

- кору и рудообразования в раннем докембрии. – Л., 1985. –С.192-205.
5. Чернышов Н.М., Ненахов В.М., Лебедев И.П., Стрик Ю.Н. Геодинамическая модель формирования Воронежского кристаллического массива // Геотектоника. – 1997. -№3. -С.21-31.
 6. Тереньев Р.А. Метавулканогенные комплексы Лосевской шовной зоны (Воронежский кристаллический массив) // Тр. молодых ученых. -Вып.1. – Воронеж, 2001. -С.169-179.
 7. Зайцев Ю.С. Михайловская серия Белгородского железорудного района и некоторые вопросы стратиграфии докембрия Воронежской антеклизы // Тр. Третьего совещ. по проблемам изучения Воронежской антеклизы. – Воронеж, 1966. -С.21-28.
 8. Стратиграфический словарь СССР. Нижний докембрий. -Л., 1989. –397с.
 9. Египко О.И., Голикин Н.И., Полищук В.И., Бердников М.Д. Геология, петрология, формационное расчленение гранитоидов раннего докембрия Воронежского массива // Геология, формационный анализ, петрология и металлогеническая специализация кристаллических образований Русской платформы: Тез. второго Петрографического совещ. по Европейской части СССР. -Воронеж, 1972. -С.27-29.
 10. Чернышов Н.М., Бочаров В.Л. Основные черты петрологии и металлогении вулканоплутонических ассоциаций основного-ультраосновного состава докембрия ВКМ // Палеовулканизм и его продукты: систематика, геология, петрология, металлогения. – Петрозаводск, 1977. -С.56-62.
 11. Багдасарова В.В. Сравнительная характеристика структурно-формационного положения, вещественного состава, рудоносности протогеосинклинальных базитовых интрузивов юго-востока ВКМ // Петрология и металлогения магматических и метаморфических комплексов КМА и смежных районов. – Воронеж, 1983. -С.61-69.
 12. Зайцев Ю.С., Агейкин А.С., Голышкина Р.И., Шибанов В.М. Геологическое строение и ряды петрографических формаций кристаллического фундамента юго-восточной части Воронежской антеклизы // Петрология и формационное деление докембрия Русской платформы: Тез. докл. Первого регионального совещ. по Европейской части СССР. – Киев, 1966. -С.125-127.
 13. Лодочников В.Н. Главнейшие породообразующие минералы. -М., 1974. -248с.
 14. Ефремова С.В., Стафеев К.Г. Петрохимические методы исследования горных пород. – М., 1985. –511с.
 15. Уэджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. – М., 1970. –552с.
 16. William V., Boyton J. Cosmochemistry of the Rare Earth Elements. Meteorite studies // Rare Earth Elements Cosmochemistry. - Amsterdam, 1984. -P.63-114.
 17. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. – М., 1976. –268с.
 18. Белоусов А.Ф., Кривенко А.П., Полякова З.Г. Вулканогенные формации. – Новосибирск, 1982. –281с.
 19. Малеев Е.Ф. Критерии диагностики фаций и генетических типов вулканитов. – М., 1975. -255с.

УДК.552.32(571.54/.55)

ПАЛЕОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ (ГЕОЛОГИЯ, ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ, ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ)

А.В.Никитин, Е.Г.Патрахин*

Воронежский государственный университет
*ГФУП “Бурятгеоцентр”, г.Улан-Удэ

В работе затрагивается проблема расчленения и обоснования возраста реперных комплексов Западного Забайкалья, к числу которых относятся: уендектский, суховский, витимканский западнооолинский и дёминский. На основании изучения вещественных характеристик в том числе геохимических и изотопных делаются выводы о полигенности витимканского комплекса – одного из наиболее распространённых в Западном Забайкалье, и наоборот о генетическом родстве бамбукойских гранитоидов и жанокской вулканоплутонической ассоциации, позволившем объединить их в единый уендектский комплекс. С учётом геологического положения, петрологических и геохимических данных анализируется геодинамическая позиция перечисленных комплексов. Даётся критический обзор существующих ранее геодинамических моделей. Предложена новая оригинальная модель, предполагающая наложение плюмового внутриплитного тектогенеза на существовавшую ранее субдукционную обстановку. Делается предположение о сходстве доминирующей геодинамики Западного Забайкалья с характерной для раннего протерозоя энсиматической орогенией Крёнера.

Магматические образования на территории Западного Забайкалья подробно изучались многими исследователями. Основные закономерности проявления магматизма в регионе изложены в работах Л.И.Салопы [1], Н.М.Добрецова [2], Л.П.Зоненшайна [3,4], А.Н.Занвилевича, И.В.Гордиенко [5], Г.С.Гусева [6-8], Б.А.Литвиновского [9], В.В.Ярмолюка [10-12], А.Н.Булгатова [13], и многих других. В то же время до сих пор нет схемы магматизма, удовле-

творяющей многие аспекты его проявления, также нет единого мнения и относительно геодинамической позиции формирования магматических комплексов.

Район междуречья Муя-Ципа (рис.1) имеет реперное значение в понимании Забайкальского магматизма и рудогенеза, поскольку здесь распространены осадочные, метаморфические и магматические породы позволяющие оперировать опреде-

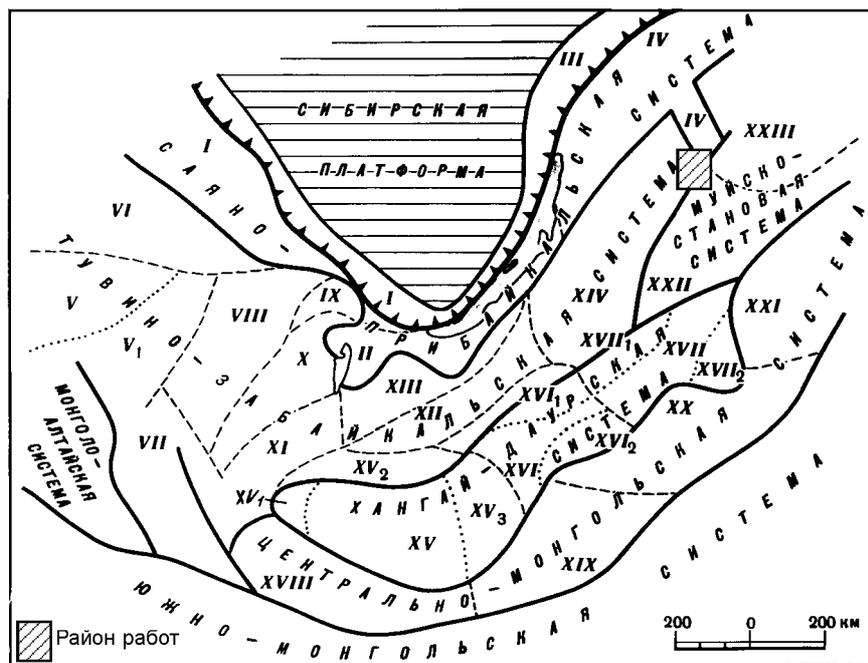


Рис.1. Схема тектонического районирования складчатого обрамления Сибирской платформы. Структурно-формационные зоны и подзоны. Саяно-Прибайкальская система: I - Восточно-Саянская, II - Прихубсугульско-Хамардабанская, III - Прибайкальская, IV - Баргузино - Верхнеангарская; Тувино - Забайкальская система: V - Западно-Саянская, VI - Кизир - Казырская, VII - Озёрная, VIII - Восточно - Тувинская, IX - Окинская, X - Западно - Прихубсугульская, XI - Идэрская, XII - Тарято - Селенгинская, XIII - Джидинская, XIV - Удино - Витимская; Хангай - Даурская система: XV - Хангайская, XVI - Хэнтэйская, XVII - Даурская; Центральная - Монгольская система: XVIII - Байдаригская (Гоби-Алтайская); XIX - Среднегобийская, XX - Восточно - Монгольская (Керуленская), XXI - Приаргунская; Муйско - Становая система: XXII - Амазаро - Нерчинская, XXIII - Муйско Могочинская.

лётными возрастными реперами. В пределах района можно выделить три структурно-формационные зоны, различающихся по строению и условиям формирования. *Западная зона* сложена Ангаро-Витимским батолитом витимканского комплекса. *Центральная зона* представлена стратифицированными отложениями девонско - каменноугольного возраста, и *восточная зона*, в которой распространён уендектский вулканоплутонический комплекс в ассоциации с метаморфитами горбылокской толщи. Магматические образования составляют более 50 % региона, причём преобладает интрузивный магматизм существенно гранитоидного состава. Субвулканические и вулканогенные образования распространены меньше.

Основные результаты многолетних исследований обобщены Г.Л.Митрофановым и др. [14-17].

Целью предполагаемой работы является обобщение материала по реперным для данного региона комплексам: уендектскому, суховскому, витимканскому западноолнинскому и дёминскому. Указанные комплексы являются ключевыми для понимания истории развития региона в целом, его геодинамики и рудогенеза.

В настоящее время по указанным комплексам накоплен достаточно обширный аналитический материал, а также получены палинологические дан-

ные, позволяющие по новому взглянуть на магматизм Западного Забайкалья.

