

УДК 551.24.031 : 551.263 : 553.641 (571.56)

*Г. Ю. Боярко, В. Н. Сучков***ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ФОРМАЦИОННАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ СЕЛИГДАРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АПАТИТА**

На основании результатов, полученных при разбуривании и детальной съемке рудного поля, и обобщения материалов многолетних разведочных работ изла-

гаются новые данные о складчатой структуре поля и зонально-метасоматической структуре Селигдарского месторождения, минеральном и химическом составе руд, об эволюции минералообразования.

На предыдущем этапе изучения апатит-карбонатных метасоматитов селигдарского типа установлено, что одним из главных контролирующих факторов является дизъюнктивный. Он определяет размещение как отдельных рудных жил и прожилков, так и месторождений и рудных полей. Несомненен контроль разрывами и мелкими разломами локализации жильных и штокверковых тел (с размерами от сантиметров до сотен метров). Менее очевидно и признается не всеми исследователями, что само Селигдарское месторождение находится в области пересечения двух глубинных диагональных долгоживущих разломов архейского заложения [25 и др.], имеющих ширину 20—30 км и протяженность свыше 200 км. Однако аналогичный фактор контроля наряду с литологическим проявляется и на магнезиально-скарновых флогопитовых и железорудных месторождениях Центрального Алдана, сходных с Селигдарским по некоторым минеральным парагенезисам.

глубины 3 км и более. Наблюдается увеличение коэффициента рудоносности вниз по вертикали, что не согласуется с представлением о его быстром выклинивании ниже уровня, вскрытого бурением. А главное — карбонатный субстрат руд, объем которого измеряется для Селигдара кубическими километрами, не мог сформироваться исключительно за счет кальцифиров и мраморов федоровской свиты, имеющих ограниченное распространение и относительно небольшие размеры. Карбонатные породы, по Р. Ф. Черкасову [24] и Л. М. Реутову [19], составляют менее 1% объема архейских пород региона. Апатит-карбонатные метасоматиты, таким образом, не укладываются в обычную гипотезу литологического контроля образований магнезиально-скарновой формации продуктивным горизонтом федоровской свиты.

Последнее обстоятельство способствовало появлению на раннем этапе разведки Селигдара гипотезы о приуроченности апатит-карбонатных руд к известково-гнейсовому (продуктивному) горизонту федоровской свиты, причем структура месторождения определялась как синклиналь сложной морфологии [11, 13 и др.]*. В дальнейшем выявились штокообразная форма главного рудного тела, его большая протяженность на глубину. По данным бурения, оруденение прослежено до глубины 1660 м без признаков выклинивания, а по результатам интерпретации гравимагнитных материалов допускается возможность его распространения до

На основании результатов, полученных при разбуривании и детальной съемке рудного поля*, и обобщения материалов многолетних разведочных работ ниже излагаются новые данные о складчатой структуре поля и зонально-метасоматической структуре основного месторождения, вещественном составе руд, эволюции минералообразования и предпринимается попытка преодолеть затруднения, характерные для упомянутой гипотезы. Основная информация приведена на схемах и в таблицах. В тексте даются лишь необходимые пояснения. Ряд аспектов строения и состава Селигдарского месторождения освещен в многочисленных публикациях [4, 5, 11, 13, 22, 25 и др.].

В районе Селигдарского месторождения архей представлен нимьнрской и федоровской свитами. К юго-западу от него закартирована верхнимынская подсвита, сложенная амфиболовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами с ред-

* Синклиналь выделена впервые еще до открытия Селигдарского месторождения на карте Р. Ф. Черкасова и В. П. Антонова [24] (примечание редактора).

* Селигдарское рудное поле включает Селигдарское и Тигровое месторождения.

