

# СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИИ

« НАУКА »

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
АКАДЕМИЯ НАУК УССР  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

# СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИИ

Ответственный редактор  
академик АН УССР Е.Ф. ШНЮКОВ

4407



МОСКВА  
"НАУКА"  
1985



**Современные проблемы палеовулканологии.** — М.: Наука, 1985.

Сборник содержит материалы V Всесоюзного палеовулканологического симпозиума "Проблемы палеовулканологических реконструкций и картирования в связи с вулканогенным рудообразованием". Рассмотрены современные проблемы палеовулканологических реконструкций древнего и фанерозойского вулканизма, роль палеовулканических структур в формировании земной коры и в локализации рудных концентраций, принципы составления, легенда и характеристика обзорных палеовулканологических карт по регионам территории СССР как основы для прогнозно-металлогенического анализа.

Ил. 20, табл. 10, библиогр. 289 назв.

Рецензенты:

**В.В. НАУМЕНКО, В.Г. ПАСТУХОВ**

## **СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИИ**

*Утверждено к печати Институтом геологических наук  
Академии наук УССР*

Редактор *Т.Ю. Маренина*. Редактор издательства *А.А. Фролова*  
Художник *Б.А. Сопин*. Художественный редактор *Л.В. Кабатова*  
Технический редактор *М.К. Серегина*. Корректор *О.А. Пахомова*

Набор выполнен в издательстве на электронной фотонаборной системе

ИБ N 28904

Подписано к печати 03.07.85. Т. —04292. Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>  
Бумага офсетная N 1. Гарнитура Таймс. Печать офсетная  
Усл. печ. л. 12,0 + 0,7 вкл. Усл. кр.-отт. 12,8. Уч.-изд.л. 16,1  
Тираж 650 экз. Тип. зак. 433. Цена 2р. 50 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"  
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"  
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

*Памяти  
члена-корреспондента АН СССР  
И.В. ЛУЧИЦКОГО  
посвящается*

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Основными научными проблемами палеовулканологии, определенными ее родоначальником И.В. Лучицким, являются проблемы эволюции вулканизма в истории Земли и роль вулканических процессов в формировании типов земной коры на различных этапах развития.

В последние годы палеовулканологические исследования характеризуются широкими обобщениями и систематизацией огромного фактического материала по всей территории Советского Союза, составлением по их данным региональных мелкомасштабных палеовулканологических карт с выходом на прогнозо-металлогенические построения.

Составление обзорных палеовулканологических карт древних вулканических областей по пяти стратиграфическим срезам фанерозоя позволило выявить важные особенности эволюции состава вулканических образований наиболее ранних этапов развития древних платформ и фанерозойского вулканизма, наметить основные аспекты генетической связи палеовулканизма и металлогении, разработать методику составления палеовулканологических карт.

На V Всесоюзном палеовулканологическом симпозиуме эти проблемы обсуждались в различных аспектах и объемах. Особое внимание уделялось палеовулканологической картографии и проблемам металлогении вулканических областей, был подытожен опыт палеовулканологических реконструкций в различных регионах и обсужден в связи с этим ряд методических вопросов палеовулканологии.

Настоящая книга включает основные материалы симпозиума, которые наиболее полно отражают современное состояние этого научного направления, раскрывают современные проблемы палеовулканологии.

Особенно большое внимание обращено на реконструкцию вулканических образований древних платформ. Уделено внимание вопросам тектоно-вулканической активизации платформ в фанерозое, особенностям вулканизма этих зон. Представлены палеовулканологические материалы по складчатым обрамлениям платформенных структур. Много статей посвящено палеовулканологической картографии отдельных регионов СССР, а также методологическим вопросам палеовулканологических реконструкций. В нескольких статьях охарактеризованы вспомогательные методы в палеовулканологии, их возможности при комплексировании с традиционными методами.

Книга предназначена для широкого круга геологов и будет способствовать дальнейшему успешному развитию палеовулканологии.

ВУЛКАНИЗМ ПРОТОАКТИВИЗИРОВАННЫХ ОБЛАСТЕЙ  
И СВЯЗАННЫЕ С НИМ ПРОБЛЕМЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ

В последние 15—20 лет, главным образом в конце 1960/70-х гг., в геологической науке происходит интенсивное становление и оформление нового научного направления — *учения об активизированных зонах земной коры*. Как гипотеза тектоники плит, развившаяся в этот период в результате осмысления огромного нового фактического материала по геологическому строению дна океанов и их континентальных окраин, так и учение об активизированных зонах земной коры изменили многие представления о тектонических, магматических и металлогенических свойствах континентальных структур Земли.

Учение об активизированных зонах земной коры — как особом типе тектонических структур одного ранга с геосинклиналиями и платформами — было сформировано в трудах советских ученых и всецело является достижением отечественной науки.

Представление об областях тектоно-магматической активизации как самостоятельном — третьем — типе геотектонических структур развилось главным образом в результате изучения молодых — альпийских, мезозойских активизированных зон. Формирование таких структур в докембрии до исследований последних лет считалось невозможным. Охарактеризуем вкратце специфику развития земной коры в докембрии.

В многослойном разрезе земной коры совершенно определенно устанавливается меланократовый фундамент, сформированный в раннегеологический (постаккреционный) этап и представляющий собой продукт магматической дифференциации внешней мантийной оболочки Земли анортозитового и гипербазит-базитового либо протобазальтового состава.

В следующую стадию, называемую эндрбит-чарнокитовой [Кельман, Паняк, 1979], нуклеарной [Павловский, 1962], прогеосинклинальной [Шуркин, Митрофанов, 1969], возникает первичный метаморфический слой будущих континентов гранулит-базитового состава; начинает обособляться первичная океаническая и континентальная земная кора. Этот этап становления сиалической земной коры характеризуется излияниями основных спилитовых и коматитовых лав, накоплением граувакковых толщ в обширных изометричных областях седиментации и последующим метаморфизмом и гранитизацией граувакк и основных эффузивов. В условиях маломощной сиалической коры и интенсивного теплового потока при отсутствии мощных перекрывающих осадочных

толщ процессы палингенеза и анатексиса не могут иметь места, локальные коровые магматические очаги не возникают, кислый вулканизм не развивается. Типичные формации нуклеарного (прогеосинклинального) этапа — серия Киватин Канадского щита, беломориды Балтийского щита, чарнокит-мигматитовые комплексы Прибайкалья, Алдана, Анабара. Верхняя граница этого этапа — граница архея и нижнего протерозоя, определяемая цифрой  $2600 \pm 100$  млн. лет.

В следующий этап развития земной коры происходит дальнейшая дифференциация меланократового фундамента, развиваются метаморфогенно-метасоматические процессы, формируется относительно мощный осадочный чехол, обособляются такие крупные структуры земной коры, как протоплатформы, протогеосинклинали, протогеосинклинальные трюги, зеленокаменные пояса и т.д. В этот этап, очевидно, формируется граница Конрада и земная кора приобретает четкую расслоенность.

Протоплатформы — это первые крупные ядра консолидации сиала, на которых накапливался вулканогенно-осадочный чехол. Фундаментом протоплатформ в одних случаях были "зеленокаменные ядра" прогеосинклинальной стадии (канадский тип), в других — более молодые гранито-гнейсовые складчатые комплексы протогеосинклиналей (сибирский тип). Полого залегающий протоплатформенный чехол был сложен вулканитами основного состава, кварцито-сланцевыми и конгломератовыми толщами, а также в значительной мере карбонатными и хемогенными осадками (гуронская серия Канадского щита, ятулийский комплекс Карелии, удоканская серия Алдана, серии Доминион-Гиф и Витватерсранд в Южной Африке и др.). Магматические формации протоплатформ характеризовались проявлением гипабиссальных интрузий основных магм, частичным проявлением процессов реоморфической мобилизации фундамента с формированием локальных гранито-гнейсовых куполов. Развитие протоплатформенных структур началось на границе архея и нижнего протерозоя ( $2600 \pm 100$  млн. лет) и продолжалось в отдельных регионах (Балтийский щит) до среднего протерозоя ( $1800 \pm 100$  млн. лет).

Протогеосинклинальные структуры были первыми в истории Земли линейными системами складчатых структур, которые разделяли относительно стабильные блоки сиалической коры. Геологические формации протогеосинклиналей — это мощные толщи основных лав спилито-диабазовой, кератофиро-спилитовой формации и железисто-кремнистые осадки джеспилитового типа. Как указывают К.И. Шуркин и Ф.П. Митрофанов [1969], *в протогеосинклинальный этап впервые в геологической истории появляются кислые эффузивы, образующие характерную для докембрийских прогибов континентального типа лептитовую формацию (гимольская, оленегорская, криворожская серии Балтийского и Украинского щитов, свита Соснового Байца в Восточном Саяне, сарминская и нюрундуканская серии в Прибайкалье и др.).*

Образование мощной, относительно гомогенной сиалической оболочки создало благоприятные условия для процессов регионального метаморфизма, анатексиса, палингенеза, а это, в свою очередь, привело к

образованию гранито-метаморфического слоя и наступлению собственно "гранитной", по Г.А Кельману [Кельман, Панек, 1979], стадии развития земной коры.

От начальной аортозитовой и до гранитной стадии развития земной коры прошло не менее 2,5 млрд. лет (от 4,2 до 1,8 млрд.). Однако гранитной стадией или формированием гранито-метаморфического слоя еще не закончилось окончательное становление в докембрии континентальной земной коры. Начало среднего протерозоя ( $1900 \pm 100$  млн. лет) "характеризовалось господством платформенных условий на большей части площади современных континентов" [Хаин, 1968, с. 31]. Однако уже на рубеже 1700—1800 млн. лет наступает качественно новый этап в развитии земной коры — *этап тектоно-магматической активизации досреднепротерозойских кратонов и платформ*. Этот этап проявился почти одновременно на всех континентах и охватил отрезок времени от  $1900 \pm 100$  до  $1600 \pm 50$  млн. лет. Тектонический режим этого этапа, наступивший непосредственно после таких особых докембрийских режимов, как протогеосинклинальный и протоплатформенный, также отличался значительным своеобразием. По аналогии с этими режимами, отличающимися от сходных фанерозойских тектонических режимов, для структур докембрийской активизации щитов и платформ В.И. Казанский предложил удачное название "протоактивизации" [Казанский, 1972], а В.И. Смирнов и В.И. Казанский сформулировали определение "протоактивизации" как "крупной перестройки древних платформ на границе раннего и среднего протерозоя, когда архейский цоколь, расчлененный мощными разломами, испытал интенсивные блоковые перемещения, сопровождающиеся повторным метаморфизмом, внедрением разнообразных по составу интрузий и интенсивным эндогенным рудообразованием" [Казанский, 1972, с. 166]. Области протоактивизации — самостоятельные металлогенические провинции, в которых основное значение имеют зоны редкометальных метасоматических blastsмилонитов, ураноносных милонитов и катаклазитов, а также золотоносные диафториты.

Позднепротерозойский этап развития протоплатформенных блоков земной коры характеризовался очень напряженным тектоническим и магматическим режимами. Андезит-дацит-риолитовые формации образовывались одновременно с мощными терригенными молассоидными формациями в условиях контрастного горного рельефа, что сближало процесс их образования с режимом орогенных областей. Магматизм этого этапа дал широкий спектр формаций преимущественно кислого состава от глубинных батолитообразных интрузий и гранитов рапакиви до гипабиссальных и субвулканических тел. Гранитоидный магматизм сопровождался многоэтапным полифациальным и разнотипным метаморфизмом. Все эти особенности позднесреднепротерозойского этапа развития протоплатформ противоречат определению его тектонической сущности в качестве "этапа стабилизации древних платформ". Наоборот, столь напряженная тектоно-магматическая обстановка свойственна областям тектоно-магматической активизации, и поэтому этот временной отрезок развития земной коры следует называть этапом тектоно-магматической активизации досреднепротерозойских про-

топлатформ и кратонов [Бухаров, 1973, 1974, 1976] или, как это было предложено В.И. Казанским, "протоактивизацией".

Своеобразные формы проявления магматизма, характерные для структур тектоно-магматической активизации, — вулcano-плутонические пояса, формирующиеся в тесной связи с зонами глубинных разломов и представляющие собой наложенные планетарные (трансконтинентальные) структуры земной коры.

В среднепротерозойском развитии Северо-Азиатского кратона нами выделен протяженный (сибирский) Восточно-Сибирский вулcano-плутонический пояс [Бухаров, 1973, 1976], состоящий из нескольких ветвей: Енисейской, Прибайкальской, Присянской, Патомской, Учуро-Майской. Тектонотипом интракратальных вулcano-плутонических поясов зон интракратонной протоактивизации является среднепротерозойский Прибайкальский вулканический пояс.

К формациям протоактивизированных областей на юге Балтийского щита и Скандинавского полуострова должен быть отнесен так называемый субиотнийский комплекс пород или комплекс хогландия—иотния, выделенный А.А. Полкановым.

На Украинском щите, на наш взгляд, структуры протоактивизации отражены формированием осницкой серии, пугачевской свиты на западе щита, Коростенским, Корсунь-Новомиргородским габбро-гранитными комплексами и рапакивиобразными плутонами в Западном, Центральном и Ингульском районах. Возможно, в эпоху протоактивизации формировались также Анатолийские граниты Приазовья, как и другие граниты-рапакиви Русской платформы (Рижский плутон, Кировоградский, Бердяшский на Урале и др.). Полным аналогом аитканской серии Прибайкалья, на наш взгляд, являются кварцевые порфиры, подстилающие овручскую серию и развитые в районе с. Рудня Переброды, описанные Ю.И. Половинкиной.

На Канадском щите вулcanoгенно-осадочные отложения протоактивизированных зон распространены в составе эфебия (серии Кивино, Дабаунт, Атабаска, Копермайн, Камерон, Эт-Тен и др.). На Австралийском континенте это вулканы группы Скратон, Эдит Ривер, Уайтуотер, Арджилла, Лейхардт, объединяемые в карпентарийскую систему. На Африканском щите — серия Трансвааль. В пределах Гвинейско-Либерийского щита — серия Рокел, порфиры свиты Марунгу и т.д.

В последние годы в результате широкого изучения разновозрастных вулcanoгенных формаций и их металлогении в различных геологических структурах Земли резко изменились представления о связи месторождений с вулканизмом. Долгое время господствовали идеи о генетической связи таких металлов, как золото, серебро, свинец, медь, олово и др., лишь с интрузивными образованиями, и поэтому вулcanoгенные комплексы оставались металлогенически слабо изученными. Представления о связи рудных месторождений с вулcanoгенными формациями получили особенно большое развитие после открытия крупных месторождений в пределах вулканических поясов. Показательным металлом в этом отношении является золото. Значительное место в промышленном балансе в настоящее время занимают низкотемператур-

ные (эпитермальные) месторождения золота и серебра вулканических поясов Северо-Востока и Дальнего Востока, СССР, Японии.

Типовыми (классическими) вулканогенными месторождениями золота являются месторождения Гольдфилд, Аврора, Раунд Маунтейн, Ярбридж (штат Невада, США), Куроко (Япония), Родальквилляр (Испания). Эти месторождения формировались непосредственно в связи с вулканизмом киммерийско-альпийской эпохи. Однако известны эпитермальные месторождения золота и докембрийского возраста: в Северной Каролине (США), в районе озер Берч-Учи в Онтарио (Северная Америка), месторождение Барбертон (Южная Африка).

Н.А. Шило [1967] приводит следующие данные по распределению мировой добычи золота (в %) по эпохам на 1974 г. (исключая Советский Союз): докембрийские месторождения — 62,4, палеозойские — 6,7, мезозойские — 30,9. В Советском Союзе распределение добычи золота по эпохам иное: докембрийские — 18, палеозойские — 40, мезокайнозойские — 42. Эти цифры свидетельствуют о чрезвычайно широкой золотонности докембрийских образований, но слабой поисковой изученности докембрия на золото в нашей стране.

В настоящее время вращая основными поставщиками металлов являются вулканические пояса фанерозоя, и главным образом мезокайнозоя. Существует мнение о преимущественном развитии эпитермальных месторождений золота, гидротермальных месторождений урана, олова и других металлов в неохроне и об отсутствии их в докембрии. Это мнение связано с представлениями о глубоком метаморфизме докембрийских образований, в процессе которого происходят вынос и рассеяние рудных компонентов. Кроме того, отсутствие эпитермального рудогенеза определяется особенностями докембрийского гидротермального процесса и взаимодействия гидротермального флюида с протоатмосферой, компонентный состав которой был отличен от атмосферы неохрона.

Нам представляется, что эпитермальные месторождения, пока не установленные в раннем докембрии, возможно, и не могли возникать до образования (до "проявления") рудогенерирующих геологических формаций. Одной из таких формаций является континентальная базальт-андезит-риолитовая дифференцированная группа вулканогенных образований, впервые появившаяся в значительных объемах в истории Земли в среднем протерозое. Эта весьма продуктивная формация реализовывалась в геотектонических структурах вулканических поясов, аналогичных по развитию молодым вулканическим поясам Тихоокеанского кольца. Если до сих пор эпитермальные вулканогенные золотые месторождения, столь характерные для Тихоокеанского и частично Средиземноморского сегмента земной коры, для докембрия считались нехарактерными, то лишь потому, что докембрийские вулканические пояса были выявлены лишь недавно, хотя золотые месторождения в докембрийских зеленосланцевых эвгеосинклинальных и флишоидных миогеосинклинальных структурах были общеизвестны. В тех особых структурно-фациальных зонах, где докембрийские образования сохранились от воздействия метаморфической переработки и гранитизации, а такие участки существуют в

докембрии различных районов мира, мы можем ожидать самые различные типы гидротермальных месторождений.

Прибайкальский краевой вулканический пояс среднего протерозоя по набору магматических и терригенных формаций и по структурному положению представляет собой тектоно-магматическую структуру, во многом аналогичную молодым вулканическим поясам типа палеозойского Казахстанского, мезозойских Западно-Забайкальского и Охотско-Чукотского. Следовательно, и металлогенические особенности докембрийского Прибайкальского пояса должны быть во многом сходны с металлогенией молодых вулканических поясов.

Многочисленные минерализованные зоны, наблюдаемые в различных вулканогенных и вулканогенно-осадочных формациях Прибайкальского пояса, позволяют установить следующую общую схему размещения типов руд. В гранитно-метаморфическом фундаменте пояса известны редкометалльные зоны, олово-вольфрамовые и висмутовые проявления. Зеленосланцевые толщи фундамента являются золотоносными. Медные проявления установлены как в зеленосланцевых образованиях фундамента, так и в вулканогенно-терригенных фациях вулканогенных комплексов. Гидротермальные проявления некоторых элементов размещаются в вулкано-терригенных эффузивных фациях андезито-дацитов начальных этапов формирования пояса, а также связаны с экструзивными и жерловыми фациями кислых лав. С зонами разломов, пересекающих околожерловые фации, связаны проявления полиметаллов, вольфрама (шеелит), золота, серебра. Близжерловые образования вторичных кварцитов и пропилитов минерализованы медью, полиметаллами, мышьяком, золотом, редкими металлами. Гранит-порфиры, граносиенит-порфиры периферических очагов несут оловянную, золотую, флюоритовую минерализации.

Таким образом, имеющиеся сейчас хотя и немногочисленные материалы по геологии и металлогении Прибайкальского вулканического пояса и сравнение металлогенических особенностей пояса с другими вулканогенами земного шара позволяют прогнозировать в пределах пояса открытие месторождений эпитермального типа. В настоящее время имеются лишь единичные сведения о месторождениях эпитермальных руд в докембрии, поэтому детали строения подобных месторождений, типы руд и рудных формаций, минеральные ассоциации, параметры рудных тел и другие свойства и характеристики еще неизвестны. И следовательно, нам трудно в настоящее время определенно назвать рудные формации, с которыми мы можем встретиться при поисках эпитермальных месторождений в докембрийских вулканитах. Будут ли это только золото-сульфидно-кварцевые руды, либо в них могут преобладать кварцевые метасоматиты, либо это будут золото-полиметаллические формации. Ясно лишь, что поиски золотого оруденения необходимо производить в комплексе на такие перспективные для этого типа месторождений компоненты, как свинец, цинк, медь, вольфрам, олово, редкие металлы, которые могут находиться вне генетической связи с золотом.

Определенно можно сказать, что вряд ли мы можем среди докембрийских руд встретить ассоциации золота с адуляром, алунита-

ми, ртутью. Скорее всего, могут быть встречены минеральные парагенезисы, составляющие золото-пирит-арсенопиритовую, золото-барит-полиметаллическую, золото-сульфидно-кварцевую, золото-сульфидно-турмалиновую, золото-медно-баритовую формации, и в этом отношении месторождения будут переходными между мезотермальным и эпитермальным типом. При поисках докембрийских близповерхностных месторождений золота этих типов мы можем встретиться и с совершенно новыми, неизвестными в неохроне типами руд, рудных формаций, минеральных парагенезисов и т.д.

Подводя итоги, можно сделать следующий вывод.

Эпитермальные (близповерхностные) месторождения золота и других металлов, неизвестные в раннем докембрии, не могли возникать до того времени, пока не были проявлены рудогенерирующие геологические формации. Одной из таких формаций является континентальная базальт-андезит-риолитовая дифференцированная группа вулканогенных образований, впервые проявившаяся в значительных объемах в истории Земли в среднем протерозое. Эта весьма продуктивная формация реализовалась в этап протоактивизации в геотектонических структурах вулканических поясов, аналогичных по развитию молодым вулканическим поясам Тихоокеанского кольца. В настоящее время имеется достаточно данных для теоретического обоснования и разработки конкретных рекомендаций для детальных поисков в вулканических поясах областей протоактивизации докембрия таких полезных ископаемых, как золото, серебро, олово, редкие элементы, медь, висмут, ртуть, вольфрам и др.

## Л и т е р а т у р а

*Бухаров А. А.* Геологическое строение Северо-Байкальского краевого вулканического пояса. Новосибирск: Наука, 1973. 139 с.

*Бухаров А. А.* Среднепротерозойские вулканогенные формации в истории Земли. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1974, с. 99—108 (Тр. I Всесоюз. палеовулканол. симпоз.)

*Бухаров А. А.* Позднесреднепротерозойский вулканизм древних платформ. — В кн.: Вулканизм докембрия. Петрозаводск, 1976, с. 83—91. (Материалы II Всесоюз. палеовулканол. симпоз.)

*Казанский В. И.* Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М.: Недра, 1972. 240 с.

*Кейльман Г. А., Панек С. Г.* Проблема планетарной корообразующей гранитизации. — В кн.: Геология метаморфических комплексов. Свердловск: Урал. Политехн. ин-т, 1979, вып. VII, с. 3—13.

*Павловский Е. В.* О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. — В кн.: Геология и петрология докембрия. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 77—108.

*Хаин В. Е.* Об основных тенденциях в развитии земной коры. — Вестн. МГУ. Сер. 4, 1968, N 1, с. 25—40.

*Шило Н. А., Сидоров А. А.* Главнейшие черты золотого и золото-серебряного оруденения Восточно-Азиатских вулканогенных поясов. — В кн.: Проблемы металлогении Советского Дальнего Востока. М.: Наука, 1967, с. 80—93.

*Шуркин К. А., Митрофанов Ф. П.* Магматизм в истории развития нижнего докембрия (на примере докембрия Северо-Запада СССР и Восточной Сибири). — В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М.: Наука, 1969, с. 8—26.

## НИЖНИЙ АРХЕЙ КАК ВУЛКАНОГЕННАЯ ТОЛЩА

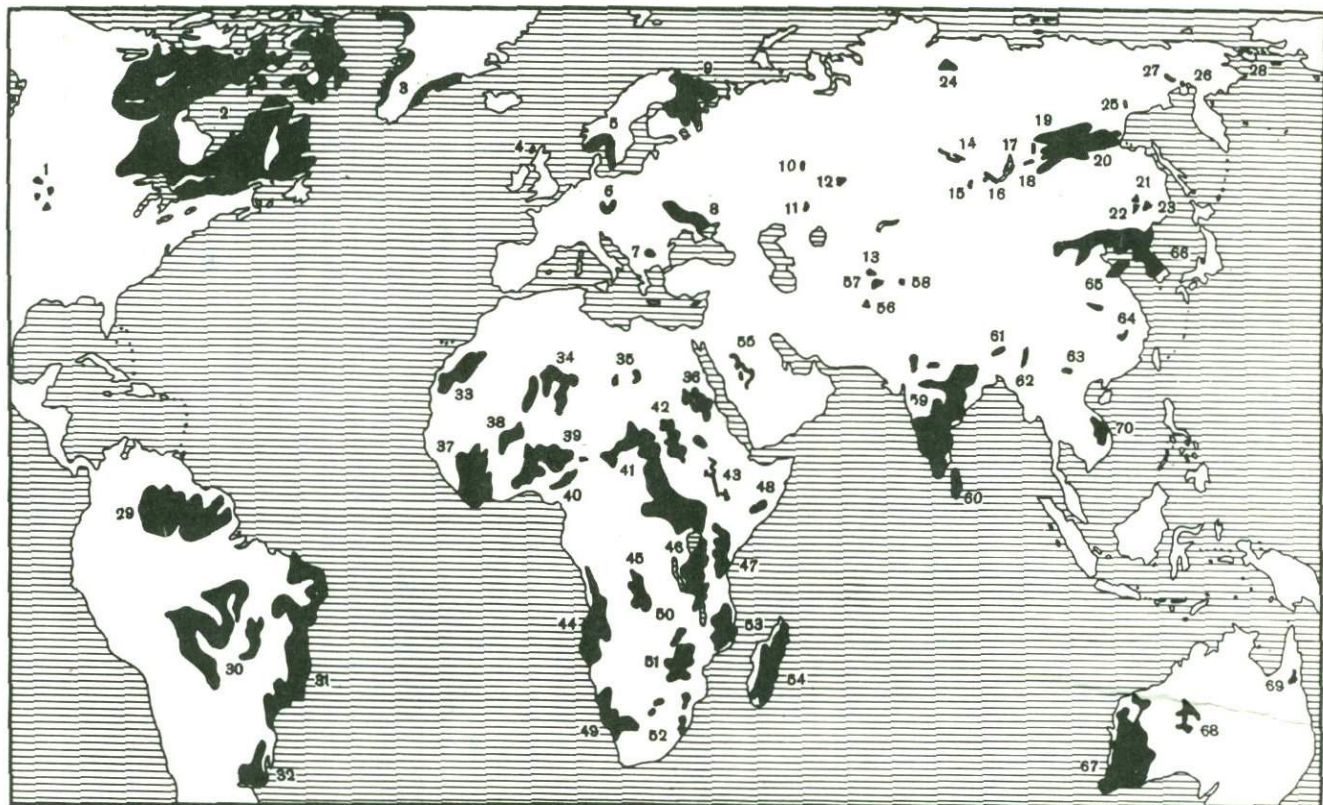
До сих пор не достигнуто единство в понимании термина "нижний архей". Поэтому вначале определим его. Древнейшие отложения Лаврентьевской стратотипической области архея значительно переработаны. В связи с этим серию Гренвилл нередко относят по радиометрическим данным к различным частям протерозоя, что противоречит геологическим данным (М. Уилсон, Л.И. Салоп и др.). Ввиду переработанности серии Гренвилл в качестве эталона нижнего архея принят великолепно обнаженный разрез алданской серии (комплекса) по р. Тимптон, известный со времени исследований Д.С. Коржинского. Проведено детальное изучение этого разреза и дано его монографическое описание [Черкасов, 1979]. Соответствующее глобальное подразделение названо Ю.А. Косыгиным и его соавторами алданием [Карта..., 1972].

Основная трудность архейской геологии — в идентификации и корреляции алдания удаленных друг от друга регионов и континентов. Древнейшие толщи неоднократно подвергались тектоно-магматическим активизациям, что привело к нарушению изотопных равновесий. Радиологическое изучение этих толщ не решило однозначно проблему их распознавания и корреляции. В главных регионах возраст алдания существенно пересматривался несколько раз в интервале 1,5—4,5 млрд. лет. Ныне для них имеется два-три варианта такого возраста. Поэтому усилился интерес к комплексным методам корреляции при ведущем значении геологических критериев.

Главный диагностический и корреляционный признак алдания — широкая (многие десятки — первые сотни километров) высокотемпературная метаморфическая зональность. Образования амфиболитовой и гранулитовой фаций не только согласно залегают одно на другом (вертикальная зональность), но и взаимно сменяются по стратиграфической горизонтали (горизонтальная зональность). В посталданийских отложениях, начиная с верхнего архея, ширина высокотемпературных зон составляет чаще несколько километров и, как правило, не превышает 30—50 км.

В разных регионах автор отнес к алданию, с одной стороны, выходы толщ шириной более 30—50 км, метаморфизованные в одной высокотемпературной фации или субфации, и с другой — выходы с широкой зональностью. На континентах алданий представлен 70 основными выходами (рис. 1), занимающими на поверхности 1/10, а на глубине — 9/10 их площади.

Длительное время считалось, что стратоны алдания не меняют по латерали свой состав и в связи с этим не имеют первичных латеральных ограничений. На картах свиты изображались либо погружающимися одна под другую, либо имеющими вторичные латеральные границы (эрозионные или дизъюнктивные). Мощность алдания поэтому обычно завывшалась, вплоть до 60—80 км. При изучении стратотипического



региона на основе структурного подхода обнаружена структурно-фациальная зональность нескольких рангов (рис. 2, 3). Оказалось, что обнаженная мощность алдания не превышает 7—10 км [Черкасов, 1979]. Стратиграфические горизонты объединяют по латерали разновозрастные свиты (как разнофациальные, так и петрографически однотипные), а алданий объединяет таким же образом серии.

Для объяснения происхождения алдания предложены разные гипотезы: суперкрустальные (вулканогенная, терригенная и др.) и интракрустальные (плутоногенная и др.). Согласно первой группе гипотез стратиграфическое расчленение алдания в принципе разумно, а с точки зрения второй группы — оно целиком или в значительной мере лишено смысла.

При исследовании глобальной эволюции порообразования начальный период геологической истории рассматривается нередко как время максимального проявления вулканической активности (А.П. Павлов, Н.М. Страхов, А.Б. Ронов и др.). При изучении же отдельных регионов стала обычной терригенная гипотеза. Оригинальная разновидность последней принадлежит Н.В. Фроловой: образование алдания связано с размывом первичного базальта. Достижением здесь является отказ от идеи мощных кварцевых песчаников, которые невозможно получить из базальта, допущение гидрохимического осаждения кремнезема, преобразованного затем в кварциты. Однако средний состав алдания ближе к гранодиориту, чем к базиту; кроме того, выходы первичного базальта нигде не обнаружены.

В.П. Кирилюк рассматривает образование алдания как золотое накопление толщ при отсутствии водного бассейна. Здесь возникают трудности с объяснением тонкой слоистости парапород и фациальной зональности алдания. Однако этот вариант терригенной гипотезы может оказаться плодотворным при объяснении доархейского этапа эволюции стратисферы, когда до начала интенсивного вулканизма и, следовательно, при отсутствии гидросферы она могла образовываться золотым путем за счет первозданной (догеологической) коры.

Согласно Б.Я. Хоревой и др., алданий целиком состоит из плутоногенных формаций (при этом остается неясным происхождение кварцитов и мраморов); по В.И. Кицулу и др., интракрустальными

Рис. 1. Основные выходы алдания

1 — Центральные и Южные Скалистых гор; 2 — Канадский; 3 — Гренландский; 4 — Эриа; 5 — Южно-Скандинавский; 6 — Богемский; 7 — Родопский; 8 — Украинский; 9 — Кольско-Карельский; 10 — Тараташский; 11 — Мугоджарский; 12 — Кокчетавский; 13 — Южно-Тяньшаньский; 14 — Енисейский; 15 — Сангиленский; 16 — Восточно-Саянский; 17 — Байкальский; 18 — Амалатский; 19 — Муйский; 20 — Алдано-Становой; 21 — Феншуйлинский; 22 — Кентейский; 23 — Ханкайский; 24 — Анабарский; 25 — Охотский; 26 — Тайгоносский; 27 — Омолонский; 28 — Чукотский; 29 — Гвианский; 30 — Центрально-Бразильский; 31 — Восточно-Бразильский; 32 — Уругвайский; 33 — Регибат; 34 — Туарегский; 35 — Восточно-Сахарский; 36 — Восточно-Суданский; 37 — Либерийский; 38 — Эбурнейский; 39 — Нигерийский; 40 — Джос; 41 — Центрально-Африканский; 42 — Верхненильский; 43 — Эфиопский; 44 — Ангольский; 45 — Касаи; 46 — Танганьикский; 47 — Кенийский; 48 — Сомалийский; 49 — Бушменский; 50 — Замбийский; 51 — Зимбабве; 52 — Трансваальский; 53 — Мозамбикский; 54 — Мадагаскарский; 55 — Аравийский; 56 — Кабульский; 57 — Памирский; 58 — Таримский; 59 — Индийский; 60 — Шриланкийский; 61 — Шиллонгский; 62 — Бирманский; 63 — Южно-Китайский; 64 — Катэйзия; 65 — Сино-Корейский; 66 — Хида; 67 — Западно-Австралийский; 68 — Масгрейв; 69 — Джоржтаун; 70 — Контумский. За пределами схемы остался Антарктический выход

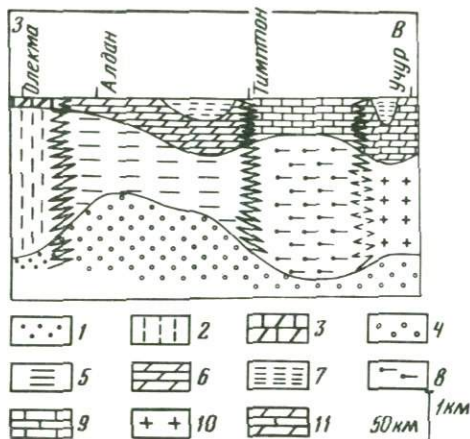


Рис. 2. Схема главных фациальных взаимоотношений внутри алдана Южной Якутии

1—3 — становаая (?) серия, свиты: 1 — нелюкинская (?), 2 — олкминская; 3 — тунгурчинская; 4—11 — алданская серия, свиты: 4 — Иенгрская, 5 — тимптонская, 6 — Федоровская, 7 — Ыллымахская, 8 — кюриканская (?), 9 — желтулинская, 10 — геханская, 11 — мугусканская



Рис. 3. Древнейшие фемические зоны среднего ранга и связанные с ними полихронные минерогенические районы

1—2 — алданий: 1 — фемические зоны среднего ранга, в том числе закрытые посталданскими образованиями (А — Томмотская, Б — Якокутская, В — Ыллымахская, Г — Леглиерская, Д — Оюмракская, Е — Алгоминская), 2 — салических зоны среднего ранга, в том числе закрытые посталданскими образованиями; 3 — границы крупных фациальных зон (I — Нимнырская фемическая, II — Желтулинская салическая, III — Гилуйская салическая, IV — Верхне-Амурская фемическая); 4 — посталданские образования (рифей-фанерозойский платформенный чехол Алданского щита и геосинклинально-складчатый чехол Монголо-Охотской системы, позднерельские и мезозойские плутоны Становика), мелкие выходы не показаны; 5 — границы фациальных зон среднего ранга и посталданских образований; 6 — мезозойские разломы (зоны активизации Алданского щита и Станового хребтов), 7 — полихронные минерогенические районы, связанные с фемическими зонами среднего ранга; 8 — хрусталеносные районы, связанные с салическими зонами среднего ранга

являются только низы алдания; С. П. Коноплеву принадлежит гипотеза об интрузивно-магматическом образовании основных сланцев и гнейсов, насыщающих главным образом среднюю часть обнаженного алдания. В. В. Жданов рассматривает древнейшие метаморфические комплексы как метасоматические колонки, отдельные зоны которых являются самостоятельными формациями. Хотя в этой концепции отражен ряд интересных данных о метасоматическом расслоении, аналогичном региональной метаморфической зональности, она не объясняет первично-го происхождения пород алдания, на которые наложены метаморфизм и метасоматоз.

Трудности в решении проблемы генезиса алдания вызваны особенностями кристаллических толщ. Дометаморфические минералы и петрографические структуры в них полностью или почти полностью утрачены. Генетическая интерпретация реликтов далеко не всегда однозначна. Например, округлая форма аксессуариев нередко считается показателем окатанности при терригенных процессах. Но она может быть и показателем оплавленности или окатанности при подводном размыве. Региональный метаморфизм и гранитизация вызывали не только конвергенцию признаков пород разного генезиса, но и сопровождалась образованием сложной складчатости, течением толщ, утонением и разлизованием слоев, избирательным изменением химического состава. Поэтому при генетических реконструкциях особое значение приобретает тектонический подход: исследование наиболее устойчивых при метаморфических трансформациях крупных и гигантских геологических тел, их структуры и формы.

Вулканогенная (точнее хемогенно-вулканогенная) гипотеза может объяснить следующую совокупность данных по геологии алдания: 1) отсутствие следов значительных размывов, т.е. региональных структурных несогласий; 2) отсутствие следов связи фациальных зон разных рангов с надводными областями размыва; 3) перекрестный тип фациальной зональности (см. рис. 3); 4) первично-линзовидную форму петрографических тел; 5) латеральную устойчивость подразделений, насыщенных парапородами (мраморами, кварцитами и др.) и значительную изменчивость в случае их отсутствия; 6) бедность первично-карбонатными породами (1% от объема алдания); 7) высокую степень метаморфизма. Последней соответствует высокий температурный градиент, который составлял в алдании, вероятно, 120—160° С/км [Черкасов, 1980]. Такой градиент обычен в современных вулканических областях. В пользу вулканического происхождения алдания говорит и тот факт, что верхний архей (киватиний), нередко слабо- или неметаморфизованный, имеет в большинстве выходов достоверный вулканический генезис.

В соответствии с вулканогенной гипотезой алданий состоит на 3/4 из метавулканитов, а возникновение остальных пород тесно связано с подводным вулканизмом. Последний поставлял материал как для хемогенных пород, так и для туффитов и кор подводного выветривания. В алданийское время терригенное породообразование, скорее всего, лишь зарождалось путем надводного размыва мелких поднятий. Проблематичные терригенные образования, например метаконгломе-

Таблица  
Региональные стратоны, формации и реконструированный  
формационный ряд алданий Южной Якутии

Межрегиональные стратоны (надгоризонты)	Региональные стратоны (горизонты) и их мощность в обнаженной части	Распределение руководящих пород в обнаженной части, %		Части алдания и стратиграфическая их мощность
		крем-нистых *	карбо-натных **	
Верхний ("карбонатный") алданий	-	-	-	Эродированная часть, 5-6 км
	Ыллымахский < 0,8 км	< 1	2-5	
	Желтулинский регионально-маркирующий, 1-1,5 км	0	90-95	Обнаженная часть, 7-10 км
Нижний ("бескарбонатный") алданий	Тимптонский, 3-5 км	1	3-5	
	Иенгрский регионально-маркирующий, < 2,5 км	> 98	1	
	-	-	-	Невскрытая часть, 3-5 км

\* Различные кварциты и гнейсово-кварциты; \*\* мраморы, кальцифиры, диопсидовые диопсидовые породы; \*\*\* формационный ряд фанерозойских эвгеосинклиналей дан в

7044

Вертикальные метаморфические зоны	Вещественные типы формаций	Генетические типы формаций	Эволюция тектонического режима	Аналоги в эвгеосинклинальных формационных рядах фанерозоя ***		
Неметаморфическая	Вулканитовая, частично "сланцевая"	Вулканогенная	Общая инверсия	Базальты межгорных впадин (терригенные толщи)		
				Зеленосланцевая	"Сланцево-кремнистая"	Вулканогенно-хемогенная
Эпидиотамфиболовая	"Гнейсовая"	Вулканогенная	Частная инверсия	(Терригенные толщи)		
				Амфиболовая	"Мраморно-гнейсовая"	Хемогенно-вулканогенная
Гранулитовая	"Гнейсовая"	Вулканогенная	Частная инверсия (?)		(Терригенные толщи)	
				"Гнейсово-кварцитовая"	Вулканогенно-хемогенная	Верхи спилито-керато-фировой формации
						Яшмовая формация или субформация
"Гнейсовая"	Вулканогенная	Спилито-кератофи-ровая формация или ее низы				

плагиосланцы, плагиогнейсы, диопсид-скаполитовые сланцы, пластообразные  
 основном по В.Е. Хаину (1964). В алдании, вероятно, нет аналогов терригенных толщ.

раты верховья р. Алдан (по Е.А. Кулишу), занимают незначительную часть алдания. Подводный (нетерригенный) размыв, если судить по количеству высокоглиноземистых гнейсов, был распространен довольно широко. Возможно, округлые зерна акцессориев в кварцитах окатаны при перемыве кремнистых отложений. Во всяком случае, неметаморфизованные яшмы содержат, по данным Н.С. Шатского и др., прослой кварцевых песчаников.

На основе петростратиграфических карт начато составление палеовулканических схем алдания, на которых отражаются тела покровного комплекса: металавы (основные и ультраосновные сланды), метатифы (гиперстеновые, гранатовые, биотитовые и др. гнейсы), метатифиты (высокоглиноземистые гнейсы), а также метаяшмы (кварциты, итабириты и т.д.). Показ тел комплекса подводящих каналов затруднен, ибо последние вместе с вулканическими аппаратами при метаморфизме подверглись раздавливанию, разлинзованию и последующей гранитизации.

Любая серия алдания — это формационный ряд (см. таблицу). Выявление симметричности в строении сохранившейся части формационного ряда позволило реконструировать его в целом [Черкасов, 1980]. Первоначально формационный ряд состоял из семи формаций, из которых ныне обнажены четыре, а верхние две полностью эродированы. В этом ряду нечетные формации являются вулканогенными, а четные — вулканогенно-хемогенными (см. таблицу). По многим признакам алданиды близки к эвгеосинклинальным образованиям посталдания. Пологость крыльев крупных и гигантских структур, их явная перекрестность (округло-крестовидный план-узор), широкая метаморфическая зональность, отличающие алданийские образования от последующих, связаны с громадными размерами раннеархейского бассейна (вероятная панэвгеосинклиналь).

Алданий состоит из фемических и салических структурно-фациальных зон разных рангов — от локальных (шириной несколько километров) до глобальных (шириной 4—6 тыс. км). К последним относятся фемические негативные пояса (субмеридиональные Трансафриканский и Трансамериканский, субширотный Экваториальный) и восемь субизометричных салических позитивных зон. Наибольшее влияние на минерагению имеют фемические зоны среднего ранга (шириной 30—50 км), являющиеся одновременно синклиниями и крупными разломами [Черкасов, 1982]. При благоприятном сочетании зон более высокого ранга фемические синклинии контролируют размещение нижнеархейских метаморфических месторождений, тесно связанных с вулканизмом (магнетит, графит, апатит, силлиманит и др.), плутонических месторождений (титаномагнетит, апатит и др.). Они оказывали значительное влияние на последующую минерагению: в них локализованы верхнеархейские месторождения формации магнезиальных скарнов (флогопит, магнетит, бораты, апатит) и др.; в них и над ними в платформенных и геосинклинальных чехлах размещаются протерозойские и фанерозойские магматические и гидротермальные месторождения (золото, медь, радиоактивное сырье, хромиты, алмазы и др.). На схеме (см. рис. 3), охватывающей разные геологические регионы,

имеется 16 перекрестий фемических зон, к которым приурочены 16 минарагенических районов, в большинстве своем полихронных. Саллические антиклинории много беднее (месторождения пьезокварца и др.).

В последнее время во многих геосинклиналино-складчатых областях и на смежных платформах выявлены крупные поперечные разломы, играющие важную роль в локализации оруденения: антикавказские, антипамирские, антисихоталинские и др. Они не укладываются в представление о простой линейной структуре геосинклиналей. Проблема природы и возраста этих разломов до сих пор дискуссионна. В первом приближении это, на наш взгляд, активизированные древнейшие разломы — дизъюнктивные структуры фемических зон среднего ранга. Причем часть сети фемических зон находит отражение в виде продольных разломов, придающих геосинклиналиям ярко выраженную линейность. Другая часть отражается в виде скрытых поперечных разломов.

### Л и т е р а т у р а

Карта тектоники докембрия континентов. М-6 1:15000000. Объяснительная записка/ Под ред. Ю.А. Косыгина, А.К. Башарина, Н.А. Берзина и др. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1972. 92 с.

Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1964. 479 с.

Черкасов Р.Ф. Архей Алданского щита. М.: Наука, 1979. 160 с.

Черкасов Р.Ф. Алданский архей как мегаритм. — В кн.: Структура геологических формаций. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980, с. 62—71.

Черкасов Р.Ф. Древнейшие фемические зоны как концентраторы оруденения. — Тихоокеан. геология, 1982, N 1, с. 112—115.

УДК 551.2.03:551.71(477)

*Э.А. Никулина*

### ТИПИЗАЦИЯ МАГМАТОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Специфике, месту и значению первичномагматических пород в составе чарнокитовых и биотит-гранатовых мигматитовых комплексов Украинского щита (УЩ) уделялось внимание неоднократно. Своеобразие петрохимических черт метабазитов Побужья и Приазовья позволило И.С. Усенко еще в ранних работах [1960, 1962] отнести их к метаморфизованным эквивалентам архейских основных недифференцированных лав. Позднее эти представления не развивались. Обнаружение и изучение более крупных хромитоносных залежей основных — ультраосновных пород, напротив, способствовало укреплению актуалистических концепций (геосинклиналей, тектоники плит) при формационной идентификации нижнедокембрийских образований щита. Помимо выделяемых прежде — базальтоидной [Усенко, 1958] и кератофиро-спилитовой формаций [Половинкина, 1967], появляются габбро-перидотитовая [Фомін та ін., 1971а; Усенко и др., 1974], затем

гипербазитовая [Фомин и др., 1971б; Каневский, 1979] формации, рассматриваемые иногда в составе офиолитовых ассоциаций архея [Усенко, 1956] или архея и раннего протерозоя [Наливкина, 1977].

Приводимые критерии расчленения указанных формаций (главным образом геохимические и петрохимические) не объясняют, однако, многих сторон пространственно-временных и вещественно-генетических взаимоотношений пород гранулит-мигматитовых комплексов. В свою очередь, выделяемые геологами Львова [Вопросы теории..., 1981 и др.] пространственно-парагенетические образования — метаморфические, плутонические и смешанные (плутоно-метаморфические) формации вне связи с генезисом пород также не находят широкого признания, тем более метаморфизованные породы основного и ультраосновного состава занимают в них ничтожно малое место.

Модель коматитового вулканизма, предусматривающая неповторимую обстановку его проявления, в последнее время заполонившая умы, заставила геологов, работающих на Украине, вновь обратиться к ранним представлениям. Сопоставлению с коматитами подвергаются комплексы древнейшего основания УЩ, претерпевшие ареальный метаморфизм гранулитовой и более низких фаций [Абрамович, Дворкина, 1974; Никулина, 1978; Фомин и др., 1980; Данилович, 1981; Сиворонов и др., 1981; Усенко и др., 1982; Струева, 1983]. При этом согласованных выводов все же не получилось.

Создавшееся положение свидетельствует о существовании серьезных методологических пробелов в разработке критериев формационного расчленения метаморфизованных образований, особо ответственных за воссоздание геологической истории формирования земной коры и, в частности, древнейшего магматизма. Для успешного решения подобных проблем требуется комплексный подход к исследованию как структуры, так и вещества в их динамике и развитии [Елисеев, 1983]. Это дело недалекого будущего, но уже сейчас можно отметить некоторые принципиальные различия (и соответственно понять ошибки) в подходе к рассматриваемой проблеме.