Уендектский комплекс развит в восточной части исследуемой площади, и слагает субмеридиональную полосу, протягивающуюся от г.Пайкада (на юге) до верховьев р.Горбылок. Восточная её часть уходит за пределы рассматриваемой территории, с запада она ограничена долиной р.Горбылка, в районе которой фрагментарно отмечаются сложные взаимоотношения с породами олнинской толщи.

Как уже нами отмечалось [18], ранее этот комплекс рассматривался в составе жанокской вулканоплутонической ассоциации, в пределах распространения которой выделялись, главным образом, кислые эффузивные, интрузивные и мелкие экстрезивные тела одноимённого вулканического комплекса. Здесь же отдельно картировался бамбукойский комплекс, считавшийся самостоятельным и ото-

рванным во времени от жанокской ассоциации. В этой связи его положение приобретает принципиальное значение для обоснования уендектского комплекса

На исследуемой территории наиболее крупное тело пород бамбукойского комплекса - гора Пайкада. Детальное картирование проведённое в этом районе показало, что бамбукойские гранитоиды по внешнему облику, петрографическим и петрохимическим данным не отличаются от гранитоидов жанокской вулканоплутонической ассоциации (рис.2). Кроме того, выявлено чередование вулканогенных, терригенных и карбонатных пород, находящихся в сложном фациальном взаимоотношении друг с другом и неоднократно повторяющимся в разрезе. В нижней части разреза наблюдаются прослой чёрных углистых сланцев с видимой рудной сульфидной минерализацией, местами интенсивно тектонизированных. Основная масса кислых вулкаников появляется в средней части разреза и венчает его. В этой части также встречаются прослой и линзы карбонатного и терригенного материала. Вулканиды представлены собственно эффузивными и экстрезивными фациями, гранитоиды занимают гораздо меньшую площадь в сравнении с откартированными ранее. Среди эффузивов встречаются мало-мощные тела амфиболитов (метабазальтов), пере-

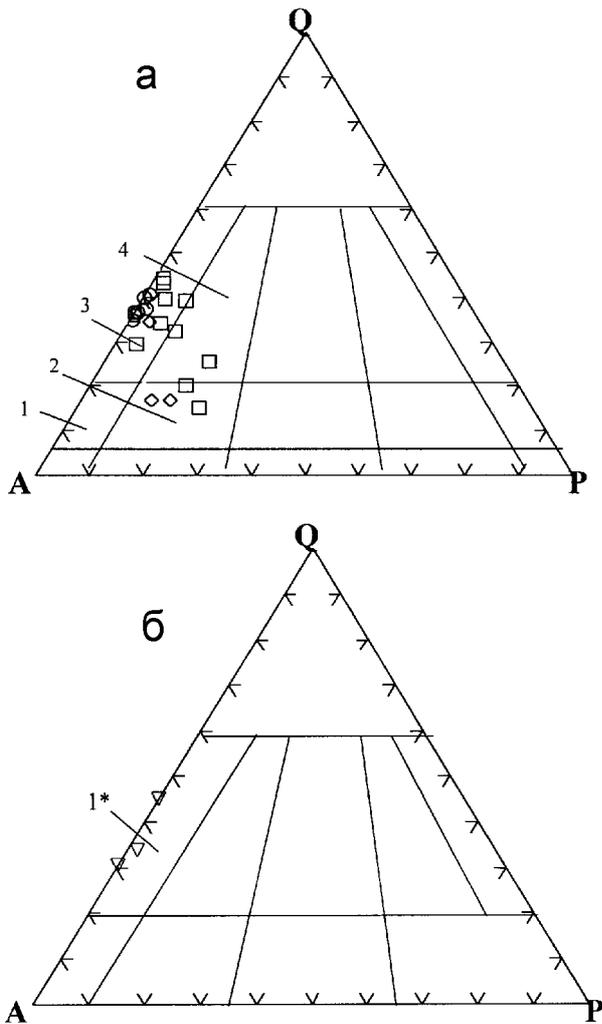


Рис. 2. Классификационные диаграммы Штрекэйзена для плутонических (а) и вулканических (б) пород. Поля: 2 – кварцевых сиенитов; 3 – щелочнополевошпатовых гранитов; 4 – гранитов; 1* – щелочнополевошпатовых риолитов. (Различными символами обозначены породы бамбукойского (&, \diamond) и жаноккойского (O, ∇) комплексов).

межающихся с более кислыми разностями, а также незначительные по размеру штокообразные тела габброидов. Наличие двух ярко выраженных разновидностей (с одной стороны - базитов эффузивно-интрузивных фаций, с другой стороны - кварцсодержащих интрузивных пород и лейкократовых эффузивов) послужило причиной предположить бимодальный характер всей указанной вулканоплутонической ассоциации. Однако изучение химического состава показало, что ассоциация носит унимодальный характер. Для всего уендектского вулканоплутонического комплекса характерен повсеместный катаклаз, связанный со сдвиговыми деформациями правостороннего характера. Вероятно, указанные деформации проявились при закрытии рифтогенной структуры на заключительных этапах этого процесса. Эти деформации затронули структуры, сформированные в результате субдукционного процесса (уендектский комплекс) и отразились на структурах отвечающих собственно рифтогенезу

(олнинская толща). Указанные структуры сопряженные в настоящее время в пространстве, по-видимому, были сопряжены и во времени. Уендектская ассоциация отражает более поздний этап развития рифтогенной структуры (а именно его закрытие), а олнинская толща характеризует начальный и средний этапы развития рифта. Очевидно, что уендектский вулканоплутонический комплекс вместе с ассоциирующими с ним стратифицированными терригенными и карбонатными комплексами должны наращивать олнинскую толщу. Верхняя возрастная граница олнинской толщи может быть определена по внедрению талаинского комплекса (ранее относимого к муйскому комплексу и датирована 812 \pm 19 млн.лет). В северной части территории уендектский вулканоплутонический комплекс прорывается гранитоидами витимканского комплекса. Таким образом, его формирование зажато в возрастную вилку между формированием олнинской ассоциации и внедрением орогенного витимканского комплекса с возрастом 280-300 млн.лет. Кроме того, в разрезе осадочного комплекса внутри жанокской ассоциации по данным флористических и палинологических определений отмечен позднедевонский возраст, что хорошо согласуется со структурным положением и возрастными соотношениями рассматриваемого комплекса с олнинской толщей и орогенными гранитоидами.

По химическому составу уендектский комплекс обнаруживает эволюционный тренд CaO и суммы щелочей (рис. 3), что характерно для унимодальной ассоциации. Эволюционные тренды характерны для субдукционных, а также коллизионных условий. Это подтверждают и данные по содержанию REE, для которых характерно незначительное обогащение LREE и чётко выраженный Eu минимум (рис. 4), обусловленный фракционированием плагиоклаза [19,20]. На бинарных дискриминантных диаграммах Пирса [21] (рис.5) фигуративные точки уендектского комплекса попадают в поле субдукционной геодинамической обстановки, что адекватно трендам эволюции химического состава и поведения REE. В то же время на тройных диаграммах [22] обнаруживается приуроченность фигуративных точек к полям распространения внутриплитных обстановок, что связано с относительно повышенным содержанием Ta и пониженными Rb и Hf. Последнее обстоятельство может являться следствием недостаточного влияния зрелого корового материала в процессе эволюции уендектских гранитоидов.

Наличие в едином разрезе пайкадинской структуры чёрных сланцев, риолитов и субвулканических тел с видимой рудной минерализацией, позволяет считать всю полосу распространения уендектских вулканитов и ассоциирующих с ними осадочных пород, как весьма перспективную на ЭПГ и в меньшей степени на золото. В риолитах и, особенно, в чёрных сланцах наблюдается повышенное содержание платиноидов, и в первую очередь Pd (до 0.5 г/т (обр.1255)). Содержание Au варьирует от 0.15 г/т в черных сланцах, до 0.25 г/т - в риолитах.