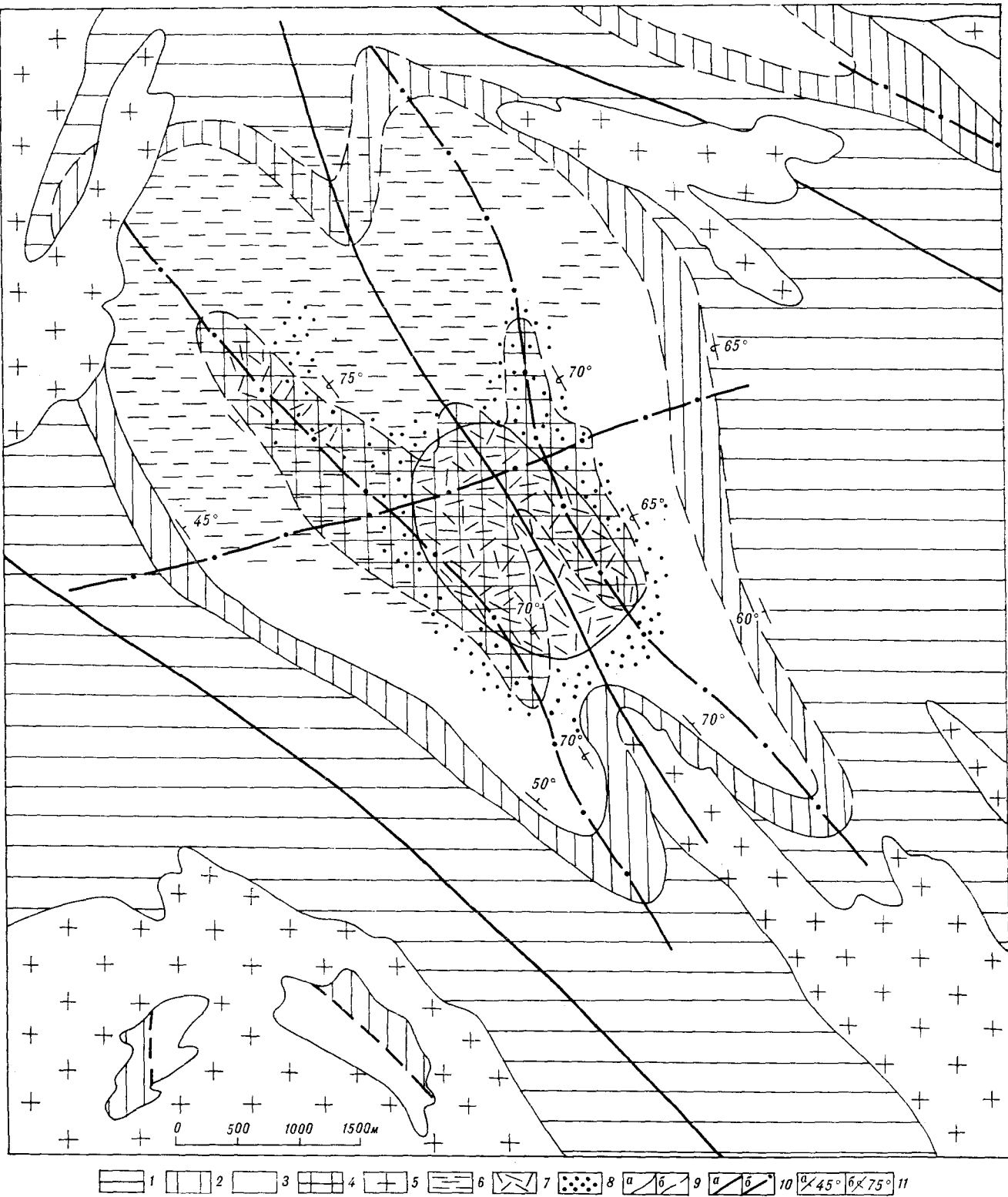


Рис. 1. Схематическая геологическая карта докембрийского фундамента района Селигдарского (дизъюнктивы не показаны).

1-4 — нижний архей (1 — верхнеимырская подсвита; федоровская свита; 2 — медведевский горизонт, 3 — любкакайский горизонт, 4 — предполагаемый выход леглиерского горизонта); 5 — поля гранитизации; 6 — гранулитовые породы, диафторированные в условиях амфиболитовой фации; 7 — апатит-карбонатные метасоматиты; 8 — гранулитовые породы, диафторированные в условиях зеленосланцевой фации; 9 — геологические границы: а — установленные, б — предполагаемые; 10 — оси пликтивных структур: а — антиклиналей, б — синклиналей; 11 — залегание полосчатости гнейсов (а — нормальное, б — опрокинутое).

Рис. 1. Схематическая геологическая карта докембрийского фундамента района Селигдарского (дизъюнктивы не показаны).

1-4 — нижний архей (1 — верхнеимырская подсвита; федоровская свита; 2 — медведевский горизонт, 3 — любкакайский горизонт, 4 — предполагаемый выход леглиерского горизонта); 5 — поля гранитизации; 6 — гранулитовые породы, диафторированные в условиях амфиболитовой фации; 7 — апатит-карбонатные метасоматиты; 8 — гранулитовые породы, диафторированные в условиях зеленосланцевой фации; 9 — геологические границы: а — установленные, б — предполагаемые; 10 — оси пликтивных структур: а — антиклиналей, б — синклиналей; 11 — залегание полосчатости гнейсов (а — нормальное, б — опрокинутое).

ними прослоями и линзами маркирующих графит и графитсодержащих гнейсов (рис. 1). Мощность подслиты более 400 м. Выше этой толщи в южной части Селигдарского рудного поля буровыми линиями IV и IX вскрыт маркирующий медведевский горизонт федоровской свиты, представленный диопсидовыми гнейсами с пропластками и линзами мраморов, кальцифиоров и известковых скарпов. Мощность его варьирует от 100 до 150 м, по простиранию горизонт прослежен свыше 1,5 км. Горизонт погружается к северо-востоку и перегибается монотонной толщей переслаивающихся амфиболовых и биотит-амфиболовых гнейсов, условно отнесенных к любкакайскому горизонту. Мощность последнего более 400 м. Штокообразное тело Селигдарского месторождения залегает грубосогласно с отложениями федоровской свиты и находится на дневной поверхности в пределах предположительно леглиерского горизонта (см. рис. 1). Следует отметить, что в зонах глубинных разломов, в том числе на рудном поле, широко проявлен диафторез амфиболитовой фации (замещение темноцветных минералов гнейсов биотитом, наложенный железистый флогопит). Это привело к площадному нивелированию минерального состава пород и затруднило картирование. В частности, к северу от месторождения встречено немного реликтов диопсидовых, двуприсоединенных и роговообманковых гнейсов на фоне сплошной биотитизации, что затруднило расшифровку пликативной структуры на указанной части рудного поля.

Селигдарская синклираль является элементом юго-западного крыла Якокутского синклинория. Она осложнена поперечной складкой второго порядка и продольными складками третьего, четвертого порядка (см. рис. 1).

Для последних намечается опрокинутое залегание с изоклинальным падением крыльев на северо-восток, поперечная же складка имеет пологие крылья. Большая сжатость продольных складок является, вероятно, следствием интенсивных подвижек по Юхтинской зоне разломов, а слабая выраженность поперечной складки есть, видимо, результат второстепенной роли Томмотской зоны разломов на рассматриваемом участке.

Дизъюнктивная структура района Селигдарского месторождения сформировалась в несколько этапов [4 и др.]. В частности, в раннем архее одновременно со складчатостью образовалась довольно равномерная сетка разрывов с азимутами простираний 310—360 и 240—250°, по кинематике являющимися ложными сдвигами [7].

Селигдарское месторождение образовалось в позднем архее — раннем протерозое. Для объяснения его возникновения интересна гипотеза о внедрении интрузии центрального типа в

нежесткую среду, предложенная на основе анализа поля палеотектонических напряжений [4]. При этом допускается, что интрузивное тело имело диаметр 1—1,5 км, а его вершина находилась на таком же или меньшем расстоянии от современной дневной поверхности. Эта интрузия предположительно базит-гипербазитового состава [5, 6], возможно, сформировала сложную трехмерную сетку дизъюнктивных нарушений, ставшую дренажной системой для флюидов и образовавшую штокверковую структуру месторождения. Влияние поля палеонапряжений гипотетической интрузии фиксируется не далее 200 м от контактов главного рудного тела, т. е. за пределами месторождения имело место не образование новых нарушений в полужесткой среде, а локальное подновление имеющейся сети диагональных разрывов первого этапа. Кроме апогнейсовых и, возможно, апобазитовых метасоматитов, породами-выполнителями разрывов этого этапа являются кварц-плаггиоклаз-ортоклазовые метасоматиты.

