

УДК 551.263.037(470.324)

МЕТАВУЛКАНИТЫ ЛОСЕВСКОЙ СЕРИИ И ИХ ФОРМАЦИОННАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ (ВОРОНЕЖСКИЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ МАССИВ)

Р.А.Терентьев

Воронежский государственный университет

С помощью геологических, петрографических и петрогеохимических методов выполнена расшифровка первичной природы пород лосевской серии Воронежского кристаллического массива (ВКМ). В процессе работы удалось выяснить формационную принадлежность Лосевской метавулканогенной ассоциации, что позволит уточнить геотектонические условия формирования и металлогеническую специализацию пород одноименной серии. Показана контрастность полярных групп метавулканитов лосевской серии на петро- и геохимическом (распределение РЗЭ) уровнях исследования.

Введение

Лосевская серия, представляющая собой комплекс метаморфизованных вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных образований, с начала ее выделения вызывает интерес геологов-докембристов изучающих ВКМ. Повышенное внимание к объекту исследования связано с геотектоническим положением серии. Метавулканогенные и метавулканогенно-осадочные породы лосевской серии являются индикаторными не только для выяснения геодинамической обстановки ее формирования, но и ВКМ в целом. От решения этих вопросов во многом зависит и проблема металлогении серии.

Однако, отсутствие детальных петрографических и петрогеохимических исследований служит поводом для возникновения противоречий, связанных с определением формационной принадлежности и, как следствие, условий образования метавулканитов лосевской серии. На сегодняшний день сложилось два полярных взгляда на серийную принадлежность лосевской метавулканогенной ассоциации (ЛМА):

1. Ранние исследователи [1-4 и др.] относили ее к непрерывному базальт-андезит-дацитовому ряду.

2. Более позднее изучение предполагает бимодальное распределение петрогенных окислов в породах ЛМА, но присутствие андезитов не исключается. Таким образом, ЛМА относится к базальт-риолитовой (\pm андезиты) формации [5].

В настоящей работе производится попытка показать не просто бимодальный, а контрастный состав ЛМА (в которой метавулканиты среднего состава отсутствуют). Причины включения андезитовой составляющей в объем ЛМА рассмотрены в работе [6].

Геологическая обстановка

ВКМ подразделяется на два мегаблока Курский и Воронежский (рис. 1 [5]). Мегаблоки разделены Лосевской шовной зоной (ЛШЗ), которая сложена архейскими и протерозойскими образованиями: ортогнейсами, парагнейсами, гранитоидами,

метавулканитами от ультраосновных до кислых, метатерригенными породами. ЛШЗ имеет субмеридианальное простирание и S-образную форму. Зона выклинивается на юге и расширяется на севере ВКМ. Лосевская серия представляющая собой основную стратиграфическую единицу, слагающую ЛШЗ, впервые выделена Ю.С.Зайцевым [7,8]. Породы серии прорываются усманским комплексом интрузий гранитоидов с ореолами мигматитов и рождественским комплексом интрузий габброидов [9-11]. Гранитоиды включают тоналиты, плагиограниты, гранодиориты и граниты; габброиды – роговообманковые габбро, габбронориты, горнблендиты метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации. На породах лосевской серии со стратиграфическим несогласием залегает воронежская свита, сложенная метаконгломератами, метапесчаниками, металево-ролитами, сланцами и метавулканитами базальт-андезит-дацитовая формация [5]. Соотношение лосевской серии и воронцовской, залегающей восточнее, не ясны [12].

Петрография ЛМА

Породы лосевской серии, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации, можно подразделить на несколько групп по преобладающим минеральным ассоциациям:

1. Метаплагиориолит-дациты
2. Зеленые сланцы
3. Кварц-актинолитовые породы, актинолититы

4. Метаосадочные породы пестрого состава

Каждая из выделенных групп занимает вполне определенное положение в разрезах скважин. В группах можно выделить текстурные виды (массивные, сланцеватые и полосчатые) и структурные разновидности: 1) реликтовые порфиоровые и 2) порфиробластовые.

Метаплагиориолит-дациты. Эти породы переслаиваются с зелеными сланцами. Контакты с вмещающими породами резкие, четкие, волнистые, с заливами (рис.2). В приконтактных зонах метадациты, как правило, значительно рассланцованы и имеют плейчатую текстуру. Иногда метаплагиорио-

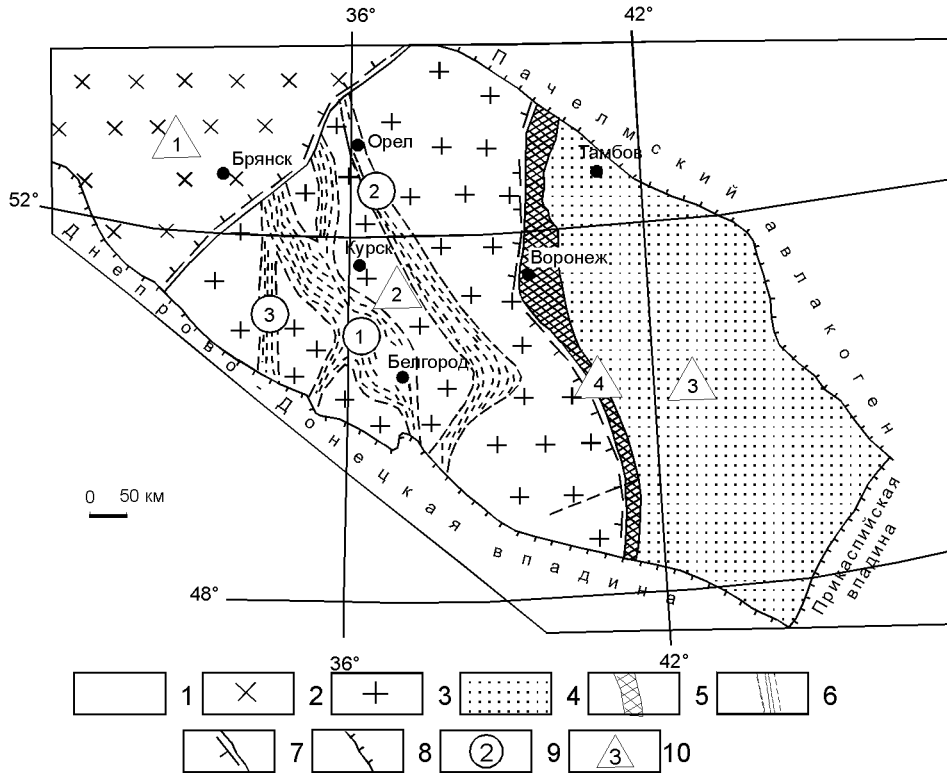


Рис. 1. Геолого-структурная схема Воронежского кристаллического массива [Чернышов и др., 1997]: 1-6 структурно-вещественные комплексы: 1 - платформенные рифея и фанерозоя; 2-6 - дорифейские: 2 - Брянского и 3 - Курского мегаблоков раннеархейской консолидации; 4 - Воронежского перикратонного прогиба; 5 - Ливенско-Богучарской сuture; 6 - рифтогенных структур второго порядка; 7-8 - геологические границы: 7 - мегаблоков; 8 - Воронежского кристаллического массива; 9 - рифтогенных структур второго порядка (цифры в кружках): 1 - Белгород-Михайловская; 2 - Орловско-Тимская; 3 - Крупецко-Криворожская; 10 - структуры первого порядка (цифры в треугольниках): 1 - Брянский; 2 - Курский и 3 - Воронежский мегаблоки; 4 - Ливенско-Богучарская (Лосевская) шовная зона.

