Записки Ленинградского орденов Ленина и Трудового Красного Знамени горного института им. Г. В. Плеханова, т. LVIII, вып. 2, 1969 г.

О РОЛИ ТРЕЩИННОЙ ТЕКТОНИКИ В ПРОЦЕССАХ ФОРМИРОВАНИЯ ЗАЛЕЖЕЙ ГРАНИТ-ПЕГМАТИТОВ МАМСКОЙ ПЕГМАТИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ

В. Н. Мораховский

В пределах Мамско-Чуйской пегматитовой провинции широко распространены тела гиганто-мигматитов [13], характеризующиеся исключительным разнообразием форм и сложностью внутреннего строения.

Гиганто-мигматиты развиты в пределах полосы, простирающейся на расстоянии свыше 200 *км* в северо-восточном направлении при ширине 20—40 *км*, насыщая вмещающую метаморфическую толщу столь интенсивно, что количество пегматитового материала местами превышает объем вмещающих горных пород.

Среди структурных разностей пегматитов, участвующих в строении гиганто-мигматитов, распространены гранитоподобные, неяснографические, графические, письменные, блоковые и другие разновидности, обычные для пегматитов гранитного состава.

Особенно широко распространены гранитоподобные пегматиты — гранит-пегматиты, поэтому в практике ведения геологоразведочных, эксплуатационных и тематических работ тела гиганто-мигматитов стали именоваться телами гранит-пегматитов или просто гранит-пегматитами.

Гранит-пегматит представляет собой крупно-неравномернозернистую породу (размер зерен в среднем 1—3 *см*) гранитного облика, обладающую кристаллобластическими структурами — гранобластовой, бластогранитной, порфиро- и пойкилогранобластовой, бластомилонитовой и бластоцементной. Минеральный состав соответствует составу лейкократовых гранитов, значительно обогащенных мусковитом. Содержания плагиоклаза и микроклина примерно равны, суммарное их количество достаточно постоянно — недостаток микроклина компенсируется избытком плагиоклаза и наоборот. Из минеральных примесей присутствуют апатит, гранат, турмалин, ортит, монацит, сфен, редко амфибол.

Характерная текстурная особенность гранит-пегматитов — полосчатость и линейность — обусловлена соответствующим полосчатым или линейным распределением минеральных индивидов и подобным же чередованием структурных разностей с различной крупностью зерна [7]. Вместе с тем гранит-пегматиты массивного сложения содержат, как правило, меньше мусковита, чем немассивные. Рисунок полосчатости и линейности в каждой залежи имеет свои специфические черты, отличающие одну залежь от другой, и в основном контролируется положением контактов. Крупнокристаллические зоны графического, письменного или пегматитового сложения, к которым приурочена обычно промышленная мусковитизация, в редких случаях располагаются согласно

полосчатости и слоистости и имеют свое положение, не зависящее от направления контактов.

О происхождении зон собственно пегматитовых крупно- и гигантокристаллических разностей в телах гранит-пегматитов у исследователей Мамского района не сложилось единого мнения. Сторонники гипотезы остаточной магмы, принимая за основу суждения А. Е. Ферсмана [17], рассматривают и гранит-пегматиты, и зоны крупнокристаллического сложения, заключенные в них, как разные стадии единого процесса кристаллизации остаточного пегматитового расплава, полагая, что первые возникли в самую раннюю и высокотемпературную фазу кристаллизации, а вторые — в более позднюю и низкотемпературную [6, 13, 16].

Другие исследователи [3, 18] считают, что крупнокристаллические зоны возникали при кристаллизации пегматитового расплава в полостях гранит-пегматитов, сформированных в результате ультраметаморфизма гнейсов и кристаллических сланцев вмещающей метаморфической толщи.

Следует подчеркнуть, что в соответствии с гипотезой А. Е. Ферсмана необходимым условием образования крупнокристаллического пегматита является наличие полостей в верхних частях магматического резервуара либо трещин в телах гранит-пегматита, куда интрудировался остаточный расплав.