В мезозое, как и на предыдущих этапах, но уже в жесткой среде, унаследовались ранние системы разрывов, которые испытывали омоложение (реже возникали новые дизъюнктивы). Поэтому мезозойские дайки сиенит-порфиоров и щелочных трахитов нередко совмещаются с линейными телами докембрийских апатит-карбонатных пород, что наиболее проявлено на месторождении Тигровом.

Таблица 1

Средний химический состав руд Селигдарского месторождения

Петрогенный окисел	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	22,29	25,15	18,93	0,68	8,52	9,50
Al ₂ O ₃	2,80	4,71	0,27	0,22	1,29	0,16
Fe ₂ O ₃	5,81	5,33	1,23	2,45	4,07	2,20
FeO	1,34	2,14	0,75	0,16	0,86	0,14
MnO	0,15	0,17	0,10	0,20	0,18	0,15
MgO	16,14	11,90	14,53	18,31	13,94	0,99
CaO	23,07	21,54	26,21	30,31	29,55	46,66
SrO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,11	0,02
Na ₂ O	0,24	0,27	0,07	0,03	0,31	0,09
K ₂ O	0,54	0,90	0,07	0,03	0,95	0,06
P ₂ O ₅	9,40	7,11	6,29	4,48	4,20	5,05
CO ₂	11,86	15,73	32,56	36,87	28,88	32,17
F	0,49	0,46	0,36	0,16	0,42	0,26
Количество проб в выборке	42	80	61	79	66	86
Распространенность по месторождению, %	5	20	50	16	6	

Примечание. Руды: 1 — апатит-силикатные, 2 — апатит-силикат-карбонатные, 3 — апатит-силикат-доломитовые, 4 — апатит-доломитовые, 5 — сульфатсодержащие апатит-карбонатные, 6 — апатит-кальцитовые.

Парагенетическая схема минералообразования Селигдарского месторождения

Этап метасоматоза	Стадия метасоматоза	Минеральный парагенезис	Псевдоморфное замещение	Температура образования, °С	
Полднеархейский — раннепротерозойский	Кварц-плагноклаз-ортоклазовая	$Q + Pl + Ort \pm Di \pm Fl \pm Amf$		600—400	
	Апатит-карбонатная зона метасоматической колонии	Архейские гнейсы	$Q + Pl + Bi + Amf \pm Di + Ap \pm Mgt$		620—570
		Флогопитовая оторочка	$Fl + Act + Ta \pm Ap \pm Mgt \pm Cal$		
			$Cal + Fl + Par + Sc \pm Ap \pm Mgt$	Bi → Fl	
			$Cal + Fl + Sc + Di \pm Ap \pm Mgt$	Amf → Act	
	Зоны метасоматической колонии	Апатит-силикат-карбонатная	$Cal + Fl + Sp + Di \pm Ap \pm Mgt$		
		Апатит-доломитовая	$Cal + Ap + For + Mgt + Fl \pm Sp \pm Di \pm Act \pm Ta$	For → Dol	
Ангидритовая	$Dol + Ap + Fl + Q + Mgt \pm Cal \pm Act$				
Выполнения брекчий	$Dol + Ap + Q \pm Fl \pm Mgt \pm Cal$				
Среднепротерозойский	Кварц-альбит-микроклиновая	$Ang + Dol + Hem \pm Cal \pm Ap \pm Q$	Mgt → Hem	590—570	
	Зеленосланцевого диафтореза	$Hem + Q + Ap \pm Dol \pm Cal$			
Мезозойский	Кварц-альбит-микроклиновая	$Q + Al + Mc \pm Srp \pm Ch \pm Ser$		540—400	
	Зеленосланцевого диафтореза	$Ch + Hem + Srp + Ep + Ser \pm Ta \pm Q \pm Pyr \pm Gp$	For → Srp Pl → Ser Fl → Ch Ang → Gp	350—270	
Мезозойский	Апатит-кальцитовая	$Cal + Ap \pm Dol \pm Q$	Dol → Cal	600—550	
	Процилитовая	$Ch + Hem + Ep + Ser \pm Ta \pm Gp \pm Pyr \pm Srp \pm Q$	Pl → Ser Fl → Ch	250—150	

Примечание. Стрелками указана смена парагенезисов, участвующих в метасоматической зональности апатит-карбонатной стадии, от периферии к центру месторождения и направление псевдоморфных замещений. Символы минералов: Al — альбит, Act — актинолит (тремолит), Amf — роговая обманка, Ap — апатит, Bi — биотит, Cal — кальцит, Ch — хлорит,

Di — диопсид, Dol — доломит, Ep — эпидот, Fl — флогопит, For — форстерит, Gp — гипс, Hem — гематит, Mc — микроклин, Mgt — магнетит, Mr — мартит, Ort — ортоклаз, Par — паргасит, Pl — плагноклаз, Pyr — пирит, Q — кварц, Sc — скаполит, Ser — серицит, Sp — шпинель, Srp — серпентин, Ta — тальк.