Правомерность выделения метаморфических формаций можно считать доказанной, причем мы склоняемся к мнению, что формация — это не просто абстракция, "инструмент исследования, эмпирическое обобщение", а конкретное стратифицируемое геологическое тело. Выделяя геологические формации в нижнем докембрии, хотя бы сообразно определению критериев, данных на днепровпетровском совещании [Усенко и др., 1979], мы так или иначе затрагиваем способ исследования вещества в пространстве и времени. Причем, степень сближенности (уплотненности) этих параметров определяет дискретную структурную иерархию: порода—формация—формационная серия или ряд в непрерывной и необратимой истории развития.

Задачи формационного анализа метаморфизованных толщ неизбежно сталкиваются с необходимостью привлечения тех или иных моделей в целях "снятия метаморфизма". Воспроизводство первичного состава пород в значительной степени основывается, как известно, на петрохимических данных. На этой же основе построены известные классификации метаморфических пород П. Ниггли, Т. Тернера, Н.П. Се-

мененко и др. Заметно расходящиеся в литературе мнения о первичной природе гранулитов докембрия (продукты метаморфизма осадков, коматиитовых лавовых потоков, нескольких типов родоначальных магм от коматиитовой до андезитовой и даже оливиновых щелочных базальтов и т.п.) находят отклик среди ряда современных исследователей Украины [Щербаков, 1975; Закругкин, 1981; Ярошук и др., 1982], основывающихся в своих формационных построениях на прямом сопоставлении химизма тех или иных неметаморфизованных серий пород с гранулитами. При этом сторонники изохимического метаморфизма придерживаются постулата об устойчивости минеральных ассоциаций и пород в пространстве и времени.

Несостоятельность универсальной модели изохимического метаморфизма доказывалась нами прежде на материале УЩ [Никулина, 1981; Усенко и др., 1982; Яковлев и др., 1982], и, пожалуй, нет надобности еще раз подробно останавливаться на приводимых аргументах. Заметим только, что еще на уровне минералов наблюдается заметное непостоянство их состава и структуры. Колебание железистости фемических, основности—щелочности полевых шпатов устанавливается нередко в очень малых (до миллиграмма) навесках мономинеральных фракций породы, одном шлифе и даже зерне. Описываемые структуры распада, зональности, генерации минералов одного класса — прямое свидетельство флуктуаций условий образования фаз и их неравновесности, реакционные каймы и другие виды наложения одних генераций (и парагенезисов) на другие — направленной во времени последовательности их изменения при метаморфизме. Генеральная тенденция смены критических парагенезисов  $Pr+Pm \rightarrow Roq+Pm \rightarrow Gr+Bi$  отражает пути раскисления мафитов в ходе региональной коровой гранитизации. Механизм распада твердых растворов и собирательной перекристаллизации с образованием минералов и пород новых поколений описан в разных работах [Яковлев и др., 1979; Никулина, 1983]. Что касается уровня пород, то вариации их химизма внутри одного парагенетического типа, а тем более разных парагенезисов одной петрографической группы описывались исследователями нередко в весьма небольших объемах вещества, что затрудняло порой их классификацию. Ясно, что столь частая перемежаемость парагенезисов не может свидетельствовать о столь же частой смене P-T-условий образования пород. По одним данным [Дубяга, 1937; Нижний докембрий..., 1975; и др.] она доказывает разницу исходного дометаморфического состава пород, по другим [Венидиктов, 1978; Яковлев, Степченко, 1984; и др.] — геохимического режима метаморфизма.

Для классификации на уровне формаций имеют значение более крупные элементы повторяемости. Пространственно-парагенетические ассоциации пород чудново-бердичевской и эндербитовой плутоно-метаморфических формаций включают, согласно представлениям В.П. Кирилюка [Кирилюк, 1982], реликтовые метаморфические толщи кальцифир-кристаллосланцевой (тывровской свиты) и кинцигитовой (березнинской свиты) формаций. Знаменательно, что первая из них (кальцифир-кристаллосланцевая), характеризующаяся чередованием карбонатных и разнообразных пироксеносодержащих гнейсов и крис-

таллических сланцев с интервалом до десятков метров, по заключению автора, согласованному с мнением других исследователей, приурочена к ядрам синклинальных структур Верхнего Побужья и Приднестровья. Крылья этих структур сложены чудново-бердичевской (второй) формацией с реликтами кинцигитовой, которая определяется переслаиванием разновидностей гранатосодержащих гнейсов с прослоями основных кристаллических сланцев. Подобные породы на территории Среднего Побужья (синицевская свита Г.Г. Виноградова), по последним данным [Пийяр и др., 1983], также слагают крылья (антиклинальных) структур, замковые части которых образуют гиперстеновые и двупироксеновые гнейсы, кристаллические сланцы днестровско-бугской серии. При этом авторы оспаривают более низкое положение пород кинцигитовой формации, принимаемой львовской группой геологов, относительно кальцифир-кристаллосланцевой.

Руководствуясь последними соображениями, можно представить себе сводный разрез (таблица), учитывая, что между толщами Среднего и Верхнего Побужья нет перерыва (тезис И.С. Усенко и др.). Хотя детали этого разреза можно оспаривать, ограничимся пока что этими данными, тем более что он в целом совпадает с разрезами докембрийских толщ разных регионов и отражает давно известные представления о смене основных кристаллических сланцев (снизу вверх) высокоглиноземистыми и карбонатными пачками [Пап, 1983].

Особый интерес с точки зрения состава первичной коры и ее формирования в ранней истории Земли вызывает эндербитовая формация. Объем, содержание и генезис этой формации, как и возрастные соотношения ее членов, рассматривались Н.И. Безбородько, В.И. Лучицким, И.С. Усенко, И.Б. Шербаковым, Ю.Ир. Половинкиной и Э.Б. Наливкиной, группой Е.М. Лазько и другими исследователями докембрия Украины, однако до настоящего времени не прекращаются дискуссии по этим вопросам. Так, остается нерешенным: составляют ли эндербиты один петрогенетический возрастной ряд с плагиогранитами и особенно с калиевыми аплито-пегматоидными гранитами, а также биотит-микроклиновыми мигматитами или они образовались по разным субстратам одной или отличающихся серий пород (пироксеновым кристаллическим сланцам и гнейсам, лейкогранулитам); одноактны ли метаморфизм гранулитовой фации и процессы гранитообразования, или они повторялись в раннем докембрии щита, т.е. какой объем пород включать в обработку при реконструкции первичного состава плутоно-метаморфической (по терминологии львовян) формации или ряда формаций и каков механизм гранитообразования? От способа решения этих вопросов зависит корректность усреднений и балансовых расчетов состава исходя из предположения об изохимичности метаморфизма в объеме формации [Фации метаморфизма..., 1974]. Против использования вероятностно-статистических методов математической обработки при подобных обобщениях предостерегает Э.Н. Елисеев [1983]. Неопределенность в оценках состава первичной земной коры древних щитов и литосферы (коматиит-толеитовая, габбро-анортозитовая, базальт-андезитовая) вызвана аналогичными причинами. Исходным веществом эндербитовой формации (формационного ряда?) на УЩ,

Схема докембрийских формаций Побужья

Свита	Формации		Фация и субфация	
	метаморфогенные	ультраметагенные		
Сальковская	Эвлизитовая	Гранитная	Би-Ми-мигматиты, аплит-пегматоидные граниты, чарнокиты	
Хашевато-завальевская	Мрамор-офикальцитовая			
Андреевская	Кондолитовая	Плагиогранитная	Чудново-бердичевские граниты	
Кошаро-александровская	Высокоглиноземисто-кварцитовая			
Зеленолевадовская	Гипербазитовая, габбро-перидотитовая			
Березнинская (сиянцовская)	Лейкогранулитовая			
Павловская	Кинцитигитовая			
Тывровская	Железисто-гнейсовая	Эндербитовая	Виннициты	
	Кальцифир-кристалло-сланцевая			
	(двупироксеновые кристаллические сланцы)		Эндербиты	
				Двупироксен-гранулитовая субфация гранулитовой фации ( $> 900^{\circ}\text{C}$ )

например, Б.Г. Яковлев склонен считать базальт по аналогии с мнением Н.В. Фроловой [Фролова, 1950]; нам, как и А.М. Папу [Пап, 1983; и др.], оно представляется более сложным — с компонентом анортозита; И.Б. Щербаков подобно Ф.П. Митрофанову и К.А. Шуркину [1972], включает в него и более кислые члены ряда (средний андезит). При этом Б.Г. Яковлев понятие об аллохимической направленности метаморфизма расширяет за пределы объема формации, в то время как И.Б. Щербаков ограничивает ее возможности объемом исходной породы.

О том, что метабазиты составляют существенную часть субстрата эндербитов, сомнений, кажется, ни у кого не возникает. На Украинском щите их остатки выделяются даже в качестве формации пироксеновых кристаллических сланцев и гнейсов [Половинкина, 1967; Усенко и др., 1974]. Пачки пород магнитных аномалий Среднего Побужья М.Н. Доброхотов [1976] выделял в качестве самостоятельной железорудной формации, входящей в состав той же нерасчлененной днестровско-бугской серии архея. Позднее, согласно схеме Украинской региональной межведомственной стратиграфической комиссии 1978 г., железистые породы рассматривались в составе хашчевато-завальевской свиты бугской серии нижнего протерозоя. Несколько ниже в разрезе этой серии, между хашчевато-завальевской и кошаро-александровской свитами, располагают их М.Я. Ярошук и соавторы [Ярошук и др., 1982]. Основанием для такого вывода послужило представление авторов о синклинальном положении бугской серии пород и антиклинальном днестровско-бугской. Работами львовской группы геологов, опирающихся на формационный анализ, восстанавливается представление об архейском возрасте Побужья. В схеме В.П. Кирилюка, например, пачка железистых пород (эвлизитовая или железисто-гнейсовая формация) составляет верхнюю часть днестровско-бугской серии — сальковскую свиту [Кирилук, 1982]. Разрез недавно разбуренной Павловской аномалии позволил А.М. Лысаку с соавторами [1983] убедиться в приуроченности железистых пород к единой толще гранулитов (гнейсо-аляскитовой и гнейсо-эндербитовой формаций). Авторы расположили их еще ниже — между александровской и зеленолевадовской свитами Е.М. Лазько [Нижний докембрий..., 1975]. Ю.К. Пийяр с соавторами [1983] подтверждают пространственную и генетическую связь эндербитов и чарнокитов с породами тывровской свиты Е.М. Лазько, помещая их в верхах последней павловскую толщу железистых пород и размещая их в основании днестровско-бугской серии архея.

На тесную пространственную и парагенетическую связь железистых пород с бугитами обращали внимание еще Ю.Г. Дубяга, Л.Г. Ткачук, В.П. Ершов, А.Я. Древин, В.В. Виноградов задолго до разбуривания магнитных аномалий. По-своему трактуя эту связь, они все же не противопоставляли понятия "парагенезис" и "генезис", как некоторые из более поздних исследователей. Работами Б.Г. Яковлева и соавторов [Яковлев, Кравченко, 1982; Яковлев и др., 1982; и др.] доказана возможность возникновения магнетитовых руд за счет глобокой метаморфической переработки высокожелезистой части основных гранулитов. Пространственно-парагенетической (генетической) связи основных, ультраосновных и железистых пород они придают значение

формационного признака. Вместе с тем имеющая место временная и в некоторой степени пространственная разобщенность этих и ассоциирующих с ними других групп пород затрудняет стратиграфическую корреляцию схем разных авторов. Магнитные аномалии, представляющие наиболее полный разрез железорудных формаций, отличаются набором пород (к примеру, основные, ультраосновные без железорудных проявлений) от гравитационных, следовательно, в какой-то мере оправдано и разделение в них присутствующих формаций в качестве самостоятельных. Большая часть из них метаморфогенная по своей природе с прослеживаемой генетической связью между породами, произошедшими из одного субстрата.

Бугиты Н.И. Безбородько — это собственно формационная серия эндрит-чарнокитовых мигматитов с длительной историей формирования (3,2—2,1 млрд. лет, согласно геохронологическим датировкам последнего времени). Разнообразии химического состава пород комплекса, позволившее И.Б. Щербакову сопоставлять их с такими типами изверженных аналогов, как габбро, диорит, монзонит и аляскит, в нашем представлении отражает физико-химические превращения субстрата в определенной возрастной последовательности. Мозаичное пространственное распределение продуктов разной степени изменений его выражает кинетику в целом нелинейных и неравновесных процессов. Непрерывность перехода в составах пород и ступенях их метаморфизма, а также отсутствие перерыва во времени формирования толщи купольных выступов и их периферического синклинального обрамления, что было положено в основу структурного расчленения района, находят другое объяснение. Купола и межкупольные зоны Г.И. Каляев [1970], например, как и Е.В. Павловский [1964] и Л.И. Салоп [1971], относят к образованиям одного тектоно-магматического цикла с единым субстратом для гранитообразования. Однако объемы гранитных выделов ставят препятствия для однозначного принятия такого решения.

История формирования бугитов представляется следующей. Двупироксеновые кристаллические сланцы — реликты регионального метаморфизма двупироксен-гранулитовой субфации гранулитовой фации ( $T$  950—900°С, по показаниям орто-клинопироксеновой геотермометрии), осуществляемой в сухих условиях квазиизохимической (закрытой) системы с минимальным переносом вещества. Главная масса пород основного и ультраосновного состава, судя по парагенезисам, относится к двупироксен-роговообманковой субфации гранулитовой фации или пироксен-амфиболитовой, а также к более низким субфациям амфиболитовой фации ( $T$  900—500°С,  $P_s$  0—6 кв,  $P_f$  12—17 и более %  $P_s$ ). Среди них различаются двупироксеновые, двупироксен-роговообманковые, гранит-пироксен-плагноклазовые мафические гранулиты и амфиболиты; кроме того, известны обособления оливинового, пироксенового, роговообманкового, гранатового, плагноклазового или кварцевого состава, а также всевозможные комбинации из этих минералов. Мы рассматриваем эти проявления как выражение метаморфической дифференциации при эволюционирующем флюидном режиме и соответственно дифференциальной подвижности компонентов. Детальные исследования зональности отдельных минералов и целых

массивов пород [Никулина, 1983; Яковлев, Степченко, 1984] приводят к выводу о существенном привносе, помимо воды, вначале натрия, а затем калия, о значительном перераспределении кремнезема, меньшим — Mg, Fe и Ca. Al, Ti и Cr остаются при этом практически неподвижными. Интенсивный калиевый метасоматоз с ортоклазовой, микроклиновой и биотитовой минерализацией реликтовых и новообразованных пород приводит также к возникновению биотитовых гнейсов ( $\pm$  пироксен, амфибол, гранат) и метасоматических мигматитов. Стадия интенсивной метаморфической дифференциации предшествует выплавлению гранитной жидкости из наиболее подготовленных ею компонентов, к которым относятся так называемые плагиоклазиты, пироксеновые гнейсы и другие лейкократовые гранулиты ("серые гнейсы"). Природа этих образований, скорее всего, гетерогенная. Меньшая доля — метаморфогенная — послужила субстратом эндербитов, значительно бóльшая — первично магматогенная или осадочная — аплито-пегматоидных гранитов и биотит-микроклиновых мигматитов. Вероятно, два этапа гранитообразования разделены значительным промежутком времени, в течение которого могло произойти наложение регрессивного или повторного прогрессивного метаморфизма (более низкотемпературного — 500—700°С и высокобарического — до 6 кв, согласно показаниям гранат-биотит-кордиеритовой геотермобарометрии). Такая возможность обуславливает, согласно А.М. Папу [1983], неопределенность границы между гранулитовым и амфиболитовым комплексом пород.

Условия образования силикатно-карбонатных пород Побужья, по термодинамическим расчетам Ю.П. Мельника и показаниям доломит-кальцитовой термобарометрии, укладываются также в довольно широкий ряд температур (800—700—570°С) при  $P_s$  около 5 кв и  $P_{CO_2}$  4—10 кв. При  $P_{CO_2}$  1 кв уже возможно образование графита, образующего промышленные скопления в районе. Возможно, часть таких пород (более высокотемпературная) является продуктом гранитизации основных пород: градиент  $P_{H_2O}$  во флюиде создает условия реакциям карбонатизации—гидратации. Возрастание отношения  $CO_2$  к  $H_2O$  и F, фиксируемое при анатексисе, вполне могло достигать пределов устойчивости карбонатов.

Вариация фугитивности кислорода ( $lgf_{O_2}=20-17$  при 820—800°С и 17—13 при 750—650°С) установлена по продуктам распада окисных фаз ильменит-магнетит и герцинит-магнетит. Магнетитовые кварциты, образованные при температурах 810—740°С (показания дупироксеновой геотермометрии), являются наиболее окисленными продуктами метаморфической дифференциации и анатексиса высокожелезистых пироксенов своеобразных базитов. Таким образом, доказана возможность образования всех парагенетических типов пород формации эндербитов ( $\pm$ чарнокитов), отличающихся от более молодых комплексов (при перекрывающемся петрографическом составе) объемом отдельных разностей пород, физико-химическими параметрами метаморфизма и ультраметаморфизма, а также специфическим составом субстрата [Никулина, 1983].

Реликты гранулитового комплекса в гранито-гнейсовом слое щитов, согласно В.А. Глебовицкому [Пап, 1983], поддаются расчленению,

имеющему стратиграфическое значение. В составе чарнокитовых мигматитов УЩ, сообразно проведенной процедуре "снятия метаморфизма", имеются останцы комплементарные первому этапу гранитизации (эндербитизации), которые можно сопоставить с составом первичной оболочки Земли. Комплекс пород этой оболочки (протокры) не имеет аналогов среди более поздних образований и, вероятно, уместно относить его вслед за М.З. Глуховским и Е.В. Павловским [1973] к лунной стадии развития Земли.

Чрезвычайно важное значение для установления формационной принадлежности пород упомянутого комплекса имеют реликты высокожелезистых метабазитов с парагенезисами гранулитовой фации, обнаруженные среди железистых кварцитов и кальцифилов. В парагенезисе с высокотемпературными фемическими минералами высокой железистости (FeO в пироксенах достигает 40—46%) в этих породах обнаружен зональный плагиоклаз с почти чисто анортитовым ядром. Такие парадоксальные для "боуэновской вилки" парагенезисы свойственны феннеровскому типу фракционирования магм и обнаружены только в лунных образцах [Никулина, 1981]. Структуры магматических кумулятов в анортозитах Луны с возрастом 4,7—4,6 млрд. лет и вся термическая история спутника Земли допускают существование расплавленного приповерхностного слоя планет в тот же период [Кейльман, Панек, 1979; Добрецов, 1980]. Уникальной, подтверждающей это предположение находкой на Побужье является инвертированный пижонит, температура равновесия которого с сосуществующим клинопироксеном оценивается по геотермометру С. Саксены в 1240—1280°С.

Анортозит-габбро-базальтовый состав протокры снимает проблему источника глинозема и в какой-то степени  $\text{Na}_2\text{O}$  при образовании эндербитов. Эта стадия (эндербит-чарнокитовая), согласно представлению Г.А. Кейльмана и С.Г. Панека [1979], характеризуется преобразованиями метаморфогенно-метасоматической природы, происходящими в почти безводных условиях, исключающих возможность анатексиса и палингенеза (4,2—3,6 млрд. лет). Следующую стадию (плагиогранитную), 3,6—3,0 млрд. лет, авторы связывают с замещением основных гранулитов в условиях интенсивного натрового и кремниевого привноса, появлением осадочного чехла и развитием в зонах ультраметаморфизма автохтонных плагиогранитов пониженной щелочности. Завершающая (гранитная) стадия характеризуется привносом калия в период 3,0—2,6 млрд. лет и формирует современный гранитный слой. Региональный диафорез пород кристаллического основания, метаморфизованного в гранулитовой фации, совпадает по времени с прогрессивным преобразованием в амфиболитовой фации и гранитизацией осадочных и изверженных известково-щелочных пород. Вертикальное наращивание земной коры с соответствующим возрастанием эффекта термостатирования и давления нагрузки создает условия для увеличения объема известково-щелочных выплавок с больших глубин.

Приведенные соображения об эволюции магматизма в раннедокембрийской истории развития земной коры региона исключают возможность прямых аналогий между режимом этого периода и геосинклинальным в фанерозое и тем более стилем тектоники в современной океанической коре.

## Л и т е р а т у р а

*Абрамович И.И., Дворкина Б.Д.* Петрохимическая специфика древнейших докембрийских вулканитов. — В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л.: Наука, 1974, с. 199—205.

*Венидиктов В.М.* Докембрий Приднестровья и некоторые проблемы геологии Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1978. 162 с.

Вопросы теории и практики формационных исследований нижнего докембрия. Львов: Вища шк. 1981. 110 с.

*Глуховский М.З., Павловский Е.В.* К проблеме ранних стадий развития Земли. — Геотектоника, 1973, № 2, с. 3—7.

*Данилович Л.Г.* Петрологические типы коматитов Среднего Приднепровья (УЩ). — Докл. АН УССР. Сер. Б., 1981, № 1, с. 16—21.

*Добрецов Н.Л.* Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 200 с.

*Доброхотов М.Н.* О стратиграфическом положении железорудных формаций Среднего Побужья. — Геол., журн. 1974, т. 34, вып. 3, с. 33—40.

*Дубяга Ю.Г.* Завальевско-хоцеватский комплекс изверженных темноцветных пород и хромитовые пироксениты. — В кн.: Докембрий УССР, сб. 1. Киев: ОНТИ, 1937, с. 9—32.

*Елисеев Э.Н.* Структура развития сложных систем. Л.: Наука, 1983. 263 с.

*Закруткин В.В.* Основные парачарнокиты. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1981. 213 с.

*Калев Г.И.* Проблема связи гранитного магматизма и складчатости фундамента. — Геотектоника, 1970, № 1, с. 16—29.

*Каневский А.Я.* Геохимическая идентификация формаций ультраосновных пород на примере Среднего Побужья. — Геохимия, 1979, № 11, с. 1637—1643.

*Кейльман Г.А., Паняк С.Г.* Проблемы планетарной корообразующей гранитизации. — В кн.: Геология метаморфических комплексов. Свердловск: Урал. Политехн. ин-т, 1979, вып. VII, с. 3—13.

*Кирилюк В.П.* Стратиграфия докембрия западной части Украинского щита (на формационной основе). Ст. 1. Стратиграфические комплексы докембрия и формации раннего архея. — Геол. журн., 1982, т. 42, вып. 3, с. 88—103.

*Лысак А.М., Пащенко В.Г., Зюльце В.В.* Формационная принадлежность и стратиграфическое положение железисто-кремнистых образований Павловской группы магнитных аномалий (Среднее Побужье). — Геол. журн. 1983, т. 43, вып. 5, с. 99—109.

*Митрофанов Ф.П., Шуркин К.А.* Особенности формирования магматогенных и ультраметабазитовых формаций раннего докембрия. — В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубин Земли. М.: Наука, 1972, т. 1, с. 74—78.

*Наливкина Э.Б.* Офиолитовые ассоциации раннего докембрия. М.: Недра, 1977. 183 с.

Нижний докембрий западной части Украинского щита (возрастные комплексы и формации) / Под ред. Лазько Е.М., Кирилюка В.П., Сиворонова А.А. и др. Львов: Вища шк., 1975. 237 с.

*Никулина Э.А.* К проблеме генезиса и номенклатуры пород базит-гипербазитовых комплексов гранулитовых областей раннего докембрия. — Геол. журн. 1981, т. 41, вып. 6, с. 100—111.

*Никулина Э.А.* Петрологическая реконструкция субстрата эндербитов Среднего Побужья (Украинский щит). Киев: Ин-т геохимии и физики минералов АН УССР, 1983. 63 с.

*Павловский Е.В.* Происхождение и развитие древних платформ. — В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М.: Наука, 1964, с. 7—14.

*Пан А.М.* К проблеме формирования континентальной земной коры. — В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллического фундамента Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1983, с. 4—35.

*Пийяр Ю.К., Ключков В.М., Пастухов В.Г.* Некоторые вопросы стратиграфии докембрийских метаморфических образований Подольского блока и Голованевской шовной зоны. — Геол. журн., 1983, т. 43, вып. 5, с. 39—50.

*Половинкина Ю.Ир.* Стратиграфическое расчленение и реконструкция исходного материала гнейсовой серии Украинского кристаллического массива. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1967, с. 113—119.

*Салоп Л.И.* Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1971, т. 46, вып. 4, с. 5—30.

*Сиворонов А.А., Малюк Б.И., Берзенин Б.З.* и др. Метаморфизованные вулканогенные

формации раннедокембрийских зеленокаменных поясов Украинского щита. — Геол. журн., 1981, т. 41, вып. 5, с. 20—28; вып. 6, с. 19—28.

Струева О.М. Коматииты Среднего Приднестровья — факт или мода? — Геол. журн. 1983, т. 43, вып. 4, с. 45—52.

Усенко И.С. О генезисе чарнокитов Украинского кристаллического щита. — Докл. АН СССР, 1956, т. 107, N 4, с. 581—584.

Усенко И.С. Основные и ультраосновные горные породы бассейна Южного Буга. Киев: Изд-во АН УССР, 1958. 143 с.

Усенко И.С. Основные и ультраосновные породы Западного Приазовья. Киев: Изд-во АН УССР, 1960. 179 с.

Усенко И.С. Архейские вулканогенные породы Украинского щита. — В кн.: Вопросы вулканизма. М.: Наука, 1962, с. 192—196.

Усенко И.С., Белевцев Р.Я., Бернадская Л.Г. и др. Классификация геологических формаций Украинского щита. — Геол. журн., 1974, т. 34, вып. 1, с. 3—15.

Усенко И.С., Щербак Н.П., Щербаков И.Б. и др. Критерии выделения докембрийских геологических формаций. — В кн.: Петрология и корреляция кристаллических комплексов Восточно-Европейской платформы. Киев: Наук. думка, 1979, с. 226—227.

Усенко И.С., Яковлев Б.Г., Никулина Э.А. Основные—ультраосновные метавулканиды древнейшего основания Украинского щита. — Геол. журн. 1982, т. 42, вып. 5, с. 100—112.

Фацни метаморфизма высоко давлений/Под ред. Добрецова Н.Л., Соболева В.С., Соболева Н.В. и др. М.: Недра, 1974. 328 с.

Фомін О.Б., Горлицький Б.О., Каневський А.Я. Геохімічний критерій розчленування основних порід метабазитової та габро-перидотитової формацій Побужжя. — Доп. АН УРСР. Сер. Б, 1971а, N 8, с. 688—691.

Фомин А.Б., Егоров О.С., Козут К.В. О коматиитах Украинского щита. — Докл. АН УССР. Сер. Б, 1980, N 2, с. 38—42.

Фомин А.Б., Каневский А.Я., Козаченко А.И. Оливин в ультраосновных породах Среднего Побужья. — Геол. журн. 1971б, т. 31, вып. 4, с. 82—87.

Фролова Н.В. О наиболее древних осадочных породах Земли (к проблеме происхождения гранитов). — Природа, 1950, N 9, с. 15—21.

Щербаков И.Б. Петрография докембрийских пород центральной части Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1975, 280 с.

Яковлев Б.Г., Кравченко Г.Л. Новый генетический тип метаморфогенных магнетитовых кварцитов в раннедокембрийских комплексах мафических-ультрамафических пород. — В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование: Тез. докл. V Всесоюз. симпоз. по метаморфизму. Винница: Изд-во Винницк. облсполкома, 1982, с. 84—85.

Яковлев Б.Г., Кравченко Г.Л., Никулина Э.А. Условия формирования пироксенов по данным исследования равновесного распределения магния и железа между сосуществующими орто- и клинопироксенами. — В кн.: Пироксены Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1979, с. 128—139.

Яковлев Б.Г., Никулина Э.А., Кравченко Г.А. и др. Минеральные равновесия и физико-химические условия метаморфизма мафических, ультрамафических и железистых пород гранулитовых комплексов. — В кн.: Метаморфизм Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1982, с. 257—274.

Яковлев Б.Г., Степченко С.Б. Минеральные равновесия и условия метаморфизма докембрийских базитов. Киев: Наук. думка, 1984. 247 с.

Ярошук М.А., Богатырев В.Ф., Епатко Ю.М. Железорудные формации западной части Украинского щита. — Геол. журн. 1982, т. 42, вып. 3, с. 48—60.

Ярошук М.А., Фомин А.Б., Козут К.Б. и др. Связь железо-кремнистых пород юго-запада Украинского щита с коматиитами и толеитовыми базальтами. — Геол. журн. 1982, т. 42, вып. 1, с. 29—42.

*Л.Г. Данилович, Г.В. Жуков  
И.М. Лесная, И.П. Букович*

## ВУЛКАНИЗМ РАННИХ СТАДИЙ РАЗВИТИЯ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Исследования последних лет показали, что современные объемы континентальной литосферы на щитах сформированы в основном в режиме вулканической деятельности, которая играла главную роль в накоплении материала на ранних этапах развития Земли. Последующие процессы метаморфизма и гранитизации завершили ее эволюцию. История изучения этих пород на Украинском щите длительна. Ими занимались Н.И. Безбородько, В.И. Лучицкий, Н.П. Семененко, Л.Г. Ткачук, И.С. Усенко, Н.П. Щербак, И.Б. Щербакова, К.Е. Есипчук, Ю.И. Половинкина, Э.Б. Наливкина и многие другие.

Главные этапы развития Украинского щита отражены в смене вулканогенных и осадочных формаций, что позволяет восстановить эволюцию вулканизма и его особенности.

В данной работе приведены материалы по эволюции вулканизма на примере районов Побужья, Среднего Приднепровья и Овручского грабена с целью показать различие типов вулканизма в разных тектонических условиях.

Гранулитогнейсовые комплексы Побужья, представленные двупироксеновыми сланцами, гиперстеновыми плагиогнейсами, гранулитами, пироксенитами, эндербитами, являются древнейшими образованиями континентальной земной коры, обнажающимися в пределах современных материков. Петрологические и геохимические данные показывают, что исходными породами для большей части пород Побужского гранулитового комплекса были вулканические образования ряда базальт—андезит—дацит, сопоставимые по составу с вулканическими образованиями примитивных островных дуг. С продуктами известково-щелочного вулканизма ассоциируют расслоенные габбро-анортозитовые комплексы, осадки, интрузивные плагиограниты. Эти породы слагают днепровско-бугскую серию Побужья [Усенко, 1953; Щербак, 1975; Щербаков, 1975]. Породы Побужского комплекса подвергались неоднократному метаморфизму и гранитизации. Несмотря на это, получены доказательства их древнего возраста [Бибикина и др., 1982]. На диаграмме АФМ (см. рисунок) вулканогенные породы Побужья занимают обособленное поле (толеитовые базальты и андезиты островных дуг — известково-щелочные андезиты — дациты). Массовое выплавление кислых и средних по составу магм допускается из водосодержащей мантии при наличии специфических термодинамических условий [Богатиков и др., 1979; Добрецов, 1980; Соболев и др., 1967]. Среди указанных образований встречаются маломощные тела ультраосновных пород — перидотитов, пироксенитов, оливиновых пироксенитов. Последние образуют межпластовые тела, потоки, дайки и др. Из анализа диаграммы АФМ видно, что первичными (см. рисунок, поле *a*, в кружке) были

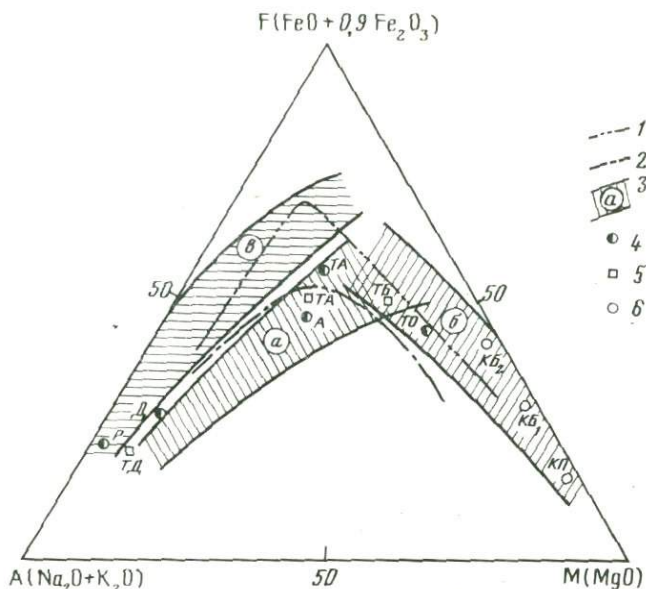


Диаграмма AFM для вулканических образований Украинского щита

1 — направление дифференциации толеитовой серии современных океанов (по Макдональду и Капуре, 1964); 2 — линия раздела полей толеитовых и щелочных базальтов океанов; 3 — поля кристаллизации: а — ранних вулканических комплексов, метаморфизованных в гранулитовой и амфиболитовой фазах, тоналитов, б — вулканических серий зеленокаменных поясов (коматит-толеитовые и толеитовые), в — щелочных комплексов верхнепротерозойских рифтов; 4 — средние составы оливниновых толеитов (ТО), толеитовых андезитов (ТА), андезитов (А), дацитов (Д), риолитов (Р) (по Ирвину-Барагару, 1971); 5 — средний состав толеитового базальта (ТБ), толеитового андезита (ТА), толеитового дацита (ТД) (по Якешу-Уайту, 1972); 6 — средний состав коматитового перидотита (КП) и коматитового базальта (КБ) (по Viljoen, Viljoen, 1969), коматитового базальта (КБ) (по Brooks, Hart, 1972)

серии: толеитовая (базальт—андезит) и высокожелезистая толеитовая, преобразованные в гранулитовой фации метаморфизма (кристаллосланцы и др.), известково-щелочные дациты и андезито-дациты, преобразованные также в гранулитовой фации метаморфизма (эндербиты, чарнокиты, гиперстеновые гнейсы и др.). Тип вулканизма — ареальный, видимо, преобладали трещинные извержения. Аналогичные образования присутствуют в древнейших комплексах как Украинского, так и других щитов [Лутц, 1978].

Вулканические комплексы зеленокаменных поясов широко представлены на Украинском щите. Они имеют большую (несколько километров) мощность и широкие вариации состава. Это главным образом основные и ультраосновные породы, метаморфизованные в фации зеленых сланцев, реже амфиболитовой. Менее развиты породы среднего и кислого состава. В стратиграфическом отношении они представляют конкско-верховцевскую серию Среднего Приднепровья. Самая нижняя часть разреза в Среднем Приднепровье — аульская серия — наблюдается в виде останцов среди гранитоидов днепропетровского комплекса и в Орехово-Павлоградской зоне [Щербак и др., 1982]. Изучена она еще недостаточно хорошо, однако, по имею-

щимся данным, эта толща отличается от остальной части разреза конкско-верховцевской серии. Магнитные аномалии показывают различный тектонический план разновозрастных образований. Кроме того, для аульской свиты характерны породы, преобразованные в гранулитовой и амфиболитовой фациях метаморфизма [Кушинов, 1981]. Исходный состав пород тоже отличается от состава пород, слагающих конкско-верховцевский комплекс. На диаграмме AFM фигуративные точки пород аульской серии ложатся в поле 1. Их исходные составы отвечают базальтам, андезитам и дацитам, подобно древнейшим породам Побужья.

Эти образования, вероятно, представляют самостоятельный этап развития коры, более древний, чем конкско-верховцевский. По представлениям различных исследователей (Moorbath, 1977; Богатиков и др., 1979; Добрецов, 1980), подобные образования (гранулит-базитовые комплексы, тоналиты и серые гнейсы) сформировали небольшую по мощности раннюю протокору континентального типа. Она возникла в результате излияния магм основного, среднего и кислого состава. На этой протогоре в местах прогибания, растяжения и разрыва закладывались рифтовые линейные структуры, где формировались вулканогенные толщи, слагающие зеленокаменные пояса. В Среднем Приднестровье — это конкско-верховцевская серия: конкская и белозерская свиты [Щербак и др., 1981]. В нижней части разреза зеленокаменных поясов, сложенных в большинстве основными образованиями, выделяются серии коматиит-толеитового и примитивного толеитового типа (см. рисунок, поле б). Важно, как отмечает С. Мурбасс [Moorbath, 1977], что во всех случаях проявление коматиитового магматизма в раннем докембрии происходит после образования пород кислого, среднего и основного состава. Коматиитовые магмы по геохимическим характеристикам являются производными мантии, уже претерпевшей дифференциацию, что находится в соответствии с их геологическим положением.

В верхней части разреза зеленокаменных поясов преобладают вулканиты известково-щелочной серии. Отчетливое разделение на диаграмме AFM составов коматиит-толеитовых серий низов разреза конкско-верховцевской серии и известково-щелочных пород ее верхов и разное время проявления вулканизма позволяют предполагать обособленные источники магм с разной эволюцией в разной тектонической обстановке [Щербак и др., 1981].

Таким образом, главными особенностями вулканизма древних зеленокаменных поясов Среднего Приднестровья можно считать следующие:

1. Широкое проявление коматиитового вулканизма от перидотитов до базальтов [Данилович, 1981]. Это потоки лав, межпластовые интрузии, силлы, дайки, кумулятивные образования.
2. Сочетание коматиитового и толеитового вулканизма.
3. Независимость проявлений кислого и среднего вулканизма.
4. Отсутствие щелочных вулканитов.

Этапы эволюции зеленокаменных поясов в период от 3,1 млрд. лет, а возможно, от 3,5 до 1,9 млрд. лет отражены в смене вулкано-

генных и осадочных формаций [Щербак и др., 1981]. Ассоциация пород конкской свиты, включающая коматиитовые серии, толеитовые базальты, гипербазиты и осадочные железисто-кремнистые породы, слабо метаморфизована и соответствует протоофиолитовой формации. Несмотря на некоторые вариации разреза в отдельных районах Среднего Приднепровья, в общем строение нижней части конкско-верховцевской свиты в формационном отношении близко и соответствует разрезам протоофиолитовых комплексов зеленокаменных поясов Южной Африки, Канады и других щитов.

Формирование белозерской свиты протекало в иной обстановке. Отмечаются флишондные образования, моласса, вулканические породы кислого и среднего состава. Увеличивается роль осадочных образований разного типа, включая железисто-кремнистые.

Таким образом, зеленокаменные пояса характеризуются разными типами вулканизма с преобладанием трещинных извержений: в них развиты ультраосновной и основной коматиитовый, основной толеитовый (толеиты—пикриты), контрастный базальт-дацитовый вулканизм. Особенности петрогенезиса свидетельствуют о связи этих этапов с разными магматическими источниками [Щербак и др., 1981]. Время проявления кислого вулканизма [Щербак и др., 1979] — 3050 млн. лет (возраст по циркону из кварцевого порфира верхней части конкской свиты).

Иной тип вулканизма характерен для рифтовых структур верхнего протерозоя. На примере Овручского грабена мы видим, что вулканизм имел небольшие масштабы и интенсивность, а главное — резко изменился состав вулканических пород — это бимодальные щелочные (с нормативным нефелином), высокожелезистые (и высокотитанистые) серии: щелочные базальты, андезито-базальты, базальты, широко проявился игнимбритовый вулканизм. На диаграмме АФМ поле этих пород резко обособилось от предыдущих комплексов (см. рисунок, поле *в*). Они характеризуют новый тип в развитии Украинского щита и соответствуют континентальному рифтогенезу. Овручскую структуру можно рассматривать как рифт в начальной стадии развития. Вулканизм — трещинный, основные особенности его:

1. Развита континентальная щелочная рифтовая формация.
2. Характерен как натриевый, так и калиевый щелочные уклоны, указывающие на разные уровни выплавки магм.
3. Породы обогащены щелочами, железом, титаном, фосфором, что характерно только для пород рифтовых континентальных структур. Эти особенности необходимо учитывать при направлении поисковых работ.

Таким образом, эволюция вулканизма в докембрии Украинского щита, смена его типов очевидна. Она связана с дифференциацией мантии и изменением соответственно состава магм, выплавляющихся в разных термодинамических режимах, изменением тектонических условий, типов структур, в которых протекал вулканизм. Наиболее ранние его проявления на всех щитах характеризуются известково-щелочным, базальт-андезит-дацитовым составом или бимодальным.

С ними ассоциируют ультраосновные породы толеитового и коматитового ряда и тоналиты. Вулканические процессы в зеленокаменных поясах протекали длительно, преобладали излияния базальтовых толеитовых (примитивных) магм, по составу и петрологически четко индивидуализированных. Отмечается широкое развитие коматитового вулканизма в сочетании с толеитовым и кислым (известково-щелочные серии). Этот вулканизм приурочен к структурам типа рифтовых (примитивные океанические рифты).

Проявление щелочного вулканизма в верхнем протерозое и палеозое связано с процессами тектоно-магматической активизации платформы и началом континентального рифтогенеза.

## Литература

*Бибикова Е.В., Лесная И.М., Грачева Т.В.* и др. Изотопный возраст эндербитов Побужья. — Докл. АН СССР, 1982, т. 263, N 1, с. 159—162.

*Богатиков О.А., Марков М.С., Рябчиков И.Д.* Магматизм ранних этапов развития Земли. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1979, вып. 5, с. 21—34.

*Данилович Л.Г.* Петрологические типы коматитов Среднего Преднепровья (УЩ). — Докл. АН УССР. Сер. Б., N 1, 1981, с. 16—21.

*Добрецов Н.П.* Специфика раннедокембрийского метаморфизма и ранняя история Земли. — В кн.: Метаморфизм раннего докембрия. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1980, с. 19—29.

*Кушинов Н.В.* К вопросу геологического строения Белозерского железорудного района. — Геол. журн. 1981, т. 41, вып. 4, с. 14—19.

*Луцк Б.Г.* Базальт-андезит-дацитовые формации раннего докембрия и их сравнение с современными аналогами. — Геотектоника, 1978, N 4, с. 23—34.

*Соболев В.С., Добрецов Н.Л., Соболев Н.В.* Связь процессов магнообразования с метаморфизмом и глубинным строением земной коры и верхней мантии. — В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Л.: Наука, 1967, с. 170—182.

*Усенко И.С.* Архейские метабазиты и ультрабазиты Украинского кристаллического массива. Киев: Изд-во АН УССР, 1953. 100 с.

*Щербак Н.П.* Петрология и геохронология докембрия западной части Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1975. 268 с.

*Щербак Н.П., Бибикова Е.В., Бойко В.Л.* и др. Древнейшие ультрабазиты Украинского щита. — В кн.: Проблемы изотопного датирования процессов вулканизма и осадкообразования. Киев: Наук. думка, 1982, с. 79—81.

*Щербак Н.П., Данилович Л.Г., Жуков Г.В.* и др. Изотопное датирование палеовулкаников конкско-верховцевской серии Среднего Приднепровья. — В кн.: Изотопная геохронология докембрия: Тез. докл. XXI сес. Уфа: Башк. фил. АН СССР, 1979, с. 146—147.

*Щербак Н.П., Данилович Л.Г., Жуков Г.В.* Петрология палеовулкаников Среднего Приднепровья (УЩ). — Геол. журн. 1981, т. 41, вып. 1, с. 3—13.

*Щербак Н.П., Соллогуб В.Б., Усенко И.С.* Эволюция вещества литосферы континентов на ранних стадиях их развития (на примере докембрия Украинского щита). — В кн.: Петрология литосферы и рудоносность. Л., Наука, 1981, с. 12—14.

*Щербаков И.Б.* Петрография докембрийских пород Центральной части Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1975. 280 с.

*Brooks C., Hart S.* An extrusive basaltic komatiite from a Canadian archaic metavolcanic belt. — Canad. J. Earth Sci., 1971, vol. 9, N 10, p. 134—145.

*Irvine T.N., Baragar W.R.A.* A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. — Canad. J. Earth Sci., 1971, vol. 8, p. 523—548.

*Jakes F., White A.J.R.* Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, vol. 83, N 1, p. 29—40.

MacDonald G.A., Katsura T. Chemical composition of Hawaiian lavas. — J. Petrol., 1964, vol. 5, p. 82—133.

Moorbath S. Ages, isotopes and evolution of Precambrian continental crust. — Chem. Geol., 1977, vol. 20, N 2, p. 151—187.

Viljoen M.J., Viljoen R.P. The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of the Onverwacht group and a proposed new class of igneous rocks. — Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr., 1969, N 2, p. 55—85.

УДК 552.323 (477.4)

И. Ф. Злобенко, А. Я. Каневский,  
С. В. Металиди, В. А. Дусяцкий, Г. Д. Лепигов

## КОМАТИИТЫ СРЕДНЕГО ПОБУЖЬЯ (УКРАИНСКИЙ ШИТ)

Высокомагнезиальные вулканы — перидотитовые, пироксенитовые и базальтовые коматииты — обнаружены в последние годы в пределах Одесско-Белоцерковской тектонической зоны [Фомин и др., 1980], в том числе и в районе Среднего Побужья, где их разрезы прослежены в ряде скважин. Все разновидности коматиитов метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма и превращены в серпентин-оливин-тремолитовые, оливин-пироксен-актинолит-тремолитовые и плагиоклаз-роговообманковые породы. Коматииты идентифицируются наличием оригинальных структур типа "спинифекс" и "квенч", а также высокими содержаниями магния, никеля, хрома, относительно высокими значениями отношения  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 (>0,7)$ , низкими содержаниями  $\text{TiO}_2$  и щелочей, особенно калия (т.е. четко выраженной натриевой специализацией). На Среднем Побужье коматииты достоверно установлены в пределах следующих вулканотектонических структур: Молдовской, Демовярской, Полянецкой, Тарасовской, Гарнаватской и Кумаровской.

Намечаются три типа разрезов метавулканитов, в которых присутствуют коматииты: 1) преимущественно коматиитовые; 2) железорудно-коматиитовые; 3) коматииты переслаиваются с высокоглиноземистыми и марганецсодержащими породами.

Первый тип разреза наиболее полно представлен на Демовярской структуре (скв. 1016А, 10334—10336), где снизу вверх прослежены:

Мощность, м	
1. Толетитовые базальты (амфиболиты) .....	свыше 500
2. Пироксенитовые коматииты (серпентин-тремолитовая порода с реликтами оливина и пироксена) с "рябчиковой" структурой .....	17
3. Базальтовые коматииты (амфиболиты), переслаивающиеся с пироксеновыми коматиитами .....	25,9
4. Перидотитовые коматииты со структурой "квенч" .....	3,6
5. Базальтовые коматииты .....	8,5
6. Перидотитовые коматииты со структурой "спинифекс" .....	3,0
7. Пироксенитовые коматииты с тонкими прослоями толетитовых базальтов (амфиболитов) с сульфидной вкрапленностью .....	16,5
8. Толетитовые базальты (амфиболиты) .....	129
Общая мощность коматиитового потока составляет 74,5 м.	

Второй тип разрезов четко зафиксирован на Полянецкой структуре (скв. 37, 15035—15037); здесь прослежены:

Мощность, м

1. Переслаивающиеся базальтовые коматиты и толеитовые базальты ...	свыше 200
2. Кордиерит-силлиманитовые гнейсы.....	9,5
3. Пироксенитовые коматиты .....	32
4. Переслаивающиеся толеитовые базальты и базальтовые коматиты с тонкими прослоями железистых кварцитов.....	36,5
5. Гранат-биотитовые гнейсы .....	15,4
6. Переслаивающиеся базальтовые, пироксенитовые и перидотитовые коматиты (последние со структурой "спинифекс").....	34
7. Переслаивающиеся итабириты и базальтовые коматиты .....	28,7
8. Графит-биотитовые гнейсы .....	свыше 10
Общая мощность коматитового потока составляет около 150 м.	

