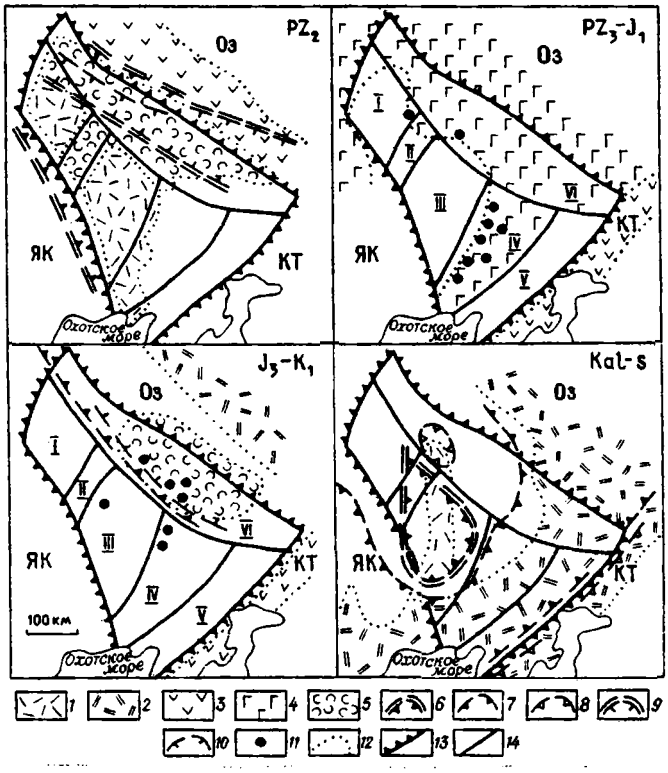


Рис.3. Схемы латеральной зональности распространения изверженных образований главных петрологических серий на Омолонском массиве для основных периодов магматической деятельности.
I-10 - площади распространения вулканических образований: I-3 - известково-щелочной серии (I,2 - калиево-натриевых и натриево-калиевых: I - преимущественно кислого, 2 - среднего состава; 3 - калиево-натриевых и натриевых); 4,5 - то же толеитовой (4 - основного; 5 - кислого состава);6-IO- границы ареалов распространения интрузивных комплексов: 6-8 - известково-щелочной серии (6 - натриево-калиевых, 7 - калиево-натриевых, 8 - натриевых); 9,IO - то же толеитовой (9 - калиевых, IO - калиево-натриевых); II - выходы пород щелочногабброидной - щелочнобазальтоидной ассоциации; I2 - границы площадей распространения вулканических образований; I3 - граница Омолонского массива; I4 - границы структурных подразделений Омолонского массива (I-Ш - Южагирская глыба: I,Ш - соответственно Рассошинский и Кедонский блоки, П - Доломнанская поперечная зона; IУ - Гижигинская межглыбовая зона, У - Тайгоносская глыба, УI - Намындыкано-Моланджинская окраинная зона). Обрамляющие структуры: ЯК- Яно-Колымская складчатая система, КТ и Оз - соответственно Кони-Тайгоносская и Олойская складчатые зоны.

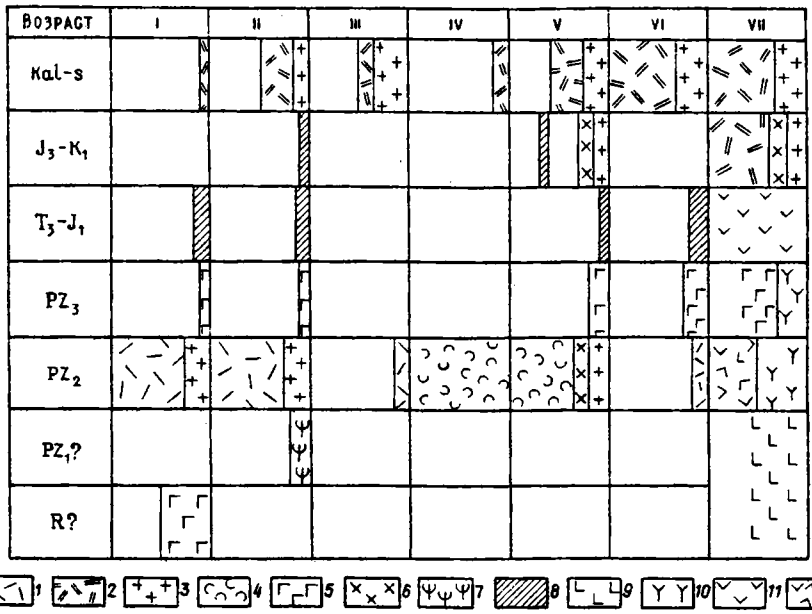


Рис.4. Эволюционные и латеральные ряды главных магматических ассоциаций и комплексов на Омолонском массиве и в его обрамлении. Комплексы и ассоциации: I-3 - известково-щелочной серии (I - существенно риолитоидные, 2-андезитоидные, 3 -диорит-гранодиоритовые); 4-6 - толеитовой серии (4 - существенно риолитоидные, 5 - пикрит-диабаз-базальтовые, 6 - габбро-граносиенит-гранитные); 7,8 - щелочной серии (7 - щелочных сиенитов и нордмаркитов, 8-щелочногабброидно-щелочнобазальтоидно-щелочносиенитовые); 9-I2 - натриевые ассоциации и комплексы (9,IO - толеитовой серии: 9 - базальтовый IO - базальт-риолитовый; II-I2 - известково-щелочной: II - базальт-андезитовая, тефроиды, I2 - базальт-андезит-риолитовая). Ширина колонки каждой ассоциации или комплекса соответствует их относительной распространенности. I-УI - структуры Омолонского массива (названия см. на рис. 3), УП - структуры обрамления.

ии, представленных щелочнобазальтовыми и щелочносиенитовыми плексами, определяется их приуроченностью к зонам сочленения носительно жестких блоков с более подвижными структурными эле-нтами массива (см.рис.3).

3. В магматической истории чехла Омолонского массива отчет-во намечается два мегацикла (рифей? - девон и поздний палео - й - мел), начинающиеся слабо проявленным базитовым магматизмом завершающиеся формированием широко распространенных комплексов род среднего и кислого состава (см.рис.4). Базитовые ассоциации чала каждого мегацикла принадлежат толеитовой серии, комплексы род кислого и среднего состава его завершения - преимущественно известково-щелочной. Для второго мегацикла характерно относительно более широкое развитие образований щелочной серии (главным образом щелочных базитов,не известных среди пород раннего гацикла), формирующихся на протяжении его второй половины.