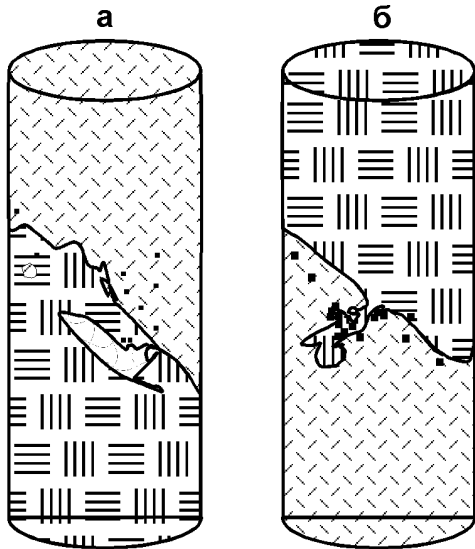


Рис. 2. Зарисовка контакта метаплагиориодацита и (кварц, альбит)-хлорит-эпидотового сланца (а - скважина 7782, глубина 284,9м; б - скважина 7782, интервал 231,5-232,5м): 1- (кварц, альбит)-хлорит-эпидотовый сланец, 2- метаплагиориодацит, 3- кварц жильный, 4- вкрапленность сульфидов.

лит-дациты содержат ксенолиты метабазитов в виде линз размером до 2x7см, и наоборот, метабазиты содержат в себе угловатые обломки кислых метавулканитов и их производных (жильного кварца) размером до 1x5см (рис.2)

Наблюдаются две разновидности метаплагиориолит-дацитов, выделяемых по относительному размеру вкрапленников и по мощности слоёв: для первой группы характерна большая мощность слоёв 3-16м и малые размеры реликтовых вкрапленников до 1.5мм, для второй группы – небольшая мощность – десятки сантиметров и крупные фенокристаллы до 5мм. Текстура пород преимущественно массивная, реже сланцеватая и очковая, в случае, когда полосы эпидота, чередующиеся с кварц-плагиоклазовыми полосками, обтекают реликтовые фенокристы плагиоклаза.

Структура основной ткани пород – гранобластовая, микрогипидиобластовая, лепидогранобластовая при относительно высоком содержании серицита, достигающего 20% от объёма основной ткани. В единичных случаях основная ткань представляет собой мирмеkitовые прорастания кварца в плагиоклазе. Структура пород в целом реликтовая порфиоровая, реже гломеропорфиоровая. Основная ткань сложена следующими породообразующими минералами: кварц – от 40 до 60%, плагиоклаз от 50 до 30%, состав его соответствует альбит-олигоклазу, серицит – в среднем 10%. Из вторичных минералов

Таблица 1

Средние химические составы пород лосевской серии (мас%).

Оксиды	1		2		3		4		5		6	7	8	
	Ср.	Ст. откл.	Ср.	Ст. откл.	Ср.	Ст. откл.	Ср.	Ст. откл.	Ср.	Ст. откл.	Ср.	Ср.	Ср.	Ст. откл.
SiO ₂	47,66	2,23	69,16	1,27	72,31	1,76	44,80	3,04	65,15	2,28	63,30	60,56	68,47	1,66
TiO ₂	1,46	0,28	0,42	0,18	0,30	0,13	1,40	0,45	0,97	0,21	0,77	0,88	0,51	0,11
Al ₂ O ₃	13,49	0,99	14,10	0,91	13,62	1,53	12,59	1,22	14,33	0,71	14,67	15,38	14,31	0,53
Fe ₂ O ₃	3,84	0,92	1,33	0,38	1,27	0,62	2,51	1,43	2,20	0,70	1,38	2,44	1,29	0,77
FeO	9,07	0,78	2,26	0,74	1,65	0,97	8,96	1,38	4,28	1,01	4,74	3,46	2,88	0,70
MnO	0,09	0,02	0,04	0,01	0,03	0,02	0,16	0,04	0,07	0,02	0,06	0,07	0,04	0,01
MgO	7,88	1,53	1,13	0,50	0,59	0,29	8,13	2,25	1,83	0,33	2,88	2,74	1,06	0,31
CaO	10,22	1,54	3,55	0,73	2,69	0,39	8,34	2,37	4,49	0,92	5,37	5,32	3,73	0,49
Na ₂ O	1,93	0,59	4,89	0,52	4,95	0,36	1,86	0,86	4,10	0,32	3,66	4,20	4,49	0,65
K ₂ O	0,36	0,53	1,28	0,47	1,24	0,45	0,51	0,42	0,82	0,18	0,88	1,30	1,45	0,56
P ₂ O ₅	0,45	0,35	0,28	0,11	0,31	0,16	0,37	0,12	0,39	0,08	0,34	0,39	0,33	0,17
п.п.п.	3,49	0,67	1,65	0,85	1,12	0,47	10,41	2,47	1,13	0,27	1,81	3,42	1,38	0,68
Сумма	99,95	0,53	100,07	0,37	100,09	0,55	100,04	0,44	99,76	0,44	99,84	100,14	99,95	0,25
n	23		13		8		22		7		4	4	7	

Примечание: 1- кварц-актинолитовые породы, актинолититы; 2- метаплагиодоциты; 3- метаплагиориолиты; 4- зеленые сланцы; 5- метапесчаники, метаалевролиты биотит(хлорит)-плагиоклаз-кварцевые; 6- сланцы плагиоклаз-амфибол-кварцевые с биотитом; 7- сланцы хлорит-плагиоклаз-кварцевые; 8- сланцы серицит(хлорит)-плагиоклаз-кварцевые; Ср- среднее значение, Ст.откл.- стандартное отклонение, n- количество анализов. По данным ФГУП "Воронежгеология".

следует отметить эпидот, хлорит и карбонат, которые в сумме составляют не более 10%. Рудные минералы представлены сульфидами, образующими редкую вкрапленность (менее 1%) и изредка магнетитом (до 2-3%).

Порфиновые вкрапленники представлены кварцем и плагиоклазом в различных соотношениях. Количество их в породах варьирует от первых процентов до 20% от объема породы. Условно, по соотношению вкрапленников среди массивных метаплагиориолит-дацитов можно выделить два типа пород:

1. Первая группа, в которой вкрапленники плагиоклаза преобладают (иногда значительно (10:1)) над кварцем. Такие породы встречаются в верхних частях разреза скважин там, где метабиты подчинены по мощности прослоям метапелитов.

2. Вторая группа, в которой, наоборот, вкрапленники кварца преобладают над плагиоклазом. Породы представлены редкими прослоями.

Реликтовые фенокристаллы плагиоклаза нередко содержат пойкилобластовые вроски кварца. Крайний вариант таких прорастаний представлен мирмекитовыми структурами.

Все породы в той или иной степени затронуты метаморфическими изменениями, при которых порфиновые выделения плагиоклаза в породах в значительной степени замещены серицитом, эпидотом и кальцитом. Нередко вкрапленники плагиоклаза из-за метаморфических преобразований сливаются с основной тканью пород. Наиболее устойчивыми к воздействию метаморфизма оказываются породы с высоким содержанием кремнезёма (табл. 1).