Принципиально отличная гипотеза образования пегматитов гиганто- и крупнокристаллического сложения в результате перекристаллизации гранитов под воздействием постмагматических растворов была сформулирована Д. С. Коржинским [5]. Он выделял в качестве первично-магматических разностей гранит-пегматиты и графические пегматиты. Все другие крупнокристаллические структуры образовывались, по его мнению, в результате перекристаллизации и метасоматического преобразования первородного пегматитового субстрата, слагаемого этими двумя разностями. С точки зрения А. Н. Заварицкого [4], перерождение гранита в пегматит и образование крупнокристаллических разностей за счет мелкокристаллических происходит в замкнутом объеме под воздействием газово-жидкого остатка, накапливающегося в магматическом резервуаре. В. Д. Никитин [9, 10], развивая идеи Д. С. Коржинского и А. Н Заварицкого, считает, что перерождение мелкокристаллических разностей в крупнокристаллические протекает в условиях открытой системы в среде пульсационно поступающих из глубин постмагматических растворов. Ряд геологов [1] также считает, что крупнокристаллические зоны сформировались в твердой среде гранит-пегматитов, возникших при ультраметаморфизме вмещающей толщи.

Согласно взглядам на крупнокристаллические зоны, как на тела перекристаллизации, наличие свободных полостей или осуществление раздвига не обязательно. Для течения этих процессов требуется лишь нарушение кристаллической сплошности, возникновение участков и полос грануляции, дробления без ощутимого перемещения при этом прилегающих масс гранит-пегматитов.

В результате детального рассмотрения большого числа разнообразных залежей гранит-пегматитов рудных полей ряда месторождений представляется целесообразным привести дополнительные данные об особенностях процессов, приведших к образованию наблюдаемых в этих залежах структур.

При изучении внутреннего строения залежей гранит-пегматита северо-восточной части Мамской кристаллической полосы В. Д. Никитин установил [11, 12] факт субмеридиональной вытянутости развитых в них зон крупнокристаллического сложения при крутом, близвертикальном

положении этих зон относительно горизонтальной плоскости. Эта закономерность особенно ярко проявлена на месторождениях Колотовка, Максимиха, Большой Северный, Витимское, Луговка (рис. 1). Если бы крупнокристаллические, собственно пегматитовые породы были сформированы в результате последовательной фракционной кристаллизации магмы, то они принимали бы форму камер, где происходила консолидация, с образованием не зон, а тел достаточно сложной формы, ограниченных различными сочетаниями послойных и секущих контактов, т. е. повторяли бы форму некоторых частей залежей гранит-пегматитов. Вместе с тем график, фиксируя вторичность зон, наложенных на жесткую основу, не позволяет однозначно определить характер тектонических усилий, так как зоны могут представлять либо тела выполнения, либо тела перекристализации, при формировании которых не возникало никаких полостей, а существовали лишь участки повышенной трещиноватости во вмещающих гранит-пегматитах.

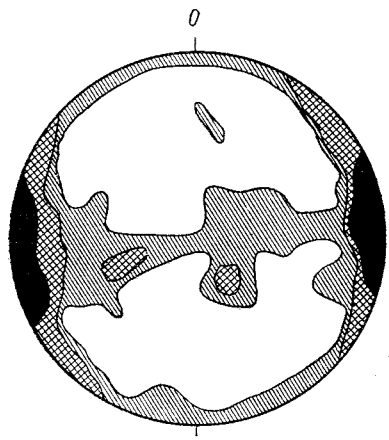


Рис. 1. Ориентационная диаграмма нормалей к крупнокристаллическим зонам в гранит-пегматитах. Месторождения Колотовка, Витимское, Большое Северное, Луговка, Слюдянка, Кочекта. Число замеров 199

Для выяснения механизма образования крупнокристаллических зон рассмотрим следующие вопросы.