Третий тип разрезов вскрыт на Тарасовской структуре, где коматиты представлены базальтовыми разностями:

1. Базальтовые коматиты, переслаивающиеся с толеитовыми базальтами (амфиболитами) и гондитами .....	21
2. Гранито-гнейс биотитовый .....	6,5
3. Коматит базальтовый .....	3,5
4. Гранито-гнейс биотитовый .....	12
5. Гнейс силлиманитовый .....	свыше 35
Мощность толщи амфиболитов (толеитовых базальтов и базальтовых коматитов) в южной части структуры достигает 300—350 м.	

Таким образом, для коматитовых потоков района Среднего Побужья характерна парагенетическая связь с железистыми кварцитами и марганецсодержащими породами — гондитами.

Кроме того, в разрезах коматитовой толщи Демовярской структуры установлены силлоподобные тела "кумулятивных" или интрузивных перидотитовых коматитов с характерной структурой, состоящей из изометричных зерен серпентинизированного оливина или их скоплений, названной нами "рябчиковой". Породы с подобной структурой известны в зеленокаменном поясе Полмос-Порос на Кольском полуострове [Вревский, 1980].

Структуры "спинифекс" — сноповидные скопления резкоудлиненных кристаллов оливина и "квенч" — беспорядочно расположенные игольчатые или пластинчатые кристаллы оливина, характерны для перидотитовых коматитов, причем структура "квенч" типична для слоев зоны быстрого охлаждения в приповерхностных условиях.

Химический состав коматитов приведен в табл. 1.

Серпентин-тремолитовая порода с "квенч"-структурой (перидотитовые коматиты) состоит из длинных (0,8—1,5 и 2,0—3,5 см) узких (0,5—2 мм) пластинчатых клиновидных (копьевидных), беспорядочно расположенных кристаллов оливина ( $N_g = 1,700$ ;  $N_p = 1,660$ ;  $2V = -85^\circ$ ;  $Fe = 15\%$ ), что соответствует хризолиту, замещенному серпентиновыми минералами — хризотилом и антигоритом. Количество их составляет 35—40%, цементующая масса сложена бесцветным тремолитом ( $N_g = 1,655$ ;  $N_p = 1,638$ ;  $2V = -80^\circ$ ;  $c:N_g = 8-10^\circ$ , удлинение положительное, железистость по диаграмме В.С. Соболева — 32%) удлиненно-призматической шестоватой и таблит-

чатой формы. Структура пород гетерогранобластовая и нематогра-  
нобластовая с элементами пойкилитовой. Ортопироксен ( $N_g = 1,681$ ;  
 $N_p = 1,688$ ;  $2V = -80^\circ$ ;  $c : N_g = 3-5^\circ$ , удлинение положительное)  
присутствует в виде реликтовых зерен неправильной формы, размер  
их 0,8—1 мм, залегают среди тремолитовой массы.

Ортопироксен замещается хлоритоподобной слюдкой и серпентино-  
выми минералами, которые часто образуют псевдоморфозы. На диаг-  
рамме В.Е. Трегера содержание железистого компонента в ортопи-  
роксене составляет 12% — соответствует бронзиту.

В цементе наблюдается буровато-зеленая шпинель, по показателю  
преломления ( $N = 1,798$ ) весьма близкая к герцениту [Винчелл, 1953].  
Присутствуют также дисульфиды железа, пирит, пирротин (до 1,5%)  
и мелкозернистый магнетит (около 8%), тяготеющий к серпентини-  
зированной зернам оливина.

Оливин-пироксен-актинолит-тремолитовая порода  
(пироксенитовый коматиит) состоит из оливина (10—15%),  
актинолит-тремолита (50—60%) и ортопироксена (5—10%). Присут-  
ствуют также серпентин (10—15%), карбонат (около 1%) и акцес-  
сорные — шпинель (6%) и апатит (единичные зерна). Из рудных  
наблюдаются пирит и пирротин (до 6%), магнетит, гематит и гидро-  
окислы железа (до 5%).

Оливин ( $N_g = 1,718$ ;  $N_p = 1,675$ ;  $2V = -80^\circ$ ) бесцветный; в свежем  
состоянии присутствует в виде реликтов. По диаграмме В. Трегера  
фаялитовая компонента в оливине составляет 22%, что соответствует  
хризолиту. Зерна оливина в основном замещены серпентиновыми ми-  
нералами: волокновидным хризотилом ( $N_g = 1,555$ ) бледно-желтого и  
зелено-желтого цвета и мелколистоватым антигоритом ( $N_g = 1,560$ ).  
Интерференционная окраска в низких серых тонах. Размер зерен  
оливина 0,6×2 мм.

Актинолит-тремолитовый амфибол отличается изменчивыми опти-  
ческими свойствами, что отражает неоднородность химического со-  
става. Образует бесцветные; изредка бледно-зеленые широко-таблит-  
чатые, удлиненно-таблитчатые или шестоватые зерна размером от  
0,25×0,3 до 0,4×0,6 мм, со спайностью, хорошо выраженной по одному  
или двум направлениям. Изредка зерна *сдвойникованы*. Показатели  
преломления амфибола  $N_g = 1,650$ ;  $N_p = 1,636$ ;  $c : N_g = 10-15^\circ$ . В зернах  
с более высокими показателями преломления  $c : N_g = 20-25^\circ$ ,  $2V = -85^\circ$ ,  
удлинение положительное. На диаграмме В.С. Соболева по кривой  
для ряда тремолит—актинолит железистость амфибола составляет 27%.

Ортопироксен ( $N_g = 1,681$ ;  $N_p = 1,668-1,675$ ;  $2V = -80^\circ$ ) бесцвет-  
ный, с высоким рельефом, с низкой (серого цвета) интерференцион-  
ной окраской. На диаграмме В. Трегера содержание железистого  
компонента — 12%, что отвечает бронзиту. Ортопироксен образует  
неправильные зерна (0,5×0,8 мм), часто реликты, интенсивно заме-  
щается буровато-зеленым слюдоподобным минералом и бесцветным  
амфиболом. Наблюдается как среди амфиболовой массы, так и в сра-  
стании с оливином. Отдельные зерна имеют пойкилитовую струк-  
туру, содержат вроски идиоморфных зерен амфибола и рудных.

Шпинель буровато-зеленого цвета в виде отдельных округло-

Таблица 1  
Химический состав коматцитов Среднего Побужья

Компонент	Перидотитовые		Пироксенитовые	
	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	39,76	40,46	44,98	41,18
TiO <sub>2</sub>	0,31	0,23	0,41	0,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,28	4,67	7,33	6,98
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,61	4,96	6,00	7,12
FeO	4,57	5,15	5,15	5,43
MnO	0,37	0,15	0,14	0,31
MgO	31,80	30,07	20,73	23,60
CaO	3,10	4,09	8,84	8,24
Na <sub>2</sub> O	0,18	0,16	0,70	0,26
K <sub>2</sub> O	0,06	0,06	0,10	0,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,04	0,06	0,04
SO <sub>3</sub>	0,55	0,32	0,18	0,28
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,24	0,18	0,24	0,28
NiO	0,50	0,43	0,30	0,28
П.п.п.	8,55	9,06	4,72	5,14
H <sub>2</sub> O	0,29	0,21	0,64	0,53
CO <sub>2</sub>	0,40	0,40	0,46	0,15
Сумма	99,92	99,80	99,88	99,59
FeO	9,68	9,69	10,67	11,93
FeO/FeO+MgO	0,23	0,24	0,34	0,33
CaO/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,61	0,77	1,13	1,14
K <sub>2</sub> O/(K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O)	0,25	0,27	0,12	0,21

Примечание. Перидотитовые коматиты, Молдовская структура: 1 — скв. 1016А, глуб. 115,2 м; 2 — там же, глубина 137,8 м. Пироксенитовые коматиты, Молдовская структура: 3 — скв. 1016А, глуб. 86,4 м; 4 — там же, глуб. 102,2 м; 5 — там же, глуб. 106,3; 6 — там же, глуб. 159,4; 7 — там же, глуб. 175,0 м; Тарнаватская

неправильных зерен и групп, иногда с ромбоидальными гранями. Размер их 0,01—0,03 мм. Часто образует мелкие включения в пироксене, оливине, особенно в амфиболе. Апатит присутствует в виде мелких зерен размером от 0,02 до 0,1 мм. Сульфиды представлены пиритом и пирротинном в виде отдельных изометричных зерен с прямыми гранями или в виде зерен округло-неправильной формы, а также полиэдрических сростков и скоплений зерен, размером от 0,01 до 0,25 мм. Сульфиды рассеяны среди актинолит-тремолитовой массы породы, в меньшей степени — в измененных пироксен-оливиновых обособлениях, где ассоциируют с серпентиновыми минералами.

Магнетит мелкозернистый, является продуктом серпентинизации оливина.

Серпентин-актинолит-тремолитовая порода с "рябчиковой" структурой (пироксеновый кумулятивный коматит) — очень плотная, средне-мелкозернистая, темно-серого цвета с зеленоватым оттенком. Кумуляты сложены оливином, реже оливином и пироксеном, составляют 20—25% от объема породы, имеют овальную, почти изометричную форму и размер от 2 до 5 мм, они

Пироксенитовые				Базальтовые	
5	6	7	8	9	10
43,55	44,65	43,37	42,48	46,68	47,35
0,51	0,28	0,40	0,49	1,03	0,97
5,73	4,58	6,85	7,93	13,63	12,40
8,10	5,41	5,04	4,98	2,49	2,58
8,29	9,79	5,64	6,48	11,08	13,23
0,62	0,57	0,26	0,23	0,21	0,24
21,33	22,94	23,04	23,98	7,71	8,64
5,77	6,47	7,54	7,28	12,83	11,79
0,36	0,42	0,22	0,20	1,50	1,20
0,10	0,10	0,04	0,10	0,18	0,14
0,07	0,04	0,05	0,06	0,10	0,12
2,30	0,92	1,10	0,42	0,15	0,55
0,35	0,26	0,50	Н.о	0,004	0,008
0,20	0,43	0,23	Н.о	0,33	0,17
2,71	2,84	5,43	4,94	2,17	0,86
0,39	0,29	0,69	0,64	0,14	0,12
0,87	0,62	0,48	0,57	0,26	0,40
99,99	99,65	99,71	99,57	100,194	100,258
15,88	14,92	10,30	11,16	13,39	15,66
0,42	0,31	0,31	0,31	0,63	0,64
0,82	1,25	1,02	0,82	0,91	0,91
0,21	0,19	0,15	0,33	0,11	0,10

структура: 8 — скв. 1001А, глуб. 132,2 м. Базальтовые коматиты, Молдовская структура: 9 — скв. 1016А, глуб. 48,6; 10 — там же, глуб. 69,2 м. Аналитики: С.П. Модленко, С.В. Гехт.

погружены в основную актинолит-тремолитовую массу. В ориентировке кумулятов наблюдается заметная линейность.

Амфиболиты (базальтовые коматиты) — очень плотные мелкозернистые породы темнозеленого цвета, сланцеватой текстуры. Составляют из обыкновенной роговой обманки (55—60%) и плагиоклаза. В небольшом количестве изредка отмечаются моноклинный пироксен (до 3%), кварц (5—6%) и реакционный альбит (2%), иногда совместно с мелкочешуйчатой биотитоподобной слюдкой и выделившимся мелкозернистым магнетитом.

Роговая обманка ( $N_g = 1,685$ ;  $N_p = 1,654$ ) находится в зернах удлиненно-таблитчатой и удлиненно-шестоватой формы буровато-зеленого и зеленого цвета. Преобладающий размер  $0,4 \times 0,6$  мм. На диаграмме В.С. Соболева железистость роговой обманки составляет 55%.

Плагиоклаз представлен таблитчато-удлиненными лейстами размером от  $0,25—0,35$  до  $0,5—0,8$  мм, многие зерна зональны. Двойники иногда изогнуты, что свидетельствует о динамичности условий образования. Структура породы нематогетерогранобластовая. По пока-

Таблица 2  
Сравнительная петрохимическая характеристика  
коматиитов из различных регионов мира, вес. %

Компонент	1	2	3	4	5	6
MgO	31,24	29,58	30,58	22,84	21,86	11,20
SiO <sub>2</sub>	40,51	39,32	41,61	44,12	50,79	47,66
TiO <sub>2</sub>	0,27	0,21	0,31	0,39	0,49	0,80
CaO/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,69	0,79	1,56	0,93	1,22	0,84
FeO	9,68	14,64	9,42	12,98	9,80	13,39
FeO/(FeO+MgO)	0,23	0,33	0,24	0,35	0,31	0,54
K <sub>2</sub> O/(K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O)	0,26	0,41	0,17	0,20	0,12	0,16

Примечание. Перидотитовые коматииты: 1 — Молдовская структура, Среднее Побужье, Украинский щит; 2 — кумулятивные — хр. Полмос-Порос, Кольский полуостров [Вревский, 1980]; 3 — свита комати, группа Онвервахт, Барбертон, ЮАР [Viljoen, 1969]. Пироксенитовые коматииты: 4 — Молдовская структура; 5 — Барбертон, ЮАР [Viljoen, 1969]; 6 — Молдовская структура, Среднее Побужье.

зателю преломления ( $N_g=1,560-1,568$ ) плагиоклаз принадлежит ряду андезин—лабрадор.

Гондиты представлены окисленной разновидностью и характеризуются следующим минеральным составом (в %): окислы марганца — 33,52; родонит — 37,80; гранат (спессартин) — 16,20; кварц — 5,06; глинистые частицы — 6,72; прочие минералы (магнетит, сульфиды железа, сфен, циркон, эпидот, рутил, апатит, турмалин, роговая обманка) — 0,72. Родонит представлен шестоватыми и таблитчатыми зернами розового цвета с совершенной спайностью. Оптические константы:  $N_g=1,730$ ;  $N_p=1,722$ ;  $N_g-N_p=0,008$ ;  $2V=50-60^\circ$ , оптически положителен. Результаты химического анализа монофракции родонита (в %): SiO<sub>2</sub> — 48,18; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0,74; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0,45; FeO — 8,12; TiO<sub>2</sub> — 0,05; MnO — 33,45; CaO — 5,36; MgO — 2,48; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 0,003; K<sub>2</sub>O — 0,02; Na<sub>2</sub>O — 0,03; SO<sub>3</sub> — 0,02; п.п.п. — нет; H<sub>2</sub>O — 0,14; сумма — 99,22.

Сравнение средних петрохимических характеристик коматиитов Среднего Побужья с аналогичными образованиями из архейских зеленокаменных поясов других районов показывает, что они близки к коматиитам Западной Австралии и Канады (табл. 2). Особо следует отметить повышенные содержания MnO (0,24—0,82%), что отмечалось ранее лишь в базальтовых коматиитах типа бадплаас из серии Онвервахт зеленокаменного пояса Барбертон в Южной Африке [Viljoen, 1969].

Коматииты Среднего Побужья приурочены к шовной зоне, отделяющей Подольский блок от Центрально-Украинской области [Фомин, Пастухов, 1981]. Все они относятся к бугской серии, возраст которой, вероятно, верхнеархейский. Не следует, по-видимому, исключать рифтогенное происхождение коматиитов [Грачев, Федоровский, 1980] и их более широкое распространение как древнейших вулканитов на западе Украинского щита.

Многочисленные проявления сульфидной минерализации обнаруже-

ны во всех разновидностях коматиитов. К ним в первую очередь относится колчеданная, с высокими содержаниями пирротина и пирита (30—40, реже до 70% от объема породы), часто встречаются халькопирит, пентландит, саффорит, глаукоdot. Содержания никеля достигают 0,7%, меди — 1%, кобальта — 0,1%, установлены также повышенные концентрации золота.

Вместе с месторождениями железа [Семененко, 1978] и проявлениями марганца сульфидная минерализация дает основание рассматривать коматиитовые толщи Среднего Побужья как весьма перспективные на металлические полезные ископаемые — по аналогии с близкими по строению районами Австралии, Канады, Южной Африки [Кусочкин, Бирюков, 1975].

### Литература

- Винчелл А.Н., Винчелл Г.* Оптическая минералогия. М.: Изд-во иностр. лит., 1953.
- Вревский А.Б.* Коматииты из раннедокембрийского пояса Полмос-Порос (Жольский полуостров). — Докл. АН СССР, 1980, т. 252, N 5, с. 1216—1219.
- Грачев А.Ф., Федоровский В.С.* Зеленокаменные пояса докембрия: рифтовые зоны или островные дуги? — Геотектоника, 1980, N 5, с. 3—24.
- Железисто-кремнистые формации Украинского щита.* /Под ред. Н.П. Семененко Киев: Наук. думка, 1978. Т. 1. 328 с.
- Кусочкин В.И., Бирюков В.С.* Геология никелевых месторождений Австралии. Обзор: Геологические методы поисков и разведки месторождений металлических полезных ископаемых: М.: ВИЭМС, 1975. 40 с.
- Фомин А.Б., Егоров О.С., Когут К.В.* О коматиитах Украинского щита. — Докл. АН УССР. Сер. Б., 1980, N 2, с. 36—40.
- Фомин А.Б., Пастухов В.Г.* Эволюция основного и ультраосновного магматизма в раннем докембрии Украинского щита. — В кн.: Петрология литосферы и рудоносность: Тез. докл. I Всесоюз. петрогр. совещ. Л., 1981, с. 59.
- Viljoen M., Viljoen R.* Evidence for the existence of a mobile extrusive peridotitic magma from the formation of the Onverwacht group. — Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr., 1969, N 2, p. 87—112.

УДК 551:243 (551.2): 551.8 (477)

*А.Я. Радзивилл, Ю.А. Куделя, В.В. Конаков*

## АЛЬПИЙСКИЕ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО ЩИТА

В последние годы в центральной части Украинского щита (УЩ) определилась крупная провинция альпийского вулканизма нового типа, представленного вулканидами преимущественно кислого ряда: выбросами и инъекциями туффзитов и автомагматическими брекчиями, а также пирокластическими образованиями удаленных и промежуточных зон. Лавы и пирокластические продукты отвечают по химизму дацитам и андезито-дацитам с подчиненным количеством более основных разновидностей. Последние обнаружены в нижних частях разреза Болтышской и Ротмистровской вулканических депрессий и представлены лавами и кластолавами первой фазы вулканизма

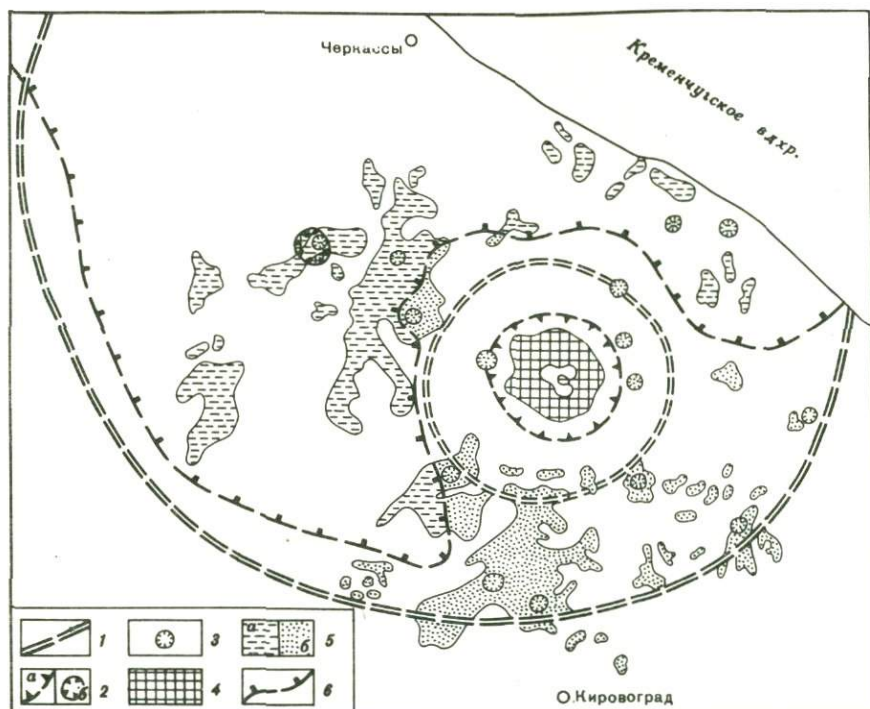


Рис. 1. Схема распространения мел-палеогеновых вулканогенных образований в пределах Среднеднепровской тектоно-магматической структуры

1 — оси кольцевых поднятий вулканоструктуры; 2 — контуры тектоно-магматических структур проседания: а — Болтышской, б — Ротмистровской; 3 — центры вулканических извержений; 4 — зона развития вулканогенных образований раннемелового этапа вулканизма; 5 — площадь распространения пород позднемелового-палеоценового этапа вулканизма: а — континентальные фации, б — морские фации; 6 — предполагаемая линия позднемелового-палеоценового моря

(по-видимому, досеноманской). Во вторую фазу (дат—палеоцен) шло формирование пирокластических толщ, а также вулканогенно-осадочных образований как в условиях суши, так и в условиях островного морского бассейна (рис. 1).

Современный ареал распространения альпийских вулкаников центральной части УЩ достигает площади восьми тысяч квадратных километров. С учетом интенсивности послепалеогеновых размывов первоначальная его площадь может быть оценена примерно в 15—16 тыс. км<sup>2</sup>.

Структурой первого порядка для этого ареала определена Среднеднепровская кольцевая тектоно-магматическая структура [Радзивилл и др., 1981]. Она расположена на правом берегу р. Днепра, в его среднем течении, в пределах Кировоградского блока УЩ или Ингуло-Криворожского (в понимании Н.П. Семененко) [1974] структурно-геохронологического района кристаллических образований докембрия. Она сформировалась на субстрате из разнообразных гнейсов, мигматитов, гранитов и габбро ниже- и верхнепротерозойского возраста.

В Среднеднепровской тектоно-магматической структуре выделяют тектоно-магматические элементы второго порядка: 1) центральная депрессия до 22 км в диаметре — Болтышская вулканическая просадка; 2) внутренние и внешние кольцевые поднятия до 40 и 130 км в поперечнике соответственно; 3) кольцевые прерывистые депрессии, разделяющие поднятия.

Установлена Ротмистровская вулканическая просадка, подобная Болтышской, но значительно меньшая по размерам. Она расположена северо-западнее Болтышской и в ее разрезе значительное место занимают морские отложения, охарактеризованные фауной сеномана и дат-палеоцена. Вокруг нее расположено кольцевое поднятие до 40 км в диаметре.

По существу, в центральной части щита закартирована южная половина Среднеднепровской тектоно-магматической структуры [Бондарчук и др., 1978]. Ее северная половина перекрыта сравнительно мощным (200—500 м и более) чехлом осадочных пород юго-западного склона Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ) или Приднепровской плиты в связи с опусканием ее по Днепровской зоне разломов.

Решающую роль в возникновении и формировании альпийских тектоно-магматических структур центральной части УЩ сыграли два взаимно пересекающихся сопряженных глубинных разлома длительного развития: Днепровский северо-западного простирания, отделяющий УЩ от Приднепровской плиты, и Кировоградский субмеридиональный, отделяющий Чигринский массив Кировоградского блока от Корсунь-Новомиргородского плутона.

Оба разлома контролируются петроструктурными и литофациальными границами с раннего докембрия до антропогена. Днепровский разлом прослеживается в фундаменте по разрывам северо-западного простирания и петроструктурным границам между массивами и дайками гранитов и полями развития различных гнейсов [Бондарчук и др., 1978]. Вблизи Днепровского разлома проходит современная юго-западная граница распространения перми, а также длительно существовавшая палеогеографическая граница морских и континентальных фаций мезозоя и кайнозоя. Также длительно существовал, периодически активизируясь, и Кировоградский разлом. Наиболее ранняя активизация платформенных структур центральной части УЩ относится к позднему протерозою. Зона разлома к этому времени представляла собой зону интенсивной сложной складчатости метасоматических измененных, гетерогенных по составу пород (гнейсов, кристаллосланцев, габбро, гранитоидов) и метасоматитов. Метасоматиты приурочены к контактовым зонам малых интрузивных тел и даек гранит-порфиров, порфиридных и пегматоидных гранитов аляскитового типа (черкасских гранитов). Граниты имеют отчетливые рвущие контакты с вмещающими породами, унаследуют раннепротерозойские магматические инъекции преимущественно основного состава и в то же время являются теми центрами (куполовидные изометричные тела гранитоидов), к которым приурочены мелкие жерловые тела мел-палеогеновых вулканов.

Таким образом, альпийские тектоно-магматические структуры цент-

*Числовые характеристики вулканических пород  
(по А.Н. Заварицкому)*

N п/п	Глубина отбора, м	a	c	b	s	f
1	583	12,4	1,5	6,5	79,3	21
2	587	13,7	2,7	6,4	77,1	32,6
3	642	12,4	2,4	7,7	77,2	38,7
4	671	12,6	2,3	7,9	77,0	37,6
5	739	12,0	3,0	5,0	79,8	41,8
6	773	12,0	4,9	11,9	71,0	49,7
7	778	15,2	2,1	4,6	77,9	39,1
8	558	12,3	2,2	8,0	77,3	33,8
9	860	12,8	2,8	4,5	80,3	36,7
10	876	13,0	2,6	7,9	76,4	34,1
11	—	11,8	1,9	10,6	75,7	28,7
12	—	13,4	1,2	8,0	77,4	12,5
13	—	11,8	2,2	10,5	75,5	31,2
14	—	11,1	1,7	14,5	72,7	22,2

Примечание. 1—10 — лавы Болтышской впадины; 1—5 и 7—10 — скв. 11475, 6 — скв. 11675; 11—14 — туфолава, р. Сухой Ташлык, с. Лебедевка.

ральной части УЩ проявляют глубокую унаследованность от структур наиболее ранних тектоно-магматических активизаций протерозойского возраста. Факт глубокой унаследованности является наиболее важным геологическим фактом, свидетельствующим о несомненном земном происхождении структур типа Болтышки, Ротмистровки, Зеленого Гая, которые некоторые исследователи пытаются отнести к метеоритным кратерам [Вальтер и др., 1977].

В пользу тектоно-магматического происхождения рассматриваемых структур свидетельствует и строение нижней части разреза Болтышской просадки. На коре выветривания кристаллических пород, представленной каолинизированными гранитами житомирско-кировоградского комплекса, залегают рыхлые пески буровато-красного цвета, кварцево-полевошпатовые, разнозернистые, слабо сортированные и плохо окатанные. Мощность их достигает 135 м. Пески подстилают толщу вулканитов мощностью свыше 300 м. На песках залегают лавовые брекчии андезито-дацитового состава (см. рис. 4 и таблицу). Они принимаются сторонниками метеоритной гипотезы [Вальтер и др., 1977] за импактиты. Однако следов импактного воздействия на пески, а также следов оплавления не отмечено.

Вверх по разрезу состав вулканического материала становится более кислым. Наблюдается ритмичное четырехкратное повторение в разрезе смены туфов лавами. Завершают разрез кислые пемзовидные лавы и кластолавы, на которые ложатся туфоалевролиты и туфоаргиллиты битуминозные.

Приведенная часть разреза позволяет утверждать, что начало прогибания в пределах Болтышской депрессии предшествовало излиянию лав и эксплозиям. Краснопочвенные пески могут соответство-

$m'$	$a'$	$n$	$\varphi$	$t$	$a:c$	$Q$
42	37	50,7	14	—	8,2	32,6
44,2	23,1	52,7	23,1	0,1	5,1	24,2
40,5	20,6	54,8	22,4	0,1	5,2	27,5
40,1	22,2	60,5	11,9	0,1	6,5	26,7
33,7	24,3	63,9	16,2	0,2	4,0	32,8
39,7	10,5	68,2	11,1	0,2	2,4	13,3
44,9	15,9	52,8	17,3	—	7,2	23,5
34,7	31,4	55,1	19,8	0,2	5,6	28,0
45,5	17,6	52,3	20,5	—	5,8	33,0
35,0	30,3	55,4	23,0	0,2	5,0	24,3
28	33,3	45,9	15,3	0,4	6,2	25,9
58,3	29,2	7,4	13,4	0,3	11,1	16,8
20,8	48,1	46,0	11,7	0,5	5,3	25,2
13,7	54,2	38,3	10,4	0,5	6,5	21,5

вать по времени образования триасовым красноцветам. Неодноактным представляется и формирование толщи вулканитов как Болтышской впадины, так и Ротмистровской. В разрезе последней лавы ее нижней части отделены от пирокластических образований верхней мелоподобными мергелями с фауной сеномана.

Длительность вулканического процесса подтверждается цифрами радиологического возраста стекловатых лав и кластолав из различных частей разреза от 170 до 55 млн. лет [Семененко, 1974; Щербак и др., 1978]. Это же подтверждают данные биостратиграфии. Если вулканиты нижних частей разреза Ротмистровки, а также, по-видимому, Болтышки досеноманские, то пирокластические образования удаленных и промежуточных зон заключительных этапов извержений по фауне фораминифер и пеллеципод отвечают по возрасту отложениям дата—палеоцена (определения Д.Е. Макаренко).

Достаточно яркую картину унаследованности режима развития структуры в послевулканический период демонстрируют приведенные схемы (рис. 1—3). На них основными являются структурно-геоморфологические элементы. Депрессия Болтышки и сопутствующие ей кольцевые формы отчетливо выражены в рельефе кристаллического фундамента (рис. 2 — см. вкл.).

Бучакские депрессии унаследуют тектоно-магматические и структурно-геоморфологические отрицательные формы Среднеднепровской тектоно-магматической структуры (рис. 3). Отчетлива Болтышская депрессия и в современном рельефе. Ее выразительность позволяет дешифрировать контуры на аэрофотоснимках, а также на космических снимках. В центральной части впадины — заболоченная долина р. Тесмин с характерным центростремительным расположением при-

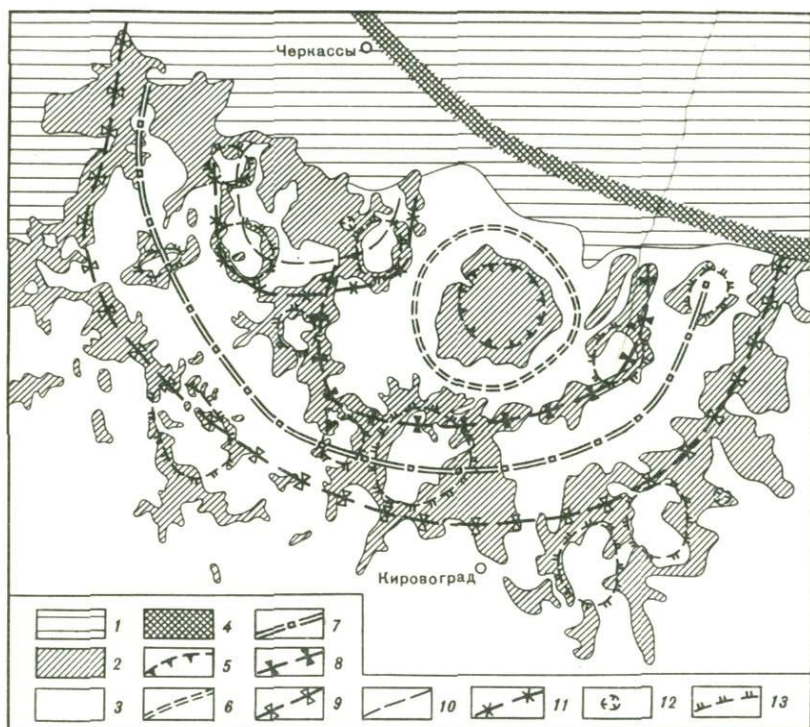


Рис. 3. Схема структурно-геоморфологических элементов Среднеднепровской тектономагматической структуры в бучакское время

Геоморфологические, фациальные данные: 1 — пляжи и зона открытого моря, площадь развития прибрежно-морских и морских отложений; 2 — долины рек и замкнутые котловины, площадь развития речных, озерно-речных, озерно-болотных, частично делювиальных углистых отложений; 3 — водоразделы, области денудации. Структурные элементы: 4 — зона Днепровского разлома; 5 — контур Болтышской тектономагматической депрессии; 6 — ось внутреннего кольцевого поднятия; 7 — ось внешнего кольцевого поднятия; 8 — ось внутренней кольцевой депрессии; 9 — ось внешней кольцевой депрессии; 10 — ось кольцевого поднятия Смелянской вулканоструктуры; 11 — ось кольцевой депрессии Смелянской вулканоструктуры; 12 — вулканические изометрические депрессии; 13 — изометрические поднятия кристаллического фундамента

токов. При пересечении кольцевых поднятий р.Тесмин теснится в каньонообразной долине.

Фации мел-палеогеновых вулканогенных образований Среднеднепровской структуры также подчинены геологическим закономерностям, ничем не отличающимся от зональности в других вулканических районах и областях (см. рис. 1). Болтышская просадка приурочена к пологому обширному своду Каменского куполовидного поднятия, основная масса которого, судя по геологическим данным и гравитационному минимуму, представлена в основном гранитами. Просадка формировалась синхронно и в связи с ростом свода (поднятия). В палеогеографическом отношении это поднятие представляло собой полуостров в условиях мелководного платформенного моря. Западнее и северо-западнее линии суша—море туфы формировались в морской среде, восточнее и юго-восточнее — на суше. Для

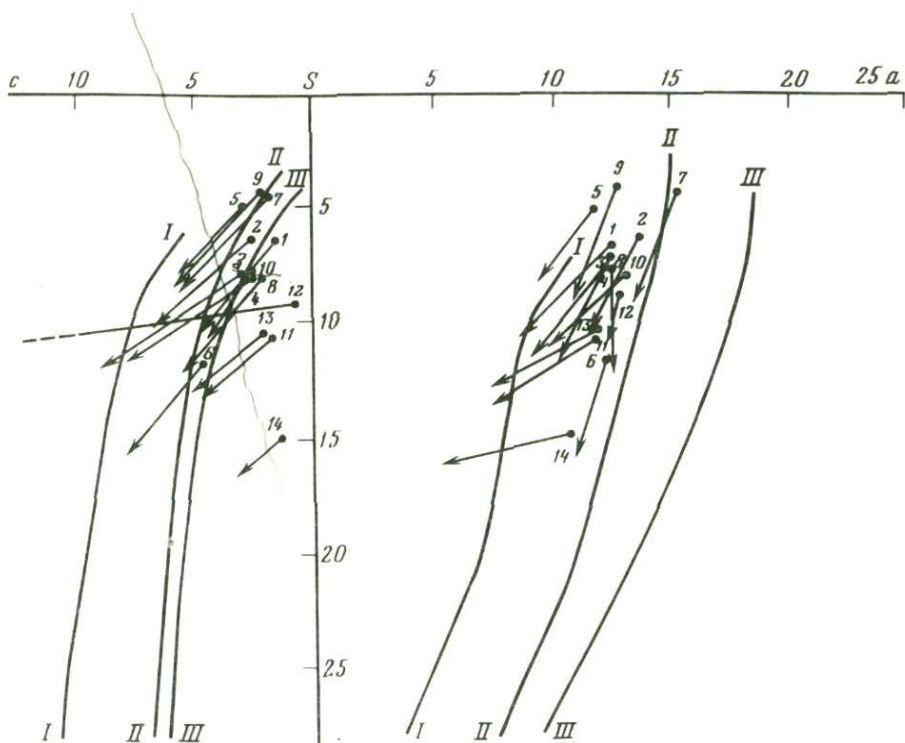


Рис. 4. Векторная диаграмма мел-палеогеновых вулканических пород (по А.Н. Заварицкому)

Номера анализов на диаграмме соответствуют номерам в таблице. I—III — вариационные линии: Пеле, Лассен-Пик, Йеллоустонский парк соответственно

морского разреза характерны туфы с карбонатным детритусовым цементом. Они содержат значительное количество фораминифер дат—палеоцена. Цвет пород зеленый, зеленовато-серый и серый. Зачастую видна параллельная слоистость. Пестрые с преобладанием бурых и красных тонов окраски характерны для наземных туфов. Слоистость и упорядоченность материала в них выражена заметно меньше. Встречаются обрывки обуглившейся и фоссилизированной древесины. В целом на суше формировался более грубый материал.

Пирокластические образования андезито-дацитового состава (рис. 4) выполняют депрессии и покрывают их склоны. Жерловины (некки) располагаются в пределах кольцевых тектоно-магматических поднятий. Методика выявления и картирования жерловин разрабатывалась нами уже после того, как основные геологосъемочные работы на этой территории были завершены. В связи с тем что возможность дешифрирования этих структур по аэрофотоснимкам довольно высокая, мы проводили их поиски в два этапа. Первый этап — это попытка наметить местоположение и контуры по аэрофотоснимку. Второй этап — заверить данные дешифрирования имеющимися скважинами или в обнажениях.

Выявлен и нанесен на карты целый ряд взрывных вулканиче-

ских кратеров заключительной фазы. Многие из них еще не заверены. Размеры выявленных воронкообразных жерл от 150 м до 1,5 км.

В результате ретроспективных построений получены новые представления о структурно-геоморфологических особенностях рельефа фундамента прибортовой части Болтышской вулканоструктуры. Здесь выявлено кольцевое поднятие интенсивно дробленного фундамента, осложненное воронкообразными формами, выполненными брекчией. Предполагается, что это также вулканические аппараты, расположенные по кольцевому разлому, ограничивающему просядку.

Однопорядковыми с охарактеризованными жерловинами являются центральные кратеры Болтышской и, возможно, Ротмистровской вулканических депрессий. По сравнению со взрывными они более ранние, давшие потоки лав, а также слоистые наземные вулканические постройки (стратовулканы).

Последовательность геологических событий может быть восстановлена приблизительно так: триас—начало юры — начало прогибания Болтышской впадины; конец средней юры—верхняя юра—нижний мел — выбросы и излияния из центральных кратеров Болтышки и Ротмистровки и продолжение формирования одноименных депрессий (просадок); сеноманская трансгрессия и накопление карбонатной толщи западнее и северо-западнее Болтышской просядки (Каменского свода); дат—палеоцен — выбросы туфов из вулканических центров, приуроченных к кольцевым поднятиям, накопление в центральной и кольцевых просядках вулканогенно-осадочных образований.

Открытие вулканических центров мел-палеогенового возраста и их структурной приуроченности к зонам тектоно-магматической активизации УЩ позволяет по-новому подойти к истории формирования альпийских вулканоструктур (и вулканоплутонических ассоциаций) древних платформ, к оценке их перспектив на ряд важнейших полезных ископаемых.

Ареал альпийского вулканизма в центральной части УЩ с этих позиций следует рассматривать не как исключительное экзотическое явление на щите, а как одну из форм проявления его активизации и как один из многих районов молодой тектоно-магматической активности. Ареалы развития альпийских вулканитов наметились на южном склоне щита, а также в западной его части.

Ареалы молодых вулканитов, выявленных на УЩ, расширяются.

## Литература

*Бондарчук В.Г., Радзівилл А.Я., Куделя Ю.А.* Прип'ятьско-Дніпровська зона крайових дислокацій I перспективи II вивчення. — Вісник АН УРСР, 1978, N 7, с. 11—17.

*Вальтер А.А., Рябенко В.А.* Взрывные кратеры Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1977. 153 с.

Закономерности развития региональной тектоники Украины/Под ред. В.Г. Бондарчука, И.И. Чебаненко, Ю.М. Довгала и др. Киев: Наук. думка, 1983. 182 с.

Основные черты тектоники Украины (объяснительная записка к Тектонической карте СССР м-б 1:1000000 /Под ред. В.Г. Бондарчука, Ю.М. Довгала, О.И. Слензака и др. Киев: Наук. думка, 1978. 182 с.

*Радзівилл А.Я., Куделя Ю.А.* Соподчиненный ряд вулканоструктур мелового—палеогенового возраста центральной части Украинского щита. — В кн.: Проблемы

палеовулканологических реконструкций и картирования в связи с вулканогенным рудообразованием, ч. 1: Тез. докл. V Всесоюз. палеовулканол. симпоз. (Черкассы, сентябрь 1981 г.) Киев: Наук. думка, 1981, с. 145—146.

Семененко Н.П. Геохронологическая структурная карта кристаллического фундамента Украины и смежных территорий (юга Восточно-Европейской платформы и ее обрамления). — В кн.: Новые данные абсолютной геохронологии. М.: Наука, 1974, с. 34—37.

Шербак Н.П., Злобенко В.Г., Жуков Г.В. и др. Каталог изотопных дат пород Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1978. 224 с.

УДК 553.64:550.8 (477.46)

*А.С. Гамзеев*

## НОВАЯ ЗОНА ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКОЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ УКРАИНСКОГО ЩИТА

В последние годы восточная контактовая зона Корсунь-Новомиргородского плутона Украинского щита (УЩ) рассматривается в качестве зоны активизации тектоно-магматической (и метасоматической) деятельности [Гамзеев, 1983; Радзивилл, 1981].

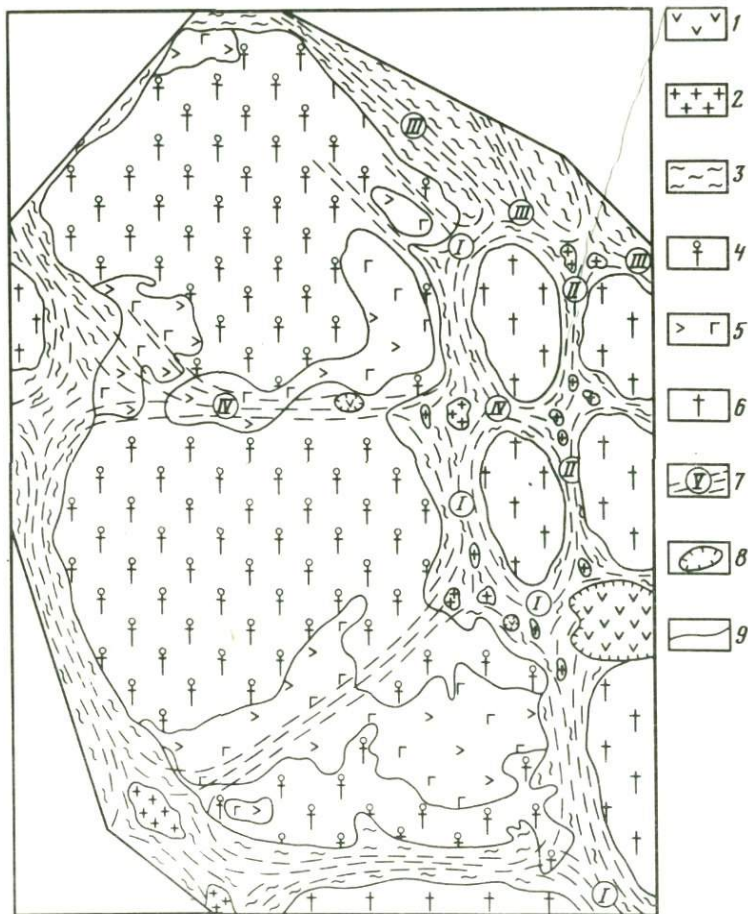
Исследуемая территория, входящая в состав Ингуло-Ингулецкого района УЩ, расположена в пределах центральной части Кировоградского блока, в зоне сочленения Центрального поднятия (Кировоградского антиклинория) и Восточной синклинали [Корреляционная стратиграфическая схема..., 1980].

В состав субмеридионального Центрального поднятия входят Корсунь-Новомиргородский (на севере) и Новоукраинский (на юге) кристаллические массивы. Восточная синклиналь, являющаяся одновременно и восточным крылом Кировоградского антиклинория, усложнена антиклинальными и синклинальными структурами второго порядка. Антиклинальные поднятия представлены Чигиринским, Знаменским, Кировоградским и другими массивами. К числу синклиналей относятся Райгородская, Лелековская, Криворожская и др.

Под зоной восточного контакта плутона понимается район, охватывающий его экзо- и эндоконтакты. Непосредственному изучению подвергались протерозойские комплексы пород, участвующие в строении Райгородской синклинали, а также примыкающие к ней с запада образования, слагающие зону восточного эндоконтакта плутона, а с востока — породы Чигиринского массива (см. рисунок).

Субширотная Яблоновско-Михайловская зона тектонических нарушений делит плутон на два крупных сводовых тектоно-магматических поднятия — Корсунское (на севере) и Новомиргородское (на юге), в строении которых принимают участие следующие формации: рапакиви и рапакививидных гранитов; габбро-анортозитов; субщелочных и щелочных метасоматитов; малых интрузивов и даек кислых и ультракислых лейкогранитов.

Породы формации рапакиви и рапакививидных гранитов образуют зонально построенные изометричные массивы и массивы неправильной в плане формы, центральные части которых сложены



Схематическая геолого-структурная карта Корсунь-Новомиргородского плутона и сопредельных территорий

1 — эффузивы и туфы Болтышской, Ротмистровской и Тимошевской впадин; 2 — черкасский гранитоидный комплекс; 3 — гнейсы челевеевской свиты с телами полиметасоматитов; коростенский комплекс Корсунь-Новомиргородского плутона; 4 — рапакиви и рапакививидные граниты; 5 — габброиды; 6 — порфиробластические граниты и мигматиты; 7 — зоны глубинных разломов (цифры в кружках): I — Черкасско-Кировоградская, II — Нечаевская, III — Северная, IV — Яблоновско-Михайловская; границы: 8 — несогласного залегания, 9 — геологических тел

мелко- и крупноовоидными биотит-амфиболовыми гранитами рапакиви. В строении периферических зон участвуют профировидные биотитовые и биотит-амфиболовые гибридные рапакививидные граниты.

Образования габбро-анортозитовой формации слагают ряд дугообразных, округлых и неправильной в плане формы массивов, занимающих краевые зоны Корсуньского и Новомиргородского сводовых поднятий. В строении формации принимают участие анортозиты, лабрадориты, габбро-анортозиты, габбро-нориты, нориты и габбро-диабазы.

Породы формации субщелочных и щелочных метасоматитов, представленные габбро-монцонитами, монцонитами, кварцевыми монцонитами, сиенитами и граносиенитами, сформировались в результате контактово-метасоматического воздействия позднепротерозойских гранитов на породы габбро-анортозитовой формации. Участки развития этих пород обычно тяготеют к контактам массивов основных пород с рапакививидными гранитами.

Образования формаций малых интрузивов и даек кислых и ультракислых лейкогранитов (гранит-порфиоров, кварцевых порфиоров, аплитов, аплитовидных и аплит-пегматоидных гранитов, пегматитов) распространены ограниченно по сравнению с перечисленными выше ассоциациями пород и слагают главным образом дайки, жилы и штоки, контролируемые зонами разрывных нарушений и контактовыми участками вмещающих пород.

В настоящее время все перечисленные комплексы магматических и метасоматических пород, принимающих участие в строении восточной эндоконтактной зоны Корсунь-Новомиргородского плутона, рассматриваются в составе нижнепротерозойского коростенского (корсуньского) комплекса. По многочисленным данным изотопный возраст пород плутона составляет 1600—1800 млн. лет [Щербак и др., 1978].

Чигиринский массив — сводовая структура второго порядка, усложненная куполовидными поднятиями третьего и четвертого порядков. В строении куполов участвуют порфиробластические биотитовые граниты и мигматиты, слагающие ядра структур. Крылья куполовидных поднятий сложены пироксен-амфиболсодержащими фациями биотитовых гранитов и мигматитов.

Осевое положение в Чигиринском массиве занимает Нечаевская зона тектонических нарушений субмеридионального простирания, которая на участках пересечения с широтной Яблоновско-Михайловской и субширотной Северной (фрагмент Днепровской зоны разломов) зонами глубинных разломов образует тектоно-магматические и метасоматические раздувы (узлы).

Вдоль перечисленных зон разрывных нарушений обнажаются гнейсы и кристаллические сланцы, реже ультраметаморфические граниты и мигматиты. Широко представлены различные по составу и структуре метасоматиты и продукты катакlastического метаморфизма. Здесь же развиты многочисленные жильные и дайковые тела аплит-пегматоидных гранитов.