Реликтовые фенокристаллы плагиоклаза имеют различные форму и размеры. Величина наибольших кристаллов достигает 4-5мм Для идиоморфного плагиоклаза характерна зональность и

максимальные размеры зерна. Зональность выражается в уменьшении основности от центра к краям кристаллов, что устанавливается по вторичным изменениям зон. В центре зёрен плагиоклаза происходит замещение эпидотом и карбонатом (т.е. минералами, основным катионом которых является кальций), краевые зоны кристаллов – серицитизированы. Кроме того, встречаются вкрапленники плагиоклаза с простым двойникованием, которые могут ассоциировать совместно с зональными кристаллами, а могут образовывать самостоятельную группу фенокристов.

Таким образом, можно выделить две группы вкрапленников плагиоклаза в рассматриваемых образованиях. Первая – зональные кристаллы, вторая – незональные кристаллы с простым двойникованием, иногда с полисинтетическими двойниками.

Фенокристаллы кварца чаще всего имеют ксеноморфный облик, хотя иногда встречаются идиоморфные индивиды, представляющие собой отдельные участки шестигранников. Размеры вкрапленников кварца всегда меньше вкрапленников плагиоклаза и изменяются от 0,1 до 0,5 мм Иногда отмечаются заливообразные проникновения минеральных агрегатов основной ткани внутрь фенокристаллов кварца и плагиоклаза.

Протолитами данной группы пород являются кислые эффузивы и пирокласты, иногда субвулканические образования. Первичная природа пород восстанавливалась по следующим критериям: мощность отдельных слоев более 2 метров (для эффузивов и пирокластов); периодичность появления в разрезе; четкие, резкие, с заливами контакты; реликтовые порфиновые структуры; массивные и сланцеватые текстуры; выдержанность минерального парагенезиса в породах; высокая сохранность реликто-

вых фенокристаллов; высокая коррелятивная связь петрогенных окислов; соответствие модального и нормативного состава пород и др.

Зеленые сланцы. К зеленым сланцам относятся кварц-альбит-карбонат-хлоритовые, кварц-альбит-эпидот-хлоритовые, кварц-альбит-серицит-хлоритовые породы.

Породы этой группы встречаются преимущественно в тех частях разреза, где распространены кислые метаэффузивы, образуя участки совместного переслаивания. Также описываемые образования встречаются в виде мощных прослоев (10-25м) в почти монотонной толще кварц-актинолитовых пород (скважина 7782). Следует заметить, что к относительно мощным слоям пород данной группы приурочены кварцевые жилы, которых почти лишены кварц-актинолитовые породы. В зеленых сланцах встречаются линзовидные, неправильной формы включения (до 1-2мм в длину) пород с бластопамамитовой структурой (обломочная часть представлена кварцем).

Породы характеризуются гетеробластовыми структурами, микропятнистыми (для массивных и реже для сланцеватых разновидностей) текстурами. Наиболее типичны для пород описываемой группы массивные и сланцеватые текстуры. Полосчатые разновидности встречаются реже, обычно в связи с приуроченностью к приконтактовым зонам плаггиогранитов и кварцевых жил. Вблизи даек плаггиогранитов и кварцевых жил наблюдается увеличение количества кварца до 30%, увеличиваются также его размеры и идиоморфизм. Такие породы насыщены эвгедральными кристаллами пирита (до 1 мм). Иногда насыщение пиритом достигает 25% (скважина 7782, глубина 489,5 м). На отмеченной глубине породы бекчированы.

Средний минеральный состав пород группы следующий: кварц 10-20% (реже до 30%), хлорит 20-50% (до 60%), серицит до 5-7%. Кальцийсодержащие фазы представлены либо карбонатом (20-40%), либо эпидотом (20-35%). Нередко карбонат и эпидот встречаются в одном образце в количестве 5-20% для каждого в отдельности. По скважине 7782 наблюдается заметное увеличение с глубиной частоты встречаемости пород с преобладанием эпидота над карбонатом. Среди редко встречающихся минералов следует отметить биотит до 5% (скважина 7789, интервал 223,0м), апатит (иногда очень крупный (0,5 мм) в скважине 7789). Рудные минералы представлены ильменитом, титаномагнетитом и сульфидами. Содержания первых двух велики по сравнению с содержаниями этих минералов в других породах и достигают 5% (в среднем 1,5%). Преобладает, вероятно, титаномагнетит, что подтверждается высоким содержанием TiO_2 и суммы железа в породе (табл.1).

Кварц имеет ксенобластовые формы. Характерен вторичный кварц в виде прожилков и линз, придающих породе полосчатый облик. В процентное содержание, приходящееся на кварц, вероятно,

следует включить и трудно диагностируемый альбит (без двойников, с низким рельефом), так как, приведя в соответствие минеральный и химический составы, приходится констатировать, что только плагиоклаз может нести в себе оксид натрия, содержащийся в породе (табл.1). Наличие альбита подтверждается и рентгеноструктурным анализом (аналитик А.В.Жабин, лаборатория ВГУ).

Хлорит присутствует в виде мельчайших чешуек и агрегатных скоплений (которые придают породе пятнистость). Как правило, он темный в скрещенных николях или имеет бурюю и темно-зелёную аномальную интерференционную окраску.

Карбонат образует зёрна с неправильными очертаниями различных размеров. На некоторых участках карбонат наблюдается в виде крупных (до 2-3мм) порфиробластовых выделений идиоморфного габитуса (скважина 7789).

Эпидот формирует землистые агрегаты, также подчёркивающие пятнистость. Реже он встречается в виде идиобластовых зёрен. Кроме прочих минералов, в этом типе пород, возможно, встречается тальк, который легко спутать с серицитом [13].

В толще кварц-актинолитовых пород как по гамма-каротажу, шлифам, так и макроскопически установлены постепенные переходы к породам кварц-эпидот-карбонат-хлоритового состава через промежуточные разновидности. В кварц-актинолитовых породах происходит постепенное увеличение хлорита и уменьшение количества актинолита до полного его исчезновения.

Протолитами данной группы пород являются основные пирокластические и эффузивные образования. Первичная природа пород восстанавливалась по следующим критериям: относительно небольшая (1-2метра) мощность слоев, характерная для пирокластических осадков; периодичность появления в разрезе; перемежаемость с кислыми метавулканогенными породами; выдержанность минерального парагенезиса в породах; насыщенность гидротермальными жилками кварца и карбоната и др.

Кварц-актинолитовые породы, актинолититы. Располагаются в нижних частях опорных разрезов (скважина 7782), но также наблюдаются выше пачек метаплагиориолит-дацитов (скважина 0150, 7789, 7528). Породы имеют тонкозернистое сложение, обычно сланцеватые, реже наблюдаются массивные и полосчатые разновидности. Эти породы представляют собой, по-видимому, изменённые в процессе регионального метаморфизма основные эффузивы (см. химсостав в табл.1).

Монотонную толщу метабазитов скважины 7782 можно разделить на отдельные слои, используя текстурные признаки. От центра к кровле и подошве слоёв происходит смена массивных пород сланцеватыми и полосчатыми. Такое строение соблюдается не всегда, особенно когда слои кварц-актинолитовых пород контактируют с серицит-кварц-плагиоклазовыми породами и зелеными сланцами.