При подобной интерпретации изложенного материала может возникнуть вопрос о том, правомерно ли включение магматических образований, наложенных на массив, но причинно связанных в своем ормировании с развитием других структур (например, Охотско-Чуотского вулканогенного пояса), в схему эволюции магматизма Омолонского массива? По-видимому, на этот вопрос следует ответить ложительно, поскольку формирование магматических расплавов в иной структуре происходило за счет ее коры и подстилающих эту ору участков мантии, уже служивших источниками расплавов в течение предыдущих вспышек магматизма. Изменение состава магмаобразующего субстрата стимулировало специфический ход эволюции агматизма на Омолонском массиве. Справедливость этого заключения показана в следующем пункте.

4. Для каждого структурного элемента массива напряженность агматизма в течение названных мегациклов неодинакова. Если в евоне многие структуры характеризовались исключительно интенивными процессами формирования изверженных пород (Южагирская лыба и Намындыкано-Моланджинская окраинная зона), то в позднем езозое здесь имело место резкое снижение общего объема образующихся магматических продуктов (см.рис.4). И, наоборот, в пределах Гижигинской межглыбовой зоны и Тайгоносской глыбы интен - ивность мелового магматизма была несравненно выше, чем спорадически проявленного девонского. Таким образом, создается впе - атление комплементарности объемов продуктов разновременной маг-

матической деятельности для каждой структуры массива, связанной, возможно, с ограниченной магмаобразующей способностью субстрата. Подобная комплементарность проявляется не только в отношении объемов магматических пород, но и соотношениях кислых и средних - основных разностей магматитов. Если среди девонских изверженных образований кислые породы резко преобладают над средними и основными породами толеитовых и известково-щелочных комплексов, то в позднем мезозое наблюдается обратное соотношение объемов (табл. 4),

Таблица 4

Предполагаемые первоначальные объемы ($км^3$) девонских и позднемезозойских вулканических пород кислого и среднего - основного состава на Омолонском массиве

Группы пород	Известково-щелочная серия		Толеитовая серия	
	девон	Альб-сеноман	Девон	Поздняя юра - ранний мел
Кислые ($SiO_2 > 62\%$)	31000	2200	38000	700
Средние - основные ($SiO_2 < 62\%$)	600	I6400	I200	400

свидетельствующее об антидромном характере магматической деятельности на Омолонском массиве. К этому привело, возможно, обеднение гранитно-метаморфического слоя легкоплавкими салическими компонентами в девонском периоде.

5. Касаясь особенностей эволюции магматизма на Омолонском массиве, следует различать, с одной стороны, изменение состава изверженных образований в течение каждого мегацикла, и, с другой, - на протяжении всего неогея. Каждый из выделенных мегациклов характеризуется отчетливой гомодромной последовательностью изменения валового состава пород вне зависимости от их серийной принадлежности. Общая эволюция магматизма имеет гораздо более сложный характер. В первую очередь следует отметить широкое проявление в течение мезозоя и кайнозоя щелочнобазитовых ассоциаций, что, учитывая толеитовый характер базитов палеозоя, указывает на антидромную последовательность. Эта последовательность

подтверждается и более основным валовым составом известково-щелочных эффузивов позднего мезозоя сравнительно с девонскими.

6. Эволюция магматизма на Омолонском массиве проявилась и в изменении химизма разновозрастных изверженных пород одинаковой основности, принадлежащих к одной и той же петрологической серии. Особенно ярко выражено изменение типа щелочности от девона к позднему мезозою для кислых пород толеитовых ассоциаций, развитых в пределах Намындыкано-Моланджинской окраинной зоны. Натриевость девонских вулканитов на 5-10% ниже, чем позднемезозойских (табл.5). Возрастание относительного количества натрия в позднемезозойских вулканических образованиях известково-щелочной серии, развитых в пределах Южагирской глыбы, статистически незначимо.

Иначе выражена химическая эволюция гранитоидных пород от девона к позднему мезозою. Если тенденция уменьшения калия в толеитовых вулканитах Намындыкано-Моланджинской окраинной зоны от девона к позднему мезозою столь же ясно сохраняется и в соответствующих гранитоидах, то в позднемезозойских известково-щелочных гранитоидах Южагирской глыбы, напротив, количество калия возрастает в сравнении с девонскими или остается на том же уровне (табл.5). Отмеченный случай несогласованности изменения состава вулканитов и связанных с ними гранитоидов является подтверждением аргумента об определенной автономности эффузивных и интрузивных образований, объединяемых в вулканоплутонические ассоциации /45/.

7. Анализ латеральных вариаций натриевости вулканических и интрузивных образований позволил выявить ясную перикратонную зональность относительно Южагирской глыбы. Если для позднемезозойских гранодиоритов викторинского комплекса, локализованных в пределах глыбы, коэффициент натриевости равен 56% (см.табл.5), то для синхронных ему охотского (Гижигинская зона) величина этого параметра составляет 71%, а чеканихинского (Намындыкано-Моланджинская зона) - 61%. Отмеченная зональность, выраженная в приуроченности калиевых гранитоидов к наиболее стабильной структуре тривиальна, отмечается исследователями многих регионов и связывается с большей мощностью гранитно-метаморфического слоя.