1. Формы взаимоотношений гранит-пегматитов с крупнокристаллическими зонами. Их наблюдается две: а) постепенные переходы путем укрупнения всех зерен в гранит-пегматите до достижения крупности зерна в крупнокристаллических зонах (интервал перехода — от долей метра до нескольких метров); б) насыщение приконтактовой зоны порфиробластами и пойкилобластами микроклина вплоть до полного замещения ими гранит-пегматитов (крупность зерна последних существенно не изменяется, интервал перехода колеблется в более значительных пределах, достигая 5—10 *м*). Ширина интервала в обоих случаях находится в прямопропорциональной зависимости от мощности зон. Нередко на значительных расстояниях от контактов развиты пятнисто-сегрегационные и неясно графические структуры. В исключительно редких случаях (некоторые жилы месторождения Колотовки) наблюдаются резкие контакты прямолинейной секущей формы, и при этом видимые изменения прилегающих гранит-пегматитов отсутствуют.

Исследование внутреннего строения залежей гранит-пегматитов показало, что развитые в них зоны крупнокристаллического строения, кроме определенной ориентировки, обладают цепочечными текстурами (рис. 2). Некоторые из изображенных на плане зон распадаются на цепочки изолированных порфиро- и пойкилобласт микроклина (блоки письменного или графического гранита). Часто сплошных зон вообще не существует — имеются лишь цепочки бластокристаллов, приуроченные к субпараллельным плоскостям близмеридионального простирания. Эти цепочки прослеживаются и по падению и по простиранию до выклинивания, при этом разобщенные бластокристаллы нигде не соединяются и не образуют сплошных зон.

Цепочечные зоны характерны для всех тел гранит-пегматитов. Бластокристаллы в них могут не следовать строго друг за другом либо

в одной плоскости, а распределяться неширокой полосой. Цепочечные текстуры широко распространены в различных породах магматического и метаморфического происхождения и, как известно, они формируются в результате проявления трещинной тектоники в жестких массах в определенных геологических условиях. Бластокристаллы — блоки преимущественно микроклина — могут иметь идеобластическую или ксенобластическую форму и обладают письменным, графическим либо монокристаллическим строением. Часто встречающиеся письменные или графические разности свидетельствуют [9] о том, что образование блоков микроклина с такими структурами происходило в твердой среде путем бластического его разрастания и захвата зерен кварца зернистого базиса с последующим их упорядочением в правильные графические или письменные вростки. Форма контакта зон, ограниченных идеобластическими кристаллами, представляет, как правило, отпечаток хорошо развитых граней микроклина в гранит-пегматите.



Рис. 2. Строение залежи гранит-пегматита жилы 73 месторождения Большого Северного.

1 — зоны крупнокристаллического строения и отдельные бластокристаллы микроклина; *2* — гранит-пегматит (размер значка соответствует крупности зерна); *3* — пегматит неяснографической структуры; *4* — пегматит графической структуры; *5* — биотитовые гнейсы; *6* — направление линейности; *7* — направление полосчатости

2. Форма взаимоотношений крупнокристаллических зон в гранит-пегматитах с вмещающими метаморфическими породами. Рассмотрим следующие примеры.

В секущих телах гранит-пегматитов зоны крупнокристаллического сложения либо приурочены непосредственно к секущим контактам, либо располагаются параллельно им. Нередко развитие зон в секущих каналах протекает с такой интенсивностью, что они полностью «зарастают» крупнокристаллическими разностями, развившимися по гранит-пегматиту. В ряде случаев существование гранит-пегматитов в этих участках ставилось рядом геологов под сомнение, и возникло представление о данных зонах как о телах магматических, которые рассекли более

ранние послойные залежи гранит-пегматитов и вмещающие метаморфические породы.

В согласных телах у контактов зоны переходят по вертикали в соседние залежи, а в разъединяющей пачке вмещающих пород они трассируются цепочкой минералов. Если бы зона имела интрузивную природу, то вмещающие породы, разделяющие верхнюю и нижнюю залежи, пересекались секущим стволом, заполненным крупнокристаллической породой, развитой в зоне. Порфиробласты, развивающиеся в метаморфических породах, представленных в данном случае биотитовыми гнейсами, сложены тем же микроклином, который содержится в пегматитах (известно, что порфиробласты полевого шпата, возникающие в гнейсах мамской толщи при процессах метаморфической дифференциации, распределяются послойно и образованы почти исключительно плагиоклазом). Присутствие микроклина в качестве породообразующего минерала для большинства разностей гнейсов нехарактерно.