Породообразующими минералами кварц-актинолитовых пород являются амфибол актинолит-тремолитового ряда (20-85%) и кварц (5-10%, редко выше). Встречаются анхимономинеральные породы (актинолититы) сложенные почти бесцветным, бледно-зелёным актинолит-тремолитом (скважина 549с). Из второстепенных присутствуют хлорит (0-10%) и карбонат (0-5%). Почти постоянно в породах наблюдается вторичный эпидот, содержание которого иногда достигает 50% и более. В незначительных количествах устанавливаются магнетит, сфен, ильменит и сульфиды. Вследствие перекристаллизации породы почти полностью утратили первичные структуры. Наиболее характерными являются гранонематобластовые, нематобластовые (до фибробластовых), реже порфиробластовые структуры; в наиболее изменённых (эпидотизированных) разностях – гетеробластовые.

Актинолит светло-зелёного цвета, часто неравномерно окрашен, слабо плеохроирует от почти бесцветного до светло-зелёного. Он образует удлинённые чешуйчатые кристаллы, иногда крупные таблицы без концевых граней. Порфиробластовые выделения актинолита характерны для внутренних частей наиболее мощных слоёв кварц-актинолитовых пород. Порфиробласты представлены кристаллами, имеющими нечёткие (зубчатые) грани. В скважине 0150 наблюдаются кварц-актинолитовые породы, в которых порфиробласты актинолита имеют значительно большие размеры (до 3-4мм) и характеризуются чёткими границами (компактностью). Установлено по скважине 7782 увеличение модалного содержания актинолита от кровли к подошве каждого из слоёв, параллельно уменьшается содержание кварца (рис.3). В целом отмечается, за редким исключением, уменьшение содержания актинолита в породе с глубиной и увеличение наложенного на метаморфический минеральный парагенезис эпидота.

Кварц является вторым по распространённости минералом. Он представлен неправильными, часто расплывчатыми по форме зёрнами. Распределяется в породах неравномерно: в одних участках образует кучные скопления, в других наблюдаются редкие зёрна. В сланцеватых и полосчатых разностях кристаллы кварца вытягиваются согласно текстурной ориентировке. В породах присутствует также кварц второй генерации (гидротермальный), который имеет более правильные и крупные зёрна. Такой кварц, как правило, слагает тонкие прожилки и линзы, нередко в ассоциации с карбонатом.

Эпидот, по отношению к выше описанным минералам является более поздним. Он присутствует в виде мелких идиобласт и землистых агрегатов. Наиболее идиоморфные кристаллы достигают размера 0,2 мм. Эпидотизация приводит к формированию эпидозитов.

Протолитами данной группы пород являются основные эффузивы и субвулканические образования. Первичная природа пород восстанавливалась

по следующим критериям: мощность слоёв более 2 метров; периодичность появления в разрезе; выдержанность минерального парагенезиса в породах; закономерная смена метаморфических текстур (рис.3б) в отдельных слоях (от подошвы к центру слоя: полосчатые, сланцеватые, массивные); минимальная подверженность вторичным изменениям; высокая коррелятивная связь петрогенных окислов и др.

Метаосадочные породы пестрого состава.

Серицит-плагиоклаз-кварцевые сланцы. Они встречаются в различных частях разреза серии, образуя чаще всего маломощные слои от 1 до 17 метров. Преобладают данные породы в верхних частях разрезов, нередко они начинают слой массивных метаплагиориолит-дацитов. Макроскопически эти породы имеют сланцеватую и полосчатую текстуры. Полосчатость подчёркивается тонкими (<0,1мм) слоями гранулированного кварца, согласными прожилками, сложенными кварцем и карбонатом, а также цепочками агрегатов землистого эпидота. В случае, если в породе встречаются крупные выделения плагиоклаза, то текстура переходит в очковую.

Минеральный состав, в общих чертах, соответствует выше описанным массивным разностям метаплагиориолит-дацитов. Только в сланцеватых разновидностях повышено содержание эпидота (иногда до 20-25%), а кварц значительно преобладает над плагиоклазом. В этих породах плагиоклаз представлен редкими зёрнами в основной ткани пород или встречается в виде крупных реликтовых кристаллов (до 1-1,5мм). Реликты плагиоклаза, как правило, корродированы, трещиноваты и интенсивно замещены вторичными минералами. Пестрый состав подобных пород позволяет их рассматривать в качестве смешанных образований, в которых присутствовал осадочный материал.

Метапесчаники, метаалевролиты, сланцы биотит-плагиоклаз-кварцевые, хлорит-плагиоклаз-кварцевые. Часто характеризуются отчётливой blastосаммитовой структурой. В тонкозернистых разновидностях структура – гранобластовая, гетерогранобластовая. Текстура сланцеватая до грубополосчатой (реликтовой слоистой?). Эти породы слагают относительно мощные от 10 до 150м пачки. Минеральный состав: кварц 20-60%, плагиоклаз (олигоклаз-андезин) 50-10%, биотит 0-20%, хлорит 0-25%. Вторичные: эпидот до 10%, кварц до 20%, карбонат до 15%, микроклин до 10%. Микроклин появляется вблизи интрузий и замещает крупные реликтовые обломки плагиоклаза. Обломочный материал представлен кварцем и кислым плагиоклазом.

Метапесчаники, метаалевролиты, сланцы актинолит-кварц-плагиоклазовые, в том числе с биотитом. Характеризуются чаще всего полосчатыми текстурами. Структура гетеробластовая, нематогранобластовая, реже blastосаммитовая. Иногда отмечаются порфиробластические выделения актинолита с пойкилобластическими включениями кварца. Минеральный состав: актинолит 10-50%,