При характеристике апатит-карбонатных образований Селигдара нельзя не отметить специфичность их химического и минералогического состава, необычность сингенеза и залегания в структуре месторождения. Нестандартность этих образований явилась основной предпосылкой появления множества генетических гипотез: осадочно-метаморфической [11, 13 и др.], осадочной [9 и др.], гидротермально-метасоматической [12, 25 и др.], карбонатной [22 и др.], базитовой [6 и др.], космической [16]. Руды подразделяются на апатит-гематит (мартит)-доломитовые, апатит-доломитовые, апатит-кварц-доломитовые, апатит-силикат-карбонатные, апатит-кальцитовые. Химизм их отражен в табл. 1. Главными минералами

руд являются (в порядке убывания содержания): доломит, апатит, кварц, гематит, мартит, кальцит. Присутствуют также флогопит, хлорит, серпентин, эпидот, форстерит (замещен серпентином), тальк, ангидрит, гипс, пирит; акцессории: сфен, шпинель, паргасит, диопсид, скаполит, монацит, рутил, топаз и др. На основе анализа отношений минералов и их ассоциаций выявлена общая схема минералообразования (табл. 2). Выделено три этапа метасоматоза, состоящих из восьми стадий и связанных с эпохами региональных тектономагматических активизаций. В образованиях апатит-карбонатной стадии обнаружена нечетко выраженная метасоматическая зональность, что позволило выявить в первом приближении зонально-метасо-

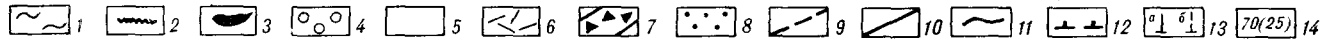
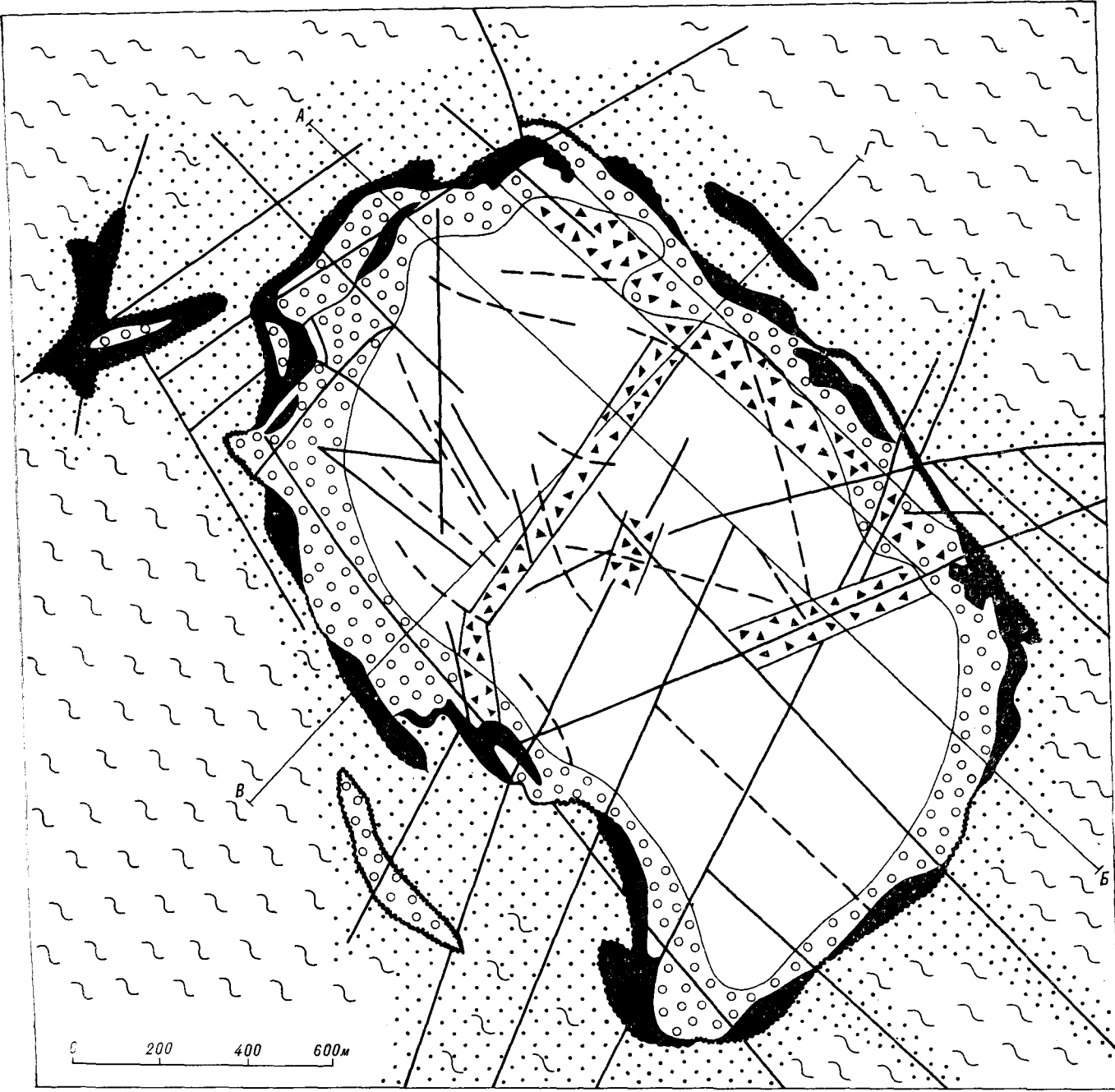


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Селигдарского месторождения (платформенный чехол снят).

1 — нижнеархейские метаморфические породы; 2 — флогопитовая оторочка апатит-карбонатных руд по контактам с силикатными породами нижнего архея; 3 — апатит-силикатные руды; 4 — апатит-силикат-карбонатные руды; 5 — апатит-силикат-доломитовые руды; 6 — апатит-доломитовые руды;

7 — рудная серпентин-хлоритовая брекчия; 8 — образования стадии зеленосланцевого диафтореза по силикатным породам нижнего архея; 9 — жильные тела апатит-кальцитовых руд; 10 — разрывные нарушения; 11 — геологические границы; 12 — верхняя граница распространения сульфатсодержащих апатит-карбонатных руд; 13 — скважины: а — находящиеся на линии разреза, б — спроецированные на разрез; 14 — номер скважины (в скобках указан номер скважины, спроецированной на разрез).