Порфиробласты микроклина возникли здесь на пути просачивания вверх от зоны растворов определенного состава по межгранулярным трещинным порам, существование которых в перекрывающей и подстилающей залежах гранит-пегматита предопределило там развитие крупнокристаллических разностей.

Если вмещающие метаморфические породы в согласных телах гранит-пегматитов представлены пластичными биотитовыми или двуслюдяными сланцами, имеющими значительную мощность, то их реакция должна вполне определенно зафиксировать характер тектоники, проявленной при формировании крупнокристаллических зон. Если формирование зон происходило под контролем разрывной тектоники, то, как в гранит-пегматитах, так и в слюдяных сланцах, должны существовать полости с секущими контактами. Если же в период формирования зон была проявлена лишь трещинная тектоника, то трещинные гранулированные полосы в гранит-пегматитах должны были представлять ослабленные участки. В условиях больших давлений, существовавших при этом, пластичный материал окружающих сланцев вдавливался, затекал бы в них, с образованием выступов, форма которых должна зависеть от ширины гранулированного участка и от степени грануляции. Это явление широко распространено в большинстве изученных объектов и особенно ярко выражено в телах гранит-пегматитов рудного поля месторождения Согдиондон (рис. 3). Примечательно, что в выступах двуслюдяных сланцев, вдающихся в гранит-пегматит, чешуйки биотита и мусковита в результате собирательной перекристаллизации укрупняются.

3. Характер деформирующих усилий до и после формирования зон крупнокристаллического сложения. Ранее было показано [9, 10, 11], что формирование пегматитов и гранит-пегматитов в частности [7] начинается с перерождения ординарных изначально интрузивных мелкозернистых гранитов и аплитов. Примеры, иллюстрирующие факт перерождения гранита в пегматит в твердой фазе и ход течения перекристаллизации под контролем трещинной тектоники, приведенные в работах В. Д. Никитина, вошли в обзорные труды, учебники и руководства как эталонные. Предопределяющая роль трещинной тектоники была установлена для процессов формирования пегматоидных пород в щелочных массивах [15].

Реликты гранита и аплитовидных пород, являясь в большинстве случаев наиболее древними структурными разностями, распространены почти во всех залежах гранит-пегматитов. Очевидно, что последовательная перекристаллизация гранита в гранит-пегматит, протекающая по

схеме: мелкозернистый биотитовый гранит — аплитовидная порода — гранит-пегматит [7], контролируется трещинной тектоникой того же субмеридионального плана, которому подчинено положение зон крупнокристаллического сложения. Это установлено на ряде жил Колотовского и других месторождений.

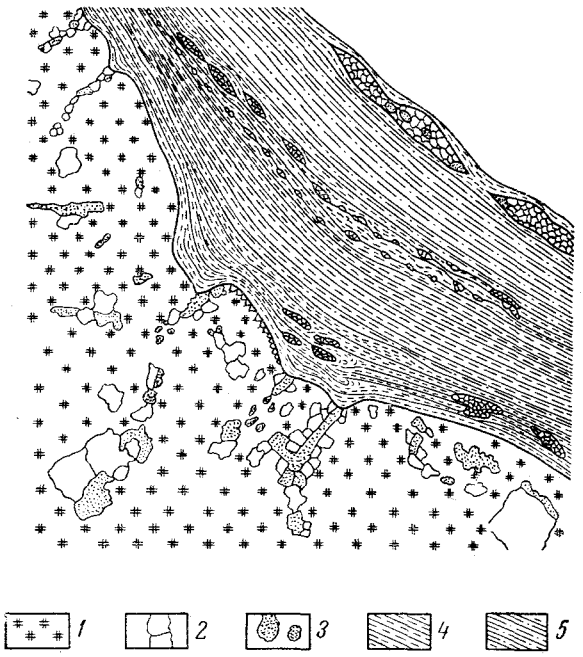


Рис. 3. Вдавливание пластичного двуслюдяного сланца в ослабленные зоны повышенной пористости и грануляции. Жила 90 месторождения Согдиондон