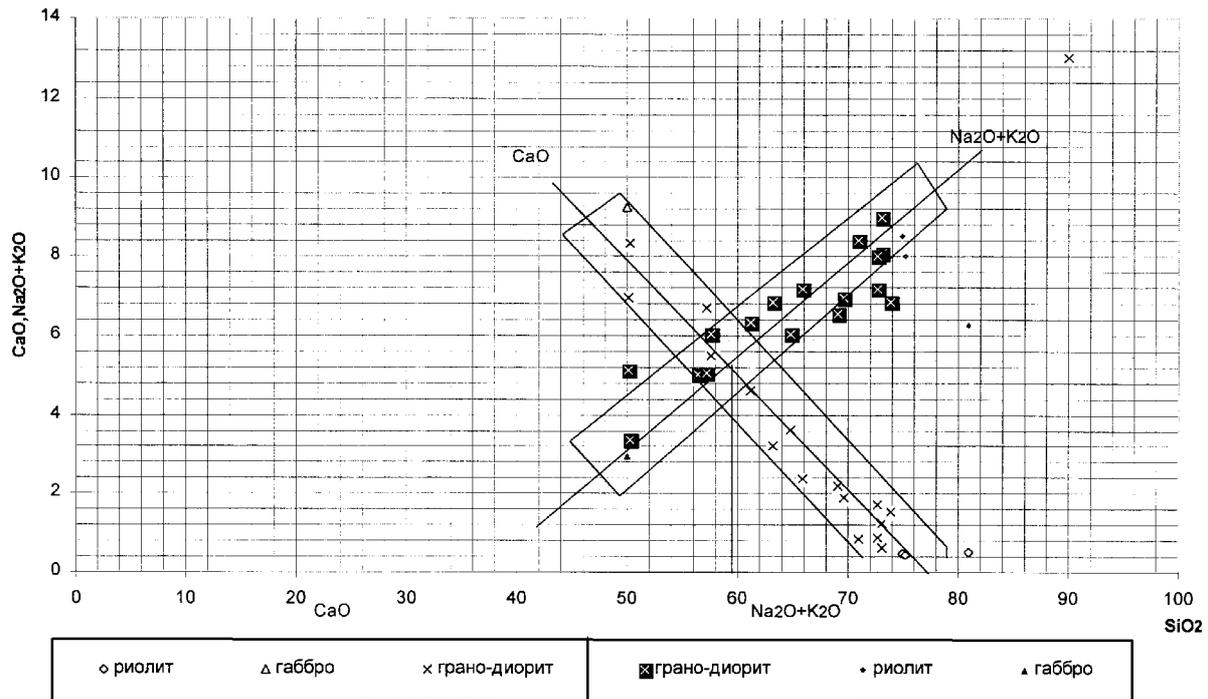


Рис. 3. Вариационные диаграммы окиси кальция и суммы щелочей для магматических пород уендектского комплекса (коэффициент Пикао – 59,5 – известково-щелочная петрохимическая серия).

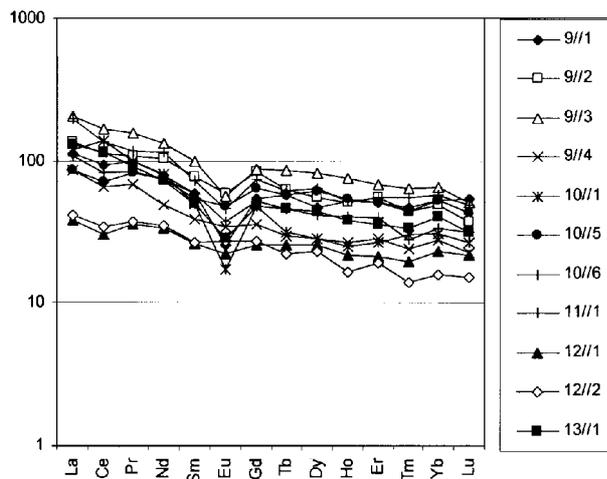


Рис. 4 Нормированные к хондриту содержания REE в гранитоидах уендектского комплекса.

Суховский комплекс. К комплексу отнесены небольшие по размерам субвулканические и интрузивные тела основного состава, которые ранее относились к бирамьинскому комплексу [15], породы которых представлены диабазами, габбро-диабазами, диоритами, габбро-диоритами, габбро, диабазовыми и андезитовыми порфиритами. Наблюдается некоторая приуроченность интрузий комплекса к разрывам, ограничивающим Уакит-Горбылокскую подзону, хотя расположение их контролируется конкретно более мелкими оперяющими разрывами.

Наиболее изучены образования комплекса в бассейне р.Уакит, где они приурочены к зонам разломов северо-восточного простирания [14].

Южная серия тел, прорывающих породы нерундинской и мухтунной свит, сложена в основном полнокристаллическими габброидами, лишь крайний северо-восточный массив, прорывающий отложения юктоконской свиты, сложен диабазами. Тела северной ветви относятся к близповерхностным и поверхностным образованиям и сложены диабазами, габбро-диабазами, андезитовыми и диабазовыми порфиритами. Такая закономерность хорошо увязывается с глубиной эрозионного среза – на более глубоких горизонтах вскрываются подводящие каналы, заполненные интрузивными разностями пород. Габброиды слагают небольшие штокообразные массивы размером 0,2-0,5 км². Состав их довольно однообразен – от габбро до габбро-диорита, по размеру зёрен – от среднезернистых до микрозернистых. В северной зоне (верховья р.Уакит, Срих, Дулешма) тела, относимые к комплексу представляют собой близповерхностные образования и жерла вулканов. Они прорывают метаэффузивы горбылокской толщи и отложения юктоконской и санской свит.

Наиболее крупным телом является г.Юктакон сложенная диабазами, габбро-диабазами. Степень раскристаллизации пород не одинакова, происходит укрупнение зерна на более низких гипсометрических уровнях. Среди диабазов, габбро-диабазов появляются шпировидные выделения мелко-среднезернистых габбро с постепенными переходами к диабазам.

В эндоконтакте тела, особенно при пологом контакте (восточный край) наблюдается оторочка мощностью до 15 м, сложенная диабазами с шаровой подушечной отдельностью. По-видимому, массив

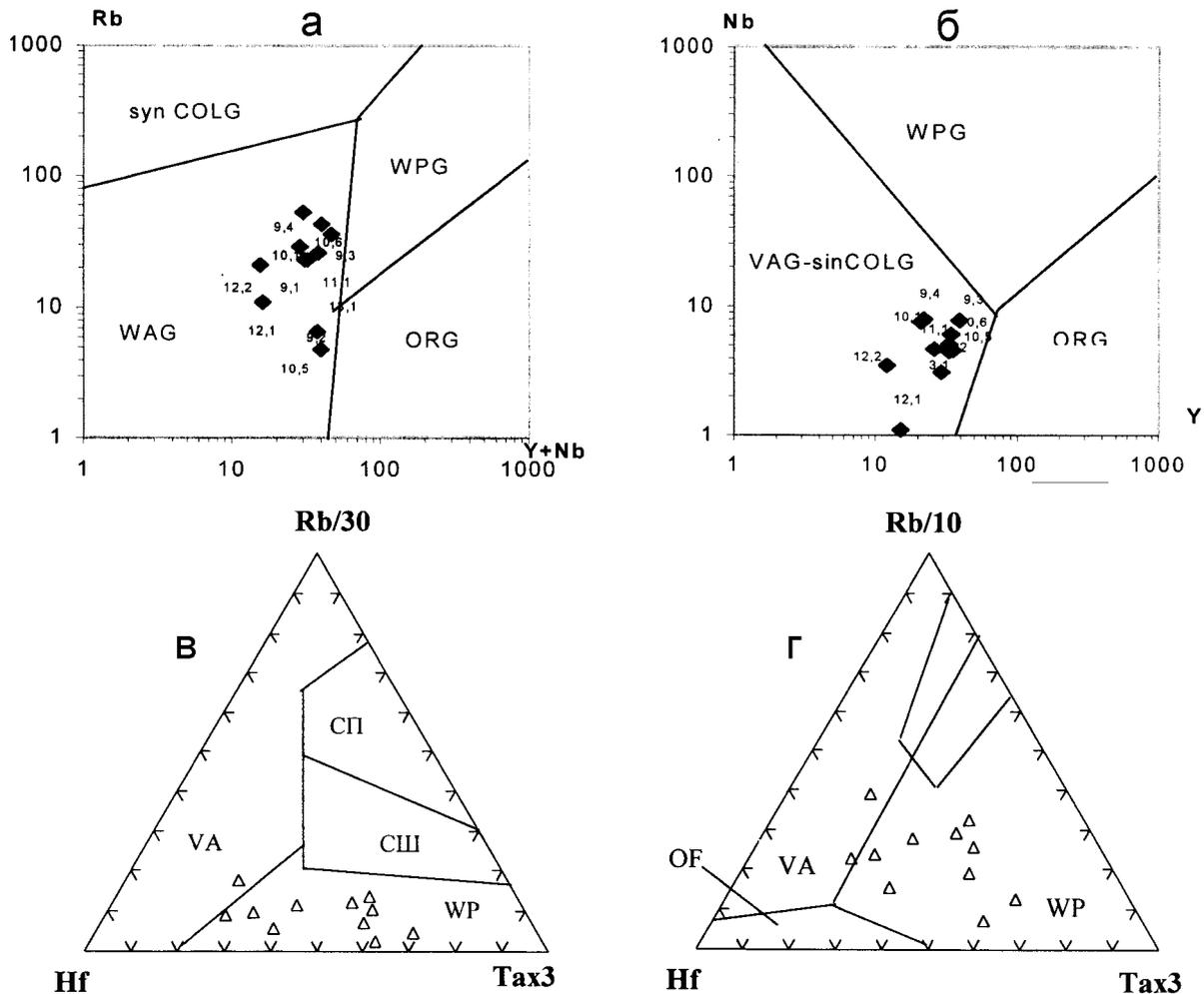


Рис. 5. Положение магматических пород уендектского комплекса на бинарных (а, б) и тройных (в, г) дискриминантных диаграммах. Дискриминантные поля на диаграммах: а, б: Syn-COLG – синколлизонные, WPG – внутриплитные, ORG – океанического дна, VAG – субдукционные гранитоиды, в, г: VA – островодужные; СП – коллизионные коровые; CШ – коллизионные подкоровые; WP – внутриплитные (анорогенные); OF – океанические магматиты.