Напротив, девонские гранитоиды Южагирской глыбы более натриевые, чем одновозрастные интрузивные породы Намындыкано-Моланджинской окраинной зоны (см.табл.5). Однако остаются сомнения в корректности такого сравнения, поскольку эти гранитоиды относят-

Таблица 5

Средние значения коэффициента натриевости А.Н.Заварицкого для главных породных разновидностей девонских и позднемезозойских магматических образований и оценка значимости различий (стрелки – пары значений коэффициента, значимо различающиеся с вероятностью 95%)

Породы	Известково-щелочная серия (Южагирская глыба)		t выч. / t крит.	F выч. / F крит.	Голеитовая серия (Намындыкано-Моланджинская окраинная зона)		t выч. / t крит.	F выч. / F крит.
	Девон	Альб-сеноман			девон	Альб-сеноман		
Риолиты	54(95) / 8	54(9) / II	0 / 2,00	I,89 / 2,7I	48(34) / I8 ⟷	56(20) / I8	2,24 / 2,00	5,06 / 2,08
Андезиты	7I(I8) / 9	74(22) / 8	I,I0 / 2,02	I,26 / 2,I5	-	-	-	-
Базальты	-	76(I2) / 7	-	-	73(I3) / I7	82(6) / I	I,90 / 2,I0	289,00 / 4,00
Граниты	57(I6) / 3	52(7) / 9	I,44 / 2,07	9 / 2,98	52(5) / 6 ⟷	60(28) / 6	2,75 / 2,20	I,00 / 4,53
Гранодиориты	6I(3I) / 7	56(22) / I2	I,75 / 2,0I	2,94 / 2,03	-	-	-	-
Граносиениты	-	-	-	-	55(4) / 4 ⟷	65(6) / 2	4,63 / 2,23	4,00 / 6,I6

В числителе – оценка среднего значения, в знаменателе – стандартное отклонение, в скобках – объем выборки, t – критерий Стьюдента, F – Фишера

ся к разным петрологическим сериям: на Ыкагирской глыбе - к известково-щелочной, а в пределах окраинной зоны - к толеитовой. Такое же возрастание калиевости за пределами Ыкагирской глыбы отмечено и для девонских эффузивов /44/. Природа этой калиевости, возможно, такова же, что и в шошонитовых ассоциациях, развивающихся в зонах сочленения блоков с различным строением коры. Источник калия в этом случае может иметь глубинный, мантийный характер.

Специфика состава магматических образований Омолонского массива и причины их появления обнаруживаются при сравнении с комплексами изверженных пород смежных складчатых структур. Примечательно, что периоды возрастания магматической активности на массиве и в складчатом обрамлении совпадают как по времени, так и, нередко, по сериальной принадлежности изверженных пород, и по некоторым общим особенностям их состава, что в общих чертах отмечалось ранее /44/. Схематически характер латеральных замещений магматических комплексов на массиве и в его складчатом обрамлении показан на рис.3 и в табл.3. Рассмотрим главные черты этой зональности для каждого возрастного "среза" из числа изображенных на рис.3.

В позднем докембрии - раннем палеозое для всего Северо-Востока в целом характерен базитовый магматизм толеитового типа /43/. Если прилегающим к Омолонскому массиву эвгеосинклинальным структурам свойственны высокомагнезиальные низкокалиевые базиты /42/, то в пределах массива они сменяются относительно калиевыми низкомагнезиальными разностями.

В среднем палеозое (главным образом в девоне) преимущественно кислые калиевые вулканические образования известково-щелочной и толеитовой серий замещаются за пределами массива близкими по кислотности калиево-натриевыми эффузивами такой же сериальной принадлежности, содержащими относительно мало щелочей (табл.6). На удалении от массива (Алучинское поднятие) девонские эффузивы приобретают преимущественно основной состав.

В позднем палеозое на локальных участках Омолонского массива формируются тела толеитовой пикрит-диабаз-базальтовой ассоциации, развитые также в смежных частях Олойской зоны и Приколымского поднятия, где они характеризуются слабо повышенной натриевостью пород. На большом удалении от массива базиты замещаются породами комплексов натриевых базальтов - риолитов и габбро-пла-

гиогранитного, развитых в пределах Алазейской /42/ и Слойской зон. Иной тип замещения наблюдается для позднемезозойских и более молодых магматических образований Омолонского массива в сторону Кони-Тайгоносской складчатой зоны, в пределах которой, начиная по крайней мере с позднего карбона и кончая мелом, развиты калиево-натриевые и натриевые эффузивы известково-щелочной серии /5/ (см. табл.6).

Магматические образования Омолонского массива на фоне смежных структур чрезвычайно резко выделялись в позднетриасовое -раннеюрское время, когда в его пределах образовались щелочнобазитовые ассоциации. В пределах Алазейской, Слойской и Кони-Тайгоносской зон в это время имел место интенсивный известково-щелочной вулканизм, продуктами которого являются мощные тефроидные накопления верхнего триаса - нижней юры /21, 40/.

В позднем мезозое состав магматических продуктов Омолонского массива на фоне окружающих структур выделялся менее контрастно, чем в предшествующей стадии. Это обусловлено тем, что в средней юре в Алазейско-Слойской складчатой системе начался орогенный вулканизм /51/, достигший максимальной напряженности в поздней юре и начале раннего мела и охвативший в это время Намындыкано-Коландинскую окраинную зону. Несколько позже (в альб-сеноманское время) происходило формирование Охотско-Чукотского пояса /6, 7/. Как орогенные вулканиты и интрузивы Слойской зоны, так и образования пояса накладывались на Омолонский массив, претерпевая при этом лишь небольшие изменения. Например, позднеюрские - раннемеловые кислые вулканиты Омолонского массива отличаются от аналогичных пород Слойской зоны лишь слегка повышенной калиевостью (см.табл.6). Это свойство более резко выражено при сравнении их с салическими породами Кони-Тайгоносской зоны, характеризующимися и более низкой агпаитностью.

Гранитоиды раннемелового возраста, ассоциированные с позднеюрскими - раннемеловыми вулканитами и на Омолонском массиве, и в Слойской складчатой зоне также различаются незначительно. В обеих структурах развиты и субщелочные гранитоиды (на Омолонском массиве талалахский, в Слойской зоне хетачанский комплексы), и диорит-гранодиоритовые тела (соответственно, намындыканский и тополевский комплексы). Как на массиве, так и в структурах обрамления гранитоиды соответствующих пар комплексов характеризуются близкой щелочностью, однако калиевость их в последнем случае несколь-

Таблица 6

Средние химические составы породных групп главных вулканических ассоциаций Омолонского массива и его складчатого обрамления