1 — гранит-пегматит сильно бластический; *2* — крупные блоки (порфиробласты) микроклина; *3* — сегрегации кварца; *4* — двуслюдяной сланец; *5* — гранат-биотитовый гнейс. Уменьшено в 40 раз

Гранит из неизмененных реликтов целиков не обнаруживает признаков деформации и обладает нормально гранитной, гипидиоморфнозернистой структурой. Явления перекристаллизации в гранитах, приводящие к образованию аплитовидной породы и затем гранит-пегматита, неразрывно связаны с элементами интенсивного катаклаза, выраженного в изогнутости в расщепленности лейст слюд, дроблении зерен полевых шпатов, грануляции и мозаично-облачном погасании кварца. В ряде случаев развиваются участки с типичной бластоцементной и бластомилонитовой структурой. В результате деформации между раздробленными частями зерен или между отдельными разорванными минеральными индивидами появились трещинные поры, впоследствии «залеченные» при перекристаллизации и бластезе. Сильнее всего грануляция и бластез выражены в гранит-пегматитах, обладающих разнообразными формами бластических структур. Очень ярки явления собирательной перекристаллизации ихтиоглиптов кварца в блоках письменного гранита, где укрупнение ихтиоглиптов часто происходит по петельчатым зонкам, образование которых контролировалось соответствующим нарушением кристаллической сплошности блока вдоль этих зонок [10]. Во

всех рудных полях часто наблюдаются порфиробласты полевых шпатов, настолько сильно деформированных и раздробленных, что принадлежность отдельных частей к одному монокристаллу трудно установить.

Массовый замер пространственного положения осей удлиненных ихтиоглиптов в подземных выработках жилы *3* Витимского месторождения по серии блоков письменного гранита показал, что кварцевые вростки ориентируются так, что главная масса осей располагается в плоскости, перпендикулярной близмеридиональному направлению (рис. 4, *а*). При этом кристаллографическая ориентировка различных минеральных индивидов микроклина вполне произвольна.

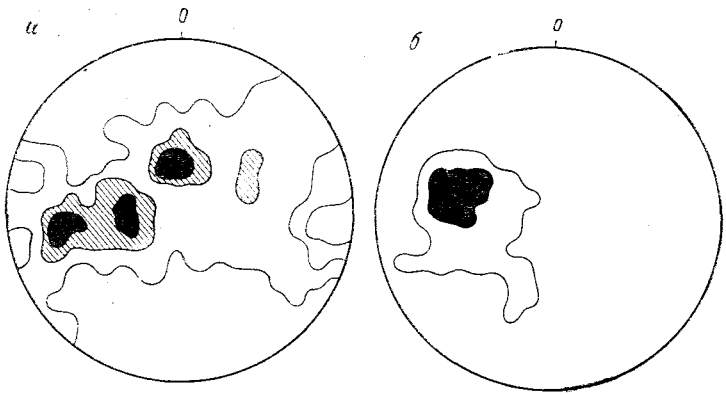


Рис. 4. Ориентационные диаграммы: *а* — осей удлиненных ихтиоглиптов письменного гранита; *б* — нормалей к поверхностям замутнения в обособлениях кварца. Жила *3* месторождения Витимского

Происходившая значительно позднее полосчатая деформация обособлений кварца в той же жиле контролировалась тектоническим планом, существовавшим при образовании письменных структур (рис. 4, *б*). В более поздние этапы тела гранит-пегматитов и заключенные в них крупнокристаллические породы были рассечены дайками мелкозернистых биотитовых гранитов и жилами кварца, свидетельствующими о проявлении разрывной тектоники. Пространственное положение жильных тел в целом наследует общий план деформаций, существовавший до этого, но наблюдаются значительные частные отклонения. Наконец, к самым молодым проявлениям дизъюнктивной тектоники относятся мелкие разрывные нарушения типа взбросо-сдвигов с амплитудой, обычно не превышающей 10—20 *см*, имеющие зеркала скольжения с образованием глинистого материала и щебенки. Очень часто они приурочены к зальбандам кварцевых жил и в целом развиты относительно слабо.