Равномернозернистые (житомирские) и порфиробластические (кировоградские) граниты и мигматиты, аплит-пегматоидные граниты и апопороды слагают кировоградско-житомирский комплекс. Изотопный возраст пород комплекса — 1800—2200 млн. лет [Щербак и др., 1978].

В строении Райгородской синклинали принимает участие тонкая толща биотитовых и биотит-гранатовых гнейсов. Большим распространением пользуются продукты гранитизации — мигматиты и мигматизированные гнейсы. Реже встречаются различной величины будины, линзы и пласты метагабброидов, апогаббровых плагиогнейсов и кристаллических сланцев. Изотопный возраст пара- и орто-

пород синклинали, входящих в состав чечелевской свиты ингуло-ингулецкой серии, равен 1900—2500 млн. лет [Щербак и др., 1978, Рябенко, Моськина, 1980].

Райгородская синклиналь — это надразломная структура. Ее осевая плоскость совпадает с осевой плоскостью Черкасско-Кировоградской зоны глубинного разлома (тектонно-магматической зоны и зоны смятия) — северного отрезка Кировоградского глубинного разлома.

Благодаря среднemasштабным картографическим построениям нами установлено взаимоотношение продольных и поперечных составляющих Черкасско-Кировоградского глубинного разлома, их закономерное сочетание с образованием раздувов — характерных тектоно-магматических узлов [Гамзеев., 1983; Радзивилл, 1981].

Морфология узлов в плане приближается к ромбу, диагональ которого достигает 8—12 км. Узлы повторяются по простиранию региональных нарушений через 20—30 км. В продольном и поперечных направлениях структуры разломных зон выклиниваются или сужаются до 1—2 км. Они разделяют крупные элементы Корсунь-Новомиргородского плутона и Чигиринского массива на ряд изометричных сводовых поднятий высоких порядков.

Большинство исследователей [Белевцев, 1972; Рябенко, Моськина, 1980] рассматривают Кировоградский блок как ядро раннедокембрийской консолидации, прошедшее протоплатформенную и платформенную стадии развития земной коры и никогда не подвергавшееся переработке в условиях геосинклинального режима. Сформировавшаяся в раннем протерозое структура Кировоградского срединного массива (блока) без особых изменений сохранилась до настоящего времени.

Комплексное изучение тектоно-магматических (и метасоматических) структур зоны восточного контакта Корсунь-Новомиргородского плутона и сопредельных территорий позволило установить, что нижнепротерозойские породы габбро-анортозитового, рапакиви-гранитного, гранит-мигматитового и гнейсового комплексов были в различной степени преобразованы под влиянием кремнещелочного метасоматоза, вызванного внедрением позднепротерозойских гранитов, получивших название "черкасские".

Следует отметить, что формирование нижнепротерозойского коростенского интрузивного комплекса происходило в условиях заметной перестройки структурно-тектонического плана метаморфического субстрата и тем самым в значительной степени предопределило положение магматических и метасоматических образований позднего докембрия.

Черкасский гранитоидный комплекс включает разнозернистые (от тонко- до гигантозернистых), обычно равномернозернистые аплиты, аплитонидные, аплит-пегматоидные и пегматоидные разновидности. Реже встречаются крайние фации этой ассоциации — гранит-порфиры, кварцевые порфиры и порфиroidные мелко-среднезернистые граниты.

Для всех разновидностей характерны устойчивые минералого-

петрографические и петрохимические признаки. Породы обладают массивной и такситовой текстурами. Наиболее распространенными первичными структурами являются гранитовая, аплитовая и микропегматитовая. Граничные колебания количества породообразующих минералов следующие: кварц (30—60%), калишпат — решетчатый микроклин и микроклин-пертит (40—60%), плагиоклаз — олигоклаз и альбит-олигоклаз (15—5%), биотит (0—5%), мусковит (0—3%), амфибол (0—3%). Акцессорные и рудные минералы представлены единичными зернами циркона, монацита, апатита, ильменита, магнетита, пирита, реже колумбита и танталита.

Петрохимическая особенность черкасских гранитов заключается в пересыщенности их кремнекислотой и в повышенном содержании щелочей, причем, содержание  $K_2O$  систематически превышает количество  $Na_2O$  в 2—3 раза.

Рассматриваемые гранитоиды являются самыми молодыми внедрениями среди комплексов пород кристаллического основания района. Активные рвущие контакты черкасских гранитов установлены с гранитами и мигматитами кировоградско-житомирского ультраметаморфического комплекса, с ассоциациями основных и кислых пород коростенского комплекса; они также прорывают гнейсовые толщи чечелевской свиты.

Геологоструктурные данные, а также пока еще редкие результаты определения абсолютного возраста позволяют сделать вывод о позднепротерозойском (рифейском) возрасте черкасских гранитов с изотопными датами 1200—1600 млн. лет. По-видимому, они близки по возрасту или синхронны с пержанскими и каменногильскими интрузивно-метасоматическими комплексами других районов УЩ. Дополнительным фактором для сопоставления черкасских гранитов (и связанных с ними метасоматитов) с гранитами и метасоматитами указанных комплексов является их редкоземельно-редкометалльная металлогеническая специализация.

Внедрение черкасских гранитоидных тел осуществлялось в основном вдоль тектонически ослабленных и контактовых зон. При этом, вероятно, основная масса гранитоидов унаследовала при своем внедрении магмоподводящие каналы раннепротерозойских основных и в меньшей степени кислых интрузий. На унаследование указывает то, что в контурах развития фанерозойских гранитов встречены многочисленные останцы габброидов и гранитоидов раннепротерозойского возраста, а также продукты их последующего контактово-метасоматического преобразования — апогаббровые и апогранитные метасоматиты.

Различные участки исследуемой территории имеют неравномерную степень изученности, а поэтому форма, размеры и особенности залегания черкасских гранитоидов во многих случаях намечены в первом приближении. Фиксация положения некоторых скрытых массивов кислых и ультракислых гранитов и предварительное их оконтуривание осуществлялись с учетом гравиметрических данных. Как правило, эти массивы имеют меньший объемный вес по сравнению с вмещающими магматическими и метаморфическими образованиями,

а поэтому им соответствуют отчетливые отрицательные гравитационные аномалии овальной формы.

Тонко-мелкозернистые, реже среднезернистые, разновидности черкасских гранитов (аплит-пегматоидные фации, гранит-порфиры, кварцевые порфиры) в основном тяготеют к краевым и апикальным частям массивов, где они в зависимости от текстурных особенностей вмещающих их древних комплексов пород в одних случаях образуют четко выраженные дуговые и радиальные структуры с крутым и пологим падением дайковых и жильных тел (в гнейсово-кристаллосланцевых толщах), а в других — мелкие штоки и залежи (в гранитоидах, габброидах). Мощность отдельных дайковых и жильных тел колеблется от первых метров до первых десятков метров. Падение даек и жил в краевых частях массивов главным образом крутое ( $50-80^\circ$ ), часто в стороны от материнского центрального массива.

Характерна частая перемежаемость аплит-пегматоидных фаций черкасских гранитов с древними докембрийскими образованиями. В случае тонкого переслаивания (особенно если вмещающими породами являются гнейсы, плагиогнейсы и кристаллосланцы) наблюдаются поля мигматитов, которые своими очертаниями подчеркивают контуры отдельных тектоно-магматических структур.

Средне- крупнозернистые, нередко порфировидные, разновидности черкасских гранитов обычно слагают центральные и глубинные участки массивов. Их морфология и условия залегания остаются пока слабо изученными из-за ничтожной обнаженности. Мощность осадочного чехла над сводами этих гранитоидных тел колеблется от 30 до 100 метров. Тем не менее можно установить, что форма отдельных массивов овальная, приближающаяся к изометричной. Нередко наблюдается смещение отдельных частей массива вдоль плоскостей поздних нарушений. В последнем случае форма массивов приобретает в плане вид неправильного многоугольника. Размер массивов черкасских гранитов варьирует в поперечнике от 0,5 до 3,0 км. Для некоторых из них характерно зональное строение: центральные участки сложены порфировидными среднезернистыми гранитами, а краевые — мелко-среднезернистыми равномернозернистыми фациями.

К полям развития рифейских гранитов пространственно тяготеют многочисленные тела различных по структуре пегматоидных гранитов и пегматитов. Анализ их взаимоотношений с молодыми гранитоидными образованиями и вмещающими нижнепротерозойскими образованиями показывает, что они сформировались в заключительный этап становления массивов лейкогранитов черкасского типа и являются образованиями сингенетичными, с тонко- мелкозернистыми жильными фазами. Пегматиты и пегматоидные граниты настолько тесно ассоциируют с гранит-порфирами, аплитами и аплитоидными гранитами, что, как правило, не образуют самостоятельных тел, локализуясь полностью в дуговых и радиальных структурах, а также в апикальных частях массивов.

По мере формирования малых интрузивов и даек черкасских лейкогранитов в них, а также во вмещающих породах возникают много-

численные зоны трещиноватости различного порядка и генезиса. В дальнейшем именно эти ослабленные участки используются в качестве среды, благоприятной для фильтрации восходящих кремнещелочных постмагматических растворов.

В пределах развития малых интрузивных тел и даек лейкогранитов до сих пор не обнаружены синхронные с ними эффузивные и туфовые образования. Их отсутствие можно объяснить двумя возможными причинами — поздними процессами эрозии и метасоматоза. В последнем случае можно, по-видимому, рассматривать некоторые разновидности альбититов и сиенитоподобных метасоматитов как результат метасоматического замещения пород, которые первоначально имели вулканическую природу.

## Литература

*Белевцев Р. Я.* Региональная метаморфическая зональность центральной части Украинского щита. — Геол. журн., 1972, т. 32, вып. 3, с. 80—95.

*Болюбах К. А.* Глубинное строение центральных районов Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1972. 95 с.

*Гамзеев А. С.* Структурная позиция малых интрузивов и даек гранитов зоны Кировоградского глубинного разлома Украинского щита. — Тектоника и стратиграфия, 1983, вып. 24, с. 6—10.

*Каляев Г. И., Комаров А. Н.* Структура Кировоградского блока. — Докл. АН УССР. Сер. Б., 1969, № 3, с. 206—209.

*Кононов Ю. В.* Габбровые массивы Украинского щита (центральная часть). Киев: Наук. думка, 1966. 97 с.

Корреляционная стратиграфическая схема докембрийских образований Украинского щита и условные обозначения для крупномасштабных карт кристаллического основания: (Объяснительная записка). Киев: МГ УССР (ЦТЭ), 1980. 65 с.

*Радзивилл А. Я.* Малые интрузивы, дайки и жерловины восточной контактовой зоны Корсунь-Новомиргородского плутона. — В кн.: Проблемы палеовулканологических реконструкций и картирования в связи с вулканогенным рудообразованием. Киев: Наук. думка, 1981, с. 10—14.

*Рябенко В. А., Моськина О. Д.* Углеродистая формация центральной части Украинского щита: Препр. ИГН АН УССР, Киев, 1980. 58 с.

*Щербак Н. П., Злобенко В. Г., Жуков Г. В.* и др. Каталог изотопных дат пород Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1978. 224 с.

В.М. Моралев

ПЕРВИЧНАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА  
ОСНОВНЫХ ГРАНУЛИТОВ АРХЕЯ АЛДАНСКОГО ШИТА

Установление первичной природы кристаллических сланцев основного состава (основных гранулитов) архейского метаморфического комплекса Алданского щита имеет исключительно важное значение для понимания особенностей эволюции континентальной литосферы на ранних стадиях [Глуховский, Павловский, 1973]. Основные гранулиты в составе алданского комплекса имеют весьма широкое распространение, а исследование петрохимических и геохимических особенностей позволило многим геологам предполагать для них первичную магматическую (вулканическую) природу. Представления о первичной вулканической природе кристаллических сланцев основного состава развивались Н.В. Фроловой, Е.В. Павловским, И.М. Фрумкиным, Е.П. Миронюком, В.А. Рудником, С.Д. Великославинским, Р.Ф. Черкасовым, М.З. Глуховским, М.И. Кузьминым, В.М. Моралевым и др. Предпринятое специальное петрогеохимическое исследование позволило получить новые дополнительные данные для обоснования представлений о первичной вулканической природе основных гранулитов Алданского щита и Становой области [Моралев, 1982], где они представлены гиперстеновыми, двупироксеновыми, гранат-пироксеновыми, амфибол-пироксеновыми и пироксен-плаггиоклазовыми кристаллическими сланцами, иногда содержащими биотит.

Для этого в небольшой серии (5—15) специально отобранных проб были определены содержания редких элементов (Ti, Ce, Y, Zr, Nb), являющихся наименее подвижными при метаморфизме. Результаты нанесены на диаграммы, используемые для исследования пород вулканических серий [Winchester, Floyd, 1977]. Положение точек в пределах полей базальтов, субщелочных базальтов и андезито-базальтов может считаться достаточно надежным доказательством метабазальтовой природы изученных основных гранулитов.

Близкие результаты были получены на основании анализов спектров распределения редкоземельных элементов, также являющихся малоподвижными при метаморфизме. Сравнение проводилось отдельно для пород с обычными для базальтов содержаниями магния (7—8%) и для высокомагнезиальных разновидностей (метакоматиитов) с содержаниями магния от 18 до 24%. Объектами для сравнения являлись спектры содержаний редкоземельных элементов в базальтах, базальтовых, перидотитовых и пироксенитовых коматиитах архейских вулканических серий зеленокаменных поясов древних щитов [Hawkesworth, O'Nions, 1977; Jahn, Sun, 1979].

Содержания редкоземельных элементов (нормализованные по хондриту) в основных гранулитах изученных районов показывают все особенности, характерные для спектров неизмененных или слабо измененных архейских базальтов и коматиитов [Моралев, 1982]. Это выражается в сходстве уровней концентрации редкоземельных эле-

ментов, отсутствии четко выраженного наклона кривых (т.е. отсутствии существенных различий в содержаниях легких и тяжелых редкоземельных элементов), наличии слабого европиевого минимума. В высокомагнезиальных основных гранулитах европиевый минимум выражен несколько более резко, чем в аналогичных породах зеленокаменных поясов, что, видимо, отражает принадлежность их к породам более высокой фации метаморфизма. В остальном эти породы характеризуются спектрами распределения редкоземельных элементов, вполне сходными со спектрами типичных архейских базальтовых и перidotитовых коматитов Южной Африки [Hawkesworth, O'Nions, 1977].

Выявленные геохимические особенности распределения редкоземельных и других инертных элементов (титана, циркония, ниобия) свидетельствуют о метабазальтовой природе основных гранулитов. Эти данные позволили предположить, что величины геохимически индикативных отношений инертных компонентов в основных гранулитах также должны быть близкими к тем, которые характерны для хондритов и магматических пород мантийного происхождения. Действительно, величины отношений  $TiO_2/Y, Nb/Zr, TiO_2/P_2O_5$ , определенные в основных гранулитах Алданского щита, оказались близкими к трендам хондритов и непосредственно примыкающими к полю базальтов срединноокеанических хребтов [Jahn et al. 1979; Моралев, 1982].

Полученные данные хорошо согласуются с результатами исследований по распределению изотопов стронция в архейских кристаллических сланцах Алданского щита и Становой области. В метаморфических породах основного состава, слабо измененных процессами гранитизации и не содержащих в значительных количествах биотит и флогопит, установлены низкие (0,7030—0,7088) начальные отношения  $^{87}Sr/^{86}Sr$  [Брандт и др., 1978]. Поскольку низкие величины отношения  $^{87}Sr/^{86}Sr$  свидетельствуют о мантийном магматическом происхождении исследуемых пород, можно полагать, что низкие отношения изотопов стронция в основных гранулитах унаследованы от исходных базальтов и что эти отношения увеличивались позднее вследствие привноса щелочей при метаморфизме и гранитизации гранулитовых серий.

Полученные геохимические доказательства первичной магматической мантийной природы основных гранулитов позволяют перейти к анализу петрохимических характеристик пород.

Необходимо заметить, что такой анализ для основных гранулитов архея Алданского щита и Становой области частично уже выполнялся. Так, Е.П. Миرونюк и др. [1977] показали совпадение точек составов основных гранулитов с трендом базальтов на диаграмме А.Н. Заварицкого. В работах С.Д. Великославинского [1976] и Л.М. Реутова [1981] указывается, что точки составов неизменных кристаллических сланцев иенгрской серии на диаграмме А.А. Предовского попадают в поле базитов.

Для более обоснованного суждения о петрохимических характеристиках основных гранулитов архея Алданского щита и Становой области по собственным материалам и данным других авторов [Великославинский, 1976; Глуховский и др., 1977; Кастрькина и Карсаков, 1977] составлена более представительная выборка из 137 анализов. Для

анализа этой выборки использована серия петрохимических диаграмм, предназначенных для определения первичной природы метаморфических пород и для исследования андезит-базальтовых вулканических серий.

На диаграмме X. Ля Роша видно, что большая часть точек составов основных гранулитов образует поле, примыкающее к тренду составов магматических пород в области базальта, габбро и ультраосновных пород. Общая вытянутость ореола точек параллельна тренду магматических пород. Наибольшее сгущение точек наблюдается вокруг среднего состава базальтов. Некоторая часть точек заметно смещена в сторону низкоглиноземистых составов и попадает в основном в поле полимиктовых (граувакковых) песчаников, намечая второй, менее четко выраженный тренд, почти поперечный по отношению к тренду магматических пород. Наличие этого тренда свидетельствует о возможном происхождении части исследованных пород в результате метаморфизма слабодифференцированных (незрелых) граувакк или туфогенных песчаников. Большая же часть основных гранулитов, судя по этой диаграмме, очевидно, отвечает metabазальтам или высокомагнезиальным базальтам. На треугольной диаграмме  $\text{CaO—MgO—O}$  [Белоножко и др., 1979] большая часть точек ложится в область, где поля составов магматических и осадочных пород сближены либо перекрываются. Тем не менее в целом общий тренд поля точек хорошо совпадает с трендом магматических пород основного и ультраосновного состава, что также свидетельствует в пользу metabазальтовой природы основных гранулитов. Бинарная диаграмма  $\text{CaO—MgO}$  также показывает корреляционную связь между этими компонентами, причем наблюдается тенденция уменьшения содержания кальция с возрастанием магнезиальности, которая характерна для базальтоидов [Моралев, 1982].

Аналогичная картина наблюдается и на бинарных диаграммах  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—MgO}$  и  $\text{TiO}_2\text{—MgO}$ . Последняя в этом отношении наиболее показательна, так как в метаосадочных породах концентрации титана возрастают с увеличением магнезиальности. В исследованных основных гранулитах содержания титана снижаются по мере увеличения магнезиальности, что характерно для metabазальтовых серий. Лишь в области низкомагнезиальных составов ( $\text{MgO}$  от 4 до 12%) поле точек не обнаруживает четкой вытянутости, что может быть связано с присутствием в выборке туфов или метаосадочных пород типа граувакк.

На общей диаграмме составов магматических пород [Андреева и др., 1978] можно видеть, что большая часть точек ложится в поле субщелочных и толеитовых базальтов. Небольшая часть точек попадает в поле пикритов.

Для анализов составов коматиит-базальтовых серий были использованы также диаграммы Б. Чёрча и Вильёнов [Church, 1975; Viljeen M., Viljeen R., 1969]. На диаграмме Б. Чёрча, помимо группы точек, находящихся в поле базальтов, часть точек располагается вдоль тренда коматиитов и гипербазитов, а некоторые точки попадают на линию составов лунных пород. На диаграмме Вильёнов также хорошо видно, что кроме четко обособляющейся группы точек, расположенной в пределах или вблизи поля базальтов, имеются точки, близкие к составам

базальтовых, пироксенитовых и перидотитовых коматитов [Моралев, 1982].

Эти диаграммы, таким образом, вполне убедительно свидетельствуют о том, что основные гранулиты архея Алданского щита являются в основном метабазами, однако среди них имеются и высокомагнезиальные магматические породы типа базальтовых, пироксенитовых и перидотитовых коматитов.

Полученные геохимические и петрохимические доказательства метабазаальной природы основных гранулитов Алданского щита и Становой области позволили предположить, что в отдельных пластах этих пород в вертикальном разрезе может наблюдаться распределение петрогенных и малых элементов, аналогичное тому, которое установлено для единичных покровов базальтовых лавовых серий. Известно, что в разрезах архейских осадочно-вулканогенных серий в нижней половине единичных лавовых покровов наблюдается увеличение содержания магния и никеля [Groves, 1979]. Такое распределение очень хорошо заметно в покровах мощностью в десятки метров и гораздо слабее выражено в покровах мощностью в первые метры.

С целью проверки этого предположения несколько прослоев пироксеновых кристаллических сланцев, заключенных между горизонтами биотитовых гнейсов и мигматитов, были опробованы по разрезу. Результаты исследования показали, что в прослое мощностью около 10 м в нижней половине разреза действительно наблюдается значительное увеличение содержания магния и никеля, вполне аналогичное установленному в базальтах и коматитах архейских толщ зеленокаменных поясов Западной Австралии, вмещающих сульфидные руды никеля [Моралев, 1979]. В прослоях мощностью около 1,5 м некоторая тенденция к повышению концентраций магния и никеля в нижней части разрезов также наблюдается, однако, как и следовало ожидать, она выражена очень слабо. Полученные результаты свидетельствуют о том, что основные гранулиты являются метабазами и метакоматитами, причем отдельные пластовые тела этих пород сохраняют петрогеохимические особенности единичных лавовых покровов [Моралев, 1982].

Приведенные данные показывают, что архейские комплексы Алданского щита являются метаморфизованными вулканогенно-осадочными сериями, частично сохранившими первичное слоистое сложение, а входящие в их состав основные гранулиты являются первично магматическими, главным образом вулканогенными, породами основного и, частично, ультраосновного состава. При этом архейские метабазиты отвечают по составу не только толеитовым базальтам, но и базальтам других формационных типов (известково-щелочной серии, внутриплитных щелочных базальтов), что свидетельствует либо о разнообразии и неоднократной смене тектонических условий формирования базитовой протокры на ранних стадиях эволюции литосферы, либо о специфике этих условий, характерной только для древнейших этапов геологической истории Земли.

Полученные выводы не только подтверждают предположения о первичной вулканической природе основных гранулитов Алданского щита и Становой области, но и хорошо согласуются с результатами

новейших исследований природы докембрийских метабазитов и метакристаллитов других районов, в том числе как наиболее близких к южной окраине Сибирской платформы [Cong Bolin et al., 1982], так и удаленных от нее. Отсюда очевидно, что при построении тектонических моделей ранних стадий эволюции литосферы необходимо исходить из представлений о первичности базитовой протокоры.

## Литература

- Андреева Е.Д., Богатиков О.А., Бородаевская М.Б. и др. Систематика магматических горных пород. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, N 10, с. 17—25.
- Белоношко Л.Б., Гиммельфарб Г.Б., Горбачев О.В. Первичная природа кристаллических сланцев основного состава (на примере иенгской серии архейского алданского комплекса в центральной части Алданского щита). — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1979, вып. 5, с. 113—139.
- Брандт С.Б., Киселев Ю.В., Перминов А.В. и др. Абсолютный возраст кристаллических сланцев Алданского щита по данным рубидий-стронциевого и калий-аргонового методов. — Сов. геология, 1978, N 9, с. 70—79.
- Великославинский С.Д. Закономерности раннеархейского основного вулканизма центральной части Алданского щита. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1976, N 1, с. 48—58.
- Глуховский М.З., Моралев В.М., Кузьмин М.И. Тектоника и петрогенезис катархейского комплекса Алданского щита в связи с проблемой протоофиолитов. — Геотектоника, 1977, N 6, с. 103—117.
- Глуховский М.З., Павловский Е.В. К проблеме ранних стадий развития Земли. — Геотектоника, 1973, N 2, с. 3—7.
- Кастрыкина В.М., Карсаков Л.П. Петрохимия кристаллических сланцев глубинных зон метаморфизма юга Алданского щита. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, т. 52, N 2, с. 5—21.
- Миролюк Е.П., Любимов Б.К., Магнусевский Э.Л. Геология западной части Алданского щита. М.: Недра, 1971. 240 с.
- Моралев В.М. Сульфидные руды никеля. — В кн.: Проблемы геологии и полезных ископаемых на XXV сессии Междунар. геол. конгресса. М.: Наука, 1979, с. 240—251.
- Моралев В.М. Метабазальты гранулитовых серий Алданского щита. — В кн.: Осадочная геология. М.: Наука, 1982, с. 100—117.
- Рейтов Л.М. Докембрий центрального Алдана. Новосибирск: Наука, 1981, 186 с.
- Church B.N. A tertiary thermal event in south-central British Columbia: Discussion. — Canad. J. Earth Sci., 1975, vol. 12, p. 796—799.
- Cong Bolin, Li Jiliang, Zhang Rujuan. On the Protolith reconstruction and geological implications of early archaean metamorphic rocks in Eastern Hebei. — Дунжи Кэсюэ, Sci. Geol. Sin., 1982, N 2, p. 125—133.
- Groves D.I. Sulphide nickel-copper deposits of Western Australia: geology, exploration and evaluation. International seminar on the development potential of Precambrian mineral deposits. Moscow, 1979. 60 p.
- Hawkesworth C.J., O'Nions R.K. The petrogenesis of some archaean volcanic rocks from Southern Africa. — J. Petrol., 1977, vol. 18, N 3, p. 487—520.
- Jahn B.M., Sun S.S. Trace element distribution and isotopic composition of archaean greenstones. — Phys. and Chem. Earth, 1979, N 11, p. 597—618.
- Jahn B.M., Sun S.S., Nesbitt R.W. REE distribution and petrogenesis of the Spanish peaks igneous complex, Colorado. — Contrib. Miner. and Petrol., 1979, vol. 70, N 3, p. 281—298.
- Viljoen M.J., Viljoen R.P. The geology and geochemistry of lower ultramafic unit of the Onverwacht group and a proposed new class of igneous rock. — Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr., 1969, N 2, p. 55—85.
- Winchester J.A., Floyd P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. — Chem. Geol., 1977, vol. 20, p. 325—343.

ХАРАКТЕР И АКТИВНОСТЬ ВУЛКАНИЗМА  
ДРЕВНЕГО ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОГО РИФТА

Днепровско-Донецкая впадина является примером древнего палеозойского рифта, и реконструкция ее геологического прошлого чрезвычайно важна для понимания общей картины рифтогенеза Земли. Девонский вулканизм, установленный в пределах впадины, вначале классифицировался как спилито-кератофировый, характерный для геосинклиналей [Бернадская, 1961]. В последнее десятилетие благодаря глубокому и сверхглубокому поисковому бурению на нефть и газ был получен новый фактический материал, позволивший пересмотреть это представление и отнести вулканические толщи впадины к платформенным, точнее к рифтовым эпиконтинентальным образованиям [Ляшкевич, Завьялова, 1977]. Идея о впадине на древнем рифте была высказана в работах В.К. Гавриша [1974] и В.Н. Макаревича [1971] на основе геофизических и общегеологических данных и затем подтверждена нашими исследованиями магматизма [Ляшкевич, 1974] как наиболее достоверного информатора о прошлых тектонических процессах, поскольку его продукты в виде конкретных геологических объектов (даек, штоков, лавовых потоков, туфовых толщ и пр.) сохраняются и доступны реконструкции.

Прежде всего было отмечено, что вулканизм впадины не имеет четкого облика ни трапповых, ни геосинклинальных формаций. С одной стороны, для него характерен явно щелочной уклон базальтовых магм, с другой — большие мощности эффузивно-пирокластических толщ, свойственные активным геосинклиналям и достигающие 2—3 км. Целый ряд признаков сближает магматизм впадины с магматизмом современных рифтов: локальное накопление мощных вулканогенных толщ, обилие пирокластических продуктов, преимущественное развитие базальтов повышенной щелочности, большое разнообразие вулканических пород, направление дифференциации от оливиновых базальтов к трахитам и риолитам, развитие в отдельных участках щелочно-ультраосновных пород, карбонатитов, отсутствие среди мафических минералов гиперстена и значительное обогащение пород титаном.

Глубинное строение впадины, по данным В.Б. Соллогуба, Л.Г. Калюжной [1982], В.К. Гавриша [1974] и др., определяется наличием утоненной коры, неоднородностью поверхности Мохо, имеющей в общем виде форму антиклинального вздутия, и развитием в нижней части коры слоя разуплотнения коро-мантийного вещества, т.е. имеются все признаки, характерные для рифтовых континентальных зон [Милановский, 1976].

Вулканизм сопровождает все стадии тектонического развития рифта: сводообразование, заложение ограничивающих субширотных разломов, проседание. На начальном этапе сводового вздутия и в процессе его развития в рифе — венде происходят излияния дориф-

товых траппов, представленных толеитовыми базальтами. Вероятно, на границе  $D_2$ — $D_3$  вдоль краевых глубинных разломов выделяется рифт (расселина) и внедряются наиболее глубинные и щелочные магмы собственно рифтогенного этапа. В течение позднего девона продолжается формирование рифта, сопровождающееся излиянием умеренно щелочных основных магм и внедрением многочисленных даек диабазов, указывающих на растяжение земной коры в этом регионе. Дальнейшее развитие палеорифта идет по пути прогибания и накопления осадков (синеклизный этап) и полного затухания магматической деятельности. В каменноугольно-нижнепермских отложениях вулканические продукты в пределах впадины не встречены.

Магматические процессы девонского периода охватили территорию не только Днепровско-Донецкой впадины, но и прилегающих регионов: Припятской впадины, Донбасса, Воронежской антеклизы.

На востоке Припятской впадины зафиксированы проявления позднедевонского вулканизма в виде двух эффузивно-пирокластических толщ, из которых нижняя имеет мощность 170—770 м, верхняя 111—605 м [Корзун, Махнач, 1977]. Сложены они породами резко выраженного щелочного состава: трахибазальтами, щелочными трахитами, нефелинитами, лейцититами и пр., среди которых явно преобладают пирокластические разности.

Магматическая деятельность Донбасса была намного сложнее, разнообразнее и длительнее вследствие его многоэтапного тектонического развития [Бутурлинов, 1976]. В среднепалеозойский рифтогенный этап накопился вулканогенный волновахско-еланчикский комплекс  $D_2$ — $D_3$  [Гоньшакова и др., 1968; Лебединский, Кириченко, 1973], представленный базальтами, реже лимбургитами, трахитами, и гипабиссальный покрово-киреевский комплекс разнообразных щелочных пород: малиньитов, ювитов, авгититов, пикритов и пр. В связи с последним отмечается развитие кимберлитоподобных пород [Гоньшакова и др., 1974]. Следует отметить, что в Донбассе известны и более молодые пермо-триасовые вулканы, связанные с миогеосинклинальной фазой развития этого региона.

В Воронежской антеклизе, которая, по-видимому, представляла в среднем палеозое плечо развивающегося рифта, известны покровы позднефранских базальтов, имеющих суммарный объем 73 км<sup>3</sup> [Быков, 1975].

В Днепровско-Донецкой впадине достоверно установлены две главные фазы вулканизма: позднефранская и позднефаменская, давшие накопления нижней и верхней эффузивно-пирокластических толщ. Возраст толщ определяется их стратиграфическим положением в девонских разрезах. Данные абсолютного возраста, широко применяемые для расчленения кайнозойских вулканических пород, пока немногочисленны и дают значительные колебания. Для нижней эффузивно-пирокластической толщи реперные величины составляют 298—414 млн. лет, среднее значение  $\bar{x}_{23} = 433$  млн. лет; для верхней — 234—399 млн. лет,  $\bar{x}_{22} = 296$  млн. лет. Среди дайковых пород наметилось две группы: более древние диабазы — 497—600 млн. лет,  $\bar{x}_8 = 566$  млн. лет и диабазы,

синхронные позднедевонским вулканитам, — 220—408 млн. лет,  $\bar{x}_{18} = 423$  млн. лет.

По составленным нами палеовулканологическим картам [Ляшкевич, Марушкин, 1982], отображающим особенности накопления нижней и верхней вулканогенных толщ, подсчитан примерный объем магматических пород, равный 6 тыс. км<sup>3</sup>, что отвечает объему вулканитов Байкальского рифта. Накопление нижней (верхнефранской) толщи, занимающей площадь в 7,8 км<sup>2</sup>, приурочено к выступам прибортовых зон. Мощность ее колеблется от 100 до 900 м, в среднем составляет 300 м. В составе толщи преобладают базальты и их туфы, а также щелочно-ультраосновные разности, представленные агломератовыми лавами, кластолавами и туфами. Коэффициент эксплозивности  $E = 80—90\%$ .

Верхняя эффузивно-пирокластическая толща, образовавшаяся в позднефаменскую фазу вулканизма, развита преимущественно в центральной части впадины. Занимаемая ею площадь примерно равна площади нижней толщи — 7,2 тыс. км<sup>2</sup>, т.е. масштабы вулканизма не сократились, переместились лишь центры извержения. Для этой фазы характерно формирование ряда крупных вулканов и накопление толщи, максимальная мощность которой составляет 1,5—2 км; толща сложена преимущественно базальтами, андезитами и ортофирами с  $E = 25—35\%$ .

Реликты вулканических построек сложены вокруг центров извержения преимущественно лавами и агломератовыми туфами основного и среднего состава. Их окаймляют поля средне- и мелкообломочных туфов, а в подножиях развиты терригенно-вулканогенные толщи, сформированные на значительном удалении от аппаратов предполагаемых палеовулканов.

Вокруг одного из самых крупных вулканов — Ладинки — в течение обеих фаз вулканизма на площади примерно в 400 км<sup>2</sup> накопилось свыше 740 км<sup>3</sup> эффузивно-пирокластических продуктов. Если сравнить деятельность современных вулканов-гигантов Килиманджаро и Кении, которые в Восточно-Африканской рифтовой зоне выбросили приблизительно по 4 тыс. км<sup>3</sup> каждый [Белоусов и др., 1974], с деятельностью Ладинки и при этом учесть, что часть постройки древнего вулкана была размыва, то его следует считать весьма крупным вулканическим сооружением.

Вулканическая деятельность не прекращалась в течение всего позднего девона. Для одних вулканов, таких, как Ладинка, Седнев и пр., непрерывная вулканическая деятельность охватывала франскую и фаменскую эпохи, другие действовали только во время первого или второго вулканического цикла. Распространенными формами вулканических тел, которые иногда удается установить в разрезах девона, являются потоки лав, слои туфов, пирокластические агломератовые потоки, трубки взрыва, дайки.

Несмотря на высокую активность вулканизма, эффузивно-пирокластический материал не сплошь покрывает дно рифта, а сосредоточивается вблизи краевых и поперечных глубинных разломов и в приподнятых блоках фундамента, в частности Брагинско-Чернигов-

ском, Прилукско-Ичнянском и др. Такая же закономерность прослеживается в современных рифтах, например Танганьикской и Руква-Ньяской ветвях.

К числу общих особенностей внутреннего строения рифтов можно отнести также наличие выступов фундамента типа Кошелевского и Старохуторского, на которых нет следов вулканизма и девонского осадконакопления. Аналогичные блоки докембрийского фундамента наблюдаются в современных рифтах. Так, в Западной ветви Восточно-Африканского рифта блок Рувензоры вытолкнут на высоту до 5 км и не затронут процессами современного вулканизма [Белоусов и др., 1974].

На основе геолого-структурных, минералого-петрографических и петрохимических признаков, с учетом данных Л.Г. Бернадской [1961], Б.С. Гладких [1976], В.И. Гоньшаковой, Н.В. Бутурлинова [1976], В.П. Корзуна, А.С. Махнача [1977], В.И. Лебединского, Л.Г. Кириченко [1973] и др., нами, согласно классификации В.Л. Масайтиса и др. [1979], выделены в пределах древнего рифта следующие магматические формации: трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовая, формация меланонефелинитов, щелочных ультрамафитов, фельдшпатоидных габброидов и карбонатитов (сокращенно щелочно-ультрамафитовая) и базальт-долеритовая. Первые две формации представлены сложно дифференцированными щелочными сериями пород, третья — толентовыми базальтами. Припятские вулканы выделены в сопряженную, близкую щелочно-ультрамафитовой, но более лейкократовую формацию щелочных базальтоидов, фонолитов. Присутствие кимберлитоподобной формации предполагается в Донбассе [Гоньшакова и др., 1976] и в центральной части Днепровско-Донецкой впадины [Ляшкевич, Марушкин, 1982]. Пространственное распространение этих формаций схематически показано на рисунке.

По-видимому, Припятско-Днепровско-Донецкая структура представляла в девоне единый рифт. На схеме видно, что наибольшим развитием пользуется трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовая формация, на фоне которой в узлах пересечения продольных, ограничивающих впадину разломов с глубинными поперечными разломами развита щелочно-ультрамафитовая формация. Так, на пересечении с Ядловско-Трактемировским разломом находится припятский щелочно-базальтоидный комплекс, с Криворожско-Комаричским — белоцерковский, с Кальмиусским — покрово-киреевский комплекс ультрамафитов.

Среди пород, слагающих трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовую формацию, присутствуют базальты, мелафиры, анкарамиты, анальцимовые базальты, трахиандезито-базальты, трахиандезиты, трахиты, риолиты и их туфы. В составе щелочно-ультрамафитовой формации — базальты, анальцимовые базальты, трахиты, щелочные трахиты, авгититы, пикриты, меймечиты, фонолиты, лейцититы, нефелиниты, тефриты и их туфы. Характерно, что в обеих формациях встречены одни и те же базальты, трахиандезито-базальты, трахиты, ничем не различающиеся между собой, и в то же время для первой формации типоморфны риолиты, а для второй — меймечиты, фонолиты и лейцититы. Базальт-долеритовая формация представлена

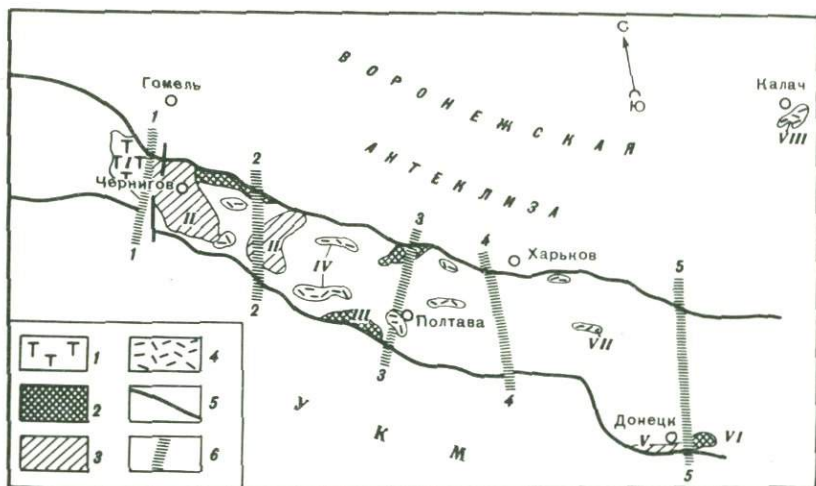


Схема распространения девонских магматических формаций Припятско-Днепровско-Донецкого палеорифта

Формации: 1 — щелочных базальтоидов, фолонитов; 2 — меланонэфелинитов, щелочных ультрамафитов, фельдшпатоидных габброидов и карбонатитов; 3 — трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовая; 4 — базальт-долеритовая; 5 — глубинные разломы, ограничивающие впадину; 6 — поперечные глубинные разломы: 1-1 — Ядловско-Трактомировский, 2-2 — Знаменско-Пирятинский, 3-3 — Криворожско-Комаричский, 4-4 — Орехово-Павлоградский, 5-5 — Кальмиусско-Айдарский; магматические комплексы: I — припятский, II — черниговский, III — белоцерковский, IV — дайковый, V — волновахско-еланчикский, VI — покрово-киривский, VII — толсит-базальтовый, VIII — воронежский

главным образом диабазами и габбро-диабазами; формация щелочных базальтоидов в Припятской впадине — теми же разновидностями щелочных пород, что и щелочно-ультрамафитовая формация, только с преобладанием лейкократовых разностей.

Объем вулканических продуктов в пределах Днепровско-Донецкой впадины подсчитывался по макетам: 1 : 200 000 масштаба, по площади и мощности вулканических толщ. Вулканогенные толщи распространены на площади примерно в 16 тыс. км<sup>2</sup>, их объем равен 6 тыс. км<sup>3</sup>; это сопоставимо с объемом магматических пород Байкальского рифта, но в 20 раз меньше объема вулканитов Кенийского рифта [Логачев, 1977]. Площади развития нижней и верхней вулканических толщ приблизительно равны, однако во вторую позднефаменскую фазу вулканизма было извергнуто вдвое больше вулканического материала, который и сформировал крупные палеовулканы.

Для выражения и сравнения вулканической активности рифта нами использовано понятие удельной плотности энергии вулканического процесса ( $U_{th}$ ). Согласно А.А. Бухарову [1975]:

$$U_{th} = P/t = E/St,$$

где  $P$  — параметр плотности энергии,  $E$  — тепловая энергия извержения,  $S$  — площадь распространения вулканических продуктов,  $t$  — время, отвечающее длительности вулканического процесса.

Удельная плотность равна суммарной тепловой энергии в джоулях,

Т а б л и ц а  
Удельная плотность тепловой энергии ( $U_{th}$ )  
различных вулканических областей

N п.п.	Регион	Площадь, км <sup>2</sup>	Объем, км <sup>3</sup>	Тепловая энергия, Дж	Время, млн. лет	$U_{th}$ Дж×10 <sup>17</sup>
1	Днепровско-Донецкая впадина	16×10 <sup>3</sup>	6×10 <sup>3</sup>	1,9×10 <sup>22</sup>	10	1,2
2	Кенийский рифт	6×10 <sup>5</sup>	1×10 <sup>5</sup>	3,1×10 <sup>23</sup>	22	0,2
3	Байкальский рифт	24×10 <sup>4</sup>	6×10 <sup>3</sup>	1,9×10 <sup>22</sup>	30	0,025
4	Юг Сибири, девонский вулканизм	—	—	0,37×10 <sup>24</sup>	60	1,2
5	Курильская островная дуга	38×10 <sup>4</sup>	4,4×10 <sup>6</sup>	5,5×10 <sup>27</sup>	83	1,7
6	Кавказ	85×10 <sup>3</sup>	3,7×10 <sup>4</sup>	4,6×10 <sup>22</sup>	24	0,2
7	Прибайкалье, протерозойский вулканизм	32×10 <sup>3</sup>	1,6×10 <sup>4</sup>	0,9×10 <sup>23</sup>	80	4
8	Плато Декан	5×10 <sup>5</sup>	5×10 <sup>5</sup>	1,6×10 <sup>24</sup>	20	2,1
9	Плато Колумбия	22×10 <sup>4</sup>	1,9×10 <sup>5</sup>	6,1×10 <sup>23</sup>	10	2,7
10	Сибирское плато	25×10 <sup>5</sup>	9×10 <sup>5</sup>	2,8×10 <sup>24</sup>	130	0,09
11	Плато Карру	2×10 <sup>6</sup>	1,4×10 <sup>6</sup>	4,4×10 <sup>24</sup>	60	0,37

Примечание 1 — наши данные; 2, 3 — данные Н.А. Логачева [1977]; 4 — И.В. Лучицкого [1971]; 5 — Е.К. Мархинина [1968]; 6 — Е.Е. Милановского [1976]; 7 — А.А. Бухарова [1975]; 8 — 11 — Х. Йодера [1979].

выделившейся при вулканизме на площади в 1 км<sup>2</sup> в течение 1 млн. лет. Имея исходные цифры, т.е. зная размер площади распространения вулканитов — 16 тыс. км<sup>2</sup>, их объем — 6 тыс. км<sup>3</sup>, время их извержения — поздний девон, 10 млн. лет, среднюю температуру вулканического материала (с учетом разнообразия пород) — 1000°С и подставив эти данные в соответствующие формулы [Лучицкий, 1971; Бухаров, 1975], получаем внушительные цифры. Общая выделившаяся при вулканизме тепловая энергия равна 1,9×10<sup>22</sup> Дж, что составляет приблизительно 0,004 часть всей тепловой энергии, выделившейся при вулканических процессах на всем земном шаре в девонский период; удельная плотность составляет 1,2×10<sup>17</sup> Дж (см. таблицу).

Для сравнения в таблице приведены удельные плотности энергии, подсчитанные различными исследователями для ряда вулканических областей. Оказывается, что по удельной плотности энергии активность вулканических процессов Днепровско-Донецкой впадины в 45 раз выше, чем в Байкальском рифте, хотя по объему изверженного материала эти области равны, и в 6 раз выше удельной плотности энергии Кенийского рифта, который обычно принимается как эталон рифта с максимально активным вулканизмом. По активности магматических процессов Днепровско-Донецкая впадина сопоставима с девонским вулканизмом юга Сибири и кайнозойским вулканизмом Курильской островной дуги.

Нами были подсчитаны величины удельной плотности энергии для траппов Декана, Сибири, Карру, Колумбии, соответствующие массо-

вому излиянию основных лав в истории Земли. Необходимые данные (общая тепловая энергия, площадь и др.) взяты из работы Х. Йодера [1979] (см. таблицу). Примечательно, что несмотря на большие объемы извергнутого материала и соответственно большую общую тепловую энергию излияния траппов, интенсивность вулканических процессов имела тот же порядок, что и в Днепровско-Донецкой впадине, и даже была ниже, так как излияния траппов происходили на больших площадях и длились дольше.

Все это позволяет считать Днепровско-Донецкую впадину, являющуюся частью палеозойского Припятско-Днепровско-Донецкого палеорифта, активной вулканической областью в течение позднего девона, отвечающего рифтовому этапу развития данной структуры.

Рифты могут быть в различной мере раскрытыми и по степени раскрытия отвечают ряду Байкальский рифт — Восточно-Африканский — рифт Красного моря [Милановский, 1976]. Судя по щелочному характеру вулканических пород и их объему, древний Припятско-Днепровско-Донецкий рифт соответствовал уровню раскрытия Восточно-Африканского рифта, при этом примечательно, что вулканизм проявился в тех же формациях и примерно с той же интенсивностью. Схожесть вулканических процессов Днепровско-Донецкой впадины и Восточно-Африканского рифта свидетельствует о повторяемости тектоно-магматических рифтогенных процессов в геологической истории развития Земли.

## Литература

Белоусов В.В., Герасимовский В.И., Горячев А.В. и др. Восточно-Африканская рифтовая система. М.: Наука, 1974. Т. 2. 259 с.

Бернадская Л.Г. Вулканические породы Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Изд-во АН УССР, 1961. 190 с.

Бутурлинов Н.В. Фанерозойский магматизм в геологической истории развития Донбасса. — В кн.: Проблемы петрологии. Алма-Ата: Наука, 1976, т. 1, с. 40—42.

Бухаров А.А. Сравнительная оценка энергии вулканических процессов некоторых рифтовых зон и вулканических областей. — В кн.: Проблемы рифтогенеза. Иркутск, 1975, с. 28—30.

Быков И.Н. Верхнедевонские базальты юго-восточной части Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1975. 132 с.

Гавриш В.К. Глубинные разломы, геотектоническое развитие и нефтегазоносность рифтогенов. Киев: Наук. думка, 1974. 158 с.

Гладких В.С. Петрохимические и геохимические особенности щелочных оливиновых и толеитовых базальтов Восточно-Европейской платформы. — В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1976, т. 2, с. 143—146.

Гоньшакова В.И., Бойчук М.Д., Бутурлинов Н.В. и др. Появление щелочно-ультраосновного-щелочнобазальтоидного магматизма в зоне сочленения прогиба Большого Донбасса с Украинским кристаллическим щитом. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 9, с. 3—15.

Гоньшакова В.И., Бутурлинов Н.В. Палеозойско-мезозойские магматические формации чехла Восточно-Европейской платформы. — В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1976, т. 2, с. 21—29.