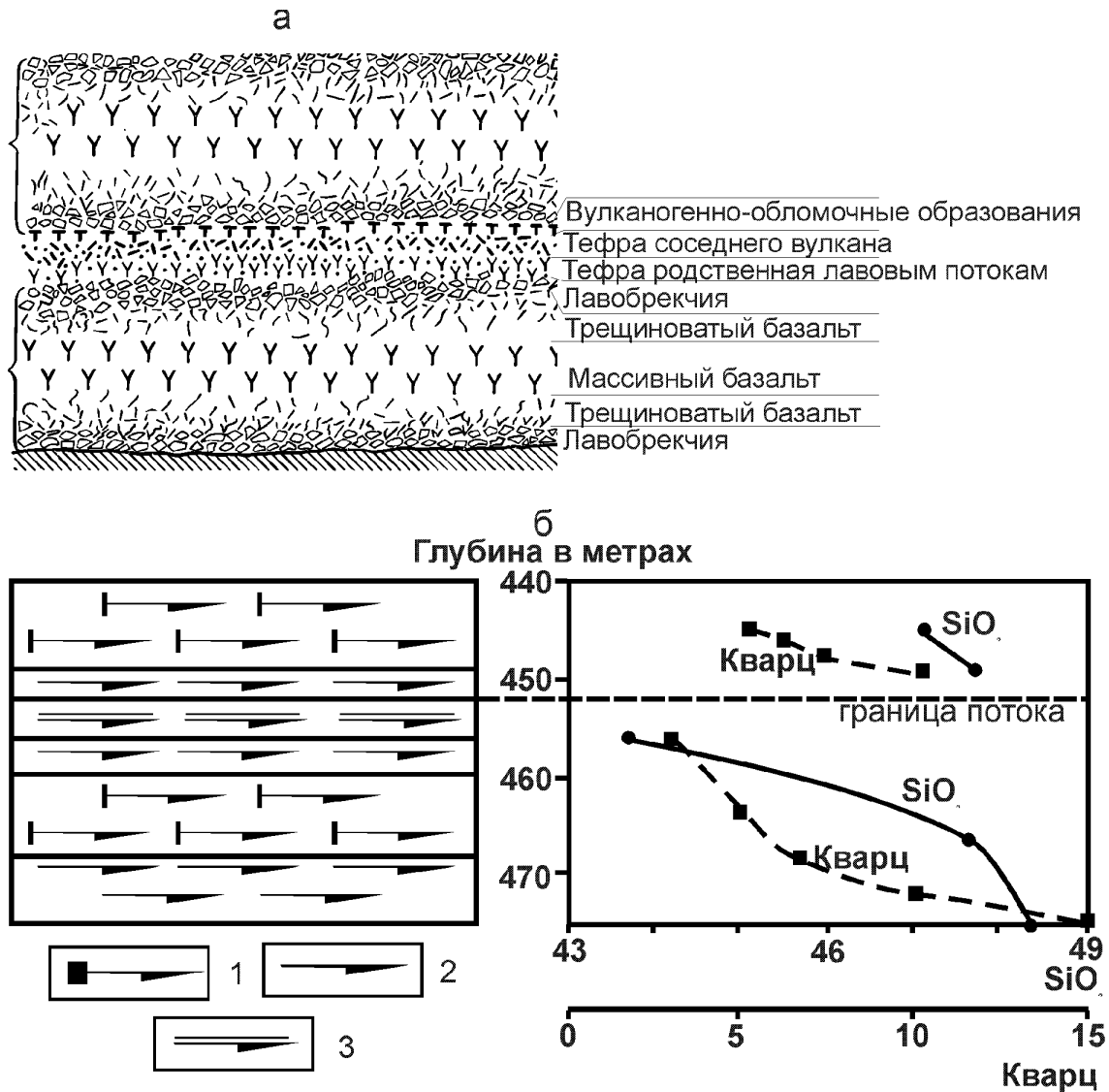


Рис. 3. Строение модельного потока и древней лавовой толщи лосевской серии. а) Модель строения лавовой толщи (по Малееву, 1975); б) модель строения древнего лавового потока лосевской серии (скважина 7782): метабазиты кварц-актинолитовые: 1- массивные (массивные метабазальты), 2- сланцеватые (древние гиалокластиты?, трещиноватый базальт), 3- полосчатые (метавулканотерригенные образования).

кварц 5-40%, плагиоклаз (олигоклаз) 10-30%, биотит до 10% (мелкочешуйчатый), рудные 0-5%. Вторичные – эпидот, хлорит, серицит.

Метаалевролиты гранат-кварц-хлоритовые слагают прослой мощностью 4,4м (скважина 0150, интервал 476,2-480,6). Имеют чётко полосчатое (слоистое) сложение, порфиробластовую структуру, псефитовую размерность зёрен.

Особенности метаосадочных пород (на примере разреза скважины 0150):

1) уменьшение размера зёрен вверх по разрезу: метапсаммиты постепенно переходят в тонкозернистые сланцы;

2) устойчивый минеральный состав в пределах отдельного интервала, но содержания минералов значительно варьируют (что нарушается только участками чередования сланцев различного состава);

3) наиболее типичны полосчатые текстуры;

4) ритмичность метаосадочной части разреза. Строение ритма: кварц-актинолит-плагиоклазовые сланцы, метаалевролиты и метапсаммиты; биотит-кварц-актинолит-плагиоклазовые или биотит-плагиоклаз-кварцевые сланцы, метаалевролиты и метапсаммиты; серицит-плагиоклаз-кварцевые и хлорит-плагиоклаз-кварцевые сланцы и метапсаммиты. Ритм нарушается из-за объективного выпадения одного из слоёв, из-за недостатка данных ритмичность не наблюдается вовсе.

Всё выше перечисленное позволило отнести данную группу пород к первично осадочным образованиям, иногда с примесью вулканогенного материала в виде реликтовых обломков кварца и плагиоклаза.

Петрохимия ЛМА

По содержанию кремнезёма метавулканиды лосевской серии попадают в поля основных-ультра-

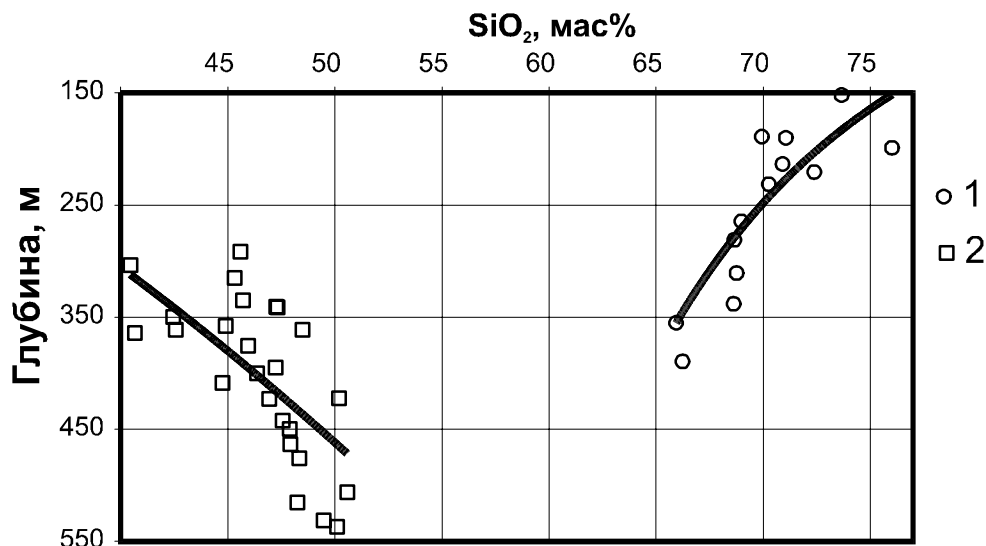


Рис. 4. Диаграммы иллюстрирующие изменение содержаний SiO_2 с глубиной в породах лосевской серии (на примере скважины 7782): контрастная metabазальт-плагиориолитовая формация: 1- метаплагиориолит-дациты, 2- metabазиты кварц-актинолитовые, актинолититы, зеленые сланцы.