гольца Ютакон представляет собой жерло вулкана, выполненное характерным набором пород.

Ещё более отчётливо это можно наблюдать на теле, расположенном восточнее гольца Ютакон на водоразделе руч. Сухого и р. Ютакона-Уаakitского, который представляет собой некк, сложенный диабазами и диабазовыми порфиритами, а в апикальной части – шаровыми лавами. Здесь мы имеем дело с жерлом, выведенным на поверхность, т.к. на соседнем к югу гольце (выс. 1940,2 м) на том же гипсометрическом уровне располагаются покровные фации диабазов, переслаивающиеся с вулканогенно-осадочными породами. В плане тело имеет форму, вытянутую в северо-восточном направлении, с разворотом на севере на субширотное в соответствии с простиранием зоны. Более мелкие тела, расположенные севернее гольца Ютакон и описанного некка представляют собой, видимо, жерла боковых “паразитических” вулканов. Эти тела также обладают зональным строением: центральные части сложены массивными диабазами, а приконтактовые – флюидальными разновидностями или диабазами с шаровой отдельностью. Восточнее, в зоне субши-

ротного простирания тела диабазов представляют собой трещинные субвулканические образования, вытянутые согласно с общим простиранием зоны.

Таким образом, в составе комплекса принимают участие породы основного (до среднего) состава, слагающие тела различной морфологии и с различной глубиной эрозионного среза, но принадлежащие к единому циклу и имеющие эффузивные аналоги (суховская свита).

На левобережье р. Горбылка-Ципинского единичные тела, отнесённые к суховскому комплексу представлены габбро, габбро-диоритами, габбро-диабазами и соответствуют аналогичным образованиям на правобережье р. Нерунды.

Химический состав пород изменчив (табл. 1), но довольно часто встречаются породы с повышенным содержанием щелочей. По условиям образования и химизму они соответствуют базальтам рифтовых зон континентов.

В заключение описания суховского комплекса следует отметить, что с образованиями комплекса пространственно и генетически связывается золото-полиметаллическая минерализация (золото-блэккло-рудный тип) [14].

Таблица 1

Химические анализы магматических пород междуречья Муя-Ципа

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма
Уендектский (жанокский) комплекс												
212	80,95	0,2	8,7	1,1	0,62	0,01	0,51	0,5	0,7	5,54	0,08	100,32
215	50	1	13,8	1,88	7,77	0,15	8,88	9,26	2,36	0,59	0,1	98,97
216	75,25	0,16	11,72	0,9	0,83	0,03	0,33	0,43	1,02	7	0,06	99,01
217	74,95	0,13	11,75	0,94	0,69	0,01	0,5	0,49	0,15	8,36	0,05	99,69
Уендектский (бамбукойский) комплекс												
219	61,2	0,82	15,95	1,82	4,1	0,18	3,45	4,61	4,44	1,9	0,1	100,33
219-1	57,25	0,95	16,35	3,25	4,01	0,14	4,31	6,7	3,07	1,98	0,1	100,07
220	63,25	0,95	16,25	2,46	3,5	0,23	1,66	3,22	4,77	2,07	0,15	100,01
221	64,75	0,74	15,3	2,58	2,81	0,13	1,59	3,63	4,55	1,48	0,17	100,1
228	70,9	0,35	14,4	1	1,2	0,13	0,47	0,84	4,44	3,96	0,065	99,4
228-1	73	0,23	13,29	1,28	0,95	0,07	0,44	1,25	3,32	4,75	0,073	100,2
229	72,6	0,23	13,84	1,02	1,29	0,11	0,58	0,88	3,12	4,06	0,06	99,28
230	72,6	0,24	13,17	0,41	0,57	0,05	0,67	1,72	3,94	4,06	0,07	99,4
243	57,65	1,01	16,9	1,99	5,5	0,07	3,27	5,48	3,02	3,02	0,47	99,44
244	69,63	0,39	14,4	1,82	1,69	0,07	0,84	1,9	4,28	2,65	0,09	99,01
244-1	56,4	1,76	17,65	4,01	5,62	0,17	2,2	4,95	4,25	0,74	0,52	100,52
245	73,05	0,3	13,75	0,43	1,43	0,05	0,62	0,62	4,75	4,24	0,04	100,25
247	73,85	0,26	12,43	1,38	1,4	0,06	0,49	1,55	4,07	2,76	0,07	99,06
248	65,9	0,86	15,95	3,06	1,58	0,09	1,45	2,37	4,75	2,4	0,146	100,17
249	50,25	1,12	16,1	3,04	6,27	0,12	8,96	8,34	2,67	0,68	0,1	100,21
250	50,12	1,4	16,58	3,06	7,31	0,24	4,87	6,93	3,43	1,67	0,18	99,32
251	69,07	0,39	14,4	1,58	1,66	0,07	0,91	2,18	4,68	1,88	0,09	98,58
51-040	55,02	1,6	17,3	1,81	6,84	0,13	2,54	4,09	4,65	4,34	0,87	99,68
Западноолинский комплекс												
51-060	57,45	1,18	16,6	1,16	6,06	0,16	1,39	3,24	5,2	5,69	0,414	99,91
51-080	52,5	1,85	17,55	2,3	6,36	0,16	2,59	4,19	4,93	4,81	0,97	98,77
51-170	57,05	1,16	17,55	1,66	5,49	0,14	1,48	3,2	5,2	5,34	0,429	99,1
513	57,9	1,29	17,5	0,7	5,9	0,1	1,67	3,6	4,65	4,85	0,605	99,59
514	56,25	1,47	17,9	1,67	6,02	0,15	1,84	3,85	5,29	5	0,587	100,28
517	60,2	0,7	17	0,96	6,39	0,19	0,29	2,26	4,83	6	0,107	99,58
518	60,5	0,74	17	1,27	6,24	0,17	0,29	2,13	5	5,82	0,13	99,97
520-1	59,05	0,65	17,1	1,84	6,14	0,19	0,33	2,42	5,03	5,64	0,084	98,87
Дёминский комплекс												
51-180	74,8	0,21	14	0,18	1,24	0,04	0,1	0,62	3,28	5,11	0,035	100,28
51-190	74,4	0,24	13,35	0,1	1,95	0,04	0,23	1,24	3,58	4,75	0,04	99,91
51-250	73,05	0,3	14,4	0,2	1,81	0,05	0,27	1,89	4,1	3,47	0,054	100,26
51-300	73,65	0,28	14,3	0,1	1,55	0,03	0,29	1,4	3,74	4,09	0,042	99,72
510	72,35	0,28	15,05	0,16	1,53	0,03	0,23	1,04	4	4,7	0,044	98,71
540	72,5	0,26	14,6	0,56	1,39	0,05	0,2	0,64	4,15	4,7	0,051	99,61
540-1	71,5	0,23	13,4	0,51	1,3	0,05	0,28	1,6	4,25	4,75	0,044	98,71
541	72,6	0,26	14,4	0,34	1,59	0,01	0,19	0,63	4,15	4,7	0,044	99,39
541-1	74,7	0,04	13,2	0,17	1,1	0,03	0	0,16	4,94	4,65	0,014	99,27
541-2	74,8	0,04	13,3	0,11	1,5	0,05	0,12	0,1	4,67	4,8	0,014	99,55
541-3	76,25	0,04	12,6	0,32	1,22	0,03	0,1	0,1	4	4,7	0,014	99,42
543	76	0,03	13,1	0,23	1,42	0,03	0,1	0,12	4,5	4,14	0,017	99,92
Суховский комплекс												
52-020	50,7	2,33	15,1	7,4	6,85	0,11	2,99	3,71	3,6	0,6	0,398	98,93
52-050	51,1	2,43	14,7	8,79	5,6	0,17	3,29	5,52	3,2	0,2	0,321	99,47
52-070	49,9	1,2	16,5	5,58	4,89	0,1	4,18	4,86	3,21	1,25	0,268	99,05
52-070a	48,7	1,24	15,5	6,68	3,45	0,14	3,67	10,59	2	0,4	0,211	99,06
52-100	54,7	1,01	15,25	4,73	4,52	0,06	3,15	5,73	2,9	0,61	0,11	99,42
52-110	57,3	1,29	15,53	3,1	6,45	0,05	3,55	3,17	2,04	0,7	0,138	99,09
52-120	48,7	1,4	15,5	4,56	7,38	0,1	3,51	6,75	1,4	1,02	0,135	98,95
52-150	50,5	1,29	18	6,83	3,76	0,11	2,07	8,5	3,9	0,2	0,135	98,92
52-160	53,7	1,53	15	2,49	9,25	0,12	2,68	6,77	3,38	0,1	0,143	99,8
535	47	0,97	14,95	3,6	7,61	0,16	7,9	12,08	1,33	0,2	0,102	100,35
536	49	1,05	18	8,4	3,7	0,1	4,98	4,87	4,31	0,9	0,146	99,15

Возраст комплекса определяется исходя из прорывания его образованиями фаунистически охарактеризованных кембрийских отложений, комагматичности эффузивам суховской свиты, и воздействия на них гранитов батолитовой формации верхнего палеозоя.