4. Баланс химических компонентов при образовании зон крупнокристаллического строения. Известно [10], что при формировании крупнокристаллических разностей первостепенную роль играет дифференциация щелочей, содержащихся в гранит-пегматитовом материале. Последняя вызвана большей мобильностью калия, чем натрия, что привело к разрастанию микроклина, содержащего калий, аккумулированный из прилегающих гранит-пегматитов в центральных частях объемов горных пород, где происходила собирательная перекристаллизация. Поэтому гранит-пегматиты в экзоконтактах зон обогащены натрием — плагиоклазом и, соответственно, обеднены калием. Это подтверждается не только полевыми наблюдениями, но и результатами изучения вещественного состава, минералогическими и химическими анализами [7].

Приведем суммарные данные по серии анализов гранит-пегматитов из экзоконтакта 1 и «фоновых» 2:

Окислы	1	2	Окислы	1	2
SiO_2	72,77	72,61	K_2O	2,14	5,55
TiO_2	0,06	0,13	Na_2O	4,80	2,49
Al_2O_3	15,41	14,95	P_2O_5	0,06	0,13
Fe_2O_3	0,12	0,22	SO_3	0,08	0,03
FeO	1,11	1,13	H_2O	—	0,07
MnO	0,01	0,02	П. п. п.	0,31	0,79
MgO	0,35	0,44	Сумма	99,68	99,77
CaO	2,46	1,21			

Очевидно, что если бы зоны образовывались при воздействии калиевого метасоматоза, то в боковых гранит-пегматитах количество калия должно быть не понижено, а повышено, чего действительно не происходит. Все это свидетельствует о том, что формирование зон протекало без существенного привноса или выноса основных компонентов внутри определенных объемов масс гранит-пегматитов и пространство, в котором происходил этот процесс, оставалось постоянным (рис. 5).

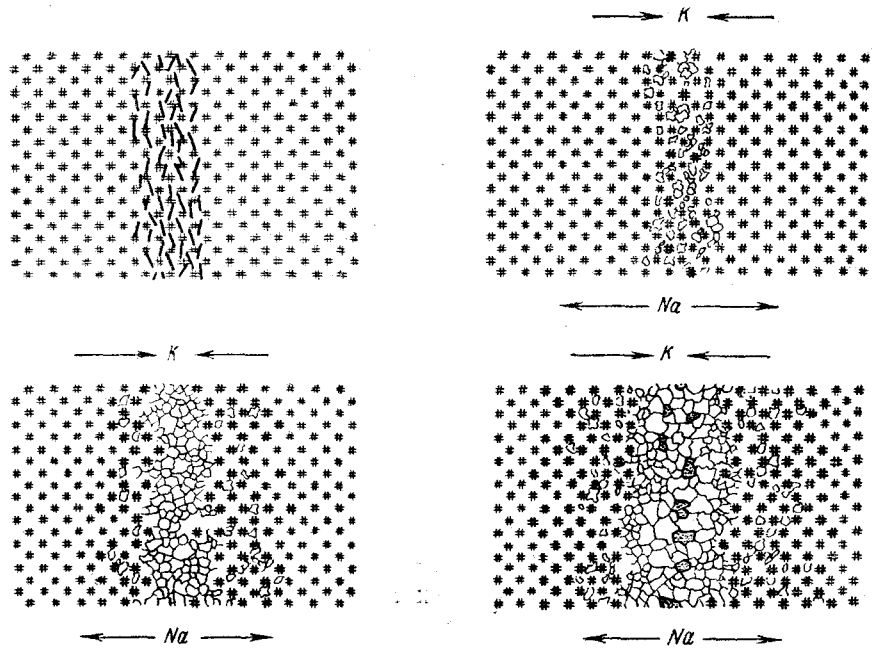


Рис. 5. Развитие зоны крупнокристаллического сложения в гранит-пегматите. Жирные крестики обозначают гранит-пегматиты, обогащенные плагиоклазом