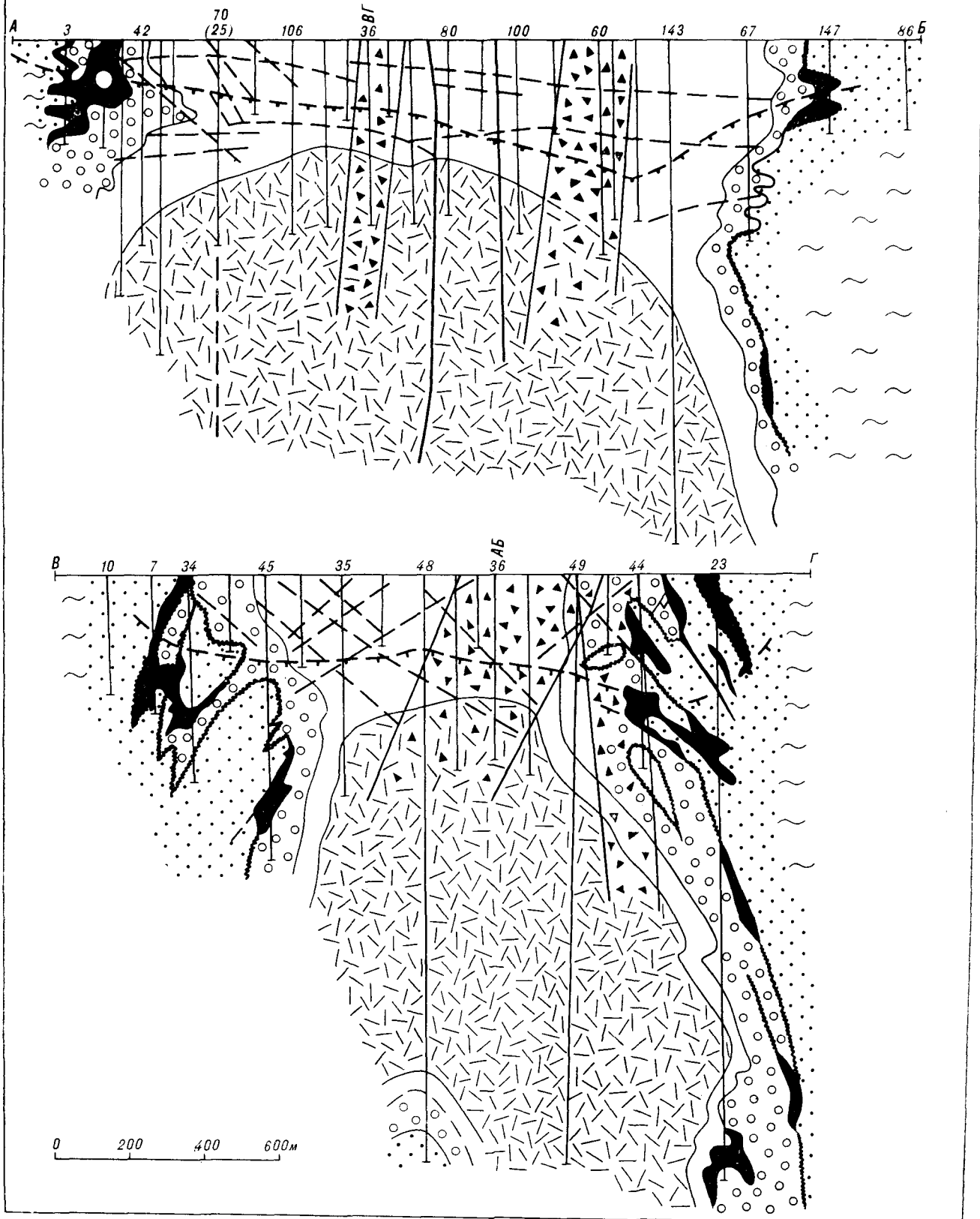


Рис. 3. Схематические геологические разрезы Селигдарского месторождения (по линиям АБ и ВГ). Усл. обозн. см. на рис. 2.

матическую структуру Селигдарского месторождения. Пространственное распределение метасоматитов большинства стадий показано на рис. 2, 3, из которых следует:

1. Кварц-плагиоклаз-ортоклазовая стадия соответствует одноименной формации метасоматитов, развивающихся по архейским соскладчатым гранитам. Флюиды этой стадии вызывают образование вторичного биотита в метаморфитах (диафторез амфиболитовой фации), магнезиальных скарнов с флогопитовой и железорудной минерализацией [2] и с небольшим апатитовым оруденением. Кварц-плагиоклаз-ортоклазовые метасоматиты слагают два поля к северу и юго-востоку от Селигдарского месторождения в пределах антиклиналей.

2. Апатит-карбонатная стадия является главной для Селигдара. В спектр ее образований входят все имеющиеся геологические (а также геолого-технологические) разновидности руд, за исключением апатит-кальцитовой. Флогопитовая зона метасоматической колонки представляет собой почти мономинеральную оторочку вдоль контактов апатит-карбонатных руд с силикатными породами архея. Ее мощность — от сантиметров до первых метров. Кроме этого, во вмещающих породах имеется вкрапленность флогопита, актинолита, реже талька и паргасита в виде ореола (вокруг рудного тела) мощностью до 100—150 м с постепенным снижением интенсивности при удалении от контакта.

Апатит-силикат-карбонатная зона слагает периферическую часть месторождения и окаймляет блоки останцев вмещающих пород в рудной массе. Здесь имеется два парагенезиса минералов — апатит-силикат-доломитовый (95% объема зоны) и апатит-силикатный. Последний представлен ассоциацией, типичной для флогопитовых и железорудных месторождений формации магнезиальных скарнов [15]. По своему положению апатит-силикатные руды отвечают реакционной оторочке между доломитовым субстратом руд и силикатной основой архейских метаморфитов, т. е. результату обычного процесса биметасоматоза.