Согласно последним определениям возраст базальтоидов с гольца Юктокон определенный Rb-Sr методом (устное сообщение Митрофанова Г.Л., 2002) - среднекаменноугольный

Гранитоиды *витимканского комплекса* относятся к батолитовой формации и характеризуются крупными (тысячи кв. км) размерами тел. Они отвечают орогенному этапу развития региона.

На исследуемой территории обнажается восточная часть Ангаро-Витимского батолита и серия тел – сателитов. На водоразделе рек Горбылок и Западный Горбылок батолит обладает крутыми, субвертикальными контактами с признаками аллохтонного залегания и содержит достаточно большое количество разномасштабных тел – ксенолитов вмещающих карбонатных и терригенных пород, которые превращены соответственно в мраморы и роговики существенно кварц – биотитового (с кордиеритом) состава. Иногда в крупных провесах кровли (водораздел Муя – Уакит) отмечаются явления мигматизации, при этом преобладающее значение имеют артериты.

О связи батолита с крупными тектоническими структурами можно говорить лишь на мелко-масштабном региональном уровне, как о феномене развития батолита в результате скупивания и закрытия крупной рифтогенной структуры во внутриплитных условиях.

Возраст гранитоидов батолитовой формации определяется на основании прорывания ими всех стратифицированных образований района. По данным В.В.Ярмолюка [12] возраст Ангаро-Витимского батолита – 330-290 млн.лет, т.е.вторая половина карбона.

Абсолютный возраст гранитоидов витимканского комплекса определенный Rb-Sr методом 286 ± 12 млн.лет, с первичным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7071 \pm 0.0007$ [23], по U-Pb -303 – 315 млн.лет [24], что соответствует позднему карбону.

В последние годы в результате работ по ГДП-200 спорово-пыльцевым методом был получен среднепалеозойский (фран-фаменский) возраст вмещающих осадочных пород. Всё это увязывается с приведенными цифрами и свидетельствует о герцинском возрасте комплекса.

Различными авторами для гранитоидов выделялось разное количество фаз, но, как правило, такое деление правомерно лишь для локальных территорий. Деление комплекса на 2 фазы является в настоящее время наиболее распространённым для большей части территории развития комплекса.

К ранней (главной) и наиболее широко распространённой фазе витимканского комплекса относятся биотитовые и амфибол-биотитовые грани-

ты, grano-диориты, как правило, порфирированной структуры, а также гранодиориты, граносиениты, монцодиориты, несущие признаки контаминации. Порфирированные граниты слагают огромные поля, очень монотонные по составу и структурно-текстурным признакам, а контаминированные разности слагают краевые части массивов, вблизи не полностью ассимилированных ксенолитов и участков провеса кровли. Ширина распространения и состав этих пород зависит от характера контакта, структурно-текстурных особенностей и состава вмещающих пород.

Макроскопически текстура пород 1-й фазы варьирует от массивной до порфирированной, иногда гнейсовидной. Под микроскопом в гранитах витимканского комплекса чаще всего встречаются: порфирированная и гипидиоморфнозернистая структуры, с элементами мирмекитовой (иногда с участками грануляции), пойкилитовой и аллотриоморфнозернистой. Изредка отмечаются – микропегматитовая (гранофировая) и гранобластовая. Текстура пород преимущественно массивная, реже такситовая. Главные породообразующие минералы: плагиоклаз (от 20 до 50%), калишпат (15-30%), кварц (20-40%), биотит (3-10%). В более основных разностях – монцодиоритах, кварцевых монцонитах, которые встречаются в виде шлиров в гранитоидах, наблюдается до 25% роговой обманки (в сростании с биотитом). Вторичные процессы проявляются в виде пелитизации, развитии мусковита, эпидота, изредка клиноцоизита - по плагиоклазу, хлоритизации биотита. Акцессорные минералы представлены: сфеном – до 5%, апатитом - до 3%, рудным минералом (ильменит+магнетит) - до 2%. В виде единичных зёрен встречаются ортит и рутил.

Минералогические исследования витимканских гранитов с помощью микрозонда показали, что плагиоклазы присутствуют в основной массе пород и образуют включения и пертиты в калишпатовых вкрапленниках; собственно плагиоклазовые вкрапленники редки (образцы 7223/6, 7263/2). Иногда плагиоклазы участвуют в строении гранофировых агрегатов вместе с кварцем и калишпатом. Плагиоклазы (альбит-олигоклазы), всегда содержат ортоклазовую составляющую, хотя она не превышает 5%. Содержание AN колеблется в пределах от 2,6-21,5 % (Западный и Средний Горбылки), до 43,4 % (Левый Могой – р. Амнунныкэн). Калишпаты присутствуют в гранитах в основной массе и фенокристаллах, причём, порфирированность пород почти всегда обуславливают калишпатовые фенокристаллы. Абсолютное большинство калишпатов содержит не более 10% альбитового минала и очень редко до 0,2-0,4 % анортита. В калишпатах из различных образцов наблюдаются три типа зональности: прямая, обратная и сложная. То есть характер зональности в полевых шпатах матрикса и во вкрапленниках может быть противоположным, при этом зональность калишпатов и плагиоклазов также не всегда согласуется по направленности.

В гранитоидах с верховьев реки Средний Горбылок - плагиоклазы несколько более основные, чем на р. Западный Горбылок, но не выше 21,5 %AN, и также наблюдаются оба типа зональности. В калишпатовых вкрапленниках встречаются включения плагиоклазов, а в плагиоклазах – антипертиты калишпата (7260/1).

В междуречье рек Левый Могой - Амнунныкен породы витимканского комплекса представлены монцонитами и монцодиоритами. Среди плагиоклазов альбиты редки, преобладают олигоклазы, иногда (в монцонитах, монцодиоритах) наблюдаются зерна с андезиновыми ядрами. В большинстве случаев основность плагиоклазовых вкрапленников и включений плагиоклазов в калишпатах несколько выше, чем в основной массе.

Таким образом, одновременное присутствие в образце зерен с противоположными типами зональности свидетельствует о меняющихся, часто неравновесных условиях минералообразования в процессе формирования пород витимканского комплекса, что более характерно для гранитизации, чем для эволюции магматического очага.

Ко второй фазе отнесены нормальные или лейкократовые граниты равномернозернистого сложения, по крупности зерна варьируют от мелко- до среднезернистых, реже крупнее. Они слагают крупные тела и небольшие штоки среди образований I фазы или на небольшом удалении от них. Среди этих гранитоидов практически не встречается гибридных, контаминированных разновидностей, а эндоконтактовые изменения выражены в уменьшении зерна, иногда появлении порфировой структуры. То есть краевые и апикальные части интрузий II фазы часто сложены мелкозернистыми лейкократовыми гранитами до гранит-порфиров. Граниты представляют собой мелко-, среднезернистые породы светлого и розовато-серого цвета. Текстура пород массивная, реже в краевых частях массивов наблюдается гнейсовидная текстура. Под микроскопом структура пород гранитная, участками аллотриоморфнозернистая и пойкилитовая. Состав: кварц (25-30%), калишпат (30-35%), плагиоклаз (35-40%), биотит (3-7%). Вторичные минералы представлены серицитом, эпидотом. Из аксессуарных минералов встречаются титаномагнетит, апатит, сфен, циркон, ортит, рутил и ильменит.

В апикальных частях интрузий часто проявлены процессы метасоматической переработки пород – серицитизация, грейзенизация, березитизация.

В Уакит-Горбылокской структурно-формационной подзоне граниты слагают ряд небольших штокообразных интрузий. Особенно интересны мелкие выходы гранитов в виде штоков диаметром 0,2-0,3 км и даек в верховье руч. Мухтунного I и правобережье руч. Михайловского, которые представляют собой видимо, отдельные апофизы гранитного тела, которое ещё не вскрыты эрозией. На это указывают состав, структура и метасоматические изменения гранитов мелких тел, интенсивный

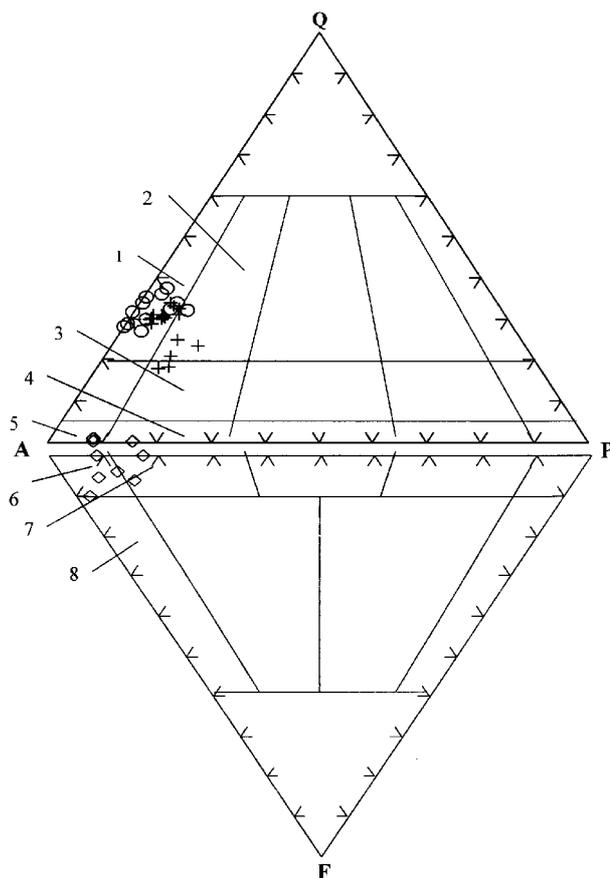


Рис. 6. Положение гранитоидов витимканско-го(+), дёминского(○) и сиенитов(◇) витимканско-го комплексов на классификационной диаграмме Штрекайзена: 1- щелочнополевошпатовый гранит, 2- гранит, 3 - кварцевый сиенит, 4 - сиенит, 5 –щелочнополевошпатовый сиенит, 6-фойдсодержащий щелочнополевошпатовый сиенит, 7 - фойдсодержащий сиенит, 8- фойд-сиенит.