Гоньшакова В.И., Зарицкий А.И., Кирикилица И.С. и др. К вопросу о кимберлитовом магматизме в Приазовье. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 2, с. 29—42.

Йодер Х. Образование базальтовой магмы. М.: Мир, 1979. 237 с.

Корзун В.П., Махнач А.С. Верхнедевонская щелочная вулканогенная формация Припятской впадины. Минск.: Наука и техника, 1977. 162 с.

Лебединский В.И., Кириченко Л.П. Строение и генезис девонской оливин-базальтовой формации Донбасса. — В кн.: Петрология и металлогения базитов. М.: Наука, 1973, с.98—100.

Логачев Н.А. Вулканогенные и осадочные формации рифтовых зон Восточной Африки. М.: Наука, 1977. 182 с.

Луцицкий В.И. Основы палеовулканологии. М.: Наука, 1971. Т. 2. 381 с.

Ляшкевич З.М. Вулканические породы Днепровско-Донецкой впадины — образования древней рифтовой зоны. — Докл. АН СССР, 1974, т. 214, № 4, с. 898—901.

Ляшкевич З.М., Завьялова Т.В. Вулканизм Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Наук. думка, 1977. 177 с.

Ляшкевич З.М., Марушкин А.И. Вулканические формации Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Наук. думка, 1982, 180 с.

Макаревич В.Н. Эпиплатформенная рифтовая зона Днепровско-Припятского авлакогена. — Докл. АН БССР, 1971, т. 15, № 2, с. 162—165.

Маршинин Е.К. Роль вулканов в выносе вещества из мантии и формирование земной коры (на примере Курильской островной дуги). — В кн.: Кора и верхняя мантия. М.: Наука, 1968, с. 207—214.

Масайтис В.Л., Москалева В.Н., Румянцева Н.А. и др. Магматические формации СССР. М.: Недра, 1979. Т. 1. 318 с.

Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 277 с.

Сокологуб В.Б., Калюжная Л.Г. Сейсмическая модель земной коры Днепровско-Донецкого авлакогена. — Докл. АН УССР. Сер. Б., 1982, № 7, с. 24—26.

УДК 551.21: 551.24

*В.М. Чайка, Е.Н. Савочкина, Э.В. Ужгалис*

## КОМАТИТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ И РУДООБРАЗОВАНИЕ

До недавнего времени считалось, что ультраосновной магматизм проявляется только в интрузивных фациях. Соответственно все месторождения сульфидного никеля связывались исключительно с интрузивным магматизмом, хотя ультраосновные лавы далеко не редки и были описаны во многих местах. Существование ультраосновных лав, доказанное итальянскими геологами Пантанелли и Стефани в Анголе век назад, не признавалось едва ли не до наших дней. Их наблюдения были быстро забыты. Такую же участь имели и аналогичные выводы Бейли и Каллена в Анатолии в середине 50-х гг. нашего века. Не имели успеха и неопровержимые доказательства Петрашека [Petrascheck, 1961], подтвердившего подводное эффузивное происхождение ультраосновных формаций Восточной Турции. Известные ультраосновные лавы на севере Сибири (меймечиты), а также на острове Кипр рассматривались как экзотические образования и не учитывались при обсуждении генезиса ультрабазитов.

За прошедшее десятилетие быстро стали накапливаться многочисленные сведения о находках ультраосновных пород с признаками вулканического происхождения. Вследствие этого представление о двойственности ультраосновного магматизма уже получило свое право на жизнь. Наибольший интерес представляют архейские эффузивные ультрабазиты, или коматииты.

После того как в 1969 г. братья Вильены доказали существование

покровных ультрабазитов в архее Южной Африки и выделили новый класс лав — коматиитов, эта своеобразная формация, включающая ультраосновные и основные лавы и их пирокласты и получившая название коматиитовой формации, была описана и на других щитах — в Австралии [McColl, Leishman, 1971; Nesbitt, 1971] и Канаде [Pyke et al., 1973]. Эти регионы стали классическими примерами распространения коматиитов. Последние теперь известны в ЮАР [Viljoen, Bernaskoni, 1976], Гренландии, на юге Индии [Dessai, Deshpande, 1979], а также в раннем докембрии Балтийского щита — в Финляндии [Mutanen, 1976; Blais et al., 1977; Hanski, 1980], на Кольском полуострове [Суслова, 1976; Вревский, 1980], в Карелии [Геология..., 1978; Савочкина, 1982]. Коматииты известны и на Украинском щите [Крестин, 1978; Фомин и др., 1980].

Нужно оговориться, что в ряде случаев коматииты были известны и раньше, но под другими названиями. Например, ультрабазиты Финляндии в 1941 г. описывались Миккола как пикритовые вулканические породы, в 1971 г. Паакола — уже как ультраосновные лавы и лишь в 1976 г. Мутанен доказал их петрохимическое сходство с коматиитами [Mutanen, 1976].

По современным данным коматиитовый вулканизм свойствен архейской протокоре с ее малой мощностью и крайне интенсивным термальным режимом. Ультраосновной вулканизм был особенно характерен для различных этапов формирования зеленокаменных поясов раннего докембрия, однако магнезиальные расплавы достигали поверхности Земли и позже — почти на всем протяжении ее ранней истории. Признаки ультраосновного вулканизма иногда отмечаются также и в более молодых провинциях активных окраин континентов, где тепловой поток оказывается настолько интенсивным, что приближается к архейскому тепловому режиму Земли.

Существенно базальтовые коматииты в настоящее время установлены в рифее Колымского массива [Рукович, 1979] и Западной Африки [Чайка, 1976], ордовике Ньюфаундленда [Uradhuay, 1978], среднем палеозое Испании, триасе Чехословакии [Slavkay, 1979], позднем мелу — палеогене Камчатки [Марковский; Ротман, 1976] и Японии, а также в палеогене островов Тихого океана [Gansser et al., 1979]. Сейчас известны и неметаморфизованные коматииты; так, датируемые мезозоем и описанные на о-ве Горгона близ Колумбии коматииты являются уникальными по своей свежести и присутствию в них неизмененного стекла [Echeverria, 1980]. Это породы с типичной структурой спинифекс, с характерными свежими пластинами оливина, достигающими 7—10 см (Fo 88—91%) и окруженными игольчатым авгитом, базальтовым стеклом и двумя шпинелевыми фазами; имеется также незначительное количество плагиоклаза. Содержание MgO в породах достигает 15—22%; их изотопный состав (по стронцию и неодиму) указывает, что первичный расплав был генерирован при высокой степени парциального плавления мантии и температуре эрупции 1450—1500°.

В тектоническом отношении формация коматиитов достаточно строго соответствует структурным зонам перехода океанической коры в континентальную. Характерной является ассоциация подушечных, спинифексовых и пузырчатых лав с турбидитами и глубоководными

кремнистыми, углеродистыми и железистыми илами и породами, включая яшмы. Формационные и фациальные особенности коматитов и их текстурные признаки свидетельствуют о преимущественных субмаринных условиях проявления ультраосновного вулканизма. Помимо трещинного типа излияний, что особенно характерно для архейских коматитов, имели место и вулканы центрального типа, а также вулканоплутонические ассоциации ультрабазитов. Своеобразна металлогения коматитов — с этой формацией, как теперь определенно установлено, пространственно и генетически связаны промышленные месторождения никеля, кобальта, меди, частью золота, платины, полуметаллов, известные сейчас в архейских зеленокаменных поясах Западной Австралии, Канады, Южной Африки и Индии [Вильсон, 1979; Гровс, 1979; Arndt, 1980].

По характеру распределения рудного вещества внутри формации коматитов выделяются следующие четыре основных типа месторождений: 1) вкрапленные руды в перидотитах и дунитах вулканического происхождения (субвулканические тела); 2) сплошные высококачественные руды в мелких покровах ультраосновных лав; 3) вкрапленные и прожилковые руды в прослоях и пачках эксгальционно-осадочных пород среди коматитовых лав; 4) массивные метаморфогенные руды, непосредственно с вулканитами не связанные, принадлежащие к метаморфизованным вулканогенно-осадочным образованиям, значительно удаленным от центров излияний магм.

Месторождения в коматитах — это рудные концентрации преимущественно стратиформного типа; обособления руд тяготеют к основаниям лавовых покровов. Таким образом, помимо основного типа — сингенетичной вкрапленной минерализации, в коматитовых лавах устанавливаются еще два типа руд: в прослоях и пачках вулканогенно-осадочных пород с наибольшим обогащением медью, платиноидами и золотом — эксгальционно-осадочный генетический тип (Западная Австралия) и в дайках и жильных телах вулканоплутонических серий (Южная Африка). Итак, коматитовая формация древних щитов — рудоносная.

Для наглядности приведем один пример. Из мировых ресурсов никеля на долю Австралии сейчас приходится примерно 9% [Гровс, 1979]; при этом подавляющее большинство месторождений ассоциирует с породами коматитового типа [Binns et al., 1977] в зеленокаменных поясах раннего докембрия. Сульфидные руды никеля залегают вблизи основания мощной (свыше 50 м) пачки потоков высокомагнезиальных пород с содержанием  $MgO$  до 40%. Последняя занимает самое низкое положение в толще лав, выше состоящей из несколько значительно менее мощных магнезиальных потоков. Ультраосновные лавы, заключающие оруденение, представляют собой недосыщенные глиноземом перидотитовые коматиты с соотношениями:  $Al_2O_3/TiO_2$  равным, примерно, 20 и  $Al_2O_3/CaO$ , составляющим около 1. Отмечаемые в этих лавах хромиты характеризуются высокими концентрациями цинка [Гровс, 1979]. В рудах Западной Австралии содержится никеля 4%, меди 0,3%, кобальта 0,1% при концентрациях платиноидов и золота 0,1 г/т, иногда выше. Признаки рудоносности, свойственные всем коматитам,

особенно тем, в которых содержание MgO составляет 28—30% и более. Однако степень магнезиальности пород не может однозначно считаться контролирующим минерализацию фактором. Требуется учет и других критериев, таких, например, как наличие хромита с высокими концентрациями цинка.

Интересными представляются различия в содержаниях полезного компонента на месторождениях, приуроченных к различным участкам зеленокаменного пояса в провинции Голдфилда в Западной Австралии, что, по-видимому, связано с изменениями палеовулканологических условий. Размещение медно-никелевых месторождений в субпровинции Калгурли также отличается некоторыми особенностями [Вильсон, 1979]. Здесь в центральной расширенной части пояса находятся месторождения Калгурли и Камбалда, на севере в его суженной части — месторождения Кейт и Персеверанс. В первом случае руды залегают в основании крупных потоков и ассоциирующих с ними субвулканических телах; месторождения здесь с небольшими запасами, при содержаниях никеля 3%, меди 0,3%; имеются и отдельные более крупные месторождения, например Камбалда при сходных содержаниях главных рудных компонентов. Во втором случае в 490 км севернее, в районе месторождения Кейт, рудоносная зона составляет около 250 км; здесь разрез ультраосновных лавовых потоков схож с южными, но содержания низкие — никеля 0,6%, меди 0,015%. Имеют место и более богатые месторождения.

Отдельные исследователи отмечают стратиграфический и палеовулканологический контроль в размещении рудных тел, связанных с коматитами, что широко используется при геологоразведочных работах в Канаде и Австралии [Imrech, 1974; Naldrett, Arndt, 1976]. В этом смысле наиболее показательны данные по Австралии. Добыча никеля в целом по странам (в % от мировой добычи) составляла в 1960 г.: в Канаде 59,6%, в Новой Каледонии 15,6%, на Кубе 4,2%, в США 3,3%. Австралия среди добывающих стран не упоминается. В 1967 г., т.е. спустя всего 7 лет, соотношения для первых пяти стран остаются прежними, Австралия же занимает 11-е место, на ее долю падает 0,4% мировой добычи никеля. Однако через 10 лет (в 1977 г.) Австралия опережает Кубу и США и выходит на 4-е место с годовой добычей 9%.

По данным Хански [Hanski, 1980], на площади развития формации Силвиковаара в Финляндии, в составе которой коматитовые лавы занимают значительный объем, за последние годы обнаружены два крупных медно-никелевых проявления. В связи с этим имеются объективные основания полагать, что и на смежных территориях формации магнезиальных лав могут оказаться рудоносными. Это резко расширяет перспективы исследований в областях проявления ультраосновного вулканизма и в молодых "офиолитовых" зонах.

Наконец, следует остановиться на некоторых результатах, полученных авторами в процессе изучения ультрабазитов в составе зеленокаменных поясов советской части Балтийского щита. Они показывают, что в отдельных изученных структурах зеленокаменных поясов ультрамафиты являются не интрузивными телами рвущего

типа, а относятся к эффузивной фации, сингенетичной вмещающим метаморфизованным вулканитам. Геоморфологические, текстурные и петрологические особенности свидетельствуют о вулканической природе этих пород и принадлежности их к формации коматиитов [Савочкина, 1982].

Анализ мощностей, состава, а также строение осадочно-вулканогенных образований зеленокаменных поясов раннего докембрия восточной части Балтийского щита свидетельствуют о наличии стратиграфического контроля коматиитов и решающей роли палеовулканологической обстановки их формирования — близости к древним центрам вулканизма и эруптивной деятельности. В зеленокаменных поясах Балтийского щита имеющиеся два главных типа структур характеризуются различным вулканизмом и металлогенической специализацией, но при этом в обоих случаях коматииты тяготеют к основанию разреза и знаменуют момент начала формирования мощных толщ зеленокаменноизмененных лав. Они представляют собой своеобразную эффузивную фацию пород, пространственно размещенных вблизи крупных вулканических центров, заложенных на приподнятых блоках сильно расчлененного древнего фундамента [Савочкина, 1982]. Поэтому одной из важных задач является составление разномасштабных палеовулканологических карт областей развития коматиитов.

В процессе изучения отдельных структур восточной части щита (в частности, северо-западной Карелии) выявляется общее, типичное для региона в целом, гомодромное направление вулканизма с определенной контрастностью его начальных продуктов, обусловленной ликвационными явлениями. Подобная особенность коматиитового вулканизма еще довольно слабо освещена в литературе. Несмесимость силикатных фаз отмечается, к примеру, в вулканических породах Японии [Fuji et al., 1980], где описаны 29 таких случаев. Ликвацией ультрабазитового расплава на ультраосновную и пироксенитовую составляющие объясняется наличие в туфах Восточно-Камчатского хребта вулканических бомб и лапиллей соответствующего состава [Ермаков и др., 1979]. Дезинтеграция расплавов на две несмешивающиеся между собой фазы влияет и на концентрации в них никеля. Одна из них характеризуется структурой тридимитового типа, другая, обогащенная магнием и железом, — каркасной структурой пироксенового типа, именно с последней фазой связано накопление никеля [Cawthorn, McCarthy, 1977].

Исходя из дефицита сравнительно легко открываемых медно-никелевых месторождений в ряде регионов страны, задача обнаружения новых рудных проявлений сводится к новизне и разнообразию подходов, пристальному вниманию к переоценке уже известных потенциально рудоносных критериев. Многообразие геолого-тектонических обстановок на площадях развития формаций ультраосновных и основных пород в ряде районов (в особенности на древних щитах) определенно расширяет перспективы нахождения новых медно-никелевых месторождений не только известных норильского и печенгского типов.

Анализируя результаты физико-химического эксперимента в моделировании условий образования медно-никелевых руд, М.Н. Годлевский и А.П. Лихачев [1981] пришли к выводу, что подобные

месторождения связаны с первично сульфидизированными коматиитовыми магмами, занимающими промежуточное положение между бессульфидными ультрамафическими и сравнительно низкотемпературными мафическими магмами.

Следует подчеркнуть большое сходство геологического строения отдельных структур Балтийского щита (и Карелии, в частности) с таковыми в ряде рудных провинций Западной Австралии, для которых уже разработаны поисковые критерии потенциально рудоносных обстановок [Гровс, 1979]. Палеовулканологические реконструкции подобных вулканических структур представляют в таком плане особую теоретическую ценность и имеют большое прикладное значение, так как позволяют выявить общую тенденцию вулканизма в истории Земли и создают надежную основу для прогноза ряда рудных полезных ископаемых.

В заключение отметим, что коматиитовая формация, как таковая, получила право на существование. Это было подтверждено международной конференцией в Канаде в 1979 г. (в которой участвовали представители 52 стран) при рассмотрении вопроса о рудных месторождениях, ассоциирующихся с коматиитовыми лавами [Arndt, 1980]. Эта формация, безусловно, должна быть нанесена на все палеовулканологические карты, однако ее место в ряду ультрамафитов, а не мафитов, как это показывается в проекте к легенде карты.

## Л и т е р а т у р а

- Вильсон Г. Докембрийские медно-никелевые месторождения: — В кн.: Междунар. семинар ООН, Минеральные месторождения докембрия. М.: Недра, 1979, 31 с.
- Вревский А.Б. Коматииты из раннедокембрийского пояса Палмос-Парос (Кольский полуостров). — Докл. АН СССР, 1980, т. 252, N 5, с. 1216—1219.
- Геология и петрология архейского гранито-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии. Л.: Недра, 1978. 253 с.
- Годлевский М.Н., Лихачев А.П. Экспериментальные и физико-химические данные формирования медно-никелевых месторождений. — В кн.: Проблемы петрологии в связи с сульфидным медно-никелевым рудообразованием. М.: Недра, 1981, с. 138—147.
- Гровс В. Медно-никелевые сульфидные месторождения Западной Австралии. — В кн.: Междунар. семинар ООН, Минеральные месторождения докембрия. М.: Недра, 1979, 62 с.
- Ермаков В.А., Черных Е.Н., Милютин С.А. Ликвация в гипербазитах с образованием ультраосновного и пироксенитового расплавов. — Докл. АН СССР, 1979, т. 247, N 1, с. 175—178.
- Злобенко И.Ф., Каневский А.Я., Металиди С.В., Дусяцкий В.А., Лепигов Г.Д. Коматииты среднего Побужья (Украинский щит). — В кн.: Проблемы палеовулканологических реконструкций и картирования в связи с вулканогенным рудообразованием, ч. 1. Тез. докл. V Всесоюз. палеовулкан. симпоз., Черкассы. М.: Наука, 1981, с. 50—51.
- Крестин Е.М. Первая находка коматиитов в СССР. — Докл. АН СССР, 1978, т. 242, N 2, с. 412—415.
- Марковский Б.А., Ротман В.К. Ультрамафические лавы Камчатки. — Докл. АН СССР, 1976, т. 288, N 1, с. 178—180.
- Рукович В.Н. Дорифейские высокомагнезиальные метабазиты (базальтовые коматииты) на Северо-Востоке СССР. — Бюл. НТИ ЯФ СО АН СССР, Якутск, 1979, с. 79.
- Савочкина Е.Н. Ультрамафиты зеленокаменных поясов раннего докембрия северо-западной части Карелии. — В кн.: Зеленокаменные пояса древних щитов. М.: Наука, 1982, с. 98—115.
- Суслова С.Н. Коматииты из нижнедокембрийских метаморфизованных вулканогенных толщ Кольского полуострова. — Докл. АН СССР, 1976, т. 228, N 3, с. 697—700.

- Фомин А.Б., Егоров О.С., Козут К.В. О коматитах Украинского щита — Докл. АН УССР. Сер. Б., 1980, N 2, с. 38—42.
- Чайка В.М. Протерозойские коматиты Центральной Сахары. — Докл. АН СССР, 1976, т. 231, N 2, с. 446—448.
- Arndt N. Komatiite-related ore deposits. — Geosci. Canada, 1980, vol. 7, N 2, p. 79—80.
- Binns R.A., Groves D.J., Gunthorpe R.J. Nickel sulfides in archaean ultramafic rocks in Western Australia. — В кн.: Корреляция верхнего докембрия: Металлогения докембрия. М.: Наука, 1977, т. 2, с. 349—380.
- Blais S., Auvray B., Capdevila R., Hameurt J. Les series komatiitiques et tholeiitiques des ceintures archaéennes de rockes verres de Finlande orientale. — Bull. Soc. géol. France, 1977, t. 14, N 5, p. 965—967.
- Cawthorn R.J., McCarthy T.S. Partitioning of nickel between immiscible picritic liquids. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1977, vol. 37, N 2, p. 339—346.
- Dessai A.G., Deshpande G.G. Komatiites from Sanguem area Goa, India. — Neues Jb. Miner. Abh., 1979, Bd. 135, N 2, S. 209—220.
- Echeverria L.A. Tertiary of mesozoic komatiites from Gorgona island, Colombia: Field relations and geochemistry. — Contrib. Miner. and Petrol., 1980, vol. 73, N 3, p. 253—266.
- Fujii T., Kushiro Y., Nokahara I., Koyaguchi T. A note on silicate liquid immiscibility in janonece volcanic rocks. — J. Geol. Soc. Jap., 1980, vol. 86, N 6, p. 703—710.
- Gansser A., Dictrich V.J., Cameron W.E. Páleoene komatiites from Gorgona Island. — Nature, 1979, vol. 278, N 5704, p. 545—546.
- Hanski E. Komatiitic and tholeiitic metavolcanics of the Siilikkovaara area in the archaean Kuhmo Greenstone belt, Eastern Finland. — Bull. Geol. Soc. Finl., 1980, N 52, p. 67—100.
- Imrech L. L'utilisation des coulées ultrabasiques dans la recherche minière: Esquisse structurale et lithostratigraphique de la Motte (Abitibi), Est. Quebec, Canada. — Bull. Volcanol., 1974, vol. 38, N 2, p. 291—314.
- McCull I.J., Leishman J. Clues to the origin of Archaean eugwosynclinal peridotites and the nature of serpentinization. — Geol. Soc. Austral. Spec. Publ., 1971, N 3, p. 281—299.
- Mutanen T. Komatiites and komatiite provinces in Finland. — Geology, 1976, vol. 28, N 4/5, p. 48—56.
- Naldrett A.J., Arndt N.T. Volcanologic nickel deposits with some guides for exploration. — Trans. Soc. Mining Eng. AIME, 1976, vol. 260, N 1, p. 13—15.
- Nesbitt R.W. Skeletal crystal forms in ultramafic rocks of the Uilgarn block, Western Australia, evidence for an Archaean ultramafic liquid. — Geol. Soc. Austral. Spec. Publ., 1971, N 3, p. 331—347.
- Petruscheck W.E. Intrusiver and extrusiver Peridotit magmatismus in alpinotypen Bereich. — Geol. Rudsch., 1961, Bd. 48, S. 205—217.
- Pyke D.R., Naldrett A.J., Eckstrand O.R. Archaean ultramafic flows in Munro Township Ontario. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, vol. 84, N 3, p. 955—978.
- Saverikko M. Explosive komatiitic volcanism in Finnisch Lapland. — Geologi, 1983, vol. 35, N 2, p. 21—23.
- Slavkaj M. Dalsie výskytu ultrabasických efuziv v chošském a kriznanskem prikrtove pro Banskei-Bystrici. — Mener. slovaca, 1979, sv. 11, N 3, s. 239—245.
- Stolper E., Walker D., Hager B.H., Hays J.F. Melt segregation from partially molten source regions: The importance of melt density and source region size. — J. Geophys. Res., 1981, vol. B86, N 7, p. 6261—6271.
- Upadhyay H.D. Phanerozoic peridotitic and pyroxenitic komatiites from Newfoundland. — Science, 1978, vol. 202, N 4313, p. 1192—1195.
- Viljoen M.J., Bernasconi A. The geochemistry regional setting and genesis of the Shungoni Damba nickel deposits, Rhodesia. — In: Symp. miner. deposits and transp. and deposit metals. Salishury, 1976, 20 pl., p. 67—68.

О.Г. Лазур

РУДНЫЕ ЛАВЫ ДРЕВНИХ  
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Магнетитовые породы широко развиты в метаморфических комплексах древних щитов. Петрохимическими и геохимическими методами [Лазур, 1982] установлена вулканическая природа большей части меланократовых плагиогнейсов и пироксеновых амфиболитов, вмещающих магнетитовые образования. Ассоциация с вулканическими толщами, незначительные масштаб железо-закопления и размеры рудных тел позволяют сопоставлять их с железистыми породами алгоманского типа в зеленокаменных поясах. Магнетитсодержащие амфиболиты и меланократовые плагиогнейсы параллелизуются с магнетитовыми сланцами и амфибол-плагиоклазовыми породами, а магнетитовые кварциты — с железистыми кварцитами.

Рассмотрим геологическую обстановку, в которой встречаются магнетитовые породы в метаморфических комплексах, на примере ряда регионов. Гранулитовый комплекс Анабарского щита, согласно принятой стратиграфической схеме [Рабкин, 1959], подразделяется на далдынскую, верхнеанабарскую и хапчанскую серии. Ассоциации пород двух нижних серий почти одинаковы — гиперстеновые и двупироксеновые плагиогнейсы, редко — гнейсы, и их минеральные разновидности с гранатом, биотитом и роговой обманкой. Снизу вверх по разрезу толщи отмечается постепенное уменьшение доли меланократовых разновидностей, увеличение количества гнейсов и появление прослоев и линз осадочных отложений.

В гранулитовом комплексе магнетитовые породы приурочены к зоне перехода от меланократовой к лейкократовой части разреза. Полосчатые магнетитовые кварциты в виде маломощных линз и прослоев залегают в толще переслаивающихся гиперстеновых и двупироксеновых плагиогнейсов, прослоями обогащенных гранатом, биотитом, роговой обманкой и включающих эпизодические линзы пироксеновых амфиболитов, кварцитов, кальцифиров, плагиогнейсов с графитом, высокоглиноземистых гнейсов и пироксенитов. Меланократовые магнетитовые образования ассоциируют с амфиболитами, пироксеновыми амфиболитами, двупироксеновыми и амфибол-двупироксеновыми плагиогнейсами. Они залегают в них в виде прослоев и линз мощностью в первые метры и протяженностью в десятки, редко — сотни метров.

Выделяются два структурно-морфологических типа магнетитовых пород: пироксеновые амфиболиты, амфиболиты, меланократовые плагиогнейсы с вкрапленностью магнетита и полосчатые магнетитовые кварциты. Первая разновидность более характерна для нижней меланократовой части разреза комплекса. Полосчатые магнетитовые кварциты известны в низовьях р. Далдын и в верховьях р. Хатырык в виде серии линз мощностью до 15 м и протяженностью в несколько сотен метров. Они группируются в горизонты длиной до десяти километров.

Линзы залегают на контакте пачек гранат-двупироксеновых меланократовых и гиперстеновых плагиогнейсов.

Стратиграфически более молодая хапчанская серия сложена переслаивающимися пачками плагиогнейсов и гнейсов, включающих пласты и линзы гнейсов с графитом, гранатом, силлиманит-кордиеритовых гнейсов, кварцитов, кальцифиров и мраморов. Возраст гранулитового метаморфизма комплекса оценивается в 2900 млн. лет по устному сообщению О.М. Розена (U-Pb-метод по цирконам).

В составе тундровой серии верхнего архея — нижнего протерозоя Печенгского синклиория на Кольском полуострове [Беляев, 1978] магнетитовые породы известны в составе аннамской свиты. Здесь встречены два типа магнетитовых образований: амфиболиты, плагиогнейсы с вкрапленностью магнетита и полосчатые магнетитовые кварциты. Они залегают в толще амфиболитов, включающих прослой биотитовых, двуслюдяных, гранатовых, ставролит-силлиманитовых гнейсов и кальцифиров в виде линз и прослоев мощностью от первых до 30—40, реже 60—90 м и протяженностью до 80—130, реже 250—300 м. Эта часть разреза подстилается мощной (до 1400—1600 м) толщей амфиболитов с прослоями биотитовых и двуслюдяных гнейсов. Характерно, что в породах, вмещающих магнетитовые образования, появляются мусковитовые гнейсы с реликтовыми порфиоровыми выделениями плагиоклаза и кварца (лептиты?). Выше по разрезу залегают пачка переслаивающихся биотит-амфиболовых гнейсов и амфиболитов.

В метаморфитах тараташской серии на Южном Урале амфиболиты с магнетитом и магнетитовые кварциты известны в разрезах куватальской и радашной свит. Они слагают два рудных горизонта мощностью 50—80 м и протяженностью в первые километры. Магнетитовые плагиогнейсы, амфиболиты с вкрапленностью магнетита и магнетитовые кварциты нижнего горизонта залегают в толще переслаивающихся двупироксеновых и гиперстеновых плагиогнейсов, включающих прослой гранатовых, биотитовых гнейсов и кварцитов. Во вмещающей толще верхнего рудного горизонта появляются прослой высокоглиноземистых гнейсов. Залегающая выше толща шигирской свиты сложена амфиболовыми и биотитовыми гнейсами с пластами гранатовых и графитовых гнейсов, кварцитов, высокоглиноземистых гнейсов и кальцифиров.

Приведенные разрезы показывают, что среди древних метаморфических комплексов развиты два типа магнетитовых пород, отличающихся один от другого по ассоциации вмещающих пород и по структурно-текстурным признакам. Это амфиболиты, пироксеновые амфиболиты, меланократовые плагиогнейсы с вкрапленностью магнетита и типичные полосчатые магнетитовые кварциты с линзовидно-полосчатыми, вкрапленно-полосчатыми и полосчатыми текстурами. Меланократовые породы с вкрапленным магнетитом характерны для нижней меланократовой части разреза метаморфических комплексов. Они ассоциируют с амфиболитами, пироксеновыми амфиболитами, двупироксеновыми и амфибол-двупироксеновыми плагиогнейсами. Полосчатые кварциты более характерны для зоны перехода от меланократовой к лейкократовой части разреза метаморфических

комплексов. Во вмещающих их отложениях часто встречаются пласты парапород — кварцитов, гнейсов с графитом, гранатовых и высокоглиноземистых гнейсов и сланцев. Меланократовые метаморфические породы по петрохимическим и геохимическим признакам сопоставляются с базальтами и андезито-базальтами, лейкократовые разности двупироксеновых и гиперстеновых плагиогнейсов — с андезитами, редко — с андезито-дацитами.

В отложениях фанерозоя первому типу образования соответствуют "рудные лавы", второму — полосчатые железо- и марганцево-кремнистые накопления в вулканических толщах. Магнетитовые рудные лавы в отложениях фанерозоя описаны Т.Д. Бочарниковой в андезито-базальтах силура—девона Шучьинского синклинория на Полярном Урале [1980] и В.И. Старостиным, Г.П. Кудрявцевой [1973] в древнечетвертичных андезито-базальтах вулкана Лако в Северном Чили.

На склоне древнечетвертичного вулкана в толще лавовых потоков андезито-базальтов известно шесть линз существенно гематит-магнетитового состава мощностью в первые десятки и протяженностью в первые сотни метров. Линзы сопровождаются мономинеральными магнетитовыми жилами, приуроченными к жерловой фации вулкана и являющимися, видимо, подводными каналами рудной лавы. Линзы последней залегают среди пород лавовой фации, окружены в плане туфобрекчиями, туфами, обогащенными аксессуарным магнетитом. Рудные лавы обязаны своим происхождением, вероятно, ликвационным процессам в магматическом очаге. Древние рудные лавы метаморфических комплексов сближает с молодыми общая приуроченность к очагам среднего-основного вулканизма.

С целью выявления минералогических и геохимических признаков вулканической природы магнетитовых пород были изучены магнетиты из амфиболитов, меланократовых плагиогнейсов и магнетитовых кварцитов гранулитового комплекса Анабарского щита (архей), тундровой серии верхнего архея—нижнего протерозоя Печенгского синклинория на Кольском полуострове, тараташской серии архея Южного Урала и магнетитовой рудной лавы андезито-базальтового древнечетвертичного вулкана Лако в Северном Чили. Для сравнения были использованы типоморфные признаки магнетитов из железистых кварцитов протерозоя различных регионов страны и траппов Сибирской платформы [Чернышева и др., 1981].

К типоморфным признакам, позволяющим отличать магнетиты по формационной принадлежности, относят содержание в них различных микронеднородностей, вызванных структурами распада твердых растворов ильменита и шпинели в магнетите, количество отдельных микроэлементов и их сумму, отношения  $Ni/CO$  и  $Mg/Al_2O_3$ . Результаты изучения магнетитов на рентгеновском микроанализаторе (РМА) Микроскан-5 приведены в таблице.

Магнетиты из амфиболитов и меланократовых плагиогнейсов, относимых к древним рудным лавам, обладают сходными типоморфными признаками. Они содержат микровыделения ильменита и шпинели. Равномерное распределение марганца, магния, цинка и

*Типоморфные признаки магнетитов "рудных лав"  
и магнетитовых кварцитов*

Характерные особенности (типоморфные признаки)	Гранулитовый комплекс Анабарского щита		Тундровая серия Кольского полуострова	
	рудная лава	магнетитовый кварцит	рудная лава	магнетитовый кварцит
Фазовый состав:				
ильменит	+	+	+	+
шпинель	+	+	+	—
Элементы-примеси, %				
Ti	0,463	0,095	0,210	0,013
Mn	0,045	0,057	0,007	0,071
Cr	0,035	0,014	0,120	0,021
V	0,040	0,025	0,031	0,004
Ni	—	—	0,008	—
Co	—	—	0,008	—
Zn	0,012	—	0,019	—
Cu	—	0,012	—	0,010
Pb	—	0,045	—	0,045
Сумма микроэлементов	0,595	0,248	0,403	0,164
Типоморфные элементы	Ti, Al; Mg, Zn; Mn	Ti, Al; Mn, Mg; Ge	Ti, Al; Mg, Zn; Mn	Ti, Al, Mn; Mg, Ge.
Отношение Ti/Mn	10,3	1,7	30,0	0,2
Примечание. Аналитик В.В. Ермилов.				

алюминия по площади зерен ильменита и шпинели в анализируемых образцах магнетитов показывает, что они являются изоморфными примесями в составе минералов. По анализам в точках рассчитана формула ильменита  $(\text{Fe}_{0,94}\text{Mn}_{0,05}\text{Mg}_{0,01})\text{TiO}_3$  и  $(\text{Fe}_{0,9}\text{Mn}_{0,07}\text{Mg}_{0,03})(\text{Ti}_{0,6}\text{Al}_{0,4})\text{O}_3$ . В магнетитах рудных лав гранулитового комплекса Анабарского щита в качестве продукта распада твердого раствора установлен герцинит. Для минерала рассчитана кристаллохимическая формула  $(\text{Zn}_{0,05}\text{Fe}_{0,95})\text{Al}_2\text{O}_4$  и  $(\text{Fe}_{0,96}\text{Mg}_{0,04})(\text{Al}_{1,87}\text{Ti}_{0,13})_2\text{O}_4$ . В магнетите из рудной лавы тараташской серии обнаружена цинксодержащая шпинель с формулой  $(\text{Zn}_{0,10}\text{Mg}_{0,90})\text{Al}_2\text{O}_4$ . Таким образом, для магнетитов из древних рудных лав характерны структуры распада твердых растворов с ильменитом и шпинелью переменного состава. В ильмените железо изоморфно замещается марганцем и магнием, а титан — алюминием. Шпинель по химизму отвечает герциниту и алюмошпинели с замещением железа цинком и магнием, магния цинком, а алюминия титаном.

Магнетиты из рудной лавы вулкана Лако и ее подводящих каналов в отличие от древних рудных лав не содержат продуктов распада твердых растворов. Структуры распада в магнетите образуются при спокойной медленной кристаллизации и очищении магнетита от алюминия, титана, магния и других примесей. В то же время в микровыделениях магнетита

Тараташская серия Южного Урала		"Рудная лава" вулкана Лако (Северный Чили)	Магнетит из трап- пов Сибирской платформы	Магнетит железис- тых кварцитов
рудная лава	магнетитовый кварцит			
			(по Чернышевой и др., 1981)	
+	+	—	+	+
+	+	—	+	+
0,170	0,025	0,009	0,420	0,120
0,040	0,080	0,023	0,310	0,020
—	—	0,018	0,020	0,011
0,050	—	0,121	0,027	0,003
—	—	0,031	0,007	0,007
0,140	0,140	0,008	0,005	0,005
0,060	—	0,012	—	—
—	—	0,012	—	—
—	—	0,136	—	—
0,460	0,245	0,370	0,789	0,166
Ti, Al;	Ti, Al, Mn;	Ti, V (?)	Ti, Mg;	Ge
Mg, Zn;	Mg, Ge	—	Al	—
Mn	—	—	—	—
4,2	0,3	0,4	1,4	6,0

из лавовых потоков траппов Сибирской платформы установлены ильменит и шпинель. Видимо, в нижней части потока или вулканической толщи сохраняются благоприятные температурные условия для длительной кристаллизации и очищения магнетита от микропримесей. Рудная толща вулкана Лако залегает в верхах вулканической толщи с неблагоприятными температурными условиями. В более благоприятной обстановке можно было бы ожидать появления в продуктах распада магнетита молодой лавы ванадийсодержащей шпинели—кульсонита, судя по повышенным содержаниям ванадия. Количество титана в них аномально низко для магнетитов рудных лав. Все зерна магнетита в анализируемых образцах лавы интенсивно окислены.

Магнетиты древних рудных лав характеризуются повышенным суммарным количеством микроэлементов от 0,400 до 0,590 вес.%, что несколько больше, но вполне сопоставимо с подобной цифрой для магнетитов из молодой рудной лавы вулкана Лако (0,370 вес.%) и значительно больше, чем в магнетитах из железистых кварцитов протерозоя (0,160 вес.%).

Набор типоморфных элементов магнетитов древних рудных лав из различных регионов почти одинаков — титан, алюминий, марганец и цинк. Кроме того, характерно также повышенное содержание в них

хрома, ванадия и кобальта. Магнетиты молодой рудной лавы отличаются резко повышенным содержанием ванадия и наличием примесей меди и свинца.

Магнетиты магнетитовых кварцитов древних метаморфических комплексов обладают довольно сходными типоморфными признаками по сравнению с древними рудными лавами. В них отмечаются структуры распада твердых растворов магнетита с ульвошпинелью и ильменитом, в меньшей степени — со шпинелью, тот же набор типоморфных элементов. Кристаллохимические формулы минералов структуры распада представляются в следующем виде: ульвошпинель  $(\text{Fe}_{1,97}\text{Mn}_{0,03})_2(\text{Ti}_{0,98}\text{Al}_{0,02})\text{O}_4$  и герцинит —  $(\text{Fe}_{0,87}\text{Mn}_{0,01}\text{Mg}_{0,11}\text{Zn}_{0,01})\text{Al}_2\text{O}_4$ . Герцинит из рудных лав отличается от приведенного отсутствием примеси марганца, меньшей долей магния и большим количеством цинка в изоморфной примеси к железу, а также наличием титана, изоморфно замещающего алюминий. Для магнетитов магнетитовых кварцитов характерен тот же набор элементов-примесей, лишь добавляются медь и свинец.

В то же время можно отметить и черты отличия. По суммарному содержанию микроэлементов магнетиты магнетитовых кварцитов близки к железистым кварцитам. В сравнении с магнетитами рудных лав они содержат меньше титана, хрома, ванадия и больше марганца, германия, меди и свинца. Последние два элемента обнаружены в магнетитах молодых лав и не встречены в древних рудных лавах.

Л.В. Чернышева и ее соавторы [1981] предлагают в качестве типоморфного признака магнетита отношения  $\text{Ni}/\text{Co}$  и  $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ . Последнее отношение не показательно для определения формационной принадлежности магнетита (судя по сводной таблице типоморфных признаков магнетита в работе тех же авторов), а содержания никеля и кобальта в анализируемых магнетитах ниже чувствительности прибора. Поэтому нами предлагается в качестве типоморфного признака титан-марганцевое отношение.

Марганец более характерен для осадочного процесса, титан для магматического. Поэтому с точки зрения поиска формационной принадлежности этот показатель более информативен для магнетита. В магнетитах древних рудных лав, характеризующихся повышенным содержанием титана и пониженным — марганца, титан-марганцевое отношение поднимается до 30,0 и всегда выше единицы. В магнетитах из древних магнетитовых кварцитов этот показатель редко поднимается выше единицы.

Амфиболиты и меланократовые плагиогнейсы с магнетитом, относимые к древним рудным лавам, обнаруживают явные черты сходства с магнетитом из вулканических пород основного состава. Общие черты их сходства — наличие однотипных минералов в микро-неоднородностях магнетита, сходный набор типоморфных элементов, близкое суммарное количество элементов-примесей, повышенное содержание титана, хрома, ванадия и цинка и превышающее единицу титан-марганцевое отношение.

Древние магнетитовые кварциты сопоставимы по типоморфным признакам магнетита с железистыми кварцитами. Они обладают

пониженным суммарным количеством элементов-примесей при повышенном по отношению к рудным лавам содержании марганца, германия, меди и свинца, близким титан-марганцевым отношением, редко превышающим единицу.

Из общего ряда сходных признаков выпадают аномальные отклонения: пониженное содержание титана в магнетитах молодой рудной лавы, повышенное содержание марганца в магнетитах фанерозойских траппов и титана в железистых кварцитах протерозоя. Первое из них объясняется, видимо, потерей титана при окислении магнетита молодой рудной лавы.

Таким образом, типоморфные особенности магнетита позволяют различать две группы магнетитовых пород по минералого-геохимическим признакам — рудные лавы и полосчатые железисто-кремнистые образования. Выше эти группы были выделены по ассоциациям вмещающих пород и структурно-текстурным особенностям. В то же время отмеченные черты сходства типоморфных признаков магнетитов обеих групп пород свидетельствуют об их геохимическом родстве, вызванном в обоих случаях связью рудного компонента с единым магматическим источником.

Набор элементов-примесей магнетитов древних рудных лав и магнетитовых кварцитов свидетельствует о генетической связи со средним-основным вулканизмом. Рудные лавы залегают среди потоков андезито-базальтов, магнетиты их обогащены титаном, хромом, ванадием и цинком. Магнетитовые кварциты формируются в водных бассейнах в зонах разгрузки вулканических гидротерм, в ассоциации с вулканическими и осадочными породами. Участие рудных растворов в осадочном процессе вызвало несколько отличную геохимическую специализацию магнетитовых кварцитов, а именно относительное обогащение магнетитов марганцем, германием, медью и свинцом. Повышенное содержание германия в железистых кварцитах объясняют их генетической связью с кислым вулканизмом. Во всех приведенных примерах разрезов метаморфических комплексов магнетитовые породы залегают среди основных и средних вулканических пород в зоне их смены средними и кислыми.

Проведенное сопоставление магнетитовых амфиболитов и плагиогнейсов с рудными лавами, а магнетитовых кварцитов с вулканогенно-осадочными железисто-кремнистыми накоплениями позволяет использовать эти породы в древних метаморфических комплексах в качестве пород-индикаторов условий накопления вулканических толщ. Установленные среди меланократовых метаморфических пород амфиболиты и плагиогнейсы с магнетитом, обогащенным определенным комплексом микроэлементов позволяют реконструировать лавовые фации вулканических пород. Ассоциация их с полосчатыми магнетитовыми кварцитами определенной геохимической специальности говорит о подводных условиях накопления вулканической толщи и формировании железисто-кремнистых образований в ловушках-прогибах морского дна или в озерах, где разгружаются вулканические гидротермы.

## Литература

Беляев О.А. Разрезы докарельских образований северо-запада Кольского полуострова (южное обрамление Печенгского синклинория). — В кн.: Стратиграфические подразделения докембрия Кольского полуострова и их корреляции. Апатиты, 1978, с. 17—25.

Бочарникова Т.Д. О процессах ферритизации в вулканах Щучинского синклинория (Полярный Урал). — В кн.: Эндогенные рудообразующие процессы. Свердловск, 1980, с. 38—40.

Лазур О.Г. О содержании германия в железных рудах и породах ряда рудонакопляющих бассейнов различных фаций метаморфизма. — Докл. АН СССР, 1982, т. 264, N 4, с. 943—946.

Рабкин М.И. Геология и петрология Анабарского кристаллического щита. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 164 с.

Старостин В.И., Кудрявцева Г.П. Магнетитовая лава древнечетвертичного вулкана Лако (Сев. Чили). — Геология руд. месторождений, 1973, т. 15, N 3, с. 102—111.

Чернышева Л.В., Смелянская Г.А., Зайцева Г.М. Типоморфизм магнетита и его использование при поисках и оценке рудных месторождений. М.: Недра, 1981. 256 с.

УДК 553.078:552,5/313:551.71/72

*В.К. Чайковский, В.П. Рахманов*

### МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

В настоящей работе рассматриваются некоторые итоги изучения металлогения фундамента Русской платформы катархейского (древнее 3,3 млрд. лет), архейского (3,3±0,3—2,6±0,2 млрд. лет) и раннепротерозойского (2,2±0,2—1,7±0,1 млрд. лет) геотектонических этапов. Под этапом здесь подразумевается, возможно, не один, а несколько циклов, разграничению которых во времени и пространстве препятствуют отсутствие несогласий, высокий метаморфизм, однообразие пород и крайне слабое проявление признаков орогенных формаций. Приведенные интервалы времени удовлетворительно согласуются с геотектонической шкалой, намеченной недавно И.Б. Борукаевым и др. [1977], где катархейский этап представлен алданским, архейский — киватинским, раннепротерозойский — афебским этапами. Промежутки времени продолжительностью 150—200 млн. лет между упомянутыми этапами сопровождались интенсивным магматизмом (3,8—3,5; 2,9—2,6; 2,0—1,8 млрд. лет назад), которым отвечали три цикла регионального метаморфизма: 3,5—3,3; 2,9—2,6; 2,0—1,7 млрд. лет [Докембрий, 1980], характерные, по-видимому, для всего фундамента Русской платформы.

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные месторождения докембрия привлекают большое внимание, поскольку к ним приурочены крупнейшие концентрации руд сидеро- и халькофильных элементов, включая благородные металлы. Среди них особенно высокого интереса заслуживают железные, медно-никелевые и полиметаллические руды, генетическая связь которых с вулканизмом в настоящее время получает все большее признание как в глобальном масштабе, так и для Русской платформы. Важное теоретическое значение рассматри-

ваемого вопроса определяется возможностью изучения богатейшего материала по вулканогенному рудообразованию, частью уникального по своей неповторимости в последокембрийское время, частью уточняющего представления о связи рудного вещества с магмой, условия развития руд в эволюционирующих структурно-тектонических обстановках, соотношения между рудообразовательными процессами в докембрии и фанерозое, а также черты направленности и цикличности, наследственности и невозобновляемости в истории их развития.

Основные полезные ископаемые фундамента Русской платформы, сидеро- и халькофильные элементы, обнаруживают, где только можно наблюдать, определенные связи с теми или иными проявлениями основного и ультраосновного магматизма, характерные для них геотектонические структуры и средства доставки к зонам накопления. Рассмотрение этих связей лучше всего провести в эволюционном плане от начала геологически документированной истории земной коры до начала рифея, отдавая предпочтение при изложении материала роли тектонических структур и факторов перемещения рудного вещества. Несколько забегаая вперед, следует отметить, что основным средством движения рудных элементов к месту образования вулканогенно-осадочных месторождений являлись горячие газодные растворы. Поскольку эти растворы могли быть как магматическими, так и метаморфогенными, их лучше называть не гидротермальными, которые обычно связываются с магматизмом, а термальными (термами), учитывая их высокую температуру и не фиксируя происхождения.