Апатит-доломитовая зона слагает центральную часть месторождения. Выделенные в ее пределах силикат-доломитовая и доломитовая минералогические фации образуют соответственно промежуточную и глубинную части рудного тела (см. рис. 3).

Зональность рудных образований можно рассматривать как следствие углекислого метасоматоза — выноса из центральных частей к периферии и во вмещающие породы ряда компонентов и накопления CO_2 и CaO . Наиболее отчетливо это отражается в концентрационной зависимости компонентов от CO_2 , где SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , FeO , Na_2O являются децентрализуемыми, а CaO и частично P_2O_5 концентри-

рующимися компонентами (рис. 4). Зависимость P_2O_5 от CO_2 имеет отчетливый максимум в области 10—20% CO_2 , что соответствует самой богатой апатит-силикат-карбонатной разновидности руд. При увеличении содержания CO_2 свыше 20% (область апатит-доломитовых руд) P_2O_5 становится децентрализуемым компонентом. Обращают на себя внимание постоянство и независимость концентрации MgO и Fe_2O_3 от содержания CO_2 . Подобный эффект объясняется инертным их поведением при углекислом метасоматозе. Он имеет место и при $\text{Ca} - \text{Mg}$ -метасоматозе, где в условиях субмагнезиального субстрата магний становится инертным по сравнению с более подвижным кальцием ввиду своего высокого потенциала [14 и др.].

При рассмотрении концентрационной зависимости ряда петрогенных элементов от CaO , MgO , Fe_2O_3 , P_2O_5 выявилось отсутствие прямо-

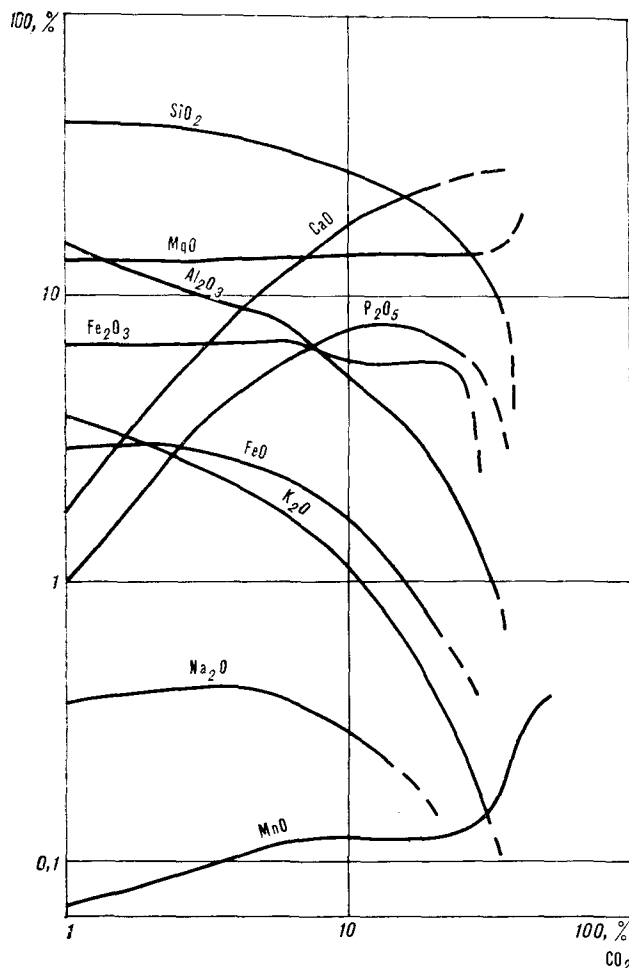


Рис. 4. Графики нелинейной концентрационной зависимости петрогенных окислов от CO_2 как функции вида $Y = A_0 + A_1X + A_2X^2 + A_3X^3$ (получены при аппроксимации двумерных выборок по методу наименьших квадратов; расчеты выполнены на ЭВМ «Минск-32» и МИР-1). Масштаб логарифмический.

линейности, наличие множества критических точек (минимумов, максимумов, точек перегиба), что является следствием общей зависимости аргумента и функции от третьей величины, в данном случае от CO_2 . В соответствии с химической зональностью при увеличении роли CO_2 наблюдается обеднение руд силикатами и отчасти апатитом при повышении доли доломита от периферии к центру месторождения вплоть до образования субдоломитовой разности в его глубинной части.

Как уже упоминалось, парагенезис апатит-силикатных руд Селигдара отвечает обычным минеральным ассоциациям магнезиальных скарнов, образующимся при $600\text{--}450^\circ\text{C}$. Это подтверждается для Селигдара термодинамическими расчетами [3] — температура свыше 410°C — и гомогенизацией газовой-жидких включений минералов данной стадии при $620\text{--}550^\circ\text{C}$. Анализ отходящих газов в этом интервале температур при гомогенизации и последующей декрипитации газовой-жидких включений показал, что они нацело состоят из углекислоты. Последнее подтверждает доминирующую роль углекислоты в процессе метасоматоза.

3. Образование ангидритовой стадии представлены густой сетью мелких прожилков и гнезд карбонат-ангидритового состава, наложенных на руды и вмещающие породы. Распространены они в нижней части месторождения на глубинах свыше $300\text{--}350$ м от дневной поверхности. В верхней части месторождения, в зоне аэрации подземных вод, сульфаты к настоящему времени выщелочены, в результате чего возникли пористые, кавернозные руды. Температура образования ангидрита, по данным гомогенизации газовой-жидких включений, составляет $590\text{--}570^\circ\text{C}$, что является закономерным продолжением апатит-карбонатной стадии при снижении температуры и увеличении кислотности флюидов.

4. Стадия выполения брекчий выделяется на основании находок ангидритовых ассоциаций в обломках брекчий и наложения на брекчии более поздних вкрапленников и гнезд серпентин-хлоритовых и кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов. Рудные брекчии приурочены к крупным разрывам, и сам факт их образования свидетельствует о снижении давления к заключительным стадиям позднеархейского — раннепротерозойского этапа (на ранних стадиях имеет место образование милоцитов и катаклазитов).