контактовый метаморфизм вмещающих пород, набор полезных ископаемых, характерный для апикальных частей тел гранитов (молибден, олово, золото, вольфрам). Жильные образования батолитового комплекса представлены аплитами, пегматитами, пегматоидными гранитами, микродиоритами, гранит-порфирами. По структурно-текстурным признакам гранит-порфиры, аплитовидные граниты неотличимы от апикальных фаций. Жилы, относимые к комплексу, приурочены к породам I и II фазы, редко выходят за пределы массивов и зон их контактового воздействия.

Для экзоконтактовых изменений массивов описываемого комплекса характерно ороговикование, скарнирование, мраморизация, тремолитизация. Ширина зоны контактового метаморфизма обусловлена морфологией контакта и колеблется от сотен метров до десятков километров.

Петрохимическая характеристика пород комплекса производилась на основе классификационной диаграммы в системе $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ и нормативных пересчётов с использованием классификации кварцсодержащих плутонических пород Штрекайзена (рис. 6). На диаграмме Штрекайзена

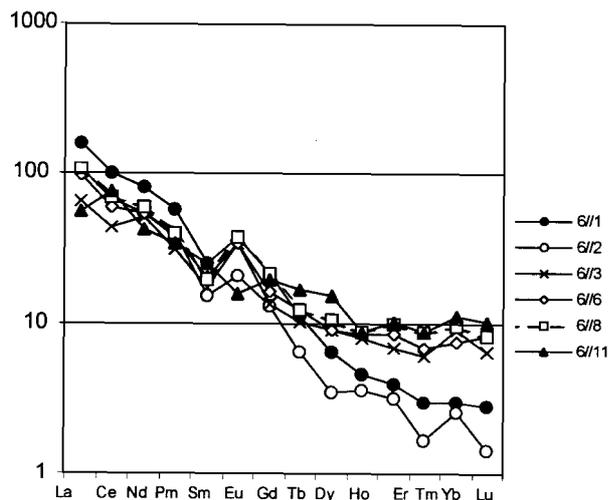


Рис. 7. Нормированные к хондриту содержания REE в гранитоидах витимканского комплекса.

гранитоиды витимканского комплекса попадают, главным образом, в поле щелочнополевошпатовых гранитов, а также в поле нормальных гранитов и, частично, в поле кварцевых сиенитов. На диаграмме в координатах $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ наблюдается обособление фигуративных точек в виде двух полей. Одна группа фигуративных точек характеризуется разбросом SiO_2 от 66 до 70% и щелочей от 7,1 до 8,9% и соответствует субщелочным и нормальным гранитам. Другая группа, с более высоким содержанием кремнезема (от 73 до 76%) и суммы щелочей (от 7,3 до 9,2%) и соответствует субщелочным, и частично щелочным и нормальным лейкогранитам. Лишь незначительное количество анализов, занимают промежуточное положение между указанными полями. Геохимической особенностью гранитоидов витимканского комплекса является отсутствие европиевого минимума на трендах распределения РЗЭ (рис.7), свидетельствующее либо о фракционировании амфибола, либо о процессах гранитизации. Относительно редкая встречаемость амфибола в породах витимканского комплекса (лишь в шлировых обособлениях), позволяет сделать вывод о том, что причиной европиевого максимума является процесс гранитизации [25].

Обогащенность легкими РЗЭ и обедненность тяжёлыми, а также повышенные концентрации некоторых некогерентных литофильных элементов указывает на коровое происхождение гранитоидов витимканского комплекса.

Определение геодинамических условий формирования гранитоидов витимканского комплекса - одного из наиболее распространённых комплексов Западного Забайкалья - является весьма актуальной задачей, способствующей восстановлению истории геологического развития района Южно-Муйского хребта. Изучение гранитоидов также важно для создания модели орогенного петрогенезиса, являющейся основой минерагенических построений. Магматизм орогенного типа проявился на герцинском этапе развития региона.

Остановимся подробнее на геодинамической обстановке формирования гранитоидов Ангаро-Витимского батолита. По мнению В.В.Ярмолюка [12] ведущая роль в формировании батолита принадлежит внутриплитному источнику тепла в процессе корового анатексиса (подлитосферный источник). Результаты палеогеодинамических реконструкций показали, что массовое батолитообразование в Центрально-Азиатском складчатом поясе вызвано надвиганием края позднепалеозойского палеоконтинента Северной Евразии на горячее поле мантии, состоящей из двух суперплюмов. В условиях стрессовых состояний на активной окраине воздействие плюмов ограничивалось нижними горизонтами коры, где протекали процессы анатексиса и формировались массы анатектических расплавов - основы батолитов. В состав батолита входят баргузинский, витимканский и др. комплексы. В развитии батолита Б.А.Литвиновский [9] выделяет 2 этапа. Интрузии первого этапа (10% от площади батолита) представлены кварцевыми монцонитами, монцосиенитами, реже кварцевыми сиенитами с синплутоническими дайками базитов. Второй этап представлен автохтонными гнейсовидными гранитами, через мигматиты переходящими в метаморфические породы, и аллохтонными крупно-, среднезернистыми и порфиroidными гранитами. Кроме того, геофизические и геологические данные позволяют предположить, что в период формирования батолита толщина коры была не более 60 км, а гранитные магмы были интродуцированы в складчатые толщи с покровонадвиговым строением. Около 90% объёма батолита сложено гранитами двух типов: интрузивными (аллохтонными) и автохтонными.

Петрогенетический анализ привёл к заключению, что генерация кислых магм осуществлялась в условиях притока подвижных компонентов в плавившийся метаморфический субстрат. Огромные размеры батолита и однообразный состав гранитов на большей части площади заставляют полагать, что источником летучих была мантия. Анализируя геодинамические условия образования внутриконтинентальных коллизионных гранитов, представленных в данном случае Ангаро-Витимским батолитом, можно предположить, что в этот период литосферная мантия под утолщённой корой была обогащена водой и несовместимыми элементами; последнее определило формирование мантийных магм с повышенным содержанием воды. Такие магмы, внедряясь в кору, обуславливали генерацию гранитоидных расплавов и могли быть источниками воды и калия, что обеспечило формирование крупных объёмов богатых водой кислых магм. Это позволило Б.А.Литвиновскому [9] сделать вывод, что формирование батолита не связано с аккрецией или коллизией и происходило в пределах континентального блока, консолидированного с Сибирской платформой. В то же время, единственным, логичным объяснением, позволяющим предположить большие объёмы гидратированной мантии, является предва-

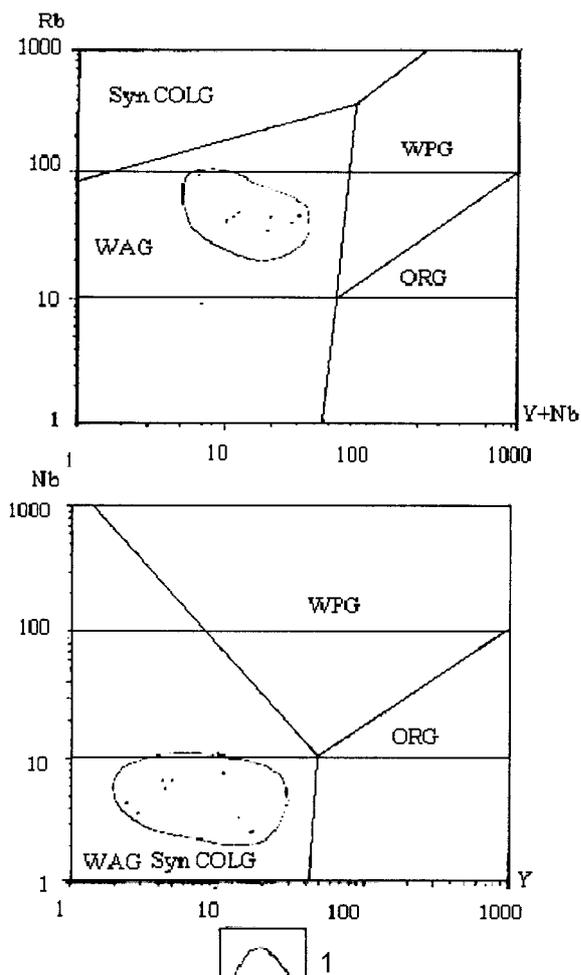


Рис. 8. Положение гранитоидов витимканского комплекса на бинарной диаграмме (основа графики по Пирсу и др., 1984): 1 – поля фигуративных точек Витимканского комплекса. Дискриминантные поля на диаграммах: WAG Syn COLG – синколлизийные; WPG – внутриколлизийные; ORG – океанического дна; WAG – субдукционные.