Окислы	Девон			Поздняя юра – ранний мел						Альб-сеноман (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс)						
	П о р о д н ы е г р у п п ы															
	Салическая			Салическая			Базальтоидная			Салическая			Базальтоидная			
Структуры	ЮГ	НЗ	ОЗ	НЗ	ОЗ	КТЗ	НЗ	ОЗ	КТЗ	ОМ	ОЗ	ЯКС	ОМ	ОЗ	ЯКС	КТЗ
SiO_2	71,89	72,92	74,76	72,59	73,51	68,75	55,52	59,07	53,95	69,72	70,10	72,89	57,01	58,63	58,19	54,18
TiO_2	0,27	0,28	0,27	0,42	0,28	0,78	1,16	0,94	1,42	0,38	0,40	0,28	0,99	0,80	1,02	1,22
Al_2O_3	15,09	14,24	13,00	13,97	14,50	15,08	18,55	17,73	18,35	15,74	15,47	14,52	18,75	17,92	18,24	18,32
$Fe_2O_3 + FeO$	2,84	2,70	3,07	3,39	2,36	4,78	4,49	7,33	9,19	3,53	3,44	2,76	8,11	7,14	7,79	9,25
MgO	0,57	0,55	1,47	0,55	0,38	1,11	3,25	3,39	4,81	0,98	0,99	0,48	3,28	3,72	3,18	4,31
CaO	1,10	0,58	1,00	0,96	0,81	2,84	5,67	5,88	7,41	2,04	1,77	1,39	6,38	6,16	6,23	7,99
Na_2O	3,83	3,65	4,41	3,89	4,12	4,27	4,36	3,89	3,63	3,79	4,44	4,04	3,69	3,72	3,60	3,40
K_2O	4,41	5,08	2,02	4,23	4,04	2,41	1,98	1,76	1,22	3,82	3,39	3,63	1,76	1,91	1,75	1,35
Число анализов	163	79	4	53	38	13	22	16	40	117	62	214	87	62	109	24
Натриевость	60	52	77	58	61	73	77	77	82	60	66	63	76	75	76	79
Щелочность (агпаитность)	73	81	73	79	77	64	50	47	40	66	71	73	42	46	43	38

Омолонский массив: ЮГ – Южагирская глыба, НЗ – Намындыкано-Моландзинская окраинная зона, ОМ – массив в целом; ОЗ, КТЗ – Олойская и Кони-Тайгоносская складчатые зоны соответственно, ЯКС – Яно-Колымская складчатая система.

Составы породных групп Омолонского массива рассчитаны путем объединения средних составов главных разновидностей вулканических пород, приведенных в таблице 2. Понятие "породная группа" заимствовано из работы /3/.

Составы породных групп ОЗ, КТЗ и ЯКС рассчитаны по данным /7, 21/ и материалам геологов ПГО "Севвостгеология" и авторов.

ко ниже. Наиболее ярко выделяются развитые только в Слойской зоне породы егдэгкычского габбро-сиенитового комплекса, отличающиеся повышенной натриевой щелочностью /10/.

И, наконец, вулканические образования Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и его ответвлений, наложенные как на массив, так и на обрамляющие его мезозойские складчатые сооружения, не обнаруживают ясной зависимости своего состава от структурной приуроченности. Лишь породы салический группы на массиве выделяются несколько повышенной калиевостью и щелочностью (см.табл.4). Базальтоидные породные группы внешних частей пояса, наложенные на массив и структуры его обрамления, практически не различаются, исключая вулканиты Кони-Тайгоносской складчатой зоны (внутренняя зона пояса, по В.Ё.Белому /7/. Последние выделяются высокой натриевостью, известковистостью и низкой щелочностью (см.табл.6).

Совпадение максимумов магматической активности на Омолонском массиве и в обрамляющих его складчатых структурах может свидетельствовать об общности обусловивших ее причин. Более того, из рассмотрения этапности проявлений магматизма в бассейне Тихого океана следует вывод об одновременности крупных магматических циклов на обширных территориях, или, может быть, даже в планетарном масштабе /12, 55/, хотя некоторые исследователи и отрицают существование такой цикличности /32/. Рассмотрим эту периодичность.

Рифейско-раннепалеозойский этап базитового магматизма на Омолонском массиве, в структурах его обрамления и в других регионах состоит, по-видимому, из более мелких циклов /13, 55/, однако имеющиеся данные по датировке рассматриваемых в настоящей работе изверженных пород не позволяют произвести такое подразделение. Преимущественно базитовый состав образований этого цикла свойствен не только Северо-Востоку, но и другим регионам Тихоокеанского пояса. В частности, именно в конце докембрия произошло заложение Кордильерского геосинклинального пояса /79/, в связи с чем в его пределах на протяжении конца докембрия - начала палеозоя также развивался базитовый магматизм /80, 81/.

Причина высокой среднепалеозойской (девонской) магматической активности на Омолонском массиве пока неясна. С одной стороны, в окраинных частях Алазейской складчатой зоны фиксируются следы преддевонской складчатости /50, 51/ и поэтому девонский вулканизм можно было бы рассматривать как результат активизации массива в связи

с этими движениями /37/. Однако, интенсивность преддевонской орогении незначительна, а в местах, где она проявилась, имеются лишь следы вулканической деятельности (прослои туфов). С другой стороны, девонский период являлся планетарной эпохой высокой магматической активности, проявившейся практически на всех континентах и часто не связанной с замыканием каледонских геосинклиналей /30/. Не случайно, по-видимому, на это же время приходится один из планетарных максимумов красноцветного осадконакопления /1/. Представляется вероятным, что девонский магматизм Омолонского массива и его обрамления является одним из проявлений названных глобальных событий.

Иную причину, по-видимому, имеет позднепалеозойский базитовый магматизм Омолонского массива и других структурных элементов миогеосинклинальных мезозоид Северо-Востока СССР (Верхоянье и окраинные поднятия Алазейской зоны). Его развитие коррелируется с ранними стадиями формирования верхоянского комплекса и траповыми излияниями на Сибирской платформе. Можно предполагать, что все эти события обусловлены единой причиной - начинавшимися в это время процессами растяжения северо-восточной части Азиатского континента.

Мезозойский и кайнозойский магматизм Омолонского массива, по-видимому, неразрывно связан с развитием Тихоокеанского пояса. Примечательной чертой мезозойского вулканизма этого пояса является его почти исключительно известково-щелочной характер и широкое развитие андезитов. Начавшись, по-видимому, в позднем палеозое в отдельных структурах Северо-Востока СССР /5, 40/ и Северной Америки /76/, этот вулканизм постепенно распространился на многие регионы. В частности, в позднем триасе - ранней юре интенсивные андезитовые извержения имели место в центральной части Алазейской /40/ и в Олойской зоне. В это время Омолонский массив характеризовался локальными проявлениями щелочнобазитового магматизма, связанного с образованием глубоких расколов фундамента в его пределах.