5, 6. Среднепротерозойский этап минералообразования представлен кварц-альбит-микроклиновой стадией и стадией зеленосланцевого диафтореза. На месторождении преобладают образования последней. Наложенный характер кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов,

замещающих нижнеархейские гнейсы, не вызывает сомнений, а развитие комплементарных им хлорит-серпентиновых метасоматитов по рудным брекчиям, не сопровождавшееся тектоническими подвижками, подтверждает выделенную стадийность. Проявлены они как в виде сплошных тел метасоматитов, так и в виде вкрапленности различной интенсивности. Хлоритовые и хлорит-серпентиновые метасоматиты нацело замещают внутрирудные блоки вмещающих архейских пород в главном рудном теле Селигдара, а также образуют вокруг месторождения ореол вкрапленной и прожилковой минерализации шириной $400\text{--}600$ м.

Образование кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов происходило в условиях эпидот-амфиболитовой фации в интервале $540\text{--}400^\circ\text{C}$ при высокой активности калия и натрия [2]. По термометрии хлорита и эпидота стадии зеленосланцевого диафтореза интервал температур их образования составляет $350\text{--}270^\circ\text{C}$.

7. Мезозойский этап минералообразования выделен в связи с широким распространением в пределах месторождения уже упоминавшихся мезозойских даек. С постмагматическими процессами связывается околодайковый метасоматоз, а также автометасоматоз дайковых пород. Продукты апатит-кальцитовой стадии представлены одноименной ассоциацией минералов, слагающей систему жил штокверковолестничного типа мощностью $2\text{--}20$ м. Наблюдается их пространственная приуроченность к мезозойским дайкам. Не исключено, что образование апатит-кальцитовых руд происходило за счет дедоломитизации апатит-доломитовых разностей на контактах с этими дайками, исходя из чего апатит-кальцитовая стадия условно отнесена к мезозойскому этапу.

8. Выделение пропилитовой стадии обусловлено наличием пирит-эпидот-хлоритовых парагенезисов, развивающихся по дайкам и вблизи них. Следует отметить, что вне даек пропилиты практически нельзя отличить от минеральных ассоциаций стадии зеленосланцевого диафтореза.

Наиболее сложным является вопрос источника фосфора. Если принять во внимание упоминавшуюся гипотезу о нескрытой интрузии центрального типа, то в качестве основного поставщика последнего можно рассматривать первичноапатитоносные породы базит-гипербазитового комплекса, по-видимому замещенные апатит-карбонатными рудами. Аналогами такого комплекса могут быть близкие по объему к Селигдарскому месторождению интрузии Укдуска, Кабаханыр и Юс-Кюэль Чаро-Олекминской области, сложенные апатитоносными амфиболитизированными пироксенитами архейского возраста [23]. Избирательная карбонатизация базит-гипербазитовых разностей характерна

для данной магматической формации. Примером массива вторичных карбонатных пород, сходного по размерам с Селигдарским месторождением, являются апогипербазитовые анкерит-доломитовые листвениты площадью 2—3 км² на Западном Саяне [17 и др.]. Имеются они и на Алданском щите [10], преимущественно в области развития тимптонской серии архея на Тимптоно-Учурском водоразделе. Апатитоносность последних пока не изучена и заслуживает постановки специальных работ. В качестве же возможного аналога именно апатитовой специализации апобазитовых карбонатных образований можно привести апатит-карбонатные метасоматиты Маркопиджского месторождения апатита, образовавшегося по докембрийским гипербазитам под действием летучих дифференциатов девонской плагногранитной формации [1]. По химизму руды последнего близки к селигдарским рудам (табл. 3).

На основании сходства минеральных парагенезисов апатит-силикатной разновидности руд Селигдарского месторождения и магнезиально-скарповой формации флогопитовых и железорудных месторождений, а также соизмеримости термодинамических режимов их формирования апатит-карбонатные породы могут рассматриваться и как Са — Mg-метасоматиты.

Таблица 3

Средний химический состав апатитовых руд Селигдарского, Маркопиджского месторождений апатита и апатитоносных разновидностей карбонатитов хлорит-серицит-анкеритовой фации

Петрогенный окисел	1	2	3
SiO ₂	9,941	10,58	2,70
TiO ₂	0,103	0,70	0,14
Al ₂ O ₃	1,871	2,79	0,74
Fe ₂ O ₃	3,434	2,21	3,63
FeO	0,971	4,08	3,09
MnO	0,195	0,20	0,68
MgO	13,337	11,75	15,36
CaO	28,293	31,01	28,20
Na ₂ O	0,159	0,96	0,50
K ₂ O	0,294	0,24	0,22
P ₂ O ₅	6,701	5,74	5,07
CO ₂	26,598	29,65	36,24
F	0,427	0,21	0,16
S _{всл}	0,301	0,70	0,53
Количество проб в выборке	787—1752	13	5

Примечание. 1 — средний состав апатитовых руд Селигдарского месторождения апатита, рассчитанный по данным группового опробования керн скважин по сети 200×200 м в пределах подсчетных контуров при бортовом содержании 3% P₂O₅ (в расчете участвовало 787 анализов F, 1169 TiO₂, S_{всл}, 1185 MnO, Na₂O, K₂O, 1357 SiO₂, Al₂O₃, FeO, 1752 Fe₂O₃, MgO, CaO, P₂O₅, CO₂); 2 — средний состав апатитовых руд Маркопиджского месторождения и других апатитопроявлений Северного Кавказа [1]; 3 — средний состав апатитоносных разновидностей карбонатитов доломитовой субфации хлорит-серицит-анкеритовой фации [20].