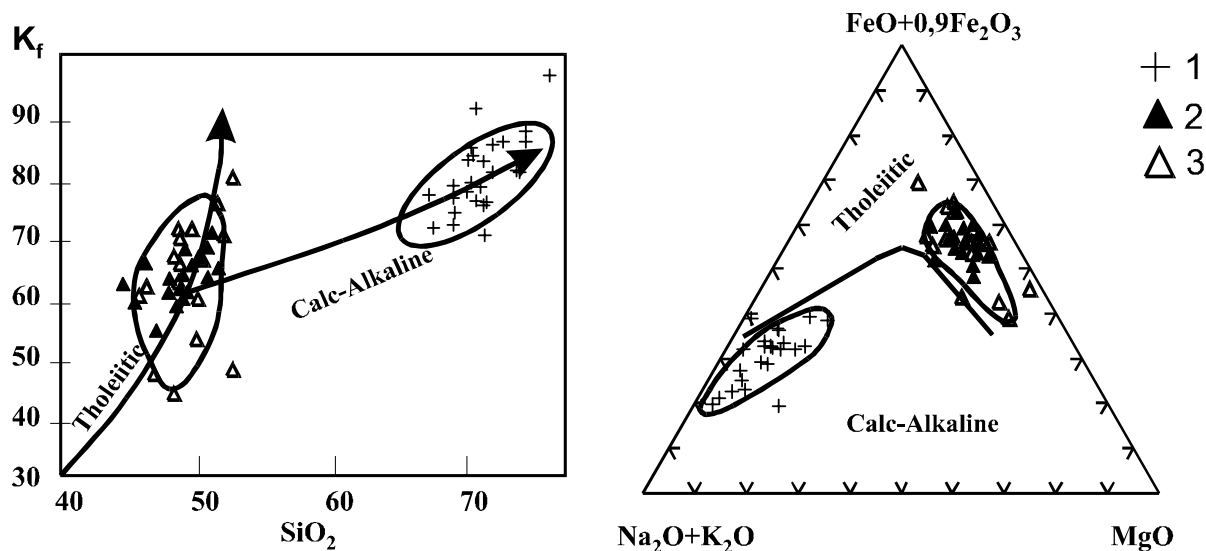


Рис. 5. Диаграммы иллюстрирующие принадлежность метавулканогенных пород лосевской серии различным петрохимическим рядам: контрастная metabазальт-плагиориолитовая формация: 1- метаплагиориолит-дациты, 2- metabазиты кварц-актинолитовые, актинолититы, 3- зеленые сланцы.

основных ($\text{SiO}_2=40,68-50,10$ мас.%) и кислых пород ($\text{SiO}_2=65,90-76,02$ мас.%) [14]. Для обеих полярных групп характерны низкие концентрации глинозёма ($\text{Al}_2\text{O}_3=10,49-14,19$ мас.%), преобладание натрия над калием ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=4-17$). В metabазитах отмечаются относительно высокие содержания титана ($\text{TiO}_2=1,41-1,97$ мас.%), содержание MgO изменяется от 5,96 до 12,56 мас.%, сумма железа от 11,09 до 14,46 мас.%.
Серийная принадлежность полярных групп различается. Основные метавулканы характеризуются толеитовым петрохимическим трендом, а кислые – известково-щелочным (рис.5) [15]. Последнее также отчетливо наблюдается по разрезу ЛМА. Вверх по разрезу скважины 7782 в кислой группе пород увеличивается содержание SiO_2 (рис.4), уменьшается MgO и TiO_2 (гомодромный тренд). В основной группе, наоборот, уменьшаются

концентрации SiO_2 (рис.4), увеличивается MgO и сумма окислов железа (антидромный тренд). Изменение содержаний SiO_2 в основной группе заметна даже на уровне одного палеопотока (рис.3). Рисунок 3 иллюстрирует, что структурно-текстурные, петрохимические и минералогические особенности позволяют диагностировать потоки древних излияний.

Распределение редкоземельных элементов в породах ЛМА

По результатам плазменно-спектрометрического анализа установлены высокие (более чем в 10 раз превышающие хондритовые значения [16]) содержания REE, варьирующие от 37,55 до 440,3 г/т. Непостоянен также характер их распределения, так, отношение La/Yb , колеблется от 1,0 до 28,3. Показатель Eu/Eu^* изменяется от 0,48 до 2,90 (табл.2).

Таблица 2

Содержание РЗЭ в породах лосевской серии (в г/т)

№ п/п	Элемент проба	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Сумма	La/Yb	Eu/Eu*
1	7782/414.6	6,8	14	1,9	7,8	1,5	1,3	2	0,24	0,97	0,16	0,48	0,05	0,3	0,05	37,55	22,67	2,29
2	7782/189.0	10	20	2,4	9,8	1,7	0,77	2	0,23	1,2	0,25	0,64	0,06	0,63	0,13	49,81	15,87	1,27
3	7782/220.6	11	20	2,5	11	2	2	2,2	0,24	1,3	0,24	0,76	0,09	0,74	0,11	54,18	14,86	2,90
4	7782/213.5	11	22	2,4	11	2,7	2,2	3,1	0,44	2,2	0,5	1,2	0,15	0,99	0,14	60,02	11,11	2,32
5	7782/416.2	15	27	3,2	12	2,5	1,6	2,6	0,26	1	0,15	0,73	0,1	0,53	0,11	66,78	28,30	1,90
6	7782/245.7	15	29	3,4	14	2,3	1,1	3,2	0,35	1,6	0,2	0,65	0,08	0,63	0,08	71,59	23,81	1,24
7	7782/152.0	12	24	2,8	11	1,9	0,83	2	0,19	0,91	0,17	0,49	0,06	0,49	0,08	56,92	24,49	1,29
8	7782/256.0	15	26	3,2	12	2,5	0,95	2,8	0,3	1,4	0,22	0,91	0,08	0,69	0,07	66,12	21,74	1,09
9	7782/264.5	17	31	3,7	14	2,6	1,1	3	0,33	1,5	0,24	0,83	0,1	0,66	0,07	76,13	25,76	1,20
10	7782/199.0	66	153	24	109	26	3,9	23	2,3	10	1,9	7	1,3	11	1,9	440,3	6,00	0,48
11	7782/364.1	8,7	23	4	18	4,4	1,8	5,7	0,89	5,9	1	3	0,38	2,6	0,28	79,65	3,35	1,10
12	7782/442.3	9,6	25	4,1	21	6,3	2,8	9,4	1,5	10	2,1	6,3	0,89	5,9	0,82	105,71	1,63	1,11
13	7782/551.5	5,6	15	2,6	14	4,7	1,7	7,1	1,3	8,9	1,9	5,2	0,75	5,3	0,68	74,73	1,06	0,90
14	7782/408.5	6,6	17	2,8	15	4,2	1,8	7,5	1,3	7,8	1,8	5,1	0,77	4,8	0,73	77,2	1,38	0,97
15	7782/291.8	9,9	26	4,1	24	6,5	2,8	9,6	1,5	8,3	1,8	5,3	0,69	4,6	0,62	105,71	2,15	1,08
16	7782/531.5	5,6	14	2,4	15	4,4	1,8	6,1	1,3	7,8	1,8	4,8	0,77	5,1	0,71	71,58	1,10	1,06
17	7782/422.7	5,8	16	2,5	14	4,4	2	7,3	1,4	8,2	2	5,7	0,85	5,8	0,73	76,68	1,00	1,07

Примечание: 1-9 - метаплагиориолит-дациты; 10 - метатиф плагиориолитовый; 11,12,14,15 - зеленые сланцы; 13,16,17 - кварц-актинолитовые породы.

Группа метаплагиориолит-дацитов. Характеризуется наименьшим среди описанных пород содержанием REE – от 37,55 до 76,13 г/т, за исключением одного образца (7782/199,0), в котором REE достигает 440,3 г/т (максимальное содержание в исследуемых пробах). В метаплагиориолит-дацитах наблюдается максимальное среди исследуемых пород преобладание LREE над HREE – La/Yb от (6,00)11,11 до 28,30 и максимальные аномалии содержания европия – Eu/Eu* от 0,48 до 2,90, причём это отношение никогда не равно единице (табл.3). По отношению к содержаниям в хондрите [16] отчетливо выделяется европиевый максимум и, в целом, однотипный характер распределения REE в метаплагиориолит-дацитах по разрезу скважины (см. рис.3). Исключение – образец 7782/199,0, для которого установлена первичная пирокластическая природа. Распределение REE в образце отличается отрицательной европиевой аномалией, максимальной суммой REE и обогащением HREE (La/Yb=6).