Катархейский этап в истории Земли длился многие сотни миллионов лет, его верхний возрастной предел близок к 3,3 млрд. лет; этап характеризовался чрезвычайно широким и интенсивным развитием основного и ультраосновного магматизма; магмато-и седиментогенные породы в результате метаморфизма превращались в мигматиты, гнейсы, кварциты и сланцы. Из седиментогенных пород известны хемогенные и обломочные отложения. Среди первых особого внимания с научной и практической стороны заслуживают кремнистые и кремнисто-железистые слои, среди обломочных пород — глинисто-песчаные отложения с различным (иногда до десятков процентов) содержанием графита. Обилие углерода является специфической особенностью всего докембрия и должно быть поставлено в связь с широким развитием магматизма в условиях сильно пониженного содержания кислорода в атмосфере и гидросфере [Garrrels et al. 1973; и др.]. Геологическая история кремния несколько иная. Согласно эмпирическому правилу полярности Лодочникова кремнищелочная фаза выделяется при застывании базальтовой магмы как среды, бедной щелочами и кремнием. Именно кремний и щелочи являются, по Д.С. Коржинскому, сквозьмагматическими элементами, служившими в докембрии основным материалом при процессах гранитизации и образования метасоматических гранито-гнейсовых куполовидных складок — беспорядочно расположенных куполов и межкупольных прогибов.

Купольные поднятия — характерная тектоническая особенность

докембрия, в том числе катархея. Ею определяются латеральная структурно-тектоническая и метаморфическая зональность, выраженная постепенным понижением интенсивности структурных деформаций в направлении от куполов к срединным частям разделяющих их прогибов и ослаблением степени метаморфизма в том же направлении, отвечающем падению температуры. Одновременно, единонаправленно и в связи с этими же процессами происходило почти двойное повышение геохимического содержания в докембрийских породах такой группы рудогенных элементов, как Сг, V, Mn, Fe, Cu, Pb, Zn. Такие показатели были установлены Я.Н. Белевцевым для Украинского щита, но они могут рассматриваться в качестве типичных и для всего фундамента Русской платформы [Белевцев, 1977].

Межкупольные прогибы, выполненные в катархее главным образом вулканитами основного и ультраосновного состава и подчиненными им по объему хемогенными и терригенными отложениями, преобразовывались в докембрии в зеленокаменные, слабо связанные между собой прогибы, концентрически облекающие купольные поднятия. Ограниченное развитие каждого из них в отдельности, разделение на разобщенные между собой рудные участки с мелкими рудопроявлениями железистых сланцев и кварцитов (например, обоянская серия КМА) и сульфидов не могли способствовать образованию крупных концентраций рудных элементов, хотя общие их запасы могли, вероятно, иметь положительное потенциальное значение для последующего образования промышленных месторождений. К неблагоприятным для развития магматогенных месторождений условиям катархейского времени следует отнести относительно слабое развитие протяженных по простиранию и в глубину разрывных нарушений. Причиной этого, помимо пластического состояния внешних оболочек земной коры, на что справедливо указывает Т.В. Билибина [Докембрий, 1980], возможно, в еще большей степени служила чрезвычайно сложная мозаичная структура их купольных поднятий и криволинейный взаимно переплетающихся прогибов, препятствовавшая распространению протяженных разрывных дислокаций и связанных с ними рудоносных тел. Эту структуру можно было бы назвать купольно-концентрической.

В литологическом составе архейских комплексов существенных качественных изменений по сравнению с катархейским этапом не произошло, изменились количественные соотношения между группами пород разного происхождения и состава. Это выразилось в постепенном снижении участия продуктов вулканической деятельности за счет повышенного распространения карбонатных, кремнисто-железистых и терригенных пород. В нижней части разрезов архейские толщи сложены главным образом метабазитами, амфиболитами, биотит-рогообманковыми гнейсами, в верхней — кварцевыми порфирами, их туфами и туффитами, кварцево-слюдистыми сланцами с прослоями магнетитсодержащих пород.

Значительные изменения за истекшее время претерпел общий характер тектонических структур. На протяжении архейского этапа продолжительностью около 600 млн. лет происходило более или

менее постепенное разделение земной коры на блоки повышенной консолидации — протоплатформенные массивы с тенденцией к воздыманию и окружающие их менее устойчивые блоки с тенденцией к опусканию. Одновременно в связи с повышением прочности и мощности слагающих пород в земной коре стали развиваться поля тангенциального сжатия, приводившие к преобразованию беспорядочно расположенных купольно-концентрических структур в ориентированные перпендикулярно направлению сил сжатия линейные складчатые структуры. В них антиклинальные структуры слагались валоподобными поднятиями из спрямленных и слившихся под действием сил сжатия гранито-гнейсовых куполов, а синклинальные — заполнявшими межкупольные пространства вулканогенно-осадочными породами. Вместе с тем начала приобретать линейные формы наметившаяся в катархее купольно-концентрическая зональность, образовывались зеленокаменные пояса, обильные полезными ископаемыми.

Одновременно проявилась возможность линейного распространения протяженных по простиранию и падению разрывных дислокаций — разломов и зон разломов, что, естественно, отразилось и в более глубокой разработанности их внутреннего строения, принявшего часто характер настоящих поясов трещиноватости и ослабления. Последнее обстоятельство особенно важно, если учесть, что описываемые трещинные структуры глубинного заложения на протяжении сотен миллионов лет служили мобильно-проницаемыми путепроводами, по которым периодически поднимались рудные растворы, отлагавшие свой полезный груз как на земной поверхности в форме сингенетических гидротермально-осадочных образований, так и в нижележащих породах, формируя эпигенетические термальные жилы и вкрапленность.

Разломы в блоках воздымания и опускания морфологически различались между собой. В поднимавшихся блоках они формировались по бортам узких грабенообразных прогибов палеоавлакогенного типа — зеленокаменных поясов, сложенных с основным базитовыми и гипербазитовыми, частью рудоносными породами и по бортам разделяющих прогибы более широких антиклинальных массивов гранито-гнейсового состава (Карельский блок, кристаллический фундамент платформы на территории КМА). В блоках опускания синклинальные (синклинорные) структуры по ширине примерно соизмеримы с антиклинальными (валоподобными) поднятиями и выполняются в основном вулканогенно-осадочными породами, ограниченными от антиклинальных структур трещинами и разломами (Приднепровский блок на Украинском щите).

Характер тектонической и метаморфической зональности в описываемых структурах архея остался таким же, каким он был в катархее: им свойственно понижение интенсивности деформационных структур и метаморфизма от антиклиналей к осям синклинальных или зеленокаменных прогибов. В том же направлении, по-видимому, повышается среднее содержание в зеленокаменных поясах упомянутых выше рудогенных элементов. Так, например, купольно-концентрическая зональность сменялась линейной, или палеоавлакогенной.

С достаточной наглядностью определилась роль бортовых разломов. Именно они являлись выводными каналами для базитовых и ультрабазитовых интрузий, служивших первоисточниками руд Fe, Ti, Cr, Ni, Co и положивших начало образованию в архее практически интересных и успешно разрабатываемых ныне залежей, часть которых имеет термальное-осадочное происхождение.

Общий сидеро-халькофильный состав характерных для архея полезных ископаемых изменился по сравнению с катархеем главным образом в количественном отношении, и прежде всего в повышении концентраций участвовавших в рудообразовании рудных элементов, что нельзя не связывать с описанными структурно-тектоническими преобразованиями, резким и всесторонним развитием трещинных нарушений. Значительно возросли количества и содержания вулканогенно-осадочных окисных и сернистых железистых руд, увеличилось число, концентрации и запасы сульфидных руд меди, свинца, цинка с их спутниками. В значительных объемах начали проявляться связанные с ультрабазитами и базитами первичномагматические месторождения хрома с ванадием, железо-титановых и медно-никелевых руд, получившие особенно большое практическое значение на Балтийском щите.

В процессах рудообразования постепенно возрастала роль метаморфогенных растворов, способствовавших перемещению и концентрации рудоносных элементов, в той или иной форме рассеянных как в родоначальных магматических телах, так и во вмещающих их породах. Магматогенные по первоначальному происхождению руды постепенно при благоприятных условиях, вызванных активностью периодически возобновлявшихся процессов минерализации, преобразовывались в полигенные, месторождения которых в архее, и главным образом в протерозое, сосредоточивают в себе крупные залежи полезных ископаемых. По условиям доставки рудного материала и его концентрации такие месторождения можно объединять в термально-осадочные и термальные группы. Обе они характеризуются приуроченностью к проявлениям магматизма и к интенсивно разработанным трещинным дислокациям — мобильно-проницаемым зонам, по которым происходило движение рудогенных растворов. Действовавшие в них метаморфогенные растворы, естественно, увеличивали эффективность рудообразования, однако доля участия их в общем процессе пока остается неясной; с развитием тектонических движений и рудообразования она, по-видимому, увеличивалась.

В раннем протерозое водные бассейны седиментации полностью освободились от сильных кислот, среда стала более щелочной, что сделало возможным широкое распространение в них карбонатных отложений. По-видимому, сохранилась тенденция к постепенному ослаблению магматизма, однако продолжалось накопление углистых пород и кремнезема в связи со все еще интенсивной вулканической деятельностью. Кремнезем оставался одним из двух основных компонентов в составе огромных залежей железисто-кремнистых формаций, а углеродистая масса, по-видимому, играла большую роль в образовании восстановительной обстановке и фиксации сульфидных руд.

Последовательное геотектоническое развитие земной коры приводило к постепенному повышению контрастности движений поднимающихся блоков платформенного типа, с одной стороны, и блоков с тенденцией к опусканию — с другой. Возникавшие вследствие этого неравенства напряжения разрешались глубокими разломами, создававшими межблочные подвижные прогибы, или трогги, геосинклинального типа (Криворожско-Кременчугская, Ладожско-Ботническая зоны) с уникальными в практическом отношении вулканогенно-осадочными месторождениями железных руд и весьма значительными — меди, свинца, цинка, никеля, кобальта со многими спутниками. В недавнее время в Ладожско-Ботнической зоне стали известны, по-видимому, вулканогенно-осадочные руды таких редких металлов, как олово, вольфрам, молибден (Оутокумпу, Виханти, район Питкяранты).

Прототипом подобных межблочных прогибов являются описанные выше внутриблочные прогибы палеоавлакогенного типа, аналогичные по структурному оформлению и составу заполняющих их рудных и нерудных образований.

Своеобразными антиподами прогибов являлись поднятия древнего основания бассейнов, представленные гранито-гнейсовыми породами, гранулитами и амфиболитами, образующими антиклинорные структуры, вытянутые параллельно окраинам бассейна или складчатости. Предшественниками их были архейские валоподобные поднятия соединявшихся между собой в линейную структуру гранито-гнейсовых куполов.

В некоторых случаях происходило отделение от антиклинорных выступов части структуры, получавшей в дальнейшем возможность развития в виде самостоятельной геотектонической единицы. В структурном отношении она представляла собой нечто среднее между срединным массивом и фрагментом антиклинория. Таков Центрально-Финляндский массив в южной части Свекофеннской геосинклинальной зоны (см. рисунок). Проявление его имело важное теоретическое и практическое значение как нового структурно-тектонического и металлогенического элемента, давшего начало распространению полноразвитых протогeosинклинальных систем на Русской платформе. Практическое значение этой впервые образованной геотектонической формы выразилось в образовании по ее окраинам зональности, которая была установлена для фанерозойских геосинклиналей [Чайковский, 1956; Закономерности размещения..., 1967; и др.]. Хорошо выделяются примыкающая к Центрально-Финляндскому массиву со слабым, но характерным редкометальным оруденением, зона медно-никелевых месторождений, или "никелевое кольцо" финских геологов, аналогичная такой же, но прямолинейной зоне по юго-западной окраин Карельского массива и разделяющая их срединная зона сульфидных (Cu, Pb, Zn) месторождений.

Таким образом, после смены катархейской купольно-концентрической зональности, архейской линейной в раннем протерозое, уже с расширенным набором руд сидеро-и халькофильных элементов начала формироваться протогeosинклинальная рудная зональность — прообраз фанерозойской геосинклинальной.

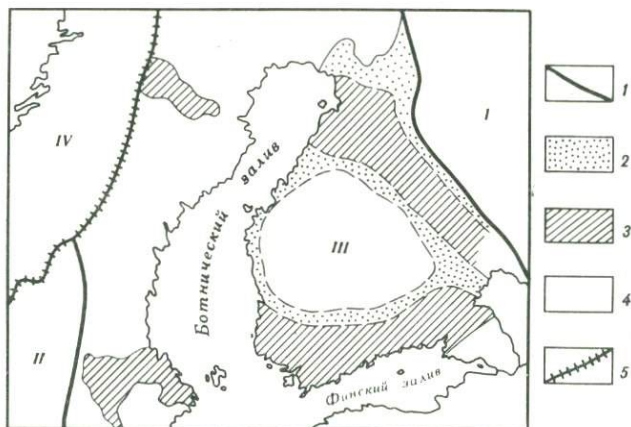


Схема расположения рудных зон вокруг Центрально-Финляндского и Карельского (по его окраине) массивов [по Турченко, 1978 и др.]

1 — граница Свелофинской геосинклинальной зоны; 2 — зоны медно-никелевых и окисно-железных руд; 3 — зоны полиметаллических руд; 4 — блоки и массивы: I — Карельский, II — Даль-сландский, III — Центрально-Финляндский, IV — Каледонская геосинклинальная область; 5 — граница каледонской области

В раннем протерозое на Украинском щите и Воронежском кристаллическом массиве в синклинальных прогибах — палеоавлакогенах — происходило накопление огромных масс железных руд в виде железистых кварцитов, марганецсодержащих углеродистых карбонатных и силикатных пород, высокоглиноземистых кварц-хлорит-серицитовых сланцев. Железо в окисной и силикатной, а позднее в сульфидной форме вместе с сульфидами меди и примесью других халькофильных элементов могло поступать в водные бассейны, где все компоненты отлагались хемогенным путем с незначительным количеством терригенного материала, приносимого с суши. Фации окисных руд обнаруживают переходы в сульфидные в одном и том же рудном узле или даже месторождении, но могут и разделяться небольшими перерывами в образовании. Для высокотемпературных, ранних стадий рудной минерализации характерны окисные и силикатные руды (главным образом железа), для более низкотемпературных — сульфиды (Cu, Pb, Zn, Mo, Fe, Co), золото, серебро и их спутники. Переходы от окисных и силикатных руд к сульфидным предопределялись повышением активности серы по отношению к кислороду в связи с понижением температуры рудообразования.

Важно отметить, что в тех же рудных поясах раннего протерозоя начали впервые проявляться в заслуживающих внимания концентрациях такие литофильные элементы, как олово и вольфрам в составе руд, термально- или вулканогенно-осадочное происхождение которых представляется несомненным.

Суммируя изложенное, можно вывести заключение, что в течение катархей — раннепротерозойской истории металлогении Русской платформы наметились следующие основные закономерности:

1. В развитии рудных комплексов во времени проявлялось рас-

ширение состава руд типовых полезных ископаемых, заслуживающих определенного интереса; эта закономерность выражается следующим образом.

Катархейский этап	Архейский этап	Раннепротерозойский этап
Fe	Fe, Cu, Ni, Co Cr, Ti, V	Fe, Cu, Ni, Co, Pb, Zn, Au, Sn, W

2. В смене рудных комплексов, частично повторяющихся в смежные геотектонические этапы, отражается связь руд с магматическими источниками, средний состав которых заметно от этапа к этапу меняется в сторону относительного повышения кремнекислотности, в то время как средний температурный уровень связанных с магмами рудоносных растворов в том же направлении постепенно понижается.

3. Содержания перечисленных элементов закономерно повышаются от высокотемпературных метаморфических фаций к менее высокотемпературным; этим обусловлена приуроченность рудных залежей упомянутых элементов к зеленокаменным синклиналиям, или зеленокаменным рудным полям и поясам; в соответствии с тектоническим строением и метаморфизмом купольно-концентрическая рудная зональность в катархее сменяется линейной в архее и протогeosинклиальной в раннем протерозое.

## Л и т е р а т у р а

- Белевцев Я.Н.* Метаморфогенное рудообразование. М.: Недра, 1977. 276 с.
- Борукаев И.Б., Башарин А.К., Берзин Н.А.* Докембрий континентов. Основные черты тектоники. Новосибирск: Наука, 1977. 261 с.
- Докембрий: Докл. сов. геологов на XXVI МГК. М.: Наука, 1980. Вып. I. 188 с.
- Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1967. Т. VIII. 423 с.
- Турченко С.И.* Металлогения метаморфогенных сульфидных месторождений Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. 120 с.
- Чайковский В.К.* Новые данные о Тихоокеанском поясе. — Сов. геология, 1956, N 50, с. 134—149.
- Garrels R.M., Perry E.A., Makkenzie I. et al.* Genesis of Precambrian iron formation and the development of the atmospheric oxygen. — Econ. Geol., 1973, vol. 68, N 7, p. 1173—1179.

*А.А. Краснов*

## РЕКОНСТРУКЦИЯ НОВЕЙШЕГО ВУЛКАНИЗМА ДРЕВНЕЙ ПЛАТФОРМЫ

В течение более чем 20 последних миллионов лет территория юго-западной Сирии являлась ареной почти непрерывной вулканической деятельности. К югу от г. Дамаск, в окрестностях г. Киссуэ, известны многочисленные останцы разрушенного миоценового базальтового плато; в районе Голанских высот, хр. Джебель ед Друз и пустыни Харра широко развиты плиоценовые лавы; равнины Хаурана сплошь залиты раннечетвертичными базальтами; почти повсеместно, но особенно полно на вулканических нагорьях Дирет ет Тлуль и Сафа проявился вулканизм современного отдела.

Продукты начальной среднемиоценовой вспышки вулканизма — останцы разрушенного лавового плато — встречаются на площади более 1000 км<sup>2</sup>. Весьма вероятно, что единое ранее плато занимало еще большую площадь. В вертикальных стенках останцов насчитывается до 70—80 покровов. Мощность каждого покрова в отдельности не превышает 8—10 м, высота останцов достигает 400—500 м. Таким образом, объем лав, слагавших миоценовое плато, составлял сотни кубических километров. Другая область проявления миоценового вулканизма — Друзский прогиб, ось которого совпадает с осью ныне выраженного в рельефе хр. Джебель ед Друз. Скорее всего, миоценовые лавовые покровы залегают в основании этого вулканогенного прогиба. Впоследствии они были перекрыты более молодыми излияниями. Мы предполагаем, что площадь прогиба в миоцене достигала первых тысяч квадратных километров; соответственно объем лав, выполнявших этот прогиб, мог составлять несколько тысяч кубических километров. Огромный объем миоценовых лав, наиболее ранних в многочисленной серии вулканитов кайнозойя, следует объяснить либо необычной "продуктивностью" миоценового вулканизма, либо значительностью времени, в течение которого происходило накопление лав. Следует обратить внимание на то, что проявившиеся уже в миоцене особенности вулканизма затем становятся отличительными признаками всего кайнозойского вулканизма. Это трещинный характер излияний и бросающаяся в глаза монотонность минерального и химического состава лав, выдержанная как по разрезу так и по площади.

Вслед за миоценовой вспышкой вулканизма наступила пауза, во время которой преобладала эрозия. Происходило разрушение лавового плато, а в прогибе шло образование горизонта конгломератов (галька которых состоит из миоценовых базальтов), разделяющего предположительно миоценовую и плиоценовую толщи.

В результате вулканической деятельности, возобновившейся в плиоцене, на огромных площадях были извергнуты гигантские объемы лав. Плиоценовые лавовые толщи сформировались в результате излияний трещинного и центрального типов. В плиоцене заверши-

лось заполнение вулканогенного Друзского прогиба и превращение его в положительный элемент рельефа — хр. Джебель ед Друз. Подобное превращение можно объяснить более высокой скоростью накопления лавовых толщ по сравнению со скоростью прогибания, а затем полным прекращением прогибания. Разрез плиоценовой лавовой толщи напоминает сэндвич — покровы лав разделены горизонтами измененных почв или красноземов. Местами эти горизонты содержат глины, которые служат водоупорами локальных водоносных горизонтов. В плиоцене на рассматриваемой территории, помимо уже существовавшего и занимавшего центральное положение Друзского прогиба, зародились еще две магмовыводящие структуры — Западная, или Тибериадско-Хауранская, и Восточная, или Дирет ет Глульская. Эти структуры мы предлагаем называть вулканотрещинными. Они представляют собой участки земной поверхности, на которых отмечается сгущение трещин, имеющих сходное простирание и служивших подводными путями для вулканических излияний. На дневной поверхности вулканотрещинные структуры прослеживаются грядами шлаковых конусов. Заложенные в неогене, эти структуры проявлялись затем на протяжении всего кайнозойского вулканизма. Почти весь кайнозойский вулканизм связан с их активностью. Однако в плиоцене между упомянутыми структурами существовали и отдельные разрозненные трещины — подводные каналы для магматического материала. На западе территории направление трещин было меридиональным. Плиоценовый вулканизм характерен появлением щелочных лав. Изредка, особенно в верхних частях разреза, встречаются разности базальтов, содержащих модалный нефелин. Однако пересчеты силикатных анализов пород указывают на постоянное присутствие нормативного нефелина. Площади, охваченные плиоценовым вулканизмом, огромны; мощность их достигает 1500 м. Объем вулканитов, извергнутый за плиоцен, составляет многие тысячи кубических километров. Вулканическая активность плиоцена значительно превысила активность миоцена. Сравнение вулканической активности плиоцена с более молодой заставляет считать ее максимальной во всем кайнозое.

Раннечетвертичная эпоха ознаменовалась проявлением мощного базальтового вулканизма и интенсивного трещинообразования. Трещины образовывались в основном в уже возникших вулканотрещинных структурах. Начиная с рубежа раннечетвертичной эпохи удается установить различия в проявлении вулканической активности выделенных вулканотрещинных структур. После раннечетвертичной эпохи история вулканизма каждой вулканотрещинной структуры непохожа на историю соседней. Мы располагаем геологическими факторами, позволяющими реконструировать вулканизм каждой из структур, начиная с раннечетвертичного времени: установить, когда происходило "оживление" того или иного участка структуры, как шло ее "отмирание", сопровождалось ли это сменой типов вулканической деятельности, какие объемы лав связаны с той или иной структурой, какая из структур была наиболее долгоживущей и наиболее "продуктивной". Основным объемом излияний раннечетвер-

тичного времени связан с Центральной и Западной структурами: 366 и 220 км<sup>3</sup> соответственно. Восточная структура дала лишь 16 км<sup>3</sup> лав. Среди раннечетвертичных лав преобладают базальты нормального ряда. Господствовали излияния трещинного типа, хотя нами отмечены вулканические постройки центрального типа. Масштабы вулканических процессов раннечетвертичного времени на несколько порядков уступают неогеновым, особенно плиоценовым. Начинается процесс постепенного, но неуклонного сокращения активности вулканических процессов.

Среднечетвертичная эпоха ознаменовалась затишьем вулканической деятельности. К этой эпохе относится излияние потока Тель Шаар, стекающего в долину р. Вади ер Раккад и лежащего на поверхности ее раннечетвертичной террасы. На западных склонах хр. Джебелъ ед Друз в нескольких местах нами встречены лавовые потоки незначительных объемов, которые весьма условно отнесены к среднечетвертичной эпохе. С активностью Восточной структуры связаны извержения крупного вулкана центрального типа Джебелъ Сис. Расположен он на восточной границе распространения базальтов. Его строение резко отличается от строения всех остальных вулканов. Вулкан сложен слоистой толщей гиалокластиков. Это единственный вулкан, извержения которого происходили в субаквальной обстановке. Тело вулкана отделено от окружающих его лав кольцеобразным рвом. На севере ров перекрыт лавовым потоком, вытекшим из лавового озера, когда-то существовавшего на вершине вулкана. Для вулканизма среднечетвертичного отдела характерно появление вулканов центрального типа. Вероятно, отсутствие сколько-нибудь значительных подвижек по системе уже существовавших трещин и незначительный объем расплавов в промежуточных камерах обусловили проявления вулканизма центрального типа. На трещинные извержения не хватило ни энергии, ни материала. За среднечетвертичное время Западная структура продуцировала 13,32 км<sup>3</sup>, Центральная — 0,9 км<sup>3</sup>, а Восточная — 1,44 км<sup>3</sup> лавового материала.

Позднечетвертичная эпоха была отмечена полным вулканическим покоем на всей территории. В районе впадины Ель Хиджани известны озерные известняки с фауной, позволяющей отнести их к позднечетвертичной эпохе. Накопление этих известняков свидетельствует о слабом опускании в районе Ель Хиджани. К позднечетвертичному отделу относятся также конгломераты, обрамляющие с юга останцы миоценовых базальтов и указывающие на слабое воздымание этих участков.

Современная эпоха ознаменовалась в целом значительной вулканической активностью. Происходила дальнейшая локализация вулканических процессов вдоль упомянутых вулканотрещинных структур. В течение современного активного вулканизма произошло семь вспышек активности, в соответствии с которыми мы выделили семь этапов проявления вулканизма. В Западной структуре излияния известны для второго и четвертого этапов; Центральная структура была активной в первом, втором, четвертом, пятом, и шестом

этапах; вулканическая активность Восточной структуры не прерывалась — известны излияния, относящиеся к каждому из выделенных этапов.

Во время первого этапа вулканизм был приурочен к трещинам северных, участков Центральной и Восточной структур: образовались два крупных покрова — Хиджани и Дмеир. Первый из них залегает на поверхности познечетвертичных озерных известняков и начинается с собой серию покровов и потоков современного отдела, последовательно залегающих один на другом. Покров относится к Центральной вулканотрещинной структуре, его объем —  $17,62 \text{ км}^3$ . Покров Дмеир связан с Восточной структурой. Поверхность волнистых лав этого покрова обнажается на севере и северо-востоке плато Дирет ет Тлуль из-под перекрывающих его лав третьего этапа. Объем его  $72 \text{ км}^3$ . Излияния трещинного типа характерны для извержений первого этапа.

В течение второго этапа происходит ослабление вулканизма. Вулканическая деятельность Западной структуры выразилась в образовании девяти вулканических построек и лавовых покровов вокруг них с суммарным объемом извергнутого материала  $5,42 \text{ км}^3$ . В центральной структуре возникли поток Мадбах ед Друз и несколько мелких потоков на дне долин западных склонов хр. Джебел ед Друз. Общий объем лав второго этапа, связанных с Центральной структурой, —  $6,36 \text{ км}^3$ . В результате активности Восточной структуры возник покров Ель Марра, объем которого равен  $9,73 \text{ км}^3$ .

Третий этап вулканизма проявился лишь в Восточной структуре, где сформировался огромный трещинный покров Дирет ет Тлуль. Он расположен симметрично по отношению к питавшим его трещинам, ныне выраженным в рельефе вулканическими грядами Сирет ель Хаджар и Тлуль Лелле. От этих гряд поверхность покрова уступами наклонена на запад-юго-запад и восток-северо-восток. Объем покрова гигантский —  $52,78 \text{ км}^3$ .

Четвертый этап вулканической активности известен во всех выделенных структурах. В Западной структуре образовался поток Хадар, который перекрывает юго-восточные предгорья Антиливана, а затем течет на восток и достигает подножий останцов миоценового плато; объем его —  $4,4 \text{ км}^3$ . Излияния потока Хадар завершают вулканическую деятельность Западной вулканотрещинной структуры. С излияниями из трещин северной части Центральной структуры связано образование на большой площади покрова Лежа. Источники излияний покровных лав расположены в юго-восточной части покрова и представлены тремя параллельными рядами шлаковых конусов. Объем покрова Лежа значителен и достигает  $13,7 \text{ км}^3$ . Во время четвертого этапа вулканизма вдоль трещин Восточной структуры образовались гряды вулканических конусов и окружающие их аа-лавы — Тлуль Лелле, Сирет ель Хаджар, Маунтсерат, Гляти Оуати и др. Общий объем лав четвертого этапа, извергнутых Восточной структурой, незначителен и составляет  $1,63 \text{ км}^3$ .

Пятый этап вулканизма Центральной структуры выразился в излиянии двух крупных потоков — Тель Шихан и Краа. Оба потока

Т а б л и ц а  
 Объемы излияний четвертичного возраста и распределение их  
 между вулканоцентричными структурами

Название покрова	Индекс	Объем извергнутого материала, км <sup>3</sup>		
		Западная, или Тибериадско- Хауранская	Центральная, или Друзская	Восточная, или Дирет ет Тлульская
1	2	3	4	5
Абу Ганем	В <sub>7</sub> Q <sub>4</sub>	—	—	0,27
Тлуль Сафа		—	—	1,45
Всего		—	—	1,72
Шахба			0,60	—
Дирз		—	—	0,49
Гиль	β <sub>6</sub> Q <sub>4</sub>	—	—	1,48
Сафа		—	—	4,75
Всего		—	0,60	6,72
Шихан		—	4,73	—
Краа		—	2,76	—
Бир Кессаб	β <sub>5</sub> Q <sub>4</sub>	—	—	10,23
Всего		—	7,49	10,23
Хадар		4,40	—	—
Лежа		—	13,70	—
Аалак		—	—	0,15
Тлуль Лелле		—	—	0,63
Сирет ель Хаджар	β <sub>4</sub> Q <sub>4</sub>	—	—	0,36
Тляти Оуати		—	—	0,29
Махфур		—	—	0,10
Джафар		—	—	0,05
Маунтссерат		—	—	0,05
Всего		4,40	13,70	1,63
Дирет ет Тлуль	β <sub>3</sub> Q <sub>4</sub>	—	—	52,78
Всего		—	—	52,78
Аазизат		0,99	—	—
Абу Нида		0,57	—	—
Нафах		0,34	—	—
Фазара	β <sub>2</sub> Q <sub>4</sub>	0,75	—	—
Фаррас		0,87	—	—
Харра		0,56	—	—
Сабсаба		1,34	—	—
Мадбах ед Друз		—	4,43	—
Друз		—	1,93	—
Ель Марра		—	—	9,73
Всего		5,42	6,36	9,73
Хиджани	β <sub>1</sub> Q <sub>4</sub>	—	17,62	—
Дмеир		—	—	72,38
Всего		—	17,62	72,38

Т а б л и ц а (о к о н ч а н и е)

1	2	3	4	5
Шаар		13,32	—	—
Джебель ед Друз	$\beta Q_2$	—	0,90	—
Джебель Сис		—	—	1,44
Всего		13,32	0,90	1,44
Хаунран	$\beta Q_1$	219,75	365,79	16,36
Всего		219,75	365,79	16,36

образовались на севере хр. Джебель ед Друз, они имеют сходные протяженность и ширину, однако Краа разлился на восток, а Тель Шихан — на запад. Фактически последний представляет собой южную часть массива Лежа; объем потока — 4,73 км<sup>3</sup>. Поток Краа знаменит тем, что в районе Хербет ель Амбаша лавы одного из его рукавов образуют костную брекчию: базальты потока цементируют кости современных пустынных млекопитающих. В работе Л.Дюбертре (Dubertret, 1929) приводится возраст этих костных остатков, равный 4000 лет. Объем лав потока — 2,76 км<sup>3</sup>. Восточная вулканотрещинная структура "продуцировала" за пятый этап значительно больший объем лав — 10,23 км<sup>3</sup>. Здесь возник очень крупный покров волнистых лав Бир Кессаб. Трещины, из которых он излился, ныне погребены лавами более молодых покровов Дирз и Гиль.

Вулканические излияния шестого этапа известны для Центральной и Восточной структур. В Центральной излился небольшой лавовый покров вулканов группы Шаба. С ним сливается узкий поток одиночного вулкана северных склонов хр. Джебель ед Друз. Общий объем лав этих двух излияний — 0,6 км<sup>3</sup>. Шестой этап излияний завершил вулканизм Центральной вулканотрещинной структуры. Активность Восточной структуры в шестом этапе выразилась в образовании трех покровов нагорья Тлуль Сафа. Несмотря на то что все три покрова возникли в результате трещинных излияний, морфология поверхности их различна. Если покровы Гиль и Дирз сложены аа-лавами, то покров Сафа — это пример покрова типичных волнистых лав. Суммарный объем вулканических продуктов шестого этапа, извергнутых Восточной структурой, — 6,72 км<sup>3</sup>.

Седьмой, самый последний, этап вулканизма завершает вулканическую активность современного периода всей юго-западной Сирии. Вулканические образования этого этапа известны лишь в Восточной структуре. Здесь были извергнуты два покрова шлаколав — Абу Ганем и Тлуль Сафа. Объемы их соответственно составляют 0,27 и 1,72 км<sup>3</sup>. Эти извержения Восточной структуры были последними во всей истории вулканической деятельности.

При сравнении между собой масштабов проявлений вулканизма за отдельные отрезки времени можно прийти к некоторым выводам: вулканизм среднего миоцена и плиоцена явился максимальным по

объемам и по распространению; в раннечетвертичное время начинается становление отдельных вулканотрещинных структур, причем объемы и площади лав, связанные с каждой структурой, неодинаковы; среднечетвертичное время отмечено слабым проявлением, а позднечетвертичное — полным отсутствием вулканизма; наконец, при последней вспышке вулканизма в голоцене, на фоне общего затухания вулканической активности, еще резче проявляются индивидуальные черты каждой из вулканотрещинных структур; структурой, вулканическая активность которой отмечена в каждой из выделенных этапов голоцена и с которой связаны самые поздние извержения юго-западной Сирии, является Восточная, или Дирет ет Тлульская (таблица).

### Л и т е р а т у р а

*Dubertret L.* Etude des regions volcaniques du Haurane, du Djebeled Druze et du Diret et Tloul (Syrie). — *Rev. géogr. phys. et géol. dynam.* Paris, 1929, vol. 2, N 4, p. 275—321.

УДК (551.21:551.8)(477)

*А. Я. Радзивилл, В. Я. Радзивилл, В. С. Токовенко*

#### К ЭВОЛЮЦИИ ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В НЕОГЕЕ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЕЕ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ

Одна из основных, ключевых проблем палеовулканологии с момента ее оформления в самостоятельное научное направление в геологии, определенная И. В. Луцицким [1963, 1971, 1979], это проблема эволюции палеовулканических событий от наиболее древних к наиболее молодым, альпийским. Территория юго-запада Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления (включая новейшую Азово-Черноморскую геосинклинальную систему) как по изученности, так и по сочетанию разновозрастных и разногенетических структур весьма благоприятна для поисков закономерностей смены особенностей проявления и состава вулканических образований во времени и в пространстве, значения вулканизма в формировании структур земной коры различного типа (различной зрелости). В статье рассмотрены материалы по территории Украины, Молдавии и частично Белоруссии. По структурам Кавказа приведены некоторые сравнительные характеристики.

Наиболее древние, достоверно установленные платформенные магматические образования, связанные с тектоно-магматической активизацией Украинского щита, относятся к позднему протерозою и, по-видимому, синхронны с заложением и развитием геосинклинальных зон ранних байкалид (или галицид, по Н. П. Семенову) в Крымско-Карпатской области. Это гранитоиды и лептиты Сущано-Пержанской зоны северо-западной части щита, серия интрузивных

тел и даек ультракислых (черкасских) гранитов Черкасско-Кировоградской зоны смятия (центральная часть УЩ), а также комплекс субщелочных пород Приазовского массива. По изотопным данным их возрастной диапазон определен пределами 1400—1200 млн. лет. Если в северо-западной части щита намечается вулканоплутоническая ассоциация граниты—лептиты, то в его центральной и юго-восточной частях развиты глубинные и гипабиссальные разновидности гранитоидов и кислых щелочных пород. Возможно, что значительная их часть представляет собой корневые фации вулканитов, преимущественно денудированных.

По нашему представлению, наметившиеся три параллельные зоны ранней платформенной тектоно-магматической активизации УЩ ориентированы в северо-восточном направлении, параллельно простиранию складчатых киммерид Крыма [Закономерности развития тектоники..., 1983].

С позднепротерозойскими внедрениями связаны процессы активного кремний-щелочного метасоматоза и редкоземельно-редкометалльная металлогеническая специализация зон тектоно-магматической и метасоматической переработки.

Особенно отчетливую связь с событиями в смежной геосинклинальной системе имеют тектоно-магматические образования следующего этапа активизации, охватывающего по времени конец позднего докембрия (венд) и начало раннего кембрия. Вдоль западной окраины Восточно-Европейской платформы в Предкарпатском регионе формируется Предгалицийская вулканическая краевая система. Она понимается нами [Радзивилл, 1975] как платформенная структура, сформировавшаяся на протяжении раховского (700—500 млн. лет) цикла или фазы развития смежной геосинклинали (позднебайкальский этап).

По особенностям развития вулканическая краевая система подобна вулканическим поясам на восточной окраине Евразийского континента. Там они заложены на сформированной коре континентального типа, на краю молодых платформ, которые граничат с геосинклиналями.

Наиболее ранними вулканическими излияниями и выбросами Предгалицийской вулканической краевой системы на юго-западной окраине Восточно-Европейской платформы (Волыно-Подоллия) являются базальтовые покровы и связанные с ними пирокластические толщи волинской серии венда. Разрез образований серии начинается базальтными слоями коричневых разнозернистых аркозовых песчаников, гравелитов и конгломератов мощностью не более 50 м (горбашовская свита — сорокские слои). Выше преобладают базальты, вулканические брекчи, туфы с пропластками и линзами вулканомиктовых пород (берестовецкая свита и каменские базальты). Мощность их изменяется от нескольких метров до 500 м.

Основная масса вулканического материала сконцентрирована в волинской части структуры (район городов Луцк, Ровно), где их мощность достигает 500—600 м. Здесь отрицательные движения унаследованы от раннебайкальских — с момента заложения и разви-

тия Волыно-Оршанского прогиба. В восточном и юго-восточном направлении уменьшаются мощности и изменяется вещественный состав разреза: возрастает роль пирокластических образований. В Днестровском грабене мощность сохранившегося потока каменных базальтов и пирокластов основного состава не превышает 37 м.

Кроме вулканических фаций, в ряде пунктов Волыни установлены субвулканические тела (дайки, пластовые залежи) диабазов, которые образовались, по-видимому, на месте подводящих каналов вулканов.

Основной магматизм сменился во времени магматизмом среднего и кислого состава. В отличие от вулканитов волынской серии венда продукты вулканизма и кислого состава встречаются в осадочно-пирокластических толщах: в отложениях могилевской, ярышевской и нагорянской свит валдайской серии общей мощностью около 180 м. На вулканитах волынской серии и на кристаллическом фундаменте они залегают с размывом и перерывом. В нижней части разреза наряду с пирокластикой среднего и кислого состава присутствует значительное количество основного вулканомиктового материала. Кроме того, в осадочных породах по всему разрезу валдайской серии, а также в отложениях балтийской и бережковской серий нижнего кембрия (суммарная мощность разреза до 800 м) в песчаниках и алевритах систематически устанавливается примесь пирокластического материала, представленного кислыми вулканическими стеклами. Жерловые и прижерловые фации вулканитов кислого состава отмечены лишь в единичных случаях на южных склонах Брестской мульды, на территории БССР.

Предполагается, что основной и кислый магматизм Волыно-Подолки был разединен в пространстве (структурно) и во времени. Кислый вулканизм связан с положительными вулканоструктурами Брестско-Шепетовской вулканической дуги, прослеживающейся от участков развития кислых и средних вулканитов в районе Бреста вдоль Припятского вала [Семененко, 1972] и Шепетовско-Винницкой полосы увеличенных мощностей земной коры, в том числе и гранитного слоя [Строение земной коры..., 1971], в направлении с севера на юг. Вдоль западного подножия Брестско-Шепетовской вулканической дуги вулканогенно-осадочные толщи накапливались в условиях интенсивного привноса с востока и северо-востока обломочного вулканомиктового и пирокластического материала преимущественно кислого состава.

На западном фланге Предгалицийской вулканической краевой системы предполагается Росточская вулканическая дуга.

Таким образом, тектоно-магматическая активность краевой системы, начавшаяся с интенсивного вулканизма в волынское время, продолжалась на протяжении всего венда и раннего кембрия, создав закономерный ряд формаций: базальтовую ( $PR_2vI$ ) — вулканогенно-осадочную пестроцветную ( $PR_2vd$ ) — сероцветную терригенную ритмичнослоистую ( $PR_2vd-E_1$ ). Общая мощность вулканогенно-осадочных образований достигает 1300—1400 м. Время их формирования охватывает приблизительно 130—150 млн. лет. Абсолютный возраст

базальтов воьльнской серии 700—600 млн. лет, верхняя граница раннего кембрия определяется приблизительно в 550 млн. лет.

Продолжительность развития Предгалицийской вулканической краевой системы отвечает продолжительности геосинклинального этапа (цикла) в фанерозе.

Намечаются следующие взаимосвязи тектоно-магматических структур Предгалицийской краевой системы с Галицийской геосинклиналию района Карпат и Добруджи. Западнее линии Львов—Черновцы установлена флишоидная песчано-сланцевая толща мощностью свыше 1200 м, наиболее вероятное стратиграфическое положение которой венд—нижний кембрий.

Флишоидная толща геосинклинальной области и сероцветная терригенной формировалась, по-видимому, в краевой части платформы. Формационный рубеж между ними был формационным рубежом краевой системы и геосинклинали. Зона флиша расположена западнее проблематичной Росточской вулканической дуги (поднятия), где выявлены аномальные увеличения мощности земной коры и где можно предполагать существование краевой геоантиклинали. Флишевая формация знаменует собой зрелую стадию развития геосинклинального бассейна, его расчленение на флишевые трог и кордильеры. Историю развития структуры в дофлишевую стадию можно наметить только в первом приближении.

Через зону флиша можно соединить структуры Добруджи и Свентокшиских гор. В Свентокшиских горах под кембрийскими отложениями выявлены филлиты, а в Добрудже — "зеленые сланцы" с пластами диабазовых порфиритов и их туфов, датированных 460—590 млн. лет, что близко к датировкам вулканических образований воьльнской серии Предгалицийской краевой системы. В Карпатском регионе по материалам бурения известны верхнепротерозойские метаморфические породы, которые сопоставляются по времени их седиментации с образованиями Добруджи, Свентокшиских гор и краевой системы.

Наиболее глубокого метаморфизованные и, по-видимому, самые древние в Равнинном Крыму и в Добрудже породы, так называемые "зеленые сланцы", среди которых встречаются и вулканогенные образования, вполне могут быть возрастными аналогами позднепротерозойских базальтов воьльнской серии, распространенных в краевой системе Восточно-Европейской платформы на ее юго-западной границе со складчатым обрамлением. Об этом свидетельствует наличие в составе мезозойских конгломератов Горного Крыма гальки и валунов гранитоидного состава, кварцевых порфиритов, диабазов, а также пересечение глубокими скважинами в домеловом складчатом основании Равнинного Крыма вулканических образований диабазовой формации, имеющих по данным абсолютной геохронологии возраст от 1100 до 700 млн. лет [Кирикилица и др., 1983].

В целом на протяжении позднего протерозоя платформенный магматизм развивался по антидромной схеме: от кислого (1400—1200 млн. лет) до основного (700—550 млн. лет). На протяжении венда в Предгалицийской вулканической краевой системе магматизм

развивался в гомодромной последовательности — от основного к среднему и кислому.

Нижнепалеозойские магматические образования входят в состав метаморфического фундамента Украинских Карпат и развиты в северо-западной части Мармарошского массива (Раховский район и Чивчинские горы). Они объединены нами в ассоциацию формаций натриевых базальтов и риолитов; породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и начальных ступеней амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Метамагматические отложения образуют единую вулканоплутоническую ассоциацию, объединяющую породы различных фаций глубинности — от гипабиссальных к излившимся. В составе ассоциации резко преобладают метавулканиды кислого состава (верхняя часть деловецкой свиты в Раховском районе, баласинувская свита в Чивчинских горах); роль магматических пород основного состава, превращенных, как правило, в амфиболиты, весьма незначительна.

Основными достижениями, полученными в результате наших исследований последних лет, является установление тектоно-магматических и магматических структур различного порядка, их пространственно-временных соотношений с тектоническими структурами и рельефом, их рудоконтролирующей роли (структурных аспектов металлогении района).

Выделены изометричные или полигональные тектоно-магматические и магматические структуры трех порядков: 14—18, 3—9 и 0,6—2,5 км в поперечнике. Наиболее хорошо изучены структуры II порядка, образование которых связано развитием периферических магматических очагов; они во многом определяют структурный облик территории; структуры III порядка соответствуют отдельным сравнительно мелким палеовулканам или их элементам. Для структур II порядка установлено их длительное индивидуальное развитие, что определяет перспективность и высокую надежность фациального и геоморфологического анализов при палеовулканологических реконструкциях. Характерно совпадение в пределах структур направлений дизъюнктивных и пликвативных дислокаций, что дает основание полагать, что складчатость формировалась сопряженно с образованием магматического "каркаса" или при его непосредственном влиянии в более позднее время. В строении структур I порядка также значительную роль играют раннепалеозойские магматические образования. Однако структуры I порядка имеют более глубокое и, вероятно, более древнее заложение.

Возможно, что нижнепалеозойские магматические образования Мармарошского массива Карпат связаны с завершающей стадией развития тектонических и тектоно-магматических структур поздних байкалид (или галицид). Не исключено также, что в их составе присутствуют и вулканиды начальных этапов герцинской активизации.

В северо-западной части Мармарошского массива известны месторождения и рудопроявления железо-марганцевой формации, колчеданно-полиметаллических руд, благородных металлов и т.п., сформировавшихся в каледонско-герцинскую (?) металлогеническую эпоху.

В Равнинном Крыму в районе Новоселовского поднятия глубокими скважинами вскрыты сероцветные терригенные и карбонатные осадки и магматические образования основного и среднего состава, которые по данным определения фораминифер и спор датируются карбоном [Муратов и др., 1968].

В герцинский этап развития вулканизм не характерен для Предкарпатской сложной краевой системы. Он активно проявился в пределах Днепровско-Донецкого грабена (субгеосинклинали) в позднем девоне [Вулканизм и рудные формации..., 1977]. Предположительно вулканы залегают также среди отложений карбона и эйфельского яруса среднего девона. Наиболее полно представлены разрезы изверженных пород в северо-западной части впадины, где установлены две эффузивно-пирокластические толщи значительной мощности с сопровождающими их малыми интрузиями и дайками. Они сформированы на протяжении двух главных фаз вулканической деятельности: верхнефранской и верхнефаменской. Первая характеризуется преимущественным развитием пород ультраосновного, основного и в меньшей мере среднего состава (мощность 100—900 м). Мощность второй — 200—800 м. В ней значительное место принадлежит кислым разновидностям. В разрезах изверженные породы чередуются с нормально осадочными отложениями. В некоторых скважинах, пройденных в районах жерловин и в прижерловых участках, мощность вулканитов достигает 2—2,7 м. Они формировались, по-видимому, в течение всего позднего девона.

Для понимания закономерностей размещения вулканитов девона в грабене Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ) определяющее значение имеет обратноступенчатое строение его фундамента [Радзивилл А.Я. и др., 1979]. На продольном профиле, построенном вдоль осевой части грабена, видно, что во всех асимметричных блоках северо-западные борта более крутые и приподнятые, юго-восточные — относительно опущены. От центральной части грабена цепочка поднятий прослеживается в направлении бортов, образуя дугу возвышенностей. Подобные дуги повторяются по простиранию грабена и чередуются с депрессиями через 40—50 и 80—85 км. В позднем девоне к этим дугам были приурочены центры вулканоструктур, и они развивались как положительные тектоно-магматические структуры. В направлении с северо-запада на юго-восток нами обоснованы девять тектоно-магматических дуг: Приднепровская, Придеснянская, Старохуторско-Кошелевская, Прилукско-Бахмачская, Приудайская, Хорольско-Новотроицкая, Припсельская, Полтавская, Харьковская.

Различаются типы разрезов вулканогенно-осадочных образований на поднятиях фундамента внутри грабена и в сопряженных с ними депрессиях. В пределах поднятий установлены центры вулканических структур, жерловые и прижерловые фации вулканитов, многочисленные перерывы в слоистых толщах.

Депрессии заполнены пирокластикой, терригенными, органогенными и хемогенными осадками в очень сложном переслаивании и сочетании по простиранию.