Возможность апатитовой специализации их показана Д. А. Михайловым [15]. Специфика апатит-карбонатных метасоматитов в том, что они являются продуктом Са — Mg- и CO₂-метасоматозов с ведущей ролью последнего. В результате интенсивного CO₂-метасоматоза по предполагаемым апатитоносным базит-гипербазитовым породам и был, по-видимому, сформирован доломитовый субстрат апатитовых руд. В верхней «надынтрузивной» части месторождения замещение подвергались, несомненно, и силикатные породы архея, что подтверждается локальной неоднородностью химического состава руд в этой части рудного тела по сравнению с глубиной и останцами архейских пород. В чистом виде Са — Mg-метасоматоз на Селигдарском месторождении проявился локально по периферии главного рудного тела при формировании типичных магнезиальных скарнов по породам апатит-силикат-карбонатной разности руд на контактах с вмещающими силикатными породами архея в условиях низкой активности CO₂.

В заключение заметим, что апатит-карбонатные породы Селигдара попадают в пределы излишне широкого (по распространению в литературе) понимания термина «карбонатит» как эндогенной карбонатной породы. Отдельные разновидности карбонатитов хлорит-анкерит-серицитовой фации весьма схожи по химическому составу с апатит-карбонатными рудами Селигдара (см. табл. 3). Однако карбонатитом признается «эндогенная пессиликатная порода магматического характера, сложенная преимущественно карбонатными минералами...» [18], «...входящая в состав сложных интрузивных комплексов вместе с ультраосновными, ультраосновными — щелочными породами со специфичными признаками: ...набором аксессуарных минералов (цирохлор, гатчеттолит, дизаналит, редкоземельные карбонаты)... обогащением породообразующих минералов редкими землями, наличием зон экзоконтакта обогащенных... монтичеллитом, мелилитом, фенитизацией вмещающих пород» [8]. Отсутствие на Селигдаре явных признаков магматического образования его карбонатного субстрата и всех указанных характеристик, а также низкое содержание в апатит-карбонатных рудах Sr, Ba, Mn отвергают карбонатитообразование (по классической схеме) при возникновении месторождения. Ф. Л. Смирнов [22 и др.] доказывает палингенную природу фосфатно-карбонатного субстрата руд, предполагая их связь не с ультраосновными — щелочными породами, а с гранитоидами, и предлагает гипотезу мантийно-коровых карбонатитов. Однако в результате анализа состава карбонатитов различных регионов мира сделан вывод [21] о мантийном источнике протокарбонатитового вещества при незначительной роли

коровых карбонатов. Палингенез, видимо, имел место при преобразовании некоторых тел архейских кальцифиоров, мраморов и т. п., учитываемая многообразие структурных форм их прояв-

ления (в том числе и дискордантных). Но образование таким путем фосфатоносных карбонатитов и Селигдарского месторождения маловероятно.

ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьев Г. Д., Плошко В. В. и др. Апатитовые проявления Северного Кавказа.— М.: Наука, 1976.
2. Беляев Г. М., Рудник В. А. Формационно-генетические типы гранитоидов.— Л.: Наука, 1978.
3. Богомолов М. А. Температурные условия образования селигдарских апатитов.— ДАН СССР, 1977, т. 235, № 5.
4. Боярко Г. Ю., Белоусов В. М. Особенности палеотектоники Селигдарского месторождения апатита.— Геол. и геофиз., 1982, № 1.
5. Василенко В. Б., Кузнецова Л. Г. и др. Апатитовые породы Селигдара.— Новосибирск: Наука, 1982.
6. Василенко В. Б., Холодова Л. Д. Минералого-петрохимические основы генетической гипотезы Селигдарского месторождения апатита.— В кн.: Эндогенные процессы и металлогения в зоне БАМ. Новосибирск: Наука, 1983.
7. Гришкян Р. И. Структура и систематика раннепротерозойских разломов Центрального Алдана.— В кн.: Апатиты Алданского щита. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1977.
8. Геологический словарь. Т. 1.— М.: Недра, 1978.
9. Герасимов Е. К., Гладков Н. А. и др. Перспективы расширения рудной базы Селигдарского апатитового месторождения.— Геол. и геофиз., 1979, № 11.
10. Дзевановский Ю. К. Нижнеархейские магматические и ультраметаморфогенные породы.— В кн.: Геология СССР. Т. 42. М.: Недра, 1972.
11. Егин В. И., Кичигин Л. Н., Крук Н. И. Апатитовое оруденение Центрального Алдана.— В кн.: Фосфаты Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1975.
12. Журавель Р. Ф., Гаврилов В. В. и др. К проблеме апатитоносности Сибири и Дальнего Востока.— Тр. СНИИГГиМС, 1974, вып. 197.
13. Кушнарев И. П., Черкасов А. Д. Структура и вопросы генезиса Селигдарского апатитового месторождения.— В кн.: Методы прогнозирования и оценки экзогенных редкометалльных месторождений. М.: ИМГРЭ, 1979.
14. Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов.— М.: Изд-во АН СССР, 1957.
15. Михайлов Д. А. Магнезиально-кальциевые рудоносные метасоматиты докембрия.— Л.: Наука, 1973.
16. Нечаева И. А. Признаки ударного метаморфизма на Селигдарском месторождении апатита.— ДАН СССР, 1979, т. 247, № 2.
17. Пинус Г. В., Колесник Ю. Н. Альпийские гипербазиты юга Сибири.— М.: Наука, 1966.
18. Петрографический словарь.— М.: Недра, 1981.
19. Реутов Л. М. Докембрий Алданского щита.— Новосибирск: Наука, 1981.
20. Самойлов В. С. Карбонатиты (фашии и условия образования).— М.: Наука, 1977.
21. Самойлов В. С., Плюснин Г. С. Об источнике вещества редкоземельных карбонатитов.— Геохимия, 1982, № 9.
22. Смирнов Ф. Л. Геология апатитовых месторождений Сибири.— М.: Наука, 1980.
23. Файзуллин Р. М., Брысаев С. Г. и др. Апатитоносные формации зоны БАМ и сопредельных районов.— Тр. ВСЕГЕИ, 1980, т. 307.
24. Черкасов Р. Ф. Архей Алданского щита.— М.: Наука, 1979.
25. Эгин А. Р., Смирнов Ф. Л. и др. Апатитоносные геологические комплексы Алданского щита.— В кн.: Фосфаты Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1975.