Дифференциация REE (рис. 6а) свидетельствует о последовательной эволюции исходного расплава с образованием сингенетического ряда плагиодацит-плагиориодацит-плагиориолит, что подтверждается увеличением содержаний кремнезёма с уменьшением глубины (гомодромный тренд (рис.4)) и постепенным нарастанием концентраций LREE (рис.6б). Аномальное содержание Eu по современным представлениям [17] – признак фракционной кристаллизации с участием плагиоклаза на начальных стадиях затвердевания магмы. При этом в конечных продуктах кристаллизации происходит падение относительных концентраций Eu. В нашем случае, наблюдается ситуация, когда начальные члены сингенетического ряда – метаплагиодациты обогащены Eu, а конечные члены - метаплагиориолиты – характеризуются отрицательной европиевой аномалией (образец 7782/199,0). Последнее позво-

ляет предположить, что кристаллизация рассматриваемых пород происходила из самостоятельной (т.е. обособленной от базитовой) магмы кислого состава, учитывая то, что в основных метавулканитах значимая европиевая аномалия отсутствует. То есть, магма основного состава не была обогащена плагиоклазом.

Необычное для данных пород распределение REE (см.рис. 3) в плагиориолитовом метатифе, вероятнее всего, связано с накоплением HREE в рудных минералах. Содержание последних достигает 3-4%, а состав соответствует магнетиту, пириту, халькопириту, титаномагнетиту.

Метабазиты. К ним относятся кварц-актинолитовые породы, актинолититы и зеленые сланцы. Они характеризуются средним (промежуточным) содержанием REE среди описываемых пород (REE=71,58-105,71г/т), что выше, чем в метаплагиориолит-дацитах. В метабазитах наблюдается самое низкое и постоянное отношение La/Yb – от 1,00 до 3,35, отсутствуют значимые аномалии Eu (Eu/Eu*=0,90-1,11).

Для рассматриваемых пород характерно “ровное” распределение REE относительно хондрита (рис.7) с заметным дефицитом LREE. Намечается тенденция перехода от пород с дефицитом LREE (кварц-актинолитовые породы, на рисунке показаны сплошной линией) к составам REE с некоторым обогащением этими элементами (зеленые сланцы, на рисунке показаны пунктирной линией) вверх по разрезу опробованной скважины 7782. Разнотипное распределение REE в зеленых сланцах (рис. 5) подтверждает наличие незначительной примеси осадочного материала и их первично пирокластическую природу.

Рассматривая группу метабазитов в целом, отмечается, что характер распределения REE в них соответствует таковому в толеитовых базальтах оке

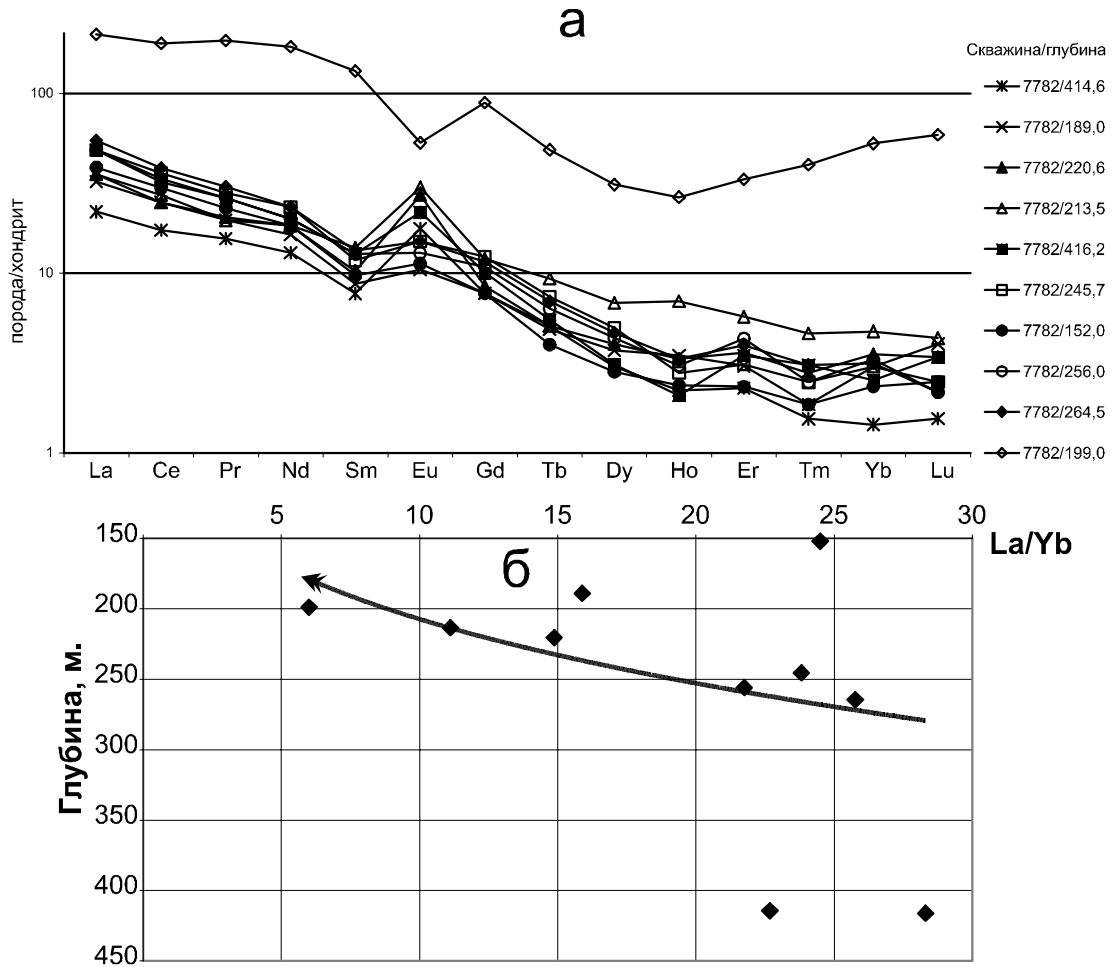


Рис. 6. Распределение REE в метаплагиориолит-дацитах лосевской серии (а) (названия пород см. в табл.2) и изменение отношения La/Yb с глубиной в метаплагиориолит-дацитах лосевской серии (по скважине 7782) (б).