Позднеюрский - раннемеловой магматизм Омолонского массива проявился в связи с орогенным вулканизмом в Алазейско-Олойской складчатой системе. Если в пределах последней магматические продукты принадлежат почти исключительно к известково-щелочной серии, то на Омолонском массиве, кроме того, не менее широко распространены и породы толеитовой и щелочной серий. На этом осно-

вании можно заключить, что позднеюрский - раннемеловой вулканизм Слойской зоны происходил в условиях преобладающего сжатия, тогда как на Омолонском массиве в это же время широко проявились и процессы растяжения, в результате которых образовались впадины рифтогенного типа, в частности, Хуличанская /52/, в пределах которой формировались ассоциации щелочной серии.

В альб-сеноманское время на юго-восточную окраину Омолонского массива наложилась часть Охотско-Чукотского вулканогенного пояса /7/. В пределах Ткагирской глыбы в это время формировался Конгинский вулкано-плутонический ряд, являющийся ветвью пояса. Тектоническая природа и причины возникновения последнего, входящего в перипацифическую систему вулканогенных поясов, рассмотрены в работе В.Ф.Белого /7/.

И, наконец, плейстоценовый вулканизм Омолонского массива является отзвуком щелочнобазитового магматизма, охватившего в кайнозое практически весь Тихоокеанский пояс /39/. Показанная синхронность и, по-видимому, взаимосвязанность магматических событий на значительных площадях, включающих разнородные тектонические структуры, свидетельствует об отсутствии в пределах Омолонского массива образований автономной тектоно-магматической активизации, на существование которых указывал А.Д.Щеглов /75/.

Сравнение магматических образований чехла Омолонского и других массивов осложняется рядом обстоятельств. Во-первых, количество опубликованных работ, посвященных этому вопросу, чрезвычайно ограниченно, а в публикациях, касающихся более обширных территорий, часто не делается акцента на особенностях магматизма интересующих нас структур. Во-вторых, во многих опубликованных работах, в которых рассматриваются особенности срединных массивов, описание схематично и не сопровождается данными по составу изверженных пород. И, наконец, в ряде случаев не существует ясности в вопросе о возрастном объеме чехла ряда массивов.

Тем не менее, имеющиеся материалы для сравнения магматизма Омолонского и других массивов позволяют сделать выводы о его общих особенностях. На основе этих материалов составлена таблица 7. Из ее рассмотрения следует, что наиболее широким распространением в пределах этих структур пользуются кислые образования известково-щелочной серии, залегающие как в интрузивной, так и в эффузивной формах. По преобладающей фациальной принадлежности пород этих ассоциаций срединные массивы можно подразделить на вул-

Таблица 7

Распространенность главных магматических формаций или их групп в некоторых срединных массивах

Массивы	Петрологические серии								
	Известково-щелочная			Толеитовая			Щелочная		
	I	2	3	4	5	6	7	8	9
Смоленский	+++	+++	++	++	++	+	++	+	+
Охотский	+++	+++	+++	?	+	+	?	+	?
Буреинский	++	+	+++	+?	?	+?	+?	+	?
Ханкайский	++	++	++	+?	+	+?	+	+	?
Казахстанско-Тяньшаньский	+++	++	++	++	+	+	?	+	+

*ормации или их группы (названия большинства формаций даны по /47/:

I - риолитовая, дацит-риолитовая, трахириолитовая; 2 - андезитовая, базальт-андезитовая, трахиандезитовая; 3 - диорит-гранодиоритовая, гранитная; 4 - риолит-лейкобазальтовая, калиевых базальтов-риолитов; 5 - базальтовая, диабаз-пикритовая; 6 - гранит-граносиенитовая, щелочногранитная; 7 - щелочных оливиновых базальтов, эссекситдиабазов; 8 - щелочногабброидная; 9 - щелочных сиенитов и нордмаркитов.

При составлении таблицы использованы данные из работ /2,I4, I5,22,23,27,29,54,6I,66/; +++ - широкое распространение, ++ - распространение умеренное, + - распространены ограниченно.

канические (Омолонский массив) и гранитоидные (Буреинский). Такие массивы, как Ханкайский и Охотский, имеют промежуточный характер. Значительно более ограниченным распространением пользуются образования толеитовой и щелочной серий. В целом набор магматических формаций сравниваемых срединных массивов одинаков с ассоциациями орогенных структур.

Вопрос о специфике состава магматических формаций срединных массивов решается при сравнении их с изверженными образованиями складчатого обрамления этих структур. При этом, по-видимому, следует подходить дифференцированно к оценке различий на разных этапах развития складчатых систем, включающих данные срединные массивы. Анализ данных, полученных авторами и заимствованных из литературных источников показывает, что различия состава магматических пород проявлены неодинаково отчетливо на разных стадиях этого развития. Наиболее существенны они в раннегеосинклинальный этап и относительно слабо выражены на позднем и орогенном. Существенно отметить при этом, что сингеосинклинальные образования на сравниваемых массивах развиты весьма ограниченно, тогда как синорогенные ассоциации пользуются гораздо более широким развитием.

По данным /44/, постепенное нивелирование различий состава магматических продуктов на Омолонском массиве и прилегающей к нему Алазейско-Олойской складчатой системе выражено достаточно ясно. Доступная наблюдениям история геосинклинального и орогенного развития последней длилась с конца докембрия (?) до конца юрского, а, возможно, и мелового периода /42/. Это позволило проследить латеральные вариации состава магматических продуктов на ряде возрастных "срезов" (см.рис.3). Наблюдаемые при этом картины перикратонной зональности свидетельствуют о постепенном уменьшении различий изверженных пород на массиве и в эвгеосинклинали. При этом наиболее регулярно наблюдающееся различие, не исчезающее окончательно даже в орогенных образованиях, состоит в повышенной калиевости большей части магматитов известково-щелочной серии, развитых на массиве. Одновременно происходило выравнивание количественных соотношений кислых и основных пород на массиве и в структурах его обрамления. Если во время геосинклинального развития Алазейско-Олойской складчатой системы базиты резко преобладали в составе ее выполнения /42/, то в период орогенного развития (средняя - поздняя юра) количество их на масси-

ье и в эвгеосинклинали примерно одинаково. Такая перемена относительного количества основных и кислых магматических пород на массиве и в его обрамлении является следствием антидромного в целом развития магматизма на массиве и гомодромного – в пределах его складчатого обрамления /44/.