Среди изверженных пород ДДВ установлены эффузивные и интрузивные (с субвулканическими) фации. Среди эффузивных и пиропластических образований широко представлены базальты, натриевые трахибазальты, трахибазальты, трахиты, ортофиры, плагиопорфиры, ортоклазиты, кварцевые порфиры, риолитовые порфиры, лимбургиты, авгититы, меланефелиниты, слюдяные оливиновые метанефелиниты, нефелиновые металейцититы, туфы кислого, основного и ультраосновного состава. Интрузивные тела различной глубинности представлены щелочными пироксенитами, мельтейгитами, малиньитами, нефтелиновыми пироксенитами, камптовогезитами, камптонитами, мончикитами, эссекситами, монцонитами, кварцевыми монцонитами, щелочными сиенитами, кварцевыми сиенитами, гранитпорфирами, габбро-диабазами и диабазами.

На основании изучения петрографии, петрохимии, геохимии и структурного положения изверженных пород В.Н. Бугаенко [1983] приходит к выводу о дифференциации их по трем направлениям: щелочному калий-натриевому, калий-кальциевому и известково-щелочному. Характерным для континентальной рифтовой структуры — грабена ДДВ — является проявление щелочно-пикритового вулканизма и формирование пород калий-кальциевого ряда.

Выявлено интенсивное преобразование пород в результате гидротермального метаморфизма и процессов метасоматоза. В этой связи установлены повышенные концентрации редкометалльных ассоциаций, меднорудных и других проявлений.

В целом для магматических образований ДДВ характерно гомдромное направление дифференциации от основных и ультраосновных в начальные этапы проявления магматизма до кислых — в заключительные.

В Добрудже, судя по данным бурения и геофизики, достаточно мощный условно верхнетриасовый вулканический комплекс, названный татарбунарским, выходит на доюрский эрозионный срез в виде пологой дуги, обращенной выпуклостью к юго-западу в районе Северного Преддобруджья (ширина 5—25 км, протяженность до 50 км). Геофизические данные позволяют проследить эту полосу в субширотном направлении от с. Лиман в сторону Черного моря еще на 75 км.

Татарбунарский вулканизм пространственно связан с системой глубинных разломов субмеридионального и субширотного простираний и представлен в нижней части разреза андезитами, диабазами, спилитами, альбитофирами, ассоциирующими с пирокластикой того же состава. В верхней части, кроме того, отмечаются кератофиры, фельзиты, дациты, риолитовые порфиры и их туфы.

Скважина Татарбунарская-1, пройденная в вулканической толще, остановлена на глубине 2879 м; скважина из толщи не вышла.

В Равнинном и Горном Крыму мезозойский вулканизм тесно связан с развитием геосинклинальной системы. В это время формируется обширная ассоциация тесно связанных между собой магматических пород от спилито-диабазовой и спилито-кератофировой до андезит-дацит-риолитовой формации [Макаров, 1980]. Эти формации являются производными последовательных стадий киммерий-

ского тектоно-магматического цикла. Начало его совпадает с формированием собственно геосинклинального комплекса осадков позднего триаса и ранней юры и приурочено к областям глубинных разломов в местах сочленения Таврической геосинклинали с океанической котловиной Черного моря и на границах интрагеосинклинальных прогибов с выступами древнего фундамента Скифской плиты. Извержения инициального вулканизма происходили в спокойной морской обстановке, преобладали трещинные излияния лав основного состава; с флишевыми отложениями переслаивались сравнительно маломощные покровы и потоки спилитов, микродиабазовых порфириров и их туфов.

Вулканические извержения продолжались на протяжении всего времени существования геосинклинальной системы вплоть до преобразования ее в горноскладчатую область в начале поздней юры.

Формирование частных интрагеосинклиналей и интрагеоантиклиналей сопровождалось в зонах глубинных разломов бассейна интенсивным эффузивным и интрузивным магматизмом. Терригенные среднеюрские породы в Равнинном Крыму и в предгорных грядках вмещают маломощные покровы и потоки порфиритов, базальтов и их туфов [Лебеднинский, Макаров, 1962; Ступка, 1969]. Вдоль Южного берега Крыма от мыса Сарыч до Алушты в непосредственной связи с глубинным разломом эвгеосинклинальной зоны развиты покровы андезитов, кератофилов, спилитов и их пикрокластике мощностью до 300—400 м (район Байдарских ворот, Кастрополя, Голубого залива).

По простиранию все того же глубинного разлома, к востоку от Алушты, масштабы вулканизма еще больше возрастают. Здесь распространены мощные покровы и потоки диабазов, спилитов, кератофилов, кератоспилитов, окискератофилов, андезитов, риолитов, трасов и их туфов. Максимум интенсивности вулканические процессы достигают в районе Карадага. Здесь вулканические образования сопровождаются субвулканическими дайками, экструзивами, силлами, отвечающими по составу их эффузивным фациям.

В узле пересечения Салгирско-Октябрьского поперечного и Южнобережного продольного разломов и в других местах со спилито-кератофировой формацией тесно в простанстве и во времени связаны интрузивы габбро-диабазового состава, диоритового, плагиогранитного и плагиогранит-порфирирового. По химическому составу они близки эффузивным фациям (Аю-Даг, Кафель, Партенид и др.).

В позднеюрскую — нижнемеловую эпохи вулканизм интенсивно проявляется преимущественно на территории Равнинного Крыма. В Предгорном Крыму до настоящего времени отмечались только пирокластические образования. Туфы и туфопесчаники мелового возраста окаймляют в виде прерывистой полосы сооружение Горного Крыма с севера, северо-востока и юго-запада: район г. Балаклавы, с. Курского, с. Мошкаревки и др. [Бондаренко и др., 1967].

В Равнинном Крыму осадочно-пирокластические породы альбского возраста вскрыты глубокими скважинами в районе г. Джанкой, на Тарханкутском полуострове, а позднемелового возраста

(турон-коньякские) — на Октябрьской, Западно-Октябрьской, Евпаторийской, Чапаевской и др. площадях [Бондаренко и др., 1967]. Пирокластика приурочена к терригенным и карбонатным отложениям.

Глубокие скважины дали обширный фактический материал, подтверждающий мнение многих исследователей, связывающих извержения мелового вулканизма с разломами субширотного направления, отграничивающими Сивашский прогиб от Скифской плиты. Вулканические центры размещаются в пределах Северо-Крымского грабенообразного прогиба [Плахотный и др., 1971; Богаец и др., 1980]. Здесь на основании бурения и фациального анализа реконструированы вулканические центры в районе с. Мелового (Тарханкутский полуостров), восточнее с. Каштановки, юго-восточнее д. Орловской, северо-западнее г. Джанкой. Фациальный состав вулканических образований весьма разнообразен: лавы, лавобрекчии, туфы, туфобрекчии, литокластические туфы и др. По химизму все они относятся к андезитовой формации. Максимум интенсивности вулканизма падает на средне-верхнеальбское время.

Развитие вулканических процессов в Крыму и в Добрудже в мезозойское время протекало в полном соответствии с тектонической обстановкой. Геосинклинальный вулканизм имел базальтовый характер, субплатформенный в Равнинном Крыму в меловое время — андезитовый.

Киммерийский и альпийский вулканизм платформенной части Украины изучен пока недостаточно.

Туфогенные песчаники и туфы среднего состава мощностью 16—120 м установлены в составе батских отложений юго-восточной окраины ДДВ на ее сочленении со структурами Донбасса (городов Изюм, Балаклея, Лозовая, Кобеляки). Туфы и туфобрекчии юрского возраста, содержащие значительное количество обломков кристаллических пород докембрийского фундамента, выполняют центральную часть Оболонской впадины — Оболонскую кольцевую тектоно-магматическую структуру, находящуюся на левобережье р. Сулы, левого притока р. Днепра. Структура выражена депрессионным понижением в фундаменте, размеры ее достигают 13×11 км.

Вулканиты — туфобрекчии и брекчии, реже лавовые брекчии — залегают на мощной толще осадочных карбонатно-терригенных отложений визейского, серпуховского и башкирского ярусов карбона мощностью от 9 до 140 м и пестроцветных песчано-глинистых отложениях верхней перми (155—230 м). Возраст вулканитов определен И.М. Ямниченко по фауне амmonoидей как позднебайосский. Сведения о вулканитах Оболонской структуры ограничиваются фациями удаленных и промежуточных зон вулканов. Жерловые и прижерловые фации, наиболее интересные как потенциально рудоносные, могут быть обнаружены по периферии депрессии в пределах кольцевого поднятия (диаметр 25 км).

Туфы среднего состава и туфопесчаники были установлены также в керне скважин в пределах Бориспольской депрессии.

Альпийские вулканиты платформенной Украины распространены в центральной части УЩ, его ареалы с каждым годом расширя-

ются благодаря новым исследованиям. Этим образованиям в сборнике посвящена отдельная статья, поэтому мы здесь подчеркнем только ту особенность, что альпийские вулканические породы по составу и структурному положению тесно связаны с киммерийскими и, по-видимому, завершают собой гомодромный цикл от основных и средних разновидностей до кислых преимущественно пирокластолитов со взрывным характером извержений.

Есть основания относить вулканизм периферийных кратеров Болтышской структуры к газовому эксплозивному, материал выбросов представлен в основном обломками фундамента вулканов.

Центральная часть УЩ в зоне Кировоградского разлома выделяется как провинция молодого альпийского вулканизма нового для щита типа. Установлено также широкое развитие здесь субвулканических тел автомагматических брекчий кислого состава, во многом напоминающих подобные образования Береговского холмогорья Закарпатья.

Неогеновый вулканизм Закарпатского прогиба подробно охарактеризован в результате большого объема крупномасштабного геологического картирования, тематических работ, геофизических исследований, бурения.

В наших исследованиях основное внимание было обращено на систематическое изучение рядов тектоно-магматических структур, их морфологии — как основы для новых выводов о строении района и механизма формирования этих структур.

Установлено широкое развитие в пределах Береговско-Беганьского холмогорья субвулканических тел автомагматических брекчий кислого состава, которые играют существенную роль в строении других участков Закарпатского прогиба. Выявлены особенности ряда высокопорядковых магматических структур на различных глубинных уровнях, намечены поисковые признаки глубинных (субвулканических и гипабиссальных) структур по особенностям их проявления в верхах неогеновой молассы и в рельефе.

Основные типы тектоно-магматических структур представлены изометричными сложными структурами, составными частями которых являются центральные депрессии и окаймляющие их тектоно-магматические поднятия; последние контролируют размещение разновозрастных палеовулканических построек. Центральные депрессии не являются кальдерами, возникшими в результате обрушения крупных вулканических построек, а представляют собой унаследованные длительно (на протяжении всего неогена) развивающиеся структуры, возможно имеющие компенсационную природу. Их конфигурация часто как бы приспосабливается к форме положительных тектоно-магматических структур; последние обладают высоким структурным идиоморфизмом и выступают как активные структуро- и рельефообразующие элементы.

Детально охарактеризовано строение магматических структур Береговско-Беганьского района, сформированных в процессе проявления раннесарматского кислого вулканизма; при этом изучены их морфологические особенности на глубинах до 1,5—2 км, т.е. до уровня донеогенового фундамента. Структурный облик этого района опре-

деляется закономерным сочетанием глубинных магмоподводящих каналов, расходящихся от них силлов и магмовыводящих зон, по которым магма поднималась в верхние горизонты моласс и к поверхности.

При сопоставлении строения отдельных участков Закарпатского прогиба выясняется, что структурный облик конкретных территорий во многом определяется интенсивностью магматизма: с ее увеличением "теряется" идиоморфизм отрицательных структур и все более четко выступает идиоморфизм положительных структур. Так, если в наименее магматичном Виноградовском районе центральная депрессия вырисовывается довольно отчетливо, то в Велико-Доброньском на первый план выступает серия положительных тектоно-магматических структур овальной формы и конфигурация депрессий полностью к ним приспособляется.

Сильнее всего переработанный магматическими процессами Береговско-Беганьский блок представляет собой единый тектоно-магматический горст. С интенсивностью проявления магматизма, особенно раннесарматского кислого, прямо коррелирует общая амплитуда относительных поднятий отдельных участков (структур) в паннон-четвертичное время; на территории Береговско-Беганьского горста паннон-левантинские осадки отсутствуют; в районе Чопа—Великой Доброни их мощность колеблется от 0 до 1150 м (редко); в Виноградовской депрессии она достигает максимальных значений (1427 м).

Металлогеническую специализацию тектоно-магматических структур Закарпатья определяют кислые магматические инъекции различной глубинности.

При кратком рассмотрении изменения структуры и состава магматических образований юго-запада Восточно-Европейской платформы намечаются в первом приближении следующие эволюционные закономерности. Активность магматических процессов в целом уменьшается в направлении от более древних к молодым эпохам. Зоны тектоно-магматической активизации платформы соответствуют в целом по времени магматизму складчатых и геосинклинальных областей. Герцинская эпоха активизации более интенсивно проявилась в субгеосинклинальной (рифтовой) внутриплатформенной структуре ДДВ. Как для платформы, так и для складчатого обрамления характерно гомодромное направление дифференциации. Каждая эпоха тектоно-магматической активизации несет с собой черты новой металлогенической специализации.

## Литература

Богаец А.Т., Бойчук Г.В., Лещук Р.И. и др. Новые данные об альбских отложениях северной полосы северо-западного Крыма. — Геол. журн., 1980, т. 40, вып. 6, с. 27—34.

Бондаренко В.Г., Апостолова М.Я., Шаповалов М.С. Вулканокластические породы верхнемелового возраста Равнинного Крыма и Керченского полуострова. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, N 12, с. 123—127.

Бугаенко В.Н. Петрохимия и геохимия изверженных пород Днепровско-Донецкой впадины: Автореф. дис. ... канд. г.м. наук., Киев., 1983. 22 с.

Вулканизм и рудные формации Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса/Под ред. Н.П. Семененко. Киев: Наук. думка, 1977. 156 с.

Закономерности развития региональной тектоники Украины/Под ред. В.Г. Бондарчука Киев: Наук. думка, 1983. 184 с.

*Кирикилица С.И., Добровольская Т.И., Лебедев Ю.С.* Палеовулканизм и металлогения Крыма. — В кн.: Палеовулканические карты и вопросы металлогении: Тез. докл. к VI Всесоюз. палеовулканол. симпоз. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983, с. 72—73.

*Лебединский В.И., Макаров Н.Н.* Вулканизм Горного Крыма. Киев: Изд-во АН УССР, 1962. 207 с.

*Лучицкий И.В.* Основные задачи палеовулканологии и проблемы вулканогенных формаций. — Тр. Лаб. палеовулканологии, 1963, вып. 2, с. 3—9.

*Лучицкий И.В.* Основы палеовулканологии. М.: Наука, 1971. Т. 1. 480 с.; Т. 2. 382 с.

*Макаров Н.Н.* Особенности вулканизма и металлогении Горного Крыма. — В кн.: Мезозойский и кайнозойский вулканизм и связанные с ним полезные ископаемые. Тез. докл. V Всесоюз. вулканол. совещ. Тбилиси: Мецниереба, 1980, с. 142—143.

*Муратов М.В., Бондаренко В.Г., Плахотный Л.Г.* и др. Строение складчатого основания Равнинного Крыма. — Геотектоника, 1968, N 4, с. 54—64.

Основные черты тектоники Украины. Киев: Наук. думка, 1978. 162 с.

Платформенные структуры обрамления Украинского щита и их металлогенность/Под ред. Н.П. Семененко Киев: Наук. думка, 1971. 285 с.

*Плахотный Л.Г., Апостолова М.Я., Бондаренко В.Г.* и др. Меловой вулканизм Равнинного Крыма. Бюл. МОИП. Отд. геол., 1971, т. 46, вып. 4, с. 102—111.

*Радивицкая А.Я.* Краевые системы Украинских Карпат и пра-Карпат. — В кн.: Тектоника и стратиграфия. Киев: Наук. думка, 1975, вып. 8, с. 10—19.

*Радивицкая А.Я., Куделя Ю.А., Палий А.М.* и др. Тектонические, тектоно-магматические и структурно-геоморфологические критерии поисков крупных нефтяных и газовых месторождений в Днепровско-Украинских Карпат и пра-Карпат. Преп. (79—31) ИГН АН УССР, Киев, 1979. 52 с.

Строение земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы. Киев: Наук. думка, 1971. 285 с.

*Ступка О.С.* О магматизме Равнинного Крыма. — В кн.: Геология и геохимия горючих ископаемых. Киев: Наук. думка, 1969, вып. 21, с. 17—24.

Эволюция вулканизма в истории Земли: (Материалы Первого Всесоюз. палеовулканол. симпоз.). М.: Наука, 1973. 346 с.

УДК (551.21:551.8):553.3/4(477.87)

*Ю.М. Контох*

## РОЛЬ ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКИХ СТРУКТУР В ЛОКАЛИЗАЦИИ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ ВНУТРЕННИХ КАРПАТ

Внутренние Карпаты — это область Паннонского срединного массива, сложенная доальпийскими консолидированными образованиями и мезо-кайнозойским вулканогенно-осадочным чехлом; она располагается южнее Закарпатского глубинного разлома. Эта область претерпела в неогене тектоно-магматическую активизацию, проявленную в виде блоково-сводовых движений, интенсивного вулканизма и рудогенеза.

Полиметаллическое оруденение широко развито на территории Внутренних Карпат и входит в состав сложно построенного неогенового рудного пояса, дугообразно окаймляющего центральную часть

Паннонского срединного массива. Месторождения группируются в Средне-Словацком, Матра-Бёрженьском, Прешов-Токайском, Береговском, Вышковском, Бая-Марском и Апусенском рудных районах, которые имеют рассредоточенное узловое распределение и приурочены к отдельным вулканическим зонам и массивам. Структурная позиция рудных районов и вулканических зон определяется участками пересечения крупных разрывов (в том числе и глубинных разломов), ограничивающих разнообразные тектонические элементы Паннонского срединного массива (своды, прогибы, отдельные тектонические блоки). Вулканические породы в этих участках слагают мощные толщи, представленные риолит-андезитовыми образованиями, проявляющимися как в эффузивно-эксплозивной, так и интрузивно-субвулканической фациях. Возраст вулканитов определяется миоценом — нижним плиоценом. Изредка встречаются известково-щелочные и щелочные базальты верхнеплиоцен-раннечетвертичного возраста, которыми завершается вулканизм.

Оруденение локализуется главным образом в субвулканических и в меньшей степени в эффузивно-пирокластических породах миоцена и нижнего плиоцена. Иногда месторождения приурочены к осадочным породам, которые одновозрастны с вулканитами или встречаются в образованиях донеогенового фундамента. Плиоценовые и раннечетвертичные базальты являются послерудными, о чем свидетельствуют факты пересечения базальтовыми дайками рудных тел на ряде месторождений.

Анализ состава вулканических образований и последовательности их формирования, проведенный нами для рудных районов Советского Закарпатья, Чехословакии, Венгрии и Румынии, показывает, что, несмотря на значительные отличия в количественном соотношении кислых и средних по составу вулканических продуктов, покровных и субвулканических фаций, в количестве фаз извержений и их типов, времени извержений и в других особенностях во всех рудных районах отмечается сходная направленность развития вулканического процесса. Начальные фазы характеризуются мощной эксплозивной деятельностью с формированием площадных покровов туфов и игнимбритов риолито-дацитового состава, сопровождающихся незначительными экструзиями. Извержения происходили из каналов-трещин и эксплозивных (туфовых) вулканических построек в наземной и субаквальной обстановках. Затем произошли излияния андезитовых лав и выбросы пирокластики из крупных стратовулканов, разрушенные останцы которых известны в большинстве рудных районов. В это же время образовались субвулканические тела андезитов, дацитов, диорит-порфиритов, прорывающие стратифицированные андезитовые толщи и приуроченные в основном к жерловым частям вулканических построек.

Андезитовый вулканизм в ряде рудных районов (Прешов-Токайском, Береговском, Средне-Словацком) сменился интенсивным риолитовым вулканизмом, связанным с кальдерообразованием в пределах андезитовых вулканов. При этом в отрицательных вулканоструктурах произошло накопление мощных толщ кислых пирокластических образований. Заключительные фазы миоцен-нижнеплиоценового вулканизма

во всех рудных районах представлены субвулканическим экстррузивно-интрузивным комплексом, проявившемся в форме штоков, силлов, даек, акмолито- и лакколитообразных тел, куполов, трубок взрыва, состав которых в экстррузивной серии колеблется от андезито-базальтов до риолитов, а в интрузивной — от габбро до гранит-порфиров и микрогранитов. В отдельных рудных районах (Апусеньский, Вышковский, Бая-Марский) экстррузивно-интрузивный комплекс является преобладающей формой проявления вулканических процессов.

Несмотря на определенную направленность вулканизма, отдельные рудные районы отличаются характером и формой его проявления, что обуславливает развитие в этих районах во многих случаях разнотипных палеовулканических структур.

Имеющиеся данные автора, А.Ф. Гончарука, Ю.А. Лейе, В.П. Теплова, А.Я. Радзивилла и других исследователей по палеовулканологическим реконструкциям рудных районов Советского Закарпатья и обобщение таких материалов по Чехословакии, Венгрии, Румынии, приведенных в трудах М. Бёмера, Я. Штола, В. Конечны, Ю. Тёшера, Я. Славика, Е. Садечки-Кардаша, Г. Панто, М. Боркоша, Д. Джушке, Т. Гитулеску, Н. Петрулиана, В. Яновича и других, показывают, что выделяется ряд соподчиненных палеовулканических структур, различных рангов, определяющих позицию разноразмерных металлогенических единиц, насыщенных полиметаллическим и золото-полиметаллическим оруденением.

Структурой I ранга является внутренняя вулканическая дуга, которая объединяет все участки распространения вулканических образований миоцен-нижнеплиоценового возраста и размещается во внутренней части Внутрикарпатского вулканического пояса. Ее пространственное положение определяется глубинными разломами, ограничивающими центральную часть Паннонского срединного массива. Этой вулканоструктуре соответствует Среднесловацко-Апусеньская металлогеническая зона с полиметаллическим, золото-полиметаллическим и золото-серебряным оруденением.

Структурная позиция рудных районов в этой зоне контролируется блоково-купольными очаговыми тектоно-вулканогенными структурами сложного строения. Они представляют приподнятые и интенсивно расчлененные блоки донеогенового фундамента, в пределах которых локализуются положительные и отрицательные вулканоструктуры более высоких рангов, центры извержений, субвулканические образования. Блоково-купольные вулканоструктуры отчетливо картируются по положительным гравиметрическим аномалиям, внутри которых отмечаются небольшие по площади, но высокие по интенсивности геофизические минимумы. Форма и размеры таких структур самые разнообразные. Геологические границы их определяются границами распространения вулканических и субвулканических образований. Оруденение в таких структурах размещается внутри них и контролируется разнообразными вулканоструктурами более высоких порядков. Поэтому границы блоково-купольных тектоно-вулканогенных структур по нашему мнению должны соответствовать границам рудных районов.

Вулканоструктурами высших рангов являются кальдеры, вулканотектонические горсты и грабены, вулканокупольные постройки, развитые в пределах блоково-купольных очаговых структур. Они контролируют позицию рудных узлов, рудных полей и месторождений. Так, Банско-Штьявницкое рудное поле, по мнению В. Конечны [Копеёну, 1971], Я. Буриана и др. [Burian et al., 1976], приурочено к сложно построенной кальдере, которая сформировалась в пределах крупного стратовулкана и классифицируется как кальдера обрушения с приподнятым центральным блоком. Весь вулканический процесс, по мнению вышеназванных исследователей, происходил в пять стадий, во время которых образовался мощный комплекс эффузивных, пирокластических и интрузивных образований тортон-сарматского возраста. Начальная стадия характеризуется формированием андезитового стратовулкана. Затем происходит погружение ее центральной части, в образующейся кальдере отлагаются пирокластические породы, а по ее периферии развиваются субвулканические амфибол-биотитовые андезиты эксплозивно-интрузивного комплекса. В заключительные этапы поднимается центральная зона кальдеры под воздействием внедрившихся субвулканических интрузий диоритов и гранодиоритов, а затем формируются дайки и силлы дацитов. Последние, как и рудные жилы месторождений, локализируются в трещинах скальвания северо-восточного простирания, возникших в пределах центрального поднятия кальдеры и по существу являющихся внутрикальдерными радиальными разломами.

Аналогичную позицию занимает Дьендешоросское рудное поле в горах Матра, однако оно приурочено к бортовой части палеокальдеры, где в крупных кольцевых разломах размещаются субвулканические тела пироксен-биотитовых андезитов и золото-полиметаллические месторождения [Koch, Panto, 1970].

К кальдере приурочено также Береговское полиметаллическое месторождение в Закарпатье. Береговская кальдера в плане представляет овал субмеридионального простирания диаметром 20—25 км. Она заполнена тортон-нижнесарматскими пирокластическими образованиями с прослоями осадочных пород, прорванных посткальдерными экструзиями риолитов и субвулканическими интрузиями диорит-порфириров, гранодиорит-порфириров и телами эксплозивных брекчий. Вулканоструктура классифицируется как кальдера обрушения с центральным опущенным блоком. Месторождение приурочено к восточному борту кальдеры и располагается как в самой кальдере (внутрикальдерные кольцевые и радиальные разрывы), так и в примыкающем к ней вулканическом горсте, где отмечаются разломы, связанные с формированием этой положительной тектоно-вулканогенной структуры.

Рудные поля Апусеньского района (горы Металичи) расположены в пределах двух вулканических грабенов — Брад-Сэкэрымб и Златна-Алмушул Маре [Василевский, Некрасова, 1977], заключенных между глыбами палеозойских пород и усложненных интрузивно-купольными структурами. Оруденение чаще всего локализуется в бортовых частях грабенов в блоках, где развиты субвулканические образования. В

несколько другой обстановке размещаются рудные поля и месторождения Бая-Марского и Вышковского районов. Они приурочены исключительно к положительным вулканоструктурам: поля — к сложно построенным тектоно-вулканогенным горстам, а месторождения — к вулкано-купольным, экструзивно-интрузивно-купольным и интрузивно-диапировым структурам. Эти структуры ограничены кольцевыми разломами и включают ряд субвулканических экструзий, интрузий и даек различной морфологии. Рудные поля и месторождения концентрируются как во внутренней части таких структур, где их позиция определяется радиальными разрывами, так и по их периферии в узлах пересечения радиальных и кольцевых разломов.

Наиболее значительное количество разнообразных палеовулканоструктур 4-го порядка является вмещителем отдельных рудных тел или их групп. Чаще всего оруденения локализуются в эксплозивных сооружениях, представленных трубками взрыва и эксплозивными дайками. Эксплозивные сооружения известны во всех рудных районах. Они представляют трубкообразные и дайкообразные тела различных размеров, выполненные полимиктовой брекчией. Брекчия состоит из разноразмерных обломков вмещающих неогеновых пород и образований донеогенового фундамента, сцементированных туфогенным материалом. В верхних частях некоторых брекчиевых сооружений цементом служит грязеподобная масса, возникшая в процессе обрушения вышележащего материала в полости, сформированные подземными взрывами. Оруденение в эксплозивных сооружениях представлено столбообразными телами, штокверками, метасоматическими залежами, прожилково-вкрапленными рудами. Иногда в брекчии отмечаются значительные бананцы золотых руд (Бая-де-Ариеш, Рошиа-Монтана). На месторождении Рошиа-Монтана тортонские осадочные образования прорваны субвулканическими экструзиями дацитов. В контактовых частях дацитовых субвулканических тел расположены столбообразные тела эксплозивных брекчий с штокверковым золото-серебрянным оруденением, которые сопровождаются рядом маломощных, но протяженных жил, имеющих в некоторых случаях полуконцентрическую форму [Сафонов, 1982].

На месторождении Баня (Вышковский район Закарпатья) полиметаллическое оруденение локализуется в эксплозивных дайках и тектонических трещинах, которые приурочены к центральной части интрузивного штока гранодиорит-порфиров. В эксплозивных брекчиях отмечаются прожилки и метасоматические залежи. К трещинам приурочены кварц-карбонатные жилы с полиметаллическим оруденением.

На отдельных месторождениях сложно построенные рудные залежи локализуются в осадочно-вулканогенных стратифицированных отложениях над субвулканическими телами, не выходящими на поверхность. Золото-полиметаллическое месторождение Хержа представляет систему расходящихся с глубиной рудных жил, которые локализуются в вулканогенно-осадочных породах над апикальной частью субвулканического акмолитообразного тела пироксеновых андезитов [Giusca et al., 1973].

Трубообразное вертикальное рудное тело локализуется в трубке

взрыва на месторождении Шуйор. Трубка взрыва овальной формы расположена в приконтактовой части штокообразного тела кварцевых андезитов, она пересекает вмещающие осадочные породы и андезитовое тело.

Системы простых и сетчатых жил во многих случаях развиваются в нарушенных частях некков и куполов. Примером может быть золото-серебряное месторождение Дялул Кручи (Румыния). Здесь штокообразное тело амфибол-пироксеновых андезитов прорывается риолитами, слагающими экструживно-купольную структуру. Рудная жила приурочена к радиальному разлому этой структуры и локализуется в основном в некке риолитов.

Сложно построенные золото-полиметаллические жилы месторождения Бая-Сприе приурочены к контакту силла кварцевых андезитов, прорывающего вулканические и осадочные породы. Наиболее крупная жила локализуется в кольцевом разломе Бая-Сприйской вулканокупольной структуры.

Отмечается также размещение отдельных рудных жил в контактах даек. Такая позиция рудных тел характерна для месторождений Банска Штьявница и Кремница.

Таким образом, палеовулканические структуры разных рангов и морфогенетических типов играют основную роль в размещении неогенового золото-полиметаллического оруденения Внутренних Карпат, определяют характер структур отдельных рудных полей и месторождений. При этом рудные районы локализуются в блоково-купольных структурах, рудные поля и месторождения — в кальдерных, горстковых и вулканокупольных структурах, а отдельные рудные тела контролируются экструживно-купольными и брекчиевыми вулканоструктурами и их разрывными элементами.

Выявленные закономерности размещения оруденения в различных типах вулканоструктур должны быть использованы при составлении металлогенетических карт для рудных районов Советского Закарпатья.

## Литература

*Василевский М.М., Некрасова Ж.А.* Вулканогенно-рудные центры Трансильвании и Восточных Карпат. — В кн.: Прогнозная оценка рудоносности вулканогенных формаций. М.: Недра, 1977, с. 150—155.

*Сафонов Ю.Г.* Структурные условия формирования гидротермальных месторождений на различных уровнях сферы рудоотложения. — В кн.: Геологическая среда и структурные условия гидротермального рудообразования. М.: Наука, 1982, с. 99—187.

*Burian Y., Konečný V., Stohol Y.* Banska-Stavnica ore deposit and its position within caldera (Czechoslovakia). — In: Problems of ore deposition. IV Symp. YAGOD, Varna, 1974. Sofia, 1976, N 1, p. 233—240.

*Ciuscă D., Borcos M., Lang B.* et al. Neogene volcanism and metallogenesis in the Gutai Mountains. Buc., 1973. 50 p.

*Koch S., Panto G.* Alpidisch postmagmatische Mineralisatimen Ungarns, ihre genetischen und paragenetischen Merkmale. — Acta geol. Acad. sci. Hung., 1970, t. 14, p. 161—170.

*Konečný V.* Evolutionary stages of the Banska Stavnica Caldera and its post-volcanic structures. — Bull. Volcanol., 1971, vol. 35, N 1, p. 95—116.

*В.Я. Радзивил, Я.В. Федорин*

**ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ  
КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА  
ВОСТОЧНЫХ КАРПАТ  
(северо-западная часть Мармарошского массива)**

В пределах северо-западной части Мармарошского массива кристаллическое основание Восточных Карпат представлено комплексом пород, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой и начальных ступеней амфиболитовой фаций регионального метаморфизма. Время формирования первичных пород комплекса дискуссионно и поэтому в настоящее время определяется довольно большим интервалом (поздний протерозой—средний палеозой). Весь разрез выходящего на поверхность кристаллического основания подразделен на три свиты (белопотоцкую, деловецкую и мегурскую), отличающиеся последовательностью накопления первичного материала, его составом и в незначительной мере интенсивностью метаморфических преобразований [Бойко, 1970; Геология и полезные ископаемые..., 1976; Волошин, 1981].

Породы белопотоцкой свиты выходят на поверхность только в южной части массива в бассейне руч. Белый Поток и районе с. Деловое. Свита представлена плагиогнейсами, очковыми гнейсами с микроклином, слюдяными сланцами и реже амфиболитами.

Деловецкая свита имеет повсеместное распространение и представлена разнообразными зелеными сланцами, кварцитами. Большую роль в ее разрезе играют кислые метаэффузивы. Мощность последних на отдельных участках превышает 400—500 м. В верхних частях свиты встречаются метаэффузивы средне-основного состава.

Мегурская свита пользуется довольно широким распространением по северному краю массива, где ее выходы тяготеют к приводораздельным частям рельефа и имеют локальный характер. В составе свиты преобладают кварциты, реже встречаются серицитовые, хлорит-серицитовые кварцитосланцы, метаэффузивы кислого и основного состава.

Среди интрузивных образований в пределах изучаемого района выделены гнейсо-граниты яворникового типа, гнейсо-граниты мегурского типа, ортогнейсы менчульского типа. Первые из них локализованы преимущественно в поле развития белопотоцкой свиты, а вторые и третьи — в полях деловецкой и мегурской свит. Магматический генезис этих пород надежно доказан их составом, особенностями структуры и текстуры, а также условиями залегания [Бойко, 1970; Волошин, 1981; Геология и полезные ископаемые..., 1976]. Вместе с тем роль магматических пород в разрезах белопотоцкой, деловецкой и мегурской свит до недавнего времени недооценивалась. Проведенное нами и другими исследователями изучение метапород методами Н.П. Семененко, П. Ниггли, А. Симонена—А. Предовского [Ненчук, 1968; Федорин, 1980а] показало, что значительная часть фигуративных точек альбит-слюдяных, кварц-альбитовых, хлоритовых, слю-

дисто-хлоритовых сланцев, очковых гнейсов и плагиогнейсов попадает на диаграммах указанных авторов в поля ортопород. Во многих случаях магматический генезис этих пород подтверждается наличием соответствующих реликтовых структур магматического генезиса. По всей видимости, перечисленные породы первично представляли собой вулканогенно-осадочные образования, отличающиеся набором и количественными соотношениями магматического и осадочного компонентов.

Таким образом, к настоящему времени можно считать установленным, что метаморфический комплекс (или по меньшей мере, его верхняя часть) образовался из сложно стратифицированной толщи осадочно-вулканогенных пород и ассоциирующих с ними магматических образований. Судя по значительному развитию последних в разрезе метаконтакта, можно предполагать их важную роль и в структуре рассматриваемого района. Так, наши исследования (с применением петрохимических, петрографических и структурных методов) показали, что все ортопороды метаморфического комплекса образуют единую вулканоплутоническую ассоциацию, отдельные члены которой представлены образованиями различных фаций глубинности — от субвулканических, а возможно, и гипабиссальных (гнейсо-граниты яворникового типа?), до наземных вулканических и вулканогенно-осадочных [Федорин, 1980б; Радзивил и др., 1981].

В результате комплексного анализа стратиграфических, магматических, тектонических, структурно-геоморфологических, геофизических данных, а также дешифрирования космо- и аэрофотоснимков в пределах метаконтакта северо-западной части Мармарошского массива выявлен ряд кольцевых (изометричных) структур (КС). Выделяются КС трех порядков (рис. — см. вкл.), отличающихся пространственным положением, сложностью строения, размером (поперечник структур I порядка составляет 14—18 км, II порядка — 3—9, III порядка — 0,6—2,5 км).

К структурам I порядка в исследуемом районе принадлежат Большая Менчульская и Тисенская КС.

Большая Менчульская КС проявляется в рельефе в виде морфоструктуры с геометрическим центром в районе горы Менчул Северный. Структура разделена субширотной зоной разломов на две части. Южная половина сложена породами метаморфического комплекса, в котором ограничение КС прослеживается по ряду дуговых зон разрывов с южной вергентностью в районе руч. Большой Берлебаш и его водораздела с Белым Потоком. К зоне разломов приурочены дайко- и штокообразные тела метапород основного и кислого состава. К юго-западной части обрамления приурочена Костылевская КС II порядка. Центральное положение в Большой Менчульской структуре занимает Менчульская северная КС II порядка. В полосе между ограничениями этих структур широко развиты породы деловецкой и мегурской свит, слои которых имеют обычно центриклинальное падение под углом 30—50°. В пределах северной части морфоструктуры широко развиты нижнемеловые флишеидные отложения раховской свиты. Породы смяты в складки, простирание которых в пределах морфоструктуры изменяет свое общекарпатское простирание и приспособляется к ее ограничению.

Тисенская КС имеет в плане форму эллипса, длинная ось которого (18 км) вытянута в северо-восточном направлении; ее ширина достигает 15 км. По строению структура близка к Большой Менчульской, отличаясь от последней главным образом большим развитием в пределах ограничения интрузивных тел метаспоров кислого и основного состава. К Тисенской структуре приурочены Берлебашковская, Яворниковая, Менчульская южная и Косовская КС II порядка, которые располагаются на ее ограничении.

К настоящему времени в пределах северо-западной части Мармарошского массива (на территории СССР) достоверно установлено четыре КС II порядка (Косовская, Костылевская, Яворниковая, Менчульская северная) и предполагается наличие еще трех таких структур (Менчульской южной, Берлебашковской и Кваснинской).

Косовская КС расположена в районе среднего течения р. Косовской; ей соответствует отчетливо выраженная в рельефе морфоструктура. В плане она имеет эллипсообразную форму; длинная ось, вытянутая в субширотном направлении, имеет длину около 6 км при ширине структуры до 4,5 км. Ограничивающая КС зона разрывов имеет ширину до 500—700 м и характеризуется широким развитием в ее пределах дайко- и силлообразных тел, сложенных породами умеренно кислого и кислого состава (ортогнейсы менчульского типа, гнейсо-граниты мегурского типа) и реже амфиболитами. Эффузивные образования деловецкой свиты сохранились только в северо-западной части Косовской КС, где их мощность резко увеличена в сравнении с внеструктурным пространством и превышает 450 м. Центральное положение в структуре занимают ортогнейсы менчульского типа, образующие выход изометрической формы около 1 км в поперечнике. Условия залегания пород, особенности их состава, аномалии гравитационного поля свидетельствуют о вулканокупольном строении выхода метаспоров кислого состава. Во внутренней части структуры встречаются еще несколько подобных тел, но значительно меньших размеров (около 250—500 м в поперечнике). Породы метаморфического комплекса в пограничной части структуры смяты в складки, которые кольцеобразно обрамляют КС. Кольцеобразный характер последней отображается и в залегании пород осадочного чехла — для них характерно периклинальное падение слоистости по отношению к структуре.

Костылевская КС располагается в окрестностях села Костылевка, где выражена в виде морфоструктуры. По своему строению она близка к Косовской КС. Детальная характеристика этой структуры приведена в работе [Радзивил и др., 1981].

Яворниковая КС расположена в верхнем течении руч. Белый Поток. В геологическом отношении эту морфоструктуру можно рассматривать как сложную, состоящую из двух вложенных одна в другую структур: Внутренней (поперечник 4,5 км) и Внешней (7—9 км).

Обрамление Внутренней КС проявляется в виде своеобразной кольцевой депрессии, выполненной юрскими терригенно-карбонатными образованиями. В местах размыва юрских пород в метаморфическом комплексе отмечаются тела гнейсо-гранитов яворникового типа, простирающие параллельно ограничению КС. Внутренняя часть

КС сложена белопотоцкой свитой, в которой наблюдаются дайко-, штоко- и силлообразные тела гнейсо-гранитов яворникового типа и амфиболитов. Интрузивные породы расположены вдоль кольцевого обрамления структуры или радиально по отношению к ней.

Обрамление Внешней Яворниковой структуры выражено широкой зоной кольцевых нарушений и трассирующих ее тел метаспоров кислого и умеренно кислого состава, а также выходами комагматических им эффузивов.

Менчульская северная КС расположена в районе горы Менчул, в самом центре Большой Менчульской структуры. КС (вернее, ее южная часть, так как северная половина структуры срезана надвигом метаспоров на флиш) имеет длину (в субширотном направлении) около 6,5 км и ширину 2,0—2,5 км от ее центра (гора Менчул) до южного обрамления. Последнее представлено сложной системой кольцевых разрывов и приуроченных к ним многочисленных даек амфиболитов и гнейсо-гранитов мегурского типа. Наблюдается ряд радиальных тел того же состава. В районе горы Мегуры на кольцевое обрамление Менчульской Северной структуры наложена Мегурская КС III порядка размером до 2,0 км в поперечнике, представленная системой кольцевых даек гнейсо-гранитов мегурского типа, прорывающих слюдяные сланцы деловецкой свиты. Во внутренней части Мегурской КС отмечается дайкообразное тело пород средне-основного состава, простирающееся которого совпадает с ограничением описываемой структуры II порядка. Мегурская КС III порядка представляет собой радиально-кольцевой магматический комплекс, вероятно, корневую часть небольшого вулканического аппарата.

Центральное положение во всей Менчульской северной КС занимает относительно крупное тело (4,0 км<sup>2</sup>) ортогнейсов менчульского типа. Поведение сланцеватости и полосчатости, наличие в ортогнейсах разностей, аналогичных по структурно-петрографическим особенностям деловецким порфириодам, присутствие эрозионных и тектонических окон среди ортогнейсов, в которых "просматриваются" залегающие ниже слюдяные сланцы низов деловецкой свиты, радиально-кольцевой характер всей структуры свидетельствуют о том, что это тело представляет собой вулканический купол, сложенный породами умеренно кислого состава. В краевых частях он переходит в покров.

В пределах Менчульской северной КС аномально широким распространением пользуются дайки пород основного состава, для которых в ряде случаев отмечается их секущий контакт с гранитоидными телами. Вероятно, эти дайки служили подводящими каналами при извержениях эффузивов мегурской свиты.

Рассматриваемые ниже структуры изучены менее детально, чем предыдущие.

Менчульская южная КС расположена на водоразделе рек Тисы и Косовской западнее с. Деловое. Центральная ее часть находится в районе горы Менчул Южный. На поверхности структура проявляется в виде закономерного расположения элементов рельефа. На аэро- и космофотоснимках ее ограничение дешифрируется в виде кольцеобразной зоны разрывных нарушений и серии дайкообразных и изо-

метричных в плане интрузивных тел. Структура имеет в плане форму эллипса, вытянутого в субкарпатском направлении на 6 км при ширине около 3,5—4,0 км.

В центральной и западных частях структуры развиты породы деловецкой свиты, в строении которой значительную роль играют метавулканиды. Мощность их местами превышает 310 м; мощность всей вулканогенно-осадочной толщи — 550 м: она резко повышена по сравнению с внеструктурным пространством.

В кольцевом разломном ограничении структуры известны многочисленные согласные секущие тела гнейсо-гранитов яворникового типа (в пределах развития белопотокской свиты). Как уже было отмечено, они слагают единую вулканоплутоническую ассоциацию.

На междуречье Бредецеля и Головатича в пределах кольцевого обрамления структуры в поле развития белопотокской свиты наблюдается скопление тел гнейсо-гранитов яворникового типа, которые выстраиваются в высокопорядковую КС диаметром до 700 м. Часть тел имеет согласные контакты с вмещающими породами. По всей видимости, это скопление тел гнейсо-гранитов яворникового типа фиксирует корневую часть небольшого периферийного вулкана, размещающегося на кольцевом обрамлении всей структуры II порядка.

В районе горы Менчул Южный встречается весь набор метавулканогенных пород, характерных для жерловой части вулкана в районе горы Высокий Прийм: гнейсо-граниты, ортогнейсы менчульского типа, порфиroidы, туфоиды и др. [Волошин, 1981], что наряду с повышенной мощностью вулканогенных пород (более 310 м) может указывать на прижерловую часть вулканической постройки. Породы часто имеют красную окраску, характерную для жерловых частей вулканов [Зайков, 1976].

Берлебашковская КС расположена в районе горы Берлебашка, где развиты мощные толщи (более 450 м) вулканогенных пород деловецкой свиты, ограниченные кольцеобразной системой разрывных нарушений. К ним приурочены дайкоподобные тела ортогнейсов менчульского типа, которые обладают повышенной прочностью и прослеживаются в виде скальных выходов. КС имеет форму эллипса, вытянутого в северо-западном направлении на 2,5 км при ширине около 2,0 км. В этом же направлении ее пересекает субвулканическое тело, сложенное метаспорами кислого состава и совпадающее с проходящим здесь ограничением Внешней Яворниковой структуры. В пределах Берлебашковской КС породы метаморфического комплекса имеют центральное падение, а в центральной части они смяты в ряд мелких складок северо-западного простираения с углами падения крыльев 40—50°.

Кваснинская КС расположена в верховьях руч. Квасни, где проявляется в виде эллипсообразной морфоструктуры, вытянутой в северо-западном направлении на 4,5 км при ширине 3 км. Почти вся структура сложена породами белопотокской свиты, деформированными в складки, простирающиеся, в общем, параллельно ее ограничению. Только на востоке с ней граничит по дуговому разлому деловецкая свита. Последняя сложена главным образом вулканогенными породами

кислого и умеренно кислого состава, периклинально падающими по отношению к структуре. Ограничение КС представлено кольцеобразной зоной разрывных нарушений, к которым часто примыкают дайко- и штокообразные тела гнейсо-гранитов (гора Поп Иван и др.) и метاپород основного состава. В центральной части структуры также отмечаются несколько небольших рвущих тел того же состава.

Описанные структуры II порядка характеризуются целым рядом общих особенностей: 1) они ограничены кольцеобразной системой разрывных нарушений, к которой часто приурочены интрузивные и экструзивные тела метापород кислого и основного состава; последние часто присутствуют в центральных частях КС, иногда устанавливается их вулканокупольное строение; 2) в пределах КС резко повышены, по сравнению с внеструктурным пространством, мощности метаэффузивов деловецкой свиты. По своим петрохимическим особенностям эти породы близки к соответствующим интрузивным образованиям и являются их комагматами. Приведенные данные указывают на формирование КС II порядка в процессе эволюции приповерхностных магматических очагов деловецкого времени и сопутствующей ей деформации вмещающих пород. Сами структуры являются вулкано-тектоническими, возникшими в ходе сложных перемещений магматического материала.

Среди отдельных структур II порядка наблюдаются и существенные отличия. Во-первых, они имеют разную глубину эрозионного среза. Для Косовской, Костылевской, Менчульской северной этот срез наименьший; здесь сохранились породы верхнего интеркрустального яруса [Луцицкий, 1971]. В пределах Внутренней Яворниковой, Кваснинской КС глубина эрозии значительно больше и достигает субвулканического и гипабиссального уровней [Зайков, 1976] (нижний интеркрустальный ярус по И.В. Луцицкому). Во-вторых, отмечаются отличия в строении центральных частей КС. Если в центральных частях Косовской, Костылевской и Менчульской северной КС присутствуют крупные экструзивные купола, фиксирующие кратерные части вулканов, то для Менчульской южной и Кваснинской КС такие образования нехарактерны. В-третьих, КС II порядка отличаются по степени сложности: часть из них имеет в своем составе более высокопорядковые структуры, а в других они отсутствуют.

Как уже отмечалось выше, КС III порядка представляют собой жерловые и кратерные части вулканических построек, иногда отражают останцы боковых паразитических вулканов на теле вулканических построек II порядка.