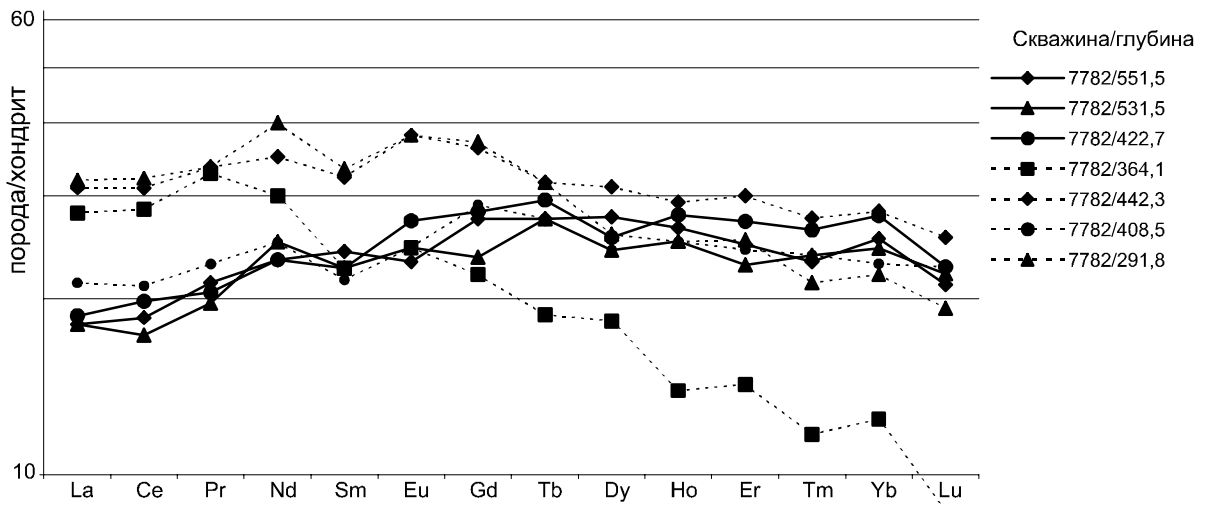


Рис. 7. Распределение REE в метабазитах лосевской серии (названия пород см. в табл.2).

анов и окраинных морей по [17]. Обогащение LREE вверх по разрезу связано, как уже было отмечено, с примешиванием осадочного материала пирокластическому, а также с дифференциацией расплава в промежуточном очаге.

Учитывая отсутствие в основных метавулканитах аномалий Eu, следует предположить, что при

их кристаллизации плагиоклаз не фракционировал. Соотношение REE в метаэффузивах (преобладание тяжёлых над лёгкими) указывает на кристаллизацию этих пород из расплава, претерпевшего фракционирование темноцветных минералов, а отсутствие аномалий Eu делает схожим распределение REE в метабазитах с распределением этих элементов в ди-

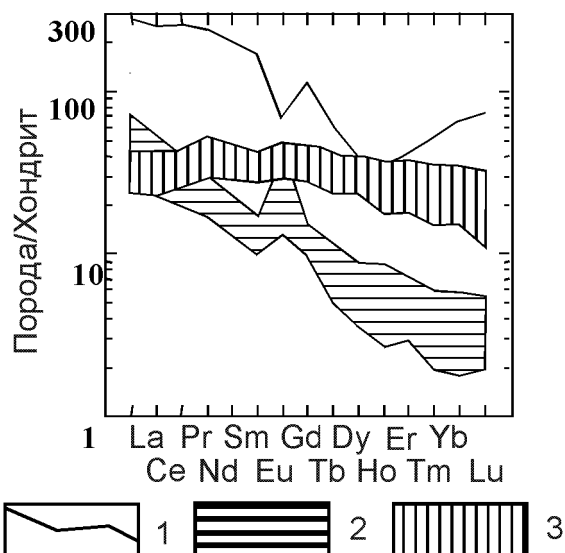


Рис. 8. Распределение REE в породах лосевской серии: 1- метатуп плагиориолитовый, 2- метатуп-ориолит-дациты, 3- метабазиты.

опсиде [17]. Последнее наблюдение позволяет предположить, что главным минералом фенокристаллов в рассматриваемых породах, вероятнее всего, был Са-Mg пироксен.

Распределение REE в породах лосевской серии подтверждает контрастный в петрогеохимическом плане характер слагающих её метавулканитов и, соответственно, гетерогенность полярных групп (рис.8). На построенных диаграммах отчётливо видно, что полярные группы метавулканитов (кислая и основная) являются производными различных магматических очагов. Кислые породы образовались за счёт плавления коры континентального типа, основные – за счёт плавления мантии. Этот вывод не противоречит геологическим данным – чередованию кислых и основных метавулканитов в разрезе. В базальтоидно-кислых ассоциациях выводные каналы кислых эффузивов бывают сближены и даже совмещены [18] с каналами базальтоидов в одних и тех же полигенных постройках. Следовательно, учитывая пространственно-временную сопряженность полярных групп, ЛМА формировалась в рифтогенном геодинамическом режиме.

Выводы

1. Диагностика первичной природы пород лосевской серии проводилась с помощью геологического, петрографического и геохимического исследования. Намечились следующие критерии, позволяющие отделить метасадочные породы от метавулканогенных и метаморфизованные эффузивные образования от метаморфизованных пирокластических и вулканогенно-осадочных:

а) Геологические критерии: мощность отдельных слоёв, периодичность появления в разрезе, характер контактов пород, пространственно-временная связь с породами установленного генезиса.

б) Петрографические критерии: реликтовые структуры пород, метаморфические структуры, текстуры, характер вторичных изменений пород, постоянство или пестрота минерального состава, форма реликтовых вкрапленников и характер вторичных изменений в них.

в) Петрогеохимические критерии: корреляционная связь петрогенных окислов каждой из групп (кислые, средние, основные), отклонения содержаний петрогенных окислов от среднестатистического в породе, закономерности изменения содержаний петрогенных окислов по разрезу, устойчивость распределения редкоземельных элементов в полярных группах пород.

2. Распределение петрогенных окислов в метавулканитах лосевской серии и различные эволюционные тренды в полярных группах позволяют отнести ЛМА контрастной петрохимической серии.

3. Распределение REE в образованиях ЛМА геохимически подтверждают гетерогенность полярных групп ЛМА, которые совмещены в пространстве и во времени.

4. Геологические, петрографические и петрогеохимические данные указывают на формирование ЛМА в условиях растяжения. С учетом наблюдаемых мощных до 1000м толщ метаморфизованных осадочных пород (например, разрез по скважине 0150), которые характеризуются ритмичным повторением разновидностей пород и общей трансгрессивной сменой вверх по разрезу метатерригенных образований, можно предположить формирование ЛМА в мелководном, но обширном морском бассейне.

Благодарности. Автор благодарит доктора геолого-минералогических наук В.М. Ненахова за помощь в производстве обзорного плазменно-спектрометрического анализа (ICP-MS) по метавулканитам лосевской серии. Автор выражает признательность своему научному руководителю член-корреспонденту РАН Н.М.Чернышову за конструктивные замечания по содержанию статьи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Чернышов Н.М., Египко О.И. Специфические особенности некоторых магматогенных и ультрамагматогенных формаций докембрия ВКМ // Проблемы докембрийского магматизма. –Л., 1974. -С.53-59.
2. Чернышов Н.М., Щёголев И.Н. Главнейшие типы структурно-вещественных комплексов раннего докембрия ВКМ, последовательность их формирования и возрастная корреляция // Состояние, проблемы и задачи геологического картирования областей развития докембрия на территории России: Тез. докл. Всеросс. совещ. – СПб., 1994. - С.99-101.
3. Бочаров В.Л. Геология, геохимия и металлогения ультрамафит-мафитовых формаций ВКМ: Дисс. ... доктора геол.-минерал. наук. – Воронеж, 1988. -600с.
4. Бочаров В.Л., Чернышов Н.М. Эндеогенные режимы раннего докембрия Воронежского кристаллического массива // Эндеогенные режимы формирования земной

- 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 энзиматической 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-