Близкая латеральная зональность вулканизма имела место и на геосинклинальном этапе развития герцинских складчатых структур, граничащих с Центрально-Казахстанским массивом. В пограничной зоне этих структур в этот период развивался девонский вулканический пояс /2/, наложенный своей внешней зоной (существенно кислые вулканические накопления) на структуры каледонид массива. Основные и средние эффузивы внутренней зоны пояса принадлежат уже к геосинклинальным варисцидам Джунгаро-Балхашской складчатой системы /22/. Вулканические породы внешней и внутренней зон пояса, принадлежащие к известково-щелочной серии и характеризующиеся одинаковой кислотностью, в пределах массива содержат относительно больше калия, чем в прилегающей геосинклинальной системе. Менее определенны различия вулканитов Буреинского массива и Монголо-Охотского эвгеосинклинального пояса. Как кислые, так и основные породы обеих структур характеризуются переменным, незакономерно изменяющимся типом щелочности, и лишь в меловое время эффузивы массива отличаются от пород Монголо-Охотского пояса более высокой калиевостью /27, 54/. Главным различием состава вулканитов является преобладание кислых разностей в пределах массива.

Исходя из изложенного, можно определить ряд специфических черт формирования, локализации и состава магматических формаций срединных массивов, отличающих их от изверженных образований складчатого обрамления. Некоторые из перечисленных ниже особенностей были установлены другими исследователями /27, 29/ и подтверждены нашими наблюдениями:

1. Синхронность главных магматических событий на срединных массивах и в структурах обрамления, обусловлена, по-видимому, общностью причин активизации тектоно-магматических процессов на обширных территориях вне зависимости от тектонической природы отдельных структурных элементов. При этом формации изверженных пород на срединных массивах обретают более или менее ярко выраженные черты специфичности, что связано с особенностями глубинного строения этих структур, и, соответственно, с особыми условиями магмаобразования.

2. Сочетание формаций орогенного и кратонного, в том числе рифтового геотектонических режимов при исключительно широком распространении образований известково-щелочной серии, которые нередко коррелятны орогенным комплексам смежных складчатых структур. Иногда орогенные образования известково-щелочной серии сменяются на массивах толеитовыми образованиями (контрастными риолит-базальтовыми формациями), подобными рифтовым магматическим ассоциациям. Сингеосинклинальные формации изверженных пород на массивах развиты ограниченно.

3. Значительно более широкое распространение пород кислого состава, особенно на ранних стадиях развития геосинклинали, вмещающей срединный массив. В орогенные эпохи эта особенность может не проявляться.

4. Повышенная роль калия в составе многих изверженных пород. Это свойство особенно ярко проявлено в сравнении с геосинклинальными магматическими образованиями и, значительно менее резко – с орогенными.

5. Отсутствие на срединных массивах формаций магматических пород, свойственных только этому классу структур.

6. Неоднократность формирования щелочнобазитовых магматических ассоциаций. Такие ассоциации могут являться латеральными аналогами известково-щелочных и толеитовых образований, развитых в смежных геосинклиналях. В посторогенную (континентальную, по А.В.Пейве) стадию развития складчатых областей, включающих в себе бывшие геосинклинальные прогибы и срединные массивы, щелочнобазитовые формации отличаются структурной космополитичностью (кайнозойские щелочные базиты Северо-Востока и Дальнего Востока).

7. Для Омолонского массива отмечена антидромная в общем схема развития магматизма, обратная свойственной многим геосинклиналям гомодромной последовательности /44/. В какой степени эта особенность распространяется на другие структуры такого же типа – вопрос дальнейших исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анатольева А.И. Домезозойские красноцветные формации. Новосибирск: Наука, 1972. 348 с. (Тр.ИГиГ СО АН СССР; Вып.190).

2. Бахтеев М.К., Сорокина И.М. Петрохимические особенности и эволюция вулканизма девонского вулканического пояса Централь-

ного Казахстана//Бюлл. МОИП. Отд. геол.1981. Т.56, №4. С.53-61.

3. Белоусов А.Ф. Проблемы анализа эффузивных формаций. Новосибирск: Наука, 1976. 332 с.

4. Белоусов А.Ф., Кривенко А.П. Магмогенез вулканических формаций. Новосибирск: Наука, 1983. С.16-20 (Тр.ИГиГ СО АН СССР; Вып.547).

5. Белый В.Ф. К геодинамике зон андезитового вулканизма (на примере Охотско-Чукотского вулканогенного пояса)//Вулканизм и геодинамика. М.: Наука, 1977. С.43-53.

6. Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977. 172 с.

7. Белый В.Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1978. 213 с.

8. Белый В.Ф. Структурно-формационная карта Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Масштаб 1:1500000. Объяснительная записка. Магадан, 1981. 57 с.

9. Белый В.Ф., Милов А.П. О петрохимической зональности габбро-гранитных серий Охотско-Чукотского вулканогенного пояса// Изв. АН СССР. Сер.геол. 1974. № 10. С. 49-57.

10. Берлимбле Д.Г., Городинский М.Е. Рудоносный габбро-сиенитовый комплекс Западной Чукотки//Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1978. Вып.24. С. 61-67.

11. Билибин Ю.А. Эссексит-тешенитовый комплекс Омолонского района//Билибин Ю.А. Изб. тр. М.: Изд-во АН СССР, 1958. Т.1. С.103-214.

12. Власов Г.М. Периодичность вулканизма//Унаследованность, направленность и цикличность магматизма. Свердловск, 1978. С. 44-63.(Тр. Ин-та геол.и геохим. УНЦ АН СССР; Вып.149).

13. Волков В.В. Нижнепалеозойский вулканизм в истории Земли// Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Петрографический комитет АН СССР. 1974. С. 124-130.

14. Главнейшие провинции и формации щелочных пород. М.: Наука, 1974. 376 с.

15. Горошко М.В. Структурные ограничения, история развития и тектоническое районирование Ханкайского срединного массива// Тихоокеан. геол. 1983. № 1. С. 20-29.