рительная субдукция. Подобная модель разработана для коллизийного палеозойского пояса Южного Тянь-Шаня [26].

Геодинамическая характеристика гранитов витимканского комплекса производилась на основе интерпретации геохимических данных с помощью бинарных и тройных диаграмм Пирса (рис. 8,9). На бинарных диаграммах гранитоиды витимканского комплекса попадают в поля островодужных и синколлизийных геодинамических обстановок, что указывает на их формирование в условиях коровой магмогенерации с компонентой плавления подкорового субстрата (рис.8). На тройных диаграммах основная часть фигуративных точек располагается в поле гранитоидов внутриплитных обстановок, частично приближаясь к островодужным, другая часть точек попадает в поле синколлизийных подкоровых гранитоидов (рис.9). Так как, тройные диаграммы более адекватно отражают геодинамику гранитоидов, следовательно, условия формирования гранитоидов витимканского комплекса больше соот-

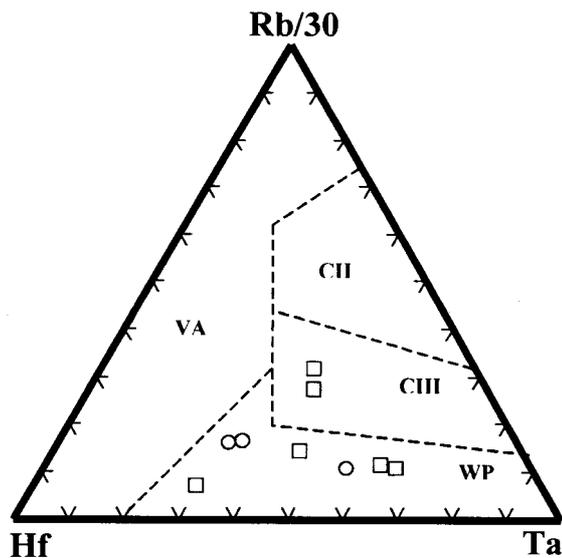


Рис. 9. Положение гранитоидов витимканского комплекса на тройной диаграмме. Дискриминантные поля: CII – коллизийные коровые, CIII – коллизийные подкоровые, VA – островодужные, WP – внутриплитные (анорогенные). Различными символами обозначены породы витимканского комплекса, взятые из разных точек наблюдения.

ветствуют внутриплитной обстановке, чем субдукционным условиям. Такой вывод согласуется с данными результатов петролого-геохимических исследований, по которым устанавливается образование гранитоидов витимканского комплекса за счет процесса гранитизации, что доказывается как петрографическими особенностями (неравномерная зональность полевых шпатов); так и результатами анализа химического состава пород первой фазы (явное сосуществование разнотипных очагов), и их геохимии (REE, дискриминантные диаграммы) (см. рис.6).

Реализация таких условий возможна при воздействии мантийного плюма на континентальную кору.

К *западноолинскому комплексу* отнесены субщелочные и щелочные габбро-сиениты, щелочные сиениты и монцодиориты, слагающие массив в приводораздельной части Уакит-Муя.

Пространственно породы комплекса ассоциируют с гранитоидами витимканского и дёминского комплексов. Между гранитоидами витимканского и породами западноолинского комплекса существуют расплывчатые границы свидетельствующие об их субсинхронности. Гранитоиды дёминского комплекса по отношению к субщелочным породам западноолинского комплекса обнаруживают явно рвущие контакты, выраженные в наличии даек и жил гранитов среди сиенитов.

Абсолютный возраст габбро-сиенитов западноолинского комплекса с р.Могой (Муйский), определённый Rb-Sr методом -274-298 млн.лет. Возраст щелочных гранитов дёминского комплекса с р.Уакит (Муйский) по Rb-Sr -265-277 млн.лет [23]. Гранитоиды витимканского комплекса (в районе Горячих ключей) по U-Pb методу имеют возраст 300 млн.лет.

Основной объём пород западноолнинского комплекса представлен щелочными габбро-сиенитами, щелочными сиенитами и сиено-диоритами. Наиболее часто встречаются биотит-роговообманковые сиениты, состоящие из калиевого полевого шпата – от 45 до 73% , плагиоклаза – до 25% и роговой обманки баркевикит-гастингситового ряда (иногда в сростании с биотитом) – от 15 до 35%. Изредка встречается кварц. Вторичные – гидрокислы железа. Из аксессуарных наиболее часто встречаются: апатит, сфен, циркон и титаномагнетит, реже – флюорит, ортит и анатаз.

Структуры пород гипидиоморфнозернистые, аллотриаморфнозернистые, местами мирмекитовые. Иногда наблюдается, “венцовая” структура, образованная за счёт обрастания тонких калишпат-роговообманковых или альбит-роговообманковых агрегатов кольцом из актинолита.

Сравнение химического состава пород западноолнинского и витимканского комплексов свидетельствует о различных источниках магмагенераций, за счёт чего сформировалась бимодальная серия, что ставит перед необходимостью выделять их в качестве самостоятельных [27,28]. Причём, геохимические особенности витимканского комплекса свидетельствуют о процессах гранитизации при его формировании (что подтверждается наличием Eu максимума), а не эволюцией магматического расплава, при которой должен быть Eu минимум. Породы западноолнинского комплекса являются нормативно недосыщенными кремнезёмом (обр.51-060, 51-080, 51-170, 514) (см. табл.1). Граниты содержат модалный кварц в количестве до 35%. Из диаграммы сумма щелочей-SiO₂ видно, что и граниты, и субщелочные породы, эволюционных трендов не образуют, а значит гранитоидные расплавы не могли формироваться за счёт указанных габброидных, т.к. возникает проблема преодоления альбитового барьера (см. рис.5).

Наличие постепенных переходов между щелочными сиенитами и гранитоидами, относящимися к витимканскому комплексу, свидетельствует о проявлении гибридности, а следовательно о субсинхронности, или сосуществовании родоначальных расплавов. Под гибридным понимается исключительно смешение разнотипных магм [29]. При смешении могут возникать гибридные зоны. Если бы граниты и габбро-сиениты внедрялись в разное время, между ними возникли бы зоны эруптивных брекчий, т.е. зоны ксенолитов. Полная переработка габбро-сиенитов также невозможна, так как гранитная магма не может быть сильно перегрета, а для перевода базитов в расплав требуется температура не менее 1100 градусов, тогда как гранитные расплавы с флюидным насыщением имеют температуру не более 900 градусов.

Поскольку западноолнинский и дёминский комплексы характеризуются повышенной щелочностью, напрашивается правомочность их выделения в единый комплекс, в качестве его разных фаз. Одна-

ко изучение химического состава (см. табл.1) показало дискретность распределения основных породообразующих элементов, (в том числе сумма щелочей, кальция, кремнезёма и др.). Такая дискретность не может быть объяснена процессами эволюции единого магматического очага, и предполагает различную степень и разный субстрат плавления.

Таким образом проведенные работы позволяют сделать следующий вывод, о том что западноолнинский комплекс субщелочных габбро-сиенитов следует выделять в самостоятельный комплекс, а не рассматривать его в качестве ранней фазы витимканского комплекса.

Учитывая, что гранитоиды витимканского комплекса, габбро-сиениты западноолнинского комплекса и гранитоиды дёминского комплекса по своему формированию сближены во времени, различия в их составе можно объяснить только с позиций внутриплитной геодинамической обстановки (под действием плюма), при которой близкосовершенно происходила магмагенерация за счёт различных источников.

Дёминский лейкогранитовый, умеренно-щелочной комплекс представлен единичными телами кислых субщелочных пород, относящихся к формации мелких постбатолитовых интрузий.

На площади листа к этому комплексу относится небольшой по размеру массив лейкократовых умеренно щелочных гранитов расположенный на водоарозделе рек Оля – Уакит-Муйский.

Массив в плане имеет неправильную форму вытянутую в субширотном направлении. Породы массива слагают пластообразное тело с падением на север под углом 40°. Граниты сопровождаются жилами аплитов и пегматитов, иногда с амазонитом. Характерной особенностью пород массива высокий радиоактивный фон (до 100 мкр/час).

Контакты с вмещающими породами четкие секущие с апофизами гранитоидов в них. Контактное воздействие выражено в ороговиковании, мраморизации, вмещающих толщ. Гранитоиды в эндоконтакте значительных изменений не несут.