Выводы

Текстурный рисунок залежей гранит-пегматитов обусловлен двумя главными элементами: гнейсовидностью и линейностью, с одной стороны, и зонами крупнокристаллических собственно пегматитовых пород — с другой. В некоторых залежах положение тех и других совпадает, в большинстве же оно отлично. Гнейсовидность и линейность образовались в гранит-пегматитах раньше, чем сформировались зоны

крупнокристаллического сложения. Последние образовались под контролем трещинной тектоники, о чем свидетельствуют: а) широкое развитие цепочечных порфиробласт, пойкилобласт и блоков микроклина в гранит-пегматитах при выдержанной ориентировке цепочек в различных залежах на обширной территории; б) формы взаимоотношений крупнокристаллических зон и вмещающих гранит-пегматиты метаморфических пород; в) характер деформирующих усилий, проявленных в процессе формирования разновременных минеральных индивидов или агрегатов, слагающих зоны (ориентировка ихтиоглиптов в письменных гранитах, полос замутнения в кварце); г) распределение химических и минеральных компонентов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Великославинский Д. А., Казаков А. Н., Соколов Ю. М. Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья. Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 17, 1963.

2. Елисеев Н. А. Метаморфизм. Изд. ЛГУ, 1959.

3. Завалишин М. А., Чесноков В. Н. Некоторые особенности формирования и размещения пегматитовых жил в Мамском районе. Мат-лы по геол. и полезным ископаемым Вост. Сибири, вып. VI, 1960.

4. Заварицкий А. Н. О пегматитах как образованиях промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами. Зап. Всероссийск. мин. об-ва, № 1, 1947.

5. Коржинский Д. С. Петрологический анализ флогопитовых и мусковитовых месторождений Восточной Сибири. В сб. «Слюды СССР», 1937.

6. Мишарев Д. Т. Мамско-Витимо-Чуйское месторождение слюды. Тр. Всес. геол. объединения ВСНХ СССР, вып. 154, 1963.

7. Мораховский В. Н. Вещественный состав и внутреннее строение гранит-пегматитовых тел Мамско-Чуйской слюдяной провинции. Зап. ЛГИ, т. XIVII, вып. 2, 1964.

8. Мораховский В. Н. О некоторых особенностях процесса перерождения гранитов в пегматиты в пегматитовых жилах Мамского района. Зап. ЛГИ, т. XLVX, вып. 2, 1965.

9. Никитин В. Д. Процессы перекристаллизации и метасоматоза в слюдоносных и керамических пегматитах. Зап. ЛГИ, т. XXVII, вып. 2, 1952.

10. Никитин В. Д. К теории генезиса пегматитов. Зап ЛГИ, т. XXX, вып. 2, 1955.

11. Никитин В. Д. Пространственное положение слюдоносных зон в телах гранит-пегматитов Мамской провинции. Зап. ЛГИ, т. XLIX, вып. 2, 1965.

12. Никитин В. Д. Генезис слюдоносных зон в телах гиганто-мигматитов. Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 16. Изд-во АН СССР, 1965.

13. Петровская Н. В. Гиганто-мигматитовый тип пегматитов Мамско-Витимского слюдоносного райна. Тр. Вост. Сиб. геол. треста, вып. 23, 1937.

14. Родионов Г. Г. О типах пегматитов и некоторых особенностях пегматитообразования. Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 16. Изд-во АН СССР, 1965.

15. Руденко С. А. Основные закономерности процесса формирования пегматоидных пород и пегматитов в щелочных массивах. Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 16. Изд-во АН СССР, 1965.

16. Семененко Н. П. Геология и петрография Мамской кристаллической полосы. Изд-во АН УССР, 1948.

17. Ферсман А. Е. Пегматиты. Изд-во АН СССР, 1940.

18. Шмакин Б. М. Волна кислотности послемагматических растворов в слюдоносных пегматитах. ДАН СССР, т. 152, № 4, 1963.