16. Дылевский Е.Ф. Меловые вулканические образования Омолонского массива и их петрохимические особенности//Вопросы геологии

срединных массивов Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 104-119. (Тр.СВКНИИ ДВНЦ АН СССР; Вып.77).

17. Дылевский Е.Ф. Позднемезозойские гранитоидные ассоциации северо-восточной части Омолонского срединного массива//Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: Кн. изд-во, 1980. Вып.25. С.38-47.

18. Дылевский Е.Ф., Симаков К.В. О щелочно-базальтовой ассоциации Омолонской глыбовой области// Магматизм Северо-Востока Азии. Магадан: Кн. изд-во, 1975. Ч.2. С.94-99.

19. Дылевский Е.Ф., Лычагин П.П. Вертикальные и латеральные вариации состава магматических пород в центральных районах мезозоид Северо-Востока СССР// Тез. докл. II Северо-Восточного петрогр. совещ. Магадан, 1980. С.138-139.

20. Дылевский Е.Ф., Лычагин П.П. и др. Некоторые особенности вулканизма неогея на Омолонском срединном массиве// Тез.докл. VI Всесоюз.палеовулканол.симпоз. Свердловск, 1983. Т.2. С.166-167.

21. Заборовская Н.Б. Внутренняя зона Охотско-Чукотского пояса на Тайгоносе. М.: Наука, 1978. 199 с.

22. Зайцев Ю.А. Казахстанско-Тяньшаньский эпикаледонский срединный массив как тектонотип массивов ранней консолидации// Тектоника срединных массивов. М.: Наука, 1976. С.43-64.

23. Изосов Л.А., Рязанцев М.Д. Палеозойские магматические комплексы юга Ханкайского массива // Сов.геол. 1977. № 2. С.77-90.

24. Кораго Е.А. Кристаллокластические игнимбриты северо-западной окраины Омолонского массива // Геол. и геофиз.1977. № 7. С.35-43.

25. Кораго Е.А., Лычагин П.П. Особенности среднепалеозойских вулканитов Омолонского массива и перспективы связанного с ними медно-молибденового оруденения// Вопросы геологии срединных массивов Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1977. С.99-103.(Тр. СВКНИИ ДВНЦ АН СССР; Вып.77).

26. Кораго Е.А., Дылевский Е.Ф. Общие особенности фанерозойского вулканизма на Омолонском массиве// Тез. докл. II Северо-Восточного петрогр.совещ. Магадан, 1980. С.136-137.

27. Косыгин Ю.А., Парфенов Л.М., Попеко В.А. Сравнительный анализ вулканизма Буреинского массива и смежной части Монголо-Охотского пояса// Тектоника срединных массивов. М.: Наука, 1976. С.13-28.

28. Кузнецов Ю.А. Основные типы магмоконтролирующих структур и магматических формаций// Геол. и геофиз.1970. № 9. С.3-17.

29. Курчавов А.М. Петрохимическая зональность верхнепалеозойских вулканитов Казахстана// Сов.геол. 1983. № 3. С.90-99.

30. Леонов Ю.Г. Тектоническая природа девонского орогенеза. М.: Недра, 1976. 193 с.

31. Ликман В.Б., Кузнецов В.М. и др. О новых проявлениях раннепермского вулканизма на Омолонском массиве// Геолого-геофизические исследования на Северо-Востоке. Магадан, 1982. С.13.

32. Лучицкий И.В. Основы палеовулканологии. М.: Наука, 1872. Т.2. 382 с.

33. Льчагин П.П. К петрохимии и петрологии девонских вулканических образований Омолонского массива// Геол. и геофиз.1973. № 8. С.82-89.

34. Льчагин П.П. Генезис эффузивов кедонской серии Омолонского массива// Сов.геол. 1974. № 6. С.75-87.

35. Льчагин П.П. Раннепермские щелочные породы на Омолонском массиве// Материалы по геол. и полез.ископ. Северо-Востока СССР. Магадан: Кн. изд-во, 1975. Вып.22. С.62-69.

36. Льчагин П.П. Среднепалеозойский вулканизм Омолонского массива и его металлогения// Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов: Тез.докл. Владивосток, 1976. С. 100-102.

37. Льчагин П.П. Среднепалеозойский магматизм Омолонского массива. М., 1978. 195 с. Деп.в ВИНИТИ № 496-78.

38. Льчагин П.П. Рифейские (?) базиты Омолонского массива// Магматические и метаморфические комплексы Северо-Востока СССР. Магадан, 1979. С.27-38.

39. Льчагин П.П. Щелочные базиты Северо-Востока СССР// Тихоокеан. геол. 1982. № 6. С.85-93.

40. Льчагин П.П. Андезитовый вулканизм Алазейского плоскогорья// Вулканол. и сейсмол. 1983. № 4. С.53-61.

41. Льчагин П.П. Позднедокембрийские и палеозойские вулканические комплексы Северо-Востока СССР//Тез.докл.УI Всесоюз. палеовулканол.симпоз. Свердловск, 1983. Т.2. С.173-174.

42. Льчагин П.П., Мерзляков В.М., Терехов М.И. Геология Алазейского плоскогорья// Вопросы геологии срединных массивов Северо-Востока СССР. Магадан, 1977. С.18-55.(Тр.СВКНИИ ДВНЦ АН СССР; Вып.77).

43. Лычагин П.П., Мерзляков В.М., Терехов М.И. Позднедокембрийский и палеозойский магматизм Северо-Востока СССР// ДАН СССР. 1979. Т.245. № I. С.184-188.

44. Лычагин П.П., Дылевский Е.Ф. Эволюция и зональность магматизма центральных районов мезозоид Северо-Востока СССР// Геол. и геофиз. 1981. № II. С.3-11.

45. Лычагин П.П., Дылевский Е.Ф. К проблеме вулканоплутонических ассоциаций// Изв. АН СССР. Сер.геол. 1983. № 4. С.20-29.

46. Магматизм складчатых и платформенных регионов СССР. Л.: Недра, 1981. 215 с.

47. Магматические формации СССР. Л.: Наука, 1979. Т.I. 319 с.

48. Маракушев А.А. Петрогенезис и рудообразование. Геохимические аспекты. М.: Наука, 1979. 261 с.

49. Маракушев А.А. Значение метаморфизма в формировании континентальной земной коры// Докембрий: Докл.сов.геологов на 26 сес. МГК. М., 1980. С.39-45.