Массив сложен мелко- среднезернистыми, умеренно щелочными двуполевошпатовыми гранитами и граносиенитами. Структура гипидиоморфнозернистая, и аллотриаморфно – зернистая, иногда мирмекитовая, текстура массивная. Основные породообразующие минералы: калишпат (микроклин + ортоклаз) (28-65%), плагиоклаз (15-28%), кварц (15-30%). Второстепенные минералы представлены биотитом (3-8%) и мусковитом (до 3%), встречаются единичные зёрна роговой обманки (гастингсита). Вторичные преобразования проявляются в пелитизации полевых шпатов, развитии мусковита по плагиоклазу, хлоритизации роговой обманки и биотита, отмечаются также единичные зёрна флюорита. Из аксессуарных присутствуют апатит, ортит, сфен, рутил, рудный минерал, изредка встречается циркон. *Кварц* обычно ксеноморфный, занимает промежутки между зёрнами полевого шпата. *Плагиоклаз* кислый,

часто сдвойникован, мутный за счёт пелитизации особенно в краевых частях призматических зёрен. По плоскостям спайности в плагиоклазах развивается мусковит, местами образуя ажурные пятна. *Калишит-ортоклаз* и *калишит-пертит* широкотаблитчатый, в отдельных шлифах присутствует *микроклин* в виде крупных таблиц размером до 3мм, которые придают породе порфирированный облик на фоне основной мелкокристаллической (1-1,5мм) массы. Встречается также новообразованный микроклин, развивающийся по краевым частям зёрен плагиоклаза. *Биотит* от зелёного до кирпично-красного, неровнопластинчатый, более мелкий, чем лейкоминералы, часто хлоритизирован, образует сростания с рудным минералом и содержит радиоактивные включения акцессориев (рутил, ортит), которые хорошо диагностируются по плеохроичным дворикам.

По химизму граниты комплекса относятся к умеренно щелочным, с примерно равным (3-5%) содержанием окислов натрия и калия (см. табл.1). Количество глинозёма колеблется от 12 до 14%. Нормативные содержания силикатных минералов (табл.2) составляют: кварц (25,5-34%), ортоклаз (20-29,5%), альбит (27-42%), содержание анортита варьирует от 0,4% до 9%. Количество темноцветов незначительно (2,4 – 5,4%), причём их основная масса представлена гиперстеном (до 3,7%).

На петрохимической диаграмме (сумма щелочей-кремнезём) и диаграмме Штрекайзена (см. рис.6) граниты деминского комплекса попадают в поля субщелочных гранитов и лейкогранитов и щелочнополевошпатовых гранитов тесно ассоциируя с гранитоидами витимканского комплекса

Абсолютный возраст деминского комплекса определен рубидий-стронциевым изохронным методом $T=279$ млн.лет.

Петролого-геохимические характеристики изученных комплексов, не позволяют остановиться на какой либо одной модели их формирования. На основании полученных данных нельзя говорить ни о чисто субдукционных, ни о чисто плюмовых условиях. Анализируя структурное положение и вещественный состав изученных комплексов можно сделать вывод, что в течении среднего и верхнего палеозоя в регионе существовали своеобразные внутриплитные обстановки контролирующиеся плюмовым тектогенезом, но с обязательным проявлением субдукционной компоненты. Субдукционная компонента доказывается высокой гидратированностью мантийного субстрата [9], за счёт плавления которого и последующего корово-мантийного взаимодействия возникали огромные объёмы гранитоидных батолитов (с промежуточными субдукционно-коллизивно-внутриплитными характеристиками). Кроме того, субдукционная компонента подтверждается наличием унимодальных серий, к которым относится уендектский комплекс, также в свою очередь несущий признаки внутриплитного происхождения.

Особенности вещественного состава, геохимии, а также возрастные характеристики изученных комплексов позволяют сделать вывод о сходстве геодинамической модели их формирования с моделью энсиалической орогении разработанной Крёнером [30] для раннепротерозойских структур.

Полученные данные вносят существенные коррективы в представления о формировании в регионе байкальской фазы складчатости.

Работа проводилась в рамках УНПЦ совместно сотрудниками ВГУ и "Бурятгеоцентр". Авторы выражают глубокую признательность профессору В.М.Ненахову за помощь при написании работы и консультации по основным проблемным вопросам геодинамики района работ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. - М., 1964. -Т.1. -515 с.; 1967. -Т. 2. -700 с.
2. Добрецов Н.Л. Закономерности формирования структуры южного обрамления Сибирской платформы в рифее и палеозое // Закономерности формирования структуры континентов в неогее. -М., 1986. -С. 26-36.
3. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. - М., 1993. -192 с.
4. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн.1. -М., 1990. -327 с.
5. Гордиенко И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. -М., 1987. -238 с.
6. Гусев Г.С., Песков А.И., Соколов С.К. Палеогеодинамика Муйского сегмента протерозойского Байкало-Витимского пояса // Геотектоника. -1992. -№ 2. -С.72-86.
7. Гусев Г.С., Минц М.В., Мусатов Д.И. и др. Методика геодинамического анализа при геологическом картировании. -М., 1991. 204с.
8. Гусев Г.С., Хаин В.Е. О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника. 1995. -№ 5. -С.68-82.
9. Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Уикхем С.М. Ангаро-Витимский батолит, Забайкалье: строение, петрология, модель формирования // Геология и геофизика. -1994. -№ 7-8. -С. 217-234.
10. Ярмолюк В.В., Будников С.В., Коваленко В.И. и др. Геохронология и геодинамическая позиция Ангаро-Витимского батолита // Петрология. -1997. -Т.5, № 5. -С. 451-466
11. Ярмолюк В.В., Иванов В.Г. Магматизм и геодинамика Западного Забайкалья в позднем мезозое и кайнозое // Геотектоника. -2000. -№ 2. -С. 43-64
12. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Котов А.Б. Ангаро-Витимский батолит: к проблеме геодинамики батолитообразования в Центральноазиатском складчатом поясе // Геотектоника. -1997. -№5. -С.18-32
13. Булгатов А.Н. Рифейские осадочно-вулканогенные комплексы Среднего Привитимья (Забайкалье), геодинамические и фациальные условия их образования // Геология и геофизика. -1995. -№ 7. -С.34-41.
14. Митрофанов Г.Л., Белокопытов В.Н. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р.Уацит. -Улан-удэ, 1972. -142с.

15. Митрофанов Г.Л., Намолов Е.А., Митрофанова Н.Н. и др. Отчет по теме Б.11/50(13) 91-2/104 «Структурно-формационные предпосылки для количественной оценки золотоносности Средне-Витимской горной страны» за 1973-75гг. (1 этап – составление сводной структурно-геологической карты Южно-Муйского хребта и карты золотоносности м-ба 1:100000. - Иркутск, 1976. 350с.
16. Митрофанов Г.Л., Митрофанова Н.Н. Рифейская вулкано-плутоническая ассоциация Южно-Муйского хребта и её металлогения // Геология и геофизика. – 1980. -№ 1. –С. 53-60.
17. Митрофанов Г.Л., Таскин А.П. Структурные соотношения Сибирской платформы со складчатым окружением // Геотектоника. –1994. -№ 1. –С. 3-15.
18. Никитин А.В., Маркина Н.А., Патрахин Е.Г., Чувашин А.А. Состав и условия формирования уендекского вулкано-плутонического комплекса рифтогенной природы (Западное Забайкалье) // Металлогения древних и современных океанов. Формирование и освоение месторождений в офиолитовых зонах. - Миасс, 2002. - С.293-294.
19. Бородин Л. С. Петрохимия магматических серий. -М., 1987. -261с.
20. Изох Э.П. Гипербазит-габбро-гранитный формационный ряд и формация высокоглиноземистых гранитов. - Новосибирск, 1965. -138 с.
21. Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of the granitic rocks // J. Petrol. –1984. v. 25, № 44. -р. 956-963.
22. Harris N. B. W., Pearce J. A., Tindle A. G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism // Collision tectonics. –1987. -№ 19. -р. 67-81.
23. Посохов В.Ф., Утина Е.Д., Посохова В.Л., Братчикова Е.В. Информационная записка к хоз.договору “Рубидий-стронциевое датирование гранитоидных комплексов Байкальской горной области”. -Улан-Удэ, 2000. -25с.
24. Рыцк Е.Ю., Амелин В.Ю., Ризванов Н.Г. и др. Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия и геологическая корреляция. –2001. -Т.9, № 4. - С.3-15
25. Маркина Н.А., Никитин А.В., Патрахин Е.Г. Вещественные особенности гранитоидов витимканского комплекса и геодинамические условия их формирования (Западное Забайкалье) // Геологи XXI века: Матер. Всеросс. научн. конф. – Саратов, 2002. -С.98-100.
26. Ненахов В.М. Коллизионный (орогенный) магматизм Туркестано-Алая: Дисс. ... канд. геол.- минерал. наук. -Л., 1988. -215 с.
27. Никитин А.В., Чувашин А.А., Маркина Н.А., Патрахин Е.Г. Вещественные особенности и геодинамика формирования западноолининского комплекса (Западное Забайкалье) // Геологи XXI века: Матер. Всеросс. научн. конф. – Саратов, 2002. -С.47-49.
28. Ненахов В.М., Иванников В.В., Кузнецов А.В., Стрик Ю.Н. Особенности изучения и геологического картирования коллизионных гранитоидов. -М., 1992. -100 с.
29. Шинкарёв Н.Ф., Иванников В.В. Физико-химическая петрология изверженных пород. -Л., 1983. -272 с.
30. Крёнер А. Складчатые пояса и тектоника плит в докембрии // Матер. 27 Междунар. геологического конгресса. -Т.5. Геология докембрия. -М., 1984. - С.106-119.