50. Мерзляков В.М. Стратиграфия и тектоника Омулевского поднятия (Северо-Восток СССР). М.: Наука, 1971. 152 с.

51. Мерзляков В.М., Лычагин П.П., Терехов М.И. Еще раз о проблеме Колымского массива// Геотектоника. 1980. № I. С.43-55.

52. Мерзляков В.М., Терехов М.И., Лычагин П.П.,Дылевский Е.Ф. Тектоника Омолонского массива// Геотектоника. 1982. №1.С.74-85.

53. Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 280 с.

54. Попеко В.А. Магматические формации Буреинского массива. Магматические формации Монголо-Охотского эвгеосинклинального пояса// Магматические формации активных окраин континентов. М.: Наука, 1980. С.95-142.

55. Ронов А.Б., Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Сравнительная оценка интенсивности вулканизма на континентах и в океанах// Изв. АН СССР. Сер.геол. 1979. № 5. С.16-28.

56. Симаков К.В., Шевченко В.М. Кедонская серия: состав, строение, время и условия формирования// Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР. Магадан,1974. С.189-233.(Тр.СВКНИИ ДВНЦ АН СССР; Вып.62).

57. Симаков К.В., Шевченко В.М. Палеозойские магматические образования Омолонской глыбовой области// Магматизм Северо-Востока Азии. Магадан, 1975. Ч.2. С.21-34.

58. Тектоника, магматизм и метаморфические комплексы Колымо-Омолонского массива. М.: Наука, 1981. 359 с.

59. Терехов М.И., Лычагин П.П. и др. Объяснительная записка к геологической карте междуречья Сугоя, Коркодона, Омолона, Олоя и Гижиги масштаба 1:500000. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1984. 144 с.

60. Терехов М.И., Шпетный А.П. О позднетриасовом - раннеюрском вулканизме на Омолонском массиве// Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: Кн. изд-во, 1974. Вып.21. С.51-54.

61. Тихомиров В.Г. Палеозойский магматизм и тектоника Центрального Казахстана. М.: Недра, 1975. 223 с.

62. Усачев Н.А. О возрасте гранитоидов абкитского комплекса (Омолонский массив)// Геолого-геофизические исследования на Северо-Востоке. Магадан, 1982. С.38-39.

63. Устиев Е.К. Охотский структурный пояс и проблема вулкано-плутонических формаций// Проблемы магмы и генезиса изверженных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С.161-182.

64. Фадеев А.П., Шпетный А.П. Особенности геологического строения и история формирования Анмандыканского щелочного плутона// Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1978. Вып.24. С.53-60.

65. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Геосинклинальный вулканизм. М.: Изд-во МГУ, 1977. 264 с.

66. Чиков Б.М. Тектоника Охотского срединного массива. Новосибирск: Наука, 1970. 198 с.

67. Шевченко В.М. Состав и объем абкитского гранитоидного комплекса на Омолонском массиве// Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1975. Вып.22. С.49-61.

68. Шевченко В.М. Магматические формации и связь с ними оруденения в бассейне Рассохи (Омолонский массив)// Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1975. Вып.24. С.45-52.

69. Шевченко В.М. Базальтоидные комплексы в геологической истории Омолонской глыбовой области// Тез.докл.П Северо-Восточного петрогр. совещ. Магадан, 1980. С.148-149.

70. Шпетный А.П. Омолонский массив (магматизм нижнего и среднего палеозоя, позднемезозойский магматизм)// Геология СССР.

М.: Недра, 1970. Т.30. Ч.2. С.36-43, 211-218.

71. Шпетный А.П. Палеозойский магматизм и его значение в истории развития мезозоид Северо-Востока СССР// Магматизм Северо-Востока Азии. Магадан, 1975. Ч.2. С.5-15.

72. Шпетный А.П. Находка эвдиалита на Северо-Востоке СССР// Минералогия, петрохимия и геохимия изверженных и осадочных пород Северо-Востока СССР. Магадан, 1978. С.12-16.

73. Шпетный А.П., Ичетовкин Н.В., Кайгородцев Г.Г. Магматические комплексы Северо-Востока СССР и их положение в геологических структурах// Магматизм Северо-Востока Азии. Магадан, 1974 Ч.1. С.25-37.

74. Штейнберг Д.С. и др. Основные проблемы петрологии и геохимии гранитоидов// Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971. С.67-73.

75. Щеглов А.Д. Металлогения срединных массивов. М.: Недра, 1971. 160 с.

76. Dickinson W.R. Petrogenetic significance of geosynclinal andesitic volcanism of North America //Geol. Soc. Amer. Bull. 1962. Vol. 73, N 10. P. 1241-1256.

77. Miyashiro A. Volcanic rock series and tectonic setting //Ann. Rev. Earth and Planet. Sci. 1975. Vol. 3. P. 251-269.

78. Petro W.L., Vogel T.A., Wilband J.T. Major element chemistry of plutonic rock suites from compressional and extensional plate boundaries //Chem. Geol. 1979. Vol. 26, N 3-4. P. 217-235.

79. Roberts R.J. Evolution of the Cordilleran fold belt //Geol. Soc. Amer. Bull. 1979. Vol. 83, N 7. P. 1989-2003.

80. Rogers J.M., Burchfiel B.C., Abbott E.W. et al. Paleozoic and lower mesozoic volcanism and continental growth in the Western United States //Geol. Soc. Amer. Bull. 1974. Vol. 85, N 12. P. 1913-1924.

81. Stewart J.H. Initial deposits in the Cordilleran geosyncline: evidence of a late precambrian (850m.y.) continental separation //Geol. Soc. Amer. Bull. 1972. Vol. 83, N 5. P. 1345-1360.

П.П.Лычагин, Е.Ф.Дылевский, В.Б.Ликман

Магматизм Омолонского срединного массива (Северо-Восток СССР)

препринт

Техн.редактор Л.М.Русакова

Корректор Е.М.Каминская

Графика Б.Л.Лычагиной

Подписано к печати I3.II.87 г. АХ-02056. Формат 60x84/I6.
Объем 2,58 уч.-изд.л., 2,55 усл.п.л. Заказ I4I. Тираж 250 экз.
Цена I5 к.

Отпечатано в офсетно-роталринтном цехе СВКНИИ

ДВО АН СССР. Магадан. Портовая,I6