Относительно КС I порядка следует отметить, что вулканизм деловецкого времени сыграл огромную роль в их развитии. Но полученные к настоящему времени данные не позволяют окончательно увязывать их формирование только с отмеченным этапом вулканизма. Геологические наблюдения свидетельствуют об автономном тектоническом развитии этих структур на значительном промежутке времени — как минимум, на протяжении нескольких периодов. Как правило, повышение тектонической активности сопровождалось и усилением магматической деятельности в пределах ограничений этих структур. Особенно интенсивно последняя проявилась в каменноугольном, пермском

и юрском периодах. Такие особенности КС I порядка свидетельствуют об аномальном состоянии верхней мантии под этим районом в течение длительного промежутка геологического времени или же о периодическом подновлении аномального состояния. На основании таких представлений наиболее целесообразно связывать происхождение КС I порядка с глубинным диапиризмом.

### Литература

- Бойко А.К.* Доверхнепалеозойский комплекс северо-западного окончания Мармарошского массива (Восточные Карпаты). Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1970. 246 с.
- Волошин А.А.* Геологическое строение и рудоносность северо-западного окончания Мармарошского массива. Киев: Наук. думка, 1981. 107 с.
- Геология и полезные ископаемые Украинских Карпат/Под ред. Я.О. Кульчицкого и О.И. Матковского. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1977, ч. 1—2, 420 с.
- Зайков В.В.* О позднепротерозойских и раннекембрийских вулканических центрах Восточной Тувы. — В кн.: Палеовулканологические реконструкции. Новосибирск, 1976, с. 72—88.
- Лучицкий И.В.* Основы палеовулканологии. М.: Наука, 1971. Т. 1, 2. 860 с.
- Ненчук Н.Ф.* О генезисе метаморфических пород Раховского массива. — Геол. сб. Львов. геол. о-ва, 1968, N 11, с. 51—56.
- Радзивил В.Я., Федорин Я.В.* О возможной природе Костылевской кольцевой структуры (Раховский район Закарпатья) — Тектоника и стратиграфия, 1981, вып. 20, с. 33—41.
- Федорин Я.В.* К вопросу о первичной природе метаморфических пород Раховского массива по петрохимическим данным. — Тектоника и стратиграфия, 1980а, вып. 19, с. 37—43.
- Федорин Я.В.* Петрохимические особенности и взаимоотношения некоторых магматических пород Мармарошского массива. — Геол. журн. 1980б, т. 40, вып. 5, с. 112—118.

УДК 551.21:551.76+553.78(234.86)

*С.И. Кирикилица, Т.И. Добровольская,  
Л.Г. Плахотный, Ю.С. Лебедев*

### МЕЗОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ КРЫМА И НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ

Формирование Крымско-Кавказской геосинклинальной складчатой системы обусловлено закрытием океана Тетис. Многие вопросы эволюции вулканизма и металлогении Крымско-Кавказского сегмента Средиземноморского пояса в настоящее время рассмотрены еще недостаточно полно.

В мезозое Крым подразделялся на две геоструктурные зоны: геосинклинальную и платформенную. Геосинклинальная — горный Крым — относится к Альпийской складчатой области и представляет собой северную часть мегантиклинория, ядро и южное крыло которого опущены под уровень Черного моря. Платформенная — равнинный Крым — часть Скифской плиты с байкальским и герцинским складчатым основанием, активизировавшейся в мезозое.

Зоны различны по геологическому строению, истории развития и магматизму, границей между ними служит долгоживущий Крымско-Кавказский глубинный разлом северо-восточного простирания.

Данные о палеогеографической обстановке и вулканизме Крыма в позднем триасе, средней, поздней юре и раннем мелу свидетельствуют о существовании зависимости между вулканической деятельностью и воздыманием многих участков исследуемой территории [Лучицкий, 1939; Лебединский, Добровольская, 1961; Лебединский, Макаров, 1962; Лебедев, Оровецкий, 1969].

Проявления триас-юрского вулканизма представлены подводными извержениями на ранних этапах существования Крымско-Кавказской геосинклинали, сосредоточенными в пределах Крымско-Кавказского глубинного разлома и зон эвгеосинклинальных и эвгеоантиклинальных поднятий. По составу вулканогенные породы относятся преимущественно к спилит-диабазовой, андезит-базальтовой, риолит-дацит-андезит-базальтовой формациям, характеризующимся существенным преобразованием пирокластики над лавами. На Карадаге лавы составляют 15—20% разреза вулканогенной толщи. Среди пирокластов здесь развиты трассы, к которым приурочено месторождение цеолитов. В районе сел Петропавловки, Украинки, Почтового и Гераклеяского плато вулканиды слагают полосу длиной от 2 до 4 км. Это потоки спилитов, кератофиров и порфиров шарового и моноклинного строения, переслаивающиеся с различными пирокластическими породами. Мощность отдельных потоков колеблется от одного-двух до нескольких десятков метров, общая мощность толщи — 200—450 м. Толща расчленена пластовыми интрузиями и дайками микродиабазов [Лебединский, Макаров, 1962].

Вулканические аппараты в структуре горного Крыма образуют две полосы вдоль северной и южной зон конседиментационных поднятий (с центрами — Карадаг, Школьный, Альминский, Фиолент), представляющие собой, по-видимому, вулканическую островную дугу [Шалимов, 1964].

Геосинклинальный вулканизм был особенно интенсивным в средней юре, с ним связана формация плагиогранит-порфиров и габбро-диабазов, образовавшихся в приповерхностных условиях.

В пределах Равнинного Крыма вулканическая деятельность в зонах активизации отмечается в позднем триасе и, вероятно, в байосе, однако ее проявления изучены недостаточно.

Меловые вулканические образования развиты в равнинном и предгорном Крыму в отложениях от нижнего альба до сантона включительно — в первом районе и от среднего альба до сеномана — во втором. Представлены они лавами и туфами андезит-дацитового состава.

В предгорном Крыму меловые вулканиды известны в окрестностях г. Балаклава и в районе горы Кубалач. Они образуют слои и линзы кристалло- и литокластических андезитовых туфов: обломки вулканических пород встречаются в туффитах и туфогенных песчанках, мощность которых возрастает в южном направлении.

Раннемеловые вулканические аппараты в пределах горного Крыма расположены южнее современной береговой линии Черного моря. Формирование их связано, очевидно, с тектонической активизацией вулканических центров в районе м. Фиолент, горы Карадаг и др., действовавших в байосский век.



Рис. 1. Схема расположения среднеюрских и меловых палеовулканов в Крыму

1 — Горный Крым; 2 — Равнинный Крым; 3 — глубинный разлом; 4 — палеовулканы среднеюрские: 1 — Карадаг, 2 — Школьный, 3 — Альминский, 4 — Фиолент; палеовулканы меловые: 5 — Оленевский, 6 — Соколовский, 7 — Красноярский, 8 — Алексеевский, 9 — Первомайский, 10 — Воинский, 11 — Островский, 12 — Богемковский

В Равнинном Крыму выявлены 8 погребенных вулканов, приуроченных к Каркинитско-Северо-Крымскому грабенообразному прогибу (рис. 1). Вулканогенные породы представлены лавами, туфолавами мелко-, средне- и крупнообломочными, иногда лапиллиевыми кристалло- и литокристаллокластическими туфами преимущественно андезитового и, редко, дацит-андезитового состава. Обломки лав этого же состава встречаются в туфитах. Они залегают среди морских терригенных и карбонатных пород, образуя вместе с ними группу осадочно-вулканогенных формаций. Вулканические постройки представлены невысокими плоскими щитовидными вулканами, а также конусообразными стратовулканами высотой до 1600 м с лавовыми потоками. Крупные вулканы, такие, как Оленевский, Первомайский, Богемковский, Орловский, Островский и др., имеют слоистое строение. Вблизи вулканических центров преобладают эффузивы, а по периферии построек — пирокласты. Суммарная мощность вулканитов в стратовулканах достигает 2000 м (рис. 2 — см. вкл.). Положение вулканических очагов четко отражается в магнитном поле в виде интенсивных магнитных максимумов.

Меловая вулканическая деятельность характеризовалась многократной активизацией. К раннему альбу приурочены трещинные излияния лав, фазы максимальной активности приходятся на конец эллиба и сеномана. В турон-сантонских отложениях вулканиты развита, отражая локально затухание вулканизма. Вулканогенные породы мела, триаса и юры залегают вокруг одних и тех же вулканических центров; это указывает на унаследованный характер мелового вулканизма от триас-юрского. Меловая андезитовая формация также генетически тесно связана с триас-юрскими андезитовой и габбро-гранодиоритовой формациями. Эта связь подкрепляется сходством петрохимических особенностей.

Синхронность меловой вулканической деятельности в северной и южной частях Крыма, комагматичность вулканогенных пород, возрожденный характер мелового вулканизма по отношению к триас-юрскому свидетельствуют об общности их магматического очага.

южной частях Крыма, мелового вулканизма по отношению к триас-юрскому свидетельствуют об общности их магматического очага.

В Крыму, как и во всем Крымско-Кавказском регионе, с вулканическими проявлениями связано образование рудных и нерудных полезных ископаемых. В настоящее время в парагенетической связи с вулканиками толеит-базальтовой, андезит-базальтовой, риолит-дацит-андезит-базальтовой и других формаций Кавказского региона находятся стратиформные медно-пирротиновые и колчеданно-полиметаллические месторождения [Твалчрелидзе, 1972; Черницын, 1977]. Известные в горном Крыму проявления жильных цеолитов, борной (датолит, турмалин), свинцово-цинковой (галенит, сфалерит), ртутной (киноварь) и др. минерализации, так же как и на Большом Кавказе, связаны с постмагматическими и гидротермальными рудогенерирующими раствами.

Имеющиеся сведения об особенностях эволюции вулканизма и металлогении Крымско-Кавказского региона могут быть использованы для предварительного прогнозирования месторождений рудных полезных ископаемых.

### Л и т е р а т у р а

*Лебедев Т.С., Оровецкий Ю.С.* Физические свойства и вещественный состав изверженных пород Горного Крыма. Киев: Наук. думка, 1969. 200 с.

*Лебединский В.И., Добровольская Т.И.* Новые данные о нижнемеловом вулканизме в Горном Крыму. — Докл. АН СССР, 1961, т. 136, № 4.

*Лебединский В.И., Макаров Н.Н.* Вулканизм Горного Крыма. Киев: Изд-во АН УССР, 1962. 208 с.

*Лучицкий В.И.* Петрография СССР: Петрография Крыма. Л.: Изд-во АН СССР, 1939. 98 с.

*Твалчрелидзе Г.А.* Рудные провинции мира (Средиземноморский пояс). М.: Недра, 1972. 342 с.

*Черницын В.Б.* Металлогения Большого Кавказа. М.: Недра, 1977. 191 с.

*Шалимов А.И.* Зональность явлений палеовулканизма в структурах Горного Крыма. — В кн.: Проблемы палеовулканизма: Материалы ко II Всесоюз. совещ. Петропавловск-Камчатский, 1964, с. 235—236.

## О СОСТАВЕ ГЛУБИННЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНИТАХ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

В последнее десятилетие большое внимание уделяется проблеме глубинности питания вулканов орогенных поясов. Все большей популярностью пользуются исследования морфологии и состава многочисленных ксенолитов, ксенокристаллов и гомеогенных включений в продуктах вулканической деятельности. Большинство исследователей при этом склонно считать, что значительная часть этих включений представляет реликты твердого субстрата областей генерации исходных магм и таким образом несет очень важную информацию о составе вещества зоны магмообразования, об условиях зарождения и последующей эволюции магматических расплавов [Масуренков, 1972; Глубинные..., 1975; Геохимия..., 1980].

Действительно, изучение глубинных ксенолитов из толеитовых, оливиновых и щелочных базальтов, кимберлитов, пикритов и меймечитов подтвердило их реликтовое глубинное происхождение, а нодули и разнообразные включения перидотитового, оливинитового состава — преимущественно ультраосновной состав верхней мантии и ее неоднородность в различных геоструктурных зонах мира. Однако мантийная природа принимается некоторыми исследователями и для большей части высокоглиноземистых серий орогенных поясов, несмотря на то что экспериментально была показана возможность их образования как в результате фракционирования основных расплавов, так и в результате плавления пород коры. В периодической литературе все чаще появляются публикации, в которых на основании разнообразных данных, в том числе и с учетом состава глубинных ксенолитов, рассматривается возможность коровых источников питания андезитовых и более кислых очагов. Глубинные включения при этом исследовались главным образом в породах молодых вулканических серий Тихоокеанского пояса из районов со сравнительно небольшой мощностью земной коры (менее 30—35 км).

Нами проведена попытка предварительной оценки состава, распространенности и природы глубинных и других включений в неоген-четвертичных вулканогенных сериях пород Большого Кавказа — андезито-базальт-дацитовых породах Казбекской и риолит-дацитах Эльбрусской вулканических областей.

Ареалы неоген-четвертичного вулканизма в пределах Большого Кавказа пространственно и структурно приурочены к северной части Транскавказского поперечного поднятия, к наиболее приподнятому его участку между меридианами Казбека и Эльбруса. Магматизм здесь тяготеет к двум поперечным зонам, испытавшим максимальные по градиенту и амплитуде новейшие воздымания и характеризующимся мощным гранитным слоем (25—30 км при общей мощности коры 55—65 км). При этом в Эльбрусской области, где кристаллический фундамент высоко приподнят и мощность мезокайнозойского осадоч-

ного чехла меняется от 0 до 2 км, широко проявлен кислый вулканизм преимущественно игнимбритового типа. Развитие более основного вулканизма андезито-базальт-андезит-дацитового состава связывается с Казбекской вулканической областью, где фундамент круто погружается на юг и восток под мощный (8—15 км) чехол осадочных отложений. Нами изучено около 300 включений размером от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров из пород среднего и кислого состава, относящихся к экструзивной, эксплозивной и эффузивной фациям.

По генезису, структурным особенностям и составу все включения могут быть разделены на четыре группы.

1. Включения пород мезокайнозойского чехла, захваченные расплавом на путях его миграции к поверхности, наиболее распространены среди эксплозивных образований кислого состава, преимущественно в Эльбрусской вулканической области (игнимбриты нагорий Нижнего и в меньшей степени Верхнего Чегема). Устанавливается четкая корреляция между составами включений и толщ, дренируемых вулканическими каналами в каждом конкретном участке. Среди включений этой группы встречаются (в порядке распространенности) глинистые сланцы, песчаники, кварцитовидные породы, роговики, а также частично дезинтегрированные или в разной степени перекристаллизованные карбонатные породы. Почти все ксенолиты осадочных пород в большей или меньшей степени ороговикованы, вплоть до образования биотитовых и пироксеновых роговинов, полностью утративших реликтовое осадочное строение. Степень термального воздействия при этом в значительной мере определяется глубиной захвата включений. Абсолютное большинство включений этого типа представляет собой угловатые обломки, не содержащие стекла.

2. Включения пород и минералов неглубоко залегающего кристаллического фундамента, распространенные в пирокластических и лавовых игнимбригах Эльбрусской области, более редкие в туфах и игнимбригах раухс-дзуарской свиты и почти неизвестные в лавах других вулканических образований Казбекской области. Большая часть включений также имеет угловатые очертания и не несет следов значительной переработки расплавом. Наиболее распространены обломки биотитовых и двуслюдных гнейсов, серицитовых и биотитовых сланцев, гранитов и гранитоидов. Предполагая, что в Нижнечегемском районе включения вынесены из глубин порядка 2 км, а в ареале развития раухс-дзуарской свиты — более 5 км, можно прийти к заключению, что при активном транзите явно недостаточно времени для активного взаимодействия расплава и включений, т.е. расплавно-реакционные процессы между вмещающими породами и расплавом осуществляются либо в области генерации магм, либо в промежуточных очагах.

3. Глубинные включения в отличие от предыдущих характеризуются признаками активного взаимодействия с расплавом, присутствием большего или меньшего количества стекла и составом, не соответствующим составам пород, развитых в районе, а также самого расплава. Форма подобных включений, как правило, округлая, изометричная или неправильная. В некоторых случаях (например, в игнимбригах Эльбрусской области) они представлены частично плавленными

гранитами и гнейсами, имеют вид фьямме. Несмотря на значительную (до 30%) степень плавления, они частично сохраняют элементы первичных структур, следы интенсивного динамометаморфизма и резорбции минералов новообразованным расплавом. Во включениях часты ассоциации минералов, не характерные для пород данного типа, например: оливин (ортопироксен) — битовнит в амфиболсодержащих андезито-дацитах Казбекской области или ксеногенный кварц-плагиоклаз (N 40)—биотит—санидин в андезито-базальтах Казбекской и Эльбрусской (вулканы Сурх, Крандух) областей. Состав включений этой группы колеблется от гранитов и гранито-гнейсов до габбро и габбро-продитов. Первые преимущественно распространены в риолитах и риолито-дацитах Эльбрусской, а вторые — почти исключительно в андезитах и андезито-базальтах Казбекской области.

4. Расплавные включения с интенсивно проявленными процессами реакционного минералообразования, содержащие свыше 60% вулканического стекла. Подобные включения настолько интенсивно преобразованы, что их первичный состав и структура однозначно не устанавливаются. Как правило, такие включения приобретают облик эффузивных пород.

Количественные соотношения включений названных групп варьируют в широких пределах в вулканических породах разного состава и из различных регионов. Так, среди игнимбритовых образований Эльбрусской области преобладают включения первой и второй групп (более 80% всех включений), а третья и четвертая представлены примерно в равных количествах. По составу они отвечают биотитовым и биотит-гиперстеновым гранитам, диоритам, плагиоклазитам, гиперстеновым, биотит-гиперстеновым, реже пироксен-амфиболовым кристаллическим сланцам. Включения четвертой группы представлены андезин-гиперстеновыми, андезин-гиперстен-биотитовыми образованиями с большим или меньшим (от 20—30% до 60%) содержанием стекла и рудного минерала.

Среди минералов включений наиболее распространен гиперстен. Нередко устанавливается реакционная природа мелких кристаллов гиперстена, образующегося по амфиболам совместно с магнетитом и плагиоклазом повышенной основности. Вторым по распространенности является плагиоклаз состава олигоклаз (N 33)—андезин (N 46). Зерна его в разной степени корродированы стеклом, часто содержат многочисленные включения последнего. Характерно частое нарастание плагиоклаза в виде кайм андезинового состава без включений стекла, сходного с мелкими кристаллами плагиоклаза, ассоциирующими с мелкими поздними реакционными кристаллами гиперстена. Биотит большей частью опацифицирован, в сравнительно свежих пластинах имеет железистость 0,40—0,50. Сравнительно редкими минералами являются кварц часто с волнистым угасанием и сильно опацифицированный амфибол.

В оливиновых андезито-базальтах вулканов Сурх и Крандух к ксеногенным образованиям должны быть отнесены отдельные довольно многочисленные включения кварца, биотита и ядерные части кристаллов плагиоклаза. Кварц сильно корродирован основной массой, тре-

щиноват, окружен реакционной клинопироксеновой каймой. Биотит интенсивно опацифицирован. Ядерные части вкрапленников плагиоклаза представлены андезинами (N 40—46), переполненными включениями бурого стекла, на которые по резкой коррозионной границе нарастают свежие зональные каймы лабрадора (N 65—75). Состав описанных включений в андезито-базальтах и игнимбритах очень близок, что можно объяснить либо ассимиляцией основными расплавами пород, служивших субстратом для выплавления образований игнимбритового типа, либо смешением магм разного состава.

В вулканитах Казбекской области преобладают включения третьей и четвертой групп (соответственно 50 и 30%). Часть включений третьей группы (около 15%) имеет явно выраженные сланцеватость, гнейсоватость, grano- и пойкилобластовое строение, по облику и составу отвечает пироксеновым, дупироксеновым, реже пироксен-амфиболовым сланцам; несколько большая часть (около 35%) представлена габбро, норитами, габбропироксенитами, пироксен-амфиболовыми диоритами. Для гомеогенных включений четвертой группы в качестве основного состава также характерна ассоциация плагиоклаз-пироксеновых, плагиоклаз-пироксен-амфиболовых минералов, погруженных в бурое, частично раскристаллизованное или изотропное стекло. Количество стекловатой фазы колеблется от нескольких до 30—40%.

Наиболее распространенным минералом включений в вулканитах Казбекской области является гиперстен, представленный несколькими генерациями — реликтовыми крупными, в значительной степени оплавленными кристаллами с включениями стекла и рудного минерала, и агрегатами мелких призматических, явно новообразованных кристаллов. Примечательно постоянство состава пироксенов (гиперстенов) как во включениях лавового потока, так и в разновозрастных образованиях, а также близость их к таковым из вулканитов Эльбурской области.

Исследованный минеральный состав включений — плагиоклаз-ортопироксеновый, плагиоклаз-клинопироксеновый — соответствует минеральным парагенезисам пород, формировавшихся при сравнительно низких давлениях. Согласно экспериментальным данным Грина и Рингвуда по частичному плавлению пород различного состава (от базальтов до риолито-дацитов), подобные минеральные ассоциации в породах, содержащих нормативный кварц, образуются и устойчивы при давлениях, не превышающих 9 кбар. При более высоких давлениях обязательной минеральной фазой кристаллизующихся пород являются шпинель (при давлениях 9—13 кбар) и гранат (13—15 кбар). Отсутствие этих минералов в составах исследованных включений позволяет предположить, что захват их расплавом происходил на глубинах менее 40 км, где общее литостатическое давление не выше 9—11 кбар [Йодер, Тилли, 1965].

Учитывая повышенную мощность земной коры в пределах Большого Кавказа в целом и Казбекской области в частности (около 60—65 км), что соответствует давлениям в 18 кбар в ее основании, следует полагать, что захват рассмотренных включений имел место в пределах земной коры (возможно, в верхних или средних частях

"базальтового" слоя). Поэтому, если справедливо утверждение о том, что состав ксенолитов отражает состав среды магмообразования, можно предположить преимущественно коровое питание казбекских вулканов.

### Литература

- Геохимия глубинных вулканических пород и ксенолитов. М.: Наука, 1980. 225 с.  
Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1975. 272 с.  
*Йодер Г.С., Тилли К.Э.* Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965. 248 с.  
*Масуренков Ю.П.* Включения в современных вулканитах Камчатки и проблема происхождения магм. — В кн.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. М.: Наука, 1972, с. 204—214.

УДК (551.21:551.8)(571.04)

*В.Н. Шилов*

## НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ПОЗДНЕМИОЦЕН-ПЛИОЦЕНОВОМУ ВУЛКАНИЗМУ ЛАМАНОНСКОГО МАССИВА НА САХАЛИНЕ

Первые сведения о наличии вулканогенных образований в пределах Ламанонского массива о-ва Сахалин были сообщены К. Уваѳако [1937]. Сводная работа этого исследователя посвящена описанию стратиграфии третичных отложений Южного Сахалина. В тексте работы вулканические образования не рассматриваются, но на прилагаемой к ней геологической карте на территории массива выделено обширное поле развития андезитовых пород. На территории Ламанонского массива геологическое картирование среднего масштаба производилось в 1948 г. П.Д. Шкляевым и в 1953 г. С.Д. Гальцевым-Безюком. В северной и северо-восточной частях массива велись геологосъемочные работы в 1963—1965 гг. (более детальные по масштабу, на сравнительно ограниченных площадях) В.Г. Гальверсенем и др. Им предшествовали работы по составлению сводных геологических карт среднего масштаба, проводимые в течение ряда лет геологами В.П. Мытаревым, А.А. Трепалиной, А.С. Шубаевым и др.

Наши исследования на территории Ламанонского массива относятся в основном к 1954—1956 гг; в дальнейшем вплоть до 1970 г. они почти не прекращались, но имели эпизодический характер. Результаты этих исследований отражены в целом ряде наших работ [Шилов, 1958, 1962; Ерохов, Шилов, 1963, 1970, 1971; Жидкова, Шилов, 1969; и др.].

Данные по вулканизму Ламанонского массива в недавнее время появились в сводной работе Д.Ф. Семенова [1982], а также мы возобновили исследования на территории массива в 1983 г. Новые материалы позволили вернуться к вопросу о вулканизме этого очень интересного участка о-ва Сахалин.

Ранее мы указывали, что все вулканические образования Ламанонского массива разделяются на две части — нижнюю, существенно базальтовую, фациально замещающую нормально-осадочные породы верхов маруямской свиты и слагающую большую часть так называемой

орловской свиты, и верхнюю, андезитовую, развитую локально и надстраивающую разрез той же орловской свиты. С образованиями верхней части генетически связаны экструзивные купола андезитового и дацитового состава.

Настоящая статья посвящена рассмотрению особенностей развития и состава продуктов вулканизма, деятельность которого была связана с формированием верхней части разреза вулканических образований массива. В статье охарактеризован петрографический состав вулканических пород и приведены новые данные об их химизме, а также рассмотрены дискуссионные вопросы, связанные с возрастом, условиями формирования и формационной принадлежности вулканитов.

Андезиты Ламанонского массива слагают покровы его центральной части в верховьях рек Покосной и Болотной и наряду с дацитами слагают некоторые экструзивные купола (горы Краснова, Орлова). По данным В.Г. Гальверсена и Э.А. Юревича, мощность покровных образований андезитового состава достигает 200—300 м. Считается, что покровы андезитов образуют одно мощное тело, так как по всему их разрезу пока не обособлены отдельные лавовые потоки или пласты пирокластических и иных обломочных пород.

Макроскопически андезиты — темно-серые и серые, нередко красноватые, а также светло-серые, почти всегда хорошо раскристаллизованные мелкозернистые породы с крупными порфировыми выделениями плагиоклаза. Порфировая структура особенно четко выражена в андезитах, слагающих потоки. Темноцветные минералы вкрапленников представлены миноклином и ромбическим пироксеном и реже диссоциированной роговой обманкой. На долю вкрапленников плагиоклаза в андезитах потоков приходится в среднем 35—40% всего объема породы, пироксенов 7—10%, примерно половину этого объема составляет основная масса. В андезитах куполов при почти полном отсутствии вулканического стекла количество вкрапленников и микролитов плагиоклаза и пироксена соответственно увеличивается вдвое. В таких породах крупные вкрапленники располагаются в мелкопорфировой или сериально-порфировой основной массе. Количество рудных минералов (магнетита) в андезитах потоков и куполов составляет 2—4%, а диссоциированной роговой обманки — 0,5—1,5%.

Порфировые выделения плагиоклаза обладают удлиненно-таблитчатой и реже толстотаблитчатой формой. В среднем они имеют в длину 0,4—0,5 мм, а в ширину — 0,2 мм. Наиболее крупные кристаллы плагиоклаза характеризуются почти изометричной формой и достигают в поперечнике 1,4—1,5 мм. Плагиоклаз отличается свежестью и прозрачностью. По составу это преимущественно битовинит N 70—89.

Вкрапленники ромбического пироксена встречаются значительно реже вкрапленников плагиоклаза. Они присутствуют обычно в виде короткопризматических кристаллов и неправильных удлиненных зерен, реже — в виде короткопризматических кристаллов с почти квадратными и восьмигранными поперечными сечениями. Удлиненные призматические кристаллы и неправильные зерна обычно отличаются большими размерами — до 0,7 мм в длину и до 0,4 мм в ширину, тогда как кристаллы изометричной формы имеют в поперечнике всего 0,2—

0,25 мм. Судя по небольшой величине показателя преломления и значению угла оптических осей, пироксен относится к энстатиту. Количество ферросилитовой молекулы в нем составляет 5—6% ( $2V=66-68^\circ$ ) и только в некоторых породах достигает 11% ( $2V=83^\circ$ ), т.е. и в этом случае пироксен представляет собой энстатит, приближающийся к гиперстену.

Моноклинный пироксен распространен среди порфириновых выделений еще менее, чем ромбический. Он имеет форму удлиненно-призматических кристаллов и неправильных зерен, достигающих в длину 1 мм, а в ширину — 0,6—0,7 мм. Угол оптических осей равен  $53-56^\circ$ , угол погасания  $45^\circ$ . По составу он относится к авгиту. Как и энстатит, он отличается значительной свежестью. Изредка наблюдаются взаимные прорастания авгита и энстатита.

Роговая обманка встречается сравнительно редко и всегда находится в диссоциированном состоянии. В результате опацификации она превращена в темный почти черный мелкозернистый агрегат авгита и магнетита. Порфириновые выделения роговой обманки имели крупные размеры, судя по сохранившимся псевдоморфозам длиной до 1,7 мм и шириной до 0,7 мм. Вследствие опацификации определить первичный состав роговой обманки нельзя.

Основная масса андезитов состоит из мелких лейст и микролитов плагиоклаза, зерен моноклинного и ромбического пироксена и магнетита, погруженных в вулканическое стекло. Удлиненные лейсты плагиоклаза слагают большую часть основной массы. Плагиоклаз по составу относится к основному лабрадору (N 60—70), т.е. является значительно более кислым, чем плагиоклаз вкрапленников. Пироксен в основной массе присутствует обычно в виде неправильных очень мелких зерен и реже короткопризматических кристаллов. По-видимому, представлен как моноклинной, так и ромбической разновидностями. Магнетит встречается чаще всего в форме неправильных зерен с овальными гранями, реже образует мелкие изометричные кристаллы. Присутствует также апатит в виде короткостолбчатых и игольчатых кристаллов. Вулканическое стекло, цементирующее минералы основной массы, обладает светло-серой окраской и только изредка приобретает буровато-коричневый оттенок. Оно отличается свежестью и изотропностью.

У большей части андезитов структура основной массы гиалопилитовая. Однако часто по мере уменьшения количества стекла и увеличения субпараллельного расположения микролитов плагиоклаза она постепенно переходит в пилотакситовую, и, наконец, очень редко при незначительном количестве стекла и наличии мелких укороченных лейст плагиоклаза структура основной массы андезитов приближается к ортофировой.

Экструзивные образования в пределах массива пользуются сравнительно узким распространением, но морфологически они выражены весьма отчетливо и представляют собой характернейший элемент ландшафта этого региона. Экструзивные тела расположены в центральной и восточной частях массива, слагают его наиболее значительные вершины, абсолютная высота которых в отдельных случаях превышает 1000 м (горы: Краснова — 1094 м, Ичара — 1022,6 м, Котен-

туру — 926,2 м, Орлова — 868 м, Крутая — 863,1 м, Урюм — 782,6 м, Двугорбая — 704,8 м, Лазурь — 644,7 м). Относительная высота их колеблется от 700 до 300 м. Они отчетливо выделяются в рельефе на фоне сравнительно невысокого базальтового плато, составляющего большую часть Ламанонского массива.

Все экструзивные купола опоясаны шлейфами крупноглыбовых россыпей, состоящих из пород, слагающих сами вершины. Часто ширина таких шлейфов бывает достаточно широкой, и эти части соседних куполов нередко соприкасаются. Тогда в плане вместо изолированных овалов возникают удлиненные массивы, вытянутая форма которых не связана с происхождением куполов. Предположительно таковы удлиненный массив гор Крутой и Двугорбой, а также первоначально удлиненный массив горы Краснова, к которому причленены небольшие массивы гор Правды, Лопатина, Правой илевой.

Все горы, сложенные экструзивными породами, отличаются значительной средней крутизной склонов, равной примерно  $25^\circ$ , местами достигающей  $35\text{--}40^\circ$ . Несомненно, что первичная крутизна их была гораздо большей. Несмотря на крутые склоны, выходы коренных вулканических пород здесь редки, так как все горы от подножий до вершин сплошь покрыты мощными россыпями. Все вершины — типичные экструзивные купола. Одной из величин, характеризующих подобные образования, является отношение диаметра основания или осей купола к его вершине. Значения этих величин для экструзивных куполов Ламанонского массива приведены в табл. 1.

Дациты — светло-серые, очень мелкозернистые породы с порфиrowыми выделениями плагиоклаза (25—35% от общего количества), пироксенов (3—6%), роговой обманки (0—9%) и иногда кварца. На долю основной массы дацитов приходится 50—60% всей породы.

Порфиrowые выделения плагиоклаза образуют короткие таблицы и зерна, близкие к изометричным. Наиболее крупные изометричные кристаллы плагиоклаза имеют в поперечнике до 1,5 мм. Большая часть порфиrowых выделений коротко таблитчатой формы достигает в длину 0,4—0,5 мм, в ширину 0,2—0,3 мм. Обычно порфиrowые выделения плагиоклаза отличаются чистотой и прозрачностью. Плагиоклаз крупных вкрапленников и средних по величине табличек характеризуется значительной основностью, представлен основным битовнитом, изредка кислым анортитом. Периферийные части зональных кристаллов плагиоклаза более кислые, сложены лабрадором, т.е. имеют тот же состав, что и самые мелкие выделения плагиоклаза в основной массе этих пород.

Вкрапленники кварца встречаются в дацитах редко. Этот минерал присутствует в виде довольно крупных, близких к изометричным зерен, имеющих в поперечнике до 1—1,5 мм.

Порфиrowые выделения ромбического пироксена встречаются преимущественно в форме короткопризматических зерен, достигающих в длину 0,25—0,3 мм и в ширину 0,15 мм; реже они образуют удлиненные призматические зерна, имеющие в длину до 0,4 мм, тогда как их ширина не превышает 0,1 мм. Минерал отличается небольшим для своей группы показателем преломления и низким двупре-

Таблица 1  
Соотношения высот экструзивных куполов  
Ламаионского массива и их оснований

Купол (гора)	Отношение высоты к осям		Купол (гора)	Отношение высоты к осям	
	к длинной оси	к короткой оси		к длинной оси	к короткой оси
Краснова	1:5,7	1:4,3	Крутая	1:6,2	1:5,0
Ичара	1:4,8	1:4,0	Лазурь	1:4,3	1:2,8
Котентуру	1:7,6	1:3,8	Правда	1:4,2	1:3,3
Орлова	1:5,6	1:4,4			

ломлением, а также отсутствием окраски. Судя по величине угла оптических осей (+68—78°), он относится к энстатиту, содержащему от 6 до 10% ферросилитовой молекулы.

Вкрапленники моноклинного пироксена наблюдаются значительно реже. Это неправильные или короткопризматические зерна небольших размеров. Минерал характеризуется довольно высокой интерференционной окраской и довольно большим углом погасания. Угол оптических осей преимущественно равен +55°. Пироксен относится к авгиту.

Порфиновые выделения роговой обманки в неизменном состоянии не встречаются. Минерал полностью диссоциирован и превращен в мелкозернистый агрегат неправильных зерен авгита и магнетита. Только по форме псевдоморфоз, типичной для роговой обманки, можно заключить, что она полностью разложена. Судя по размеру псевдоморфоз, порфиновые выделения роговой обманки отличались значительной величиной, достигая в длину 0,5—0,6 мм и в ширину 0,2 мм.

Основная масса дацитов состоит из множества мелких зерен плагиоклаза, пироксена и магнетита. Количество вулканического стекла в большинстве пород незначительно. Ввиду преобладания над стеклом мелких зерен плагиоклаза, близких по форме к изометричным, структура основной массы дацитов близка к ортофировой. Плагиоклаз в основной массе присутствует в виде мелких, большей частью изометричных, зерен, имеющих в поперечнике в среднем 0,05 мм. По составу плагиоклаз основной массы более кислый, чем плагиоклаз вкрапленников, относится преимущественно к лабрадору и битовниту (N 60—80).

Пироксен в основной массе пород присутствует в значительно меньшем количестве в виде очень мелких (0,05 мм) неправильных зерен или удлиненно-призматических выделений длиной до 0,1 мм и шириной 0,02—0,03 мм. Судя по высокой интерференционной окраске и большому углу погасания, он относится к авгиту и лишь немногие низкодвупреломляющие зерна с прямым угасанием относятся к ромбическому пироксену. Магнетит находится в основной массе в виде неправильных зерен очень мелких размеров (0,01—0,02 мм) и вместе с авгитом образует псевдоморфозы по роговой обманке.

Тридимит изредка встречается в основной массе в виде удлиненных пластинок или радиально-лучистых агрегатов, состоящих из тех

Таблица 2  
Химический состав плиоценовых  
вулканических пород Ламанонского массива

Компонент	Покров р. Покосной						Экструзивный купол (гора Орлова)
	N Образца						
	15	16	17	19	18	26	
SiO <sub>2</sub>	55,75	56,89	58,53	59,03	61,60	58,86	
TiO <sub>2</sub>	0,72	0,76	0,62	0,56	0,58	0,34	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,20	16,42	16,92	16,30	16,74	15,88	
FeO*	9,56	9,12	6,92	5,54	6,01	7,28	
MnO	0,18	0,20	0,15	0,10	0,11	0,16	
MgO	2,95	3,04	2,63	1,27	1,40	1,48	
CaO	8,12	8,32	6,11	6,19	6,45	5,20	
Na <sub>2</sub> O	3,36	3,42	2,50	3,72	3,81	2,58	
K <sub>2</sub> O	1,70	1,75	1,76	1,60	1,64	0,82	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,26	0,09	0,16	0,09	0,07	0,09	

Примечание: Определения выполнены рентгено-флуоресцентным методом в Аналитическом центре Института литосферы АН СССР (аналитик А.Т. Савичев); \*FeO = FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

же пластинок. В одном из шлифов длина такого агрегата оказалась равной 0,8 мм. Тридимит — бесцветный минерал с очень низким дву-преломлением, оптически двуосный, положительный. Угол оптических осей в нем не превышает 80°. Минерал неустойчив, подвергается быстрой перекристаллизации: по периферии тридимитовых розеток можно наблюдать мелкозернистый агрегат, состоящий из кварцевых зерен неправильной формы. Последние в небольшом количестве встречаются внутри розеток тридимита.

Кристобалит наблюдается в основной массе еще реже, чем тридимит. Его выделения очень неправильные, ксеноморфные достигают в поперечнике 0,15—0,2 мм. Минерал отличается отсутствием окраски, черепитчатым строением, очень низким дву-преломлением и изотропностью (предположительно он относится к своей изотропной модификации — метакристобалиту).

Кварц изредка встречается в основной массе в виде мелких неправильных зерен, имеющих в поперечнике 0,05—0,1 мм; скопления отдельных зерен образуют иногда небольшие агрегаты.

Вулканическое стекло, связующее составные части основной массы, как правило, присутствует в очень небольшом количестве. Оно характеризуется почти полной прозрачностью, невысоким показателем преломления и изотропностью. В некоторых образцах стекло отсутствует и породы имеют полнокристаллическую структуру.

Особенности химического состава вулканических пород Ламанонского массива нами рассматривались ранее [Ерохов, Шилев, 1963]. В табл. 2 приведены новые данные по химическому составу вулканических пород покрова, расположенного в верховьях р. Покосной, и экструзивного купола (гора Орлова). В этой таблице видно, что среди вулканитов существенно андезитового состава присутствуют породы, пере-

Экструзивный купол (гора Орлова)

N Образца								
24	28	21	29	23	25	22	20	
63,13	64,04	65,06	65,88	66,03	66,16	66,58	66,71	
0,34	0,34	0,34	0,36	0,35	0,35	0,33	0,38	
16,44	15,96	16,20	16,80	16,67	16,66	16,64	16,93	
5,48	4,77	5,52	4,53	4,44	4,17	4,68	4,35	
0,11	0,10	0,10	0,11	0,09	0,10	0,10	0,10	
0,70	0,76	0,97	0,81	0,89	0,80	0,80	0,01	
5,92	5,91	5,56	6,33	5,84	5,99	6,06	5,74	
3,54	3,66	3,85	4,23	4,10	4,44	5,59	3,88	
0,78	0,82	0,83	0,88	0,83	0,87	0,86	0,85	
0,06	0,05	0,06	0,06	0,06	0,07	0,06	0,06	

ходные к базальтам, а среди дацитов, преобладающих в составе экструзивных куполов, — породы андезитового ряда.

В заключение остановимся на ряде дискуссионных вопросов. Один из них касается возраста экструзивных образований. И в связи с этим — времени окончания вулканической деятельности в пределах этого массива.

В предыдущих работах мы уже неоднократно указывали, что экструзивные куполы имеют позднеплиоценовый возраст и что к четвертичному периоду вулканическая деятельность на Ламанонском массиве и вообще на Сахалине была закончена. Однако Д. Ф. Семенов [1982] вновь возвращается к представлению о том, что время формирования Ламанонских экструзий не ограничивается поздним плиоценом, а распространяется и на плейстоцен. Аргументом в пользу такого представления он считает наличие валунов и галек экструзивных пород куполов в составе рыхлых четвертичных осадков пореченской свиты. По нашему мнению, этот аргумент не имеет отношения к рассматриваемому вопросу, так как четвертичные отложения могут содержать включения пород любого более древнего возраста, вплоть до докембрийского.

Другой дискуссионный вопрос — о генезисе экструзивных образований Ламанонского массива, при этом имеются в виду условия их становления. Напомним, что экструзивные купола нашего региона многими рассматривались в качестве лакколитов. Единственным основанием для такой точки зрения служило малое количество вулканического стекла или даже его отсутствие в породах экструзивных куполов, т.е. почти полнокристаллический их состав. Это обстоятельство нашло свое отражение у сторонников интрузивной природы рассматриваемых образований в наименовании андезитов и дацитов соответственно диоритовыми и кварцево-диоритовыми порфиритами. Сов-

сем недопустимым нам представляется использование в данном случае термина тоналит-порфир [Семенов, 1982], так как под этим названием выделяют одну из разновидностей плагиогранитов. В ряде статей мы указывали, что близкий к полнокристаллическому состав экстрезивных пород массива ни в коей мере не свидетельствует в пользу того, что слагаемые ими тела являются лакколитами. Такой состав лишь означает, что породы были выжаты на поверхность уже в значительно отвердевшем состоянии, что как раз и характерно для экстрезивных образований. Поэтому нам представляется неоправданным эклектический по существу вывод Д.Ф. Семенова [1982] о том, что в составе выделенной им андезито-дацитовой формации Ламанонского массива присутствуют как экстрезивные купола, так и отпрепарированные лакколиты. Выделение последних потребовало бы размыва совершенно мифической толщи пород мощностью более 700 м (максимальная относительная высота куполов над поверхностью базальтового плато), причем толщи голоценового возраста. Для подобного вывода нет никаких объективных данных.

Последний дискуссионный вопрос касается формационной самостоятельности рассматриваемых вулканических образований. Нами все вулканогенные образования Ламанонского массива уже давно объединяются в единый непрерывно развивающийся вулканический комплекс и, естественно, в единую вулканическую формацию. Такая точка зрения разделялась и Д.Ф. Семеновым [1967]. Однако в последующей работе этот исследователь изменил точку зрения и разделил вулканогенные образования массива на две самостоятельные формации — толито-базальтовую и андезито-дацитовую. Основанием для этого послужило установленное им несогласие между андезитовым покровом верхней части орловской свиты и нижележащими базальтовыми толщами, а также отсутствие, по его мнению, базальтов среди коррелируемых с Ламанонским массивом вулканических образований одного из районов Центрального Сахалина (у пос. Усково). Нам представляется, что оба аргумента не являются достаточными для разделения вулканического комплекса на две самостоятельные формации.

Из-за крайней фациальной изменчивости вулканогенных образований, вызванной, например, неодинаковой протяженностью потоков, следующих один за другим, явления несогласия не имеют здесь такого значения, как среди толщ нормально осадочных пород. Что же касается второго аргумента, то он просто ошибочен — базальты плиоценового возраста имеются на горе Круглой, соседней с пос. Усково.

Справедливость нашего представления о генетическом единстве всех позднемиоцен-плиоценовых образований Ламанонского массива вытекает из пространственного совмещения центров вулканических излияний и наличия весьма постепенных переходов между продуктами вулканизма при эволюции их от базальтов к дацитам и даже риолит-дацитам.

## Литература

*Ерохов В. Ф., Шилов В. Н.* Петрохимия кайнозойских вулканических пород Южного Сахалина — В кн.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 104—114.

*Ерохов В. Ф., Шилов В. Н.* Неогеновые вулканогенные образования. — В кн.: Геология СССР. Т. 33. Остров Сахалин. М.: Недра, 1970, с. 241—254.

*Ерохов В. Ф., Шилов В. Н.* Вулканические образования Сахалина и Курильских островов. — В кн.: Петрология неоген-четвертичных базальтоидов северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Недра, 1971, с. 62—93.

*Жидкова Л. С., Шилов В. Н.* О возрасте и характере залегания продуктов третьей фазы кайнозойского вулканизма в пределах Ламанонского массива (о-в Сахалин). — Тр. СахКНИИ АН СССР, 1969, вып. 21, с. 141—154.

*Семенов Д. Ф.* Магматические формации Западно-Сахалинских гор. — В кн.: Магматические метаморфические комплексы Дальнего Востока СССР. Хабаровск: ДВНЦ СО АН СССР, 1967, с. 134—137.

*Семенов Д. Ф.* Магматические формации Тихоокеанских складчатых областей. М.: Наука, 1982. 167 с.

*Уватoko К.* Стратиграфия Южного Сахалина. — Изв. Сахалин. горнопромышлен. компании, 1937. т. 9, N 11, с. 1—50.

*Шилов В. Н.* Новые данные о плиоценовом вулканизме Южного Сахалина. — Докл. АН СССР, 1958, т. 118, N 1, с. 174—176.

*Шилов В. Н.* Кайнозойские вулканогенные формации западной части Южного Сахалина. — В кн.: Вопросы вулканизма. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 293—294.

УДК [551.21:551.8] [550.8:528]: (528.918)

*Н.А. Румянцева, В.Л. Масайтис, В.В. Донских  
В.И. Краснов, В.С. Шарфман*

### ПРИНЦИПЫ СОСТАВЛЕНИЯ И ЛЕГЕНДА МЕЛКОМАСШТАБНЫХ ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИХ КАРТ

В связи с проводимой коллективной работой по составлению серии палеовулканологических карт территории СССР м-ба 1:5 000 000 методической группой редколлегии этих карт подготовлен проект легенды и разработаны методические указания по составлению карт.

В соответствии с тем, что палеовулканологические карты составляются с целью вскрыть новые закономерности проявления вулканизма и его связи с орудением, главным их содержанием должен быть показ не только распространения и состава продуктов вулканизма, но и их минерогенических особенностей и обстановок проявления.

При выборе изобразительных средств необходимо было, с одной стороны, выдержать принцип преемственности между картами геологического содержания, с другой — подчеркнуть главное содержание составляемых карт: продукты и формы вулканизма. В соответствии с основными элементами нагрузки карт в легенде выделено семь разделов<sup>1</sup>. Авторы стремились построить легенду таким образом,

<sup>1</sup> Раздел VII, касающийся металлогенической нагрузки карт, здесь не рассматривается.

чтобы кроме решения своей обычной разъяснительной задачи, она давала систематику изображаемых предметов и явлений.

1. *Вулканические формации и их парагенезы.* Структурно-вещественные особенности продуктов вулканизма на мелкомасштабных картах целесообразнее всего отразить путем группировки их в формации и ассоциации формаций.

В коллективных картографических работах использование формационного метода требует от авторов во избежание ошибочных выводов принятия единых критериев выделения формаций, определения их границ и объемов, единообразия номенклатуры. Рекомендуется использовать список формаций и их классификацию, приводимые в монографии "Магматические формации СССР" [1979], подготовленной коллективом петрографов ВСЕГЕИ. В основу выделения и систематики формаций авторами ее положены структурно-вещественные особенности магматических ассоциаций. Формации определяются как закономерные ассоциации пород, устойчиво повторяющиеся в геологическом пространстве и времени и сохраняющие при этом характерные особенности состава, строения и соотношений с окружающей средой.

По сходству отдельных признаков формации могут быть сгруппированы в систематические подразделения более крупного ранга. В соответствии со степенью мафичности преобладающих пород выделяются семейства формаций: ультрамафических, мафических, мафическо-салических, салических. Семейства подразделяются на группы по степени насыщенности пород кремнеземом. Всего выделяются шесть групп вулканических формаций: щелочно-ультрамафитовые, базальтовые, щелочнобазальтоидные, андезитовые, риолитовые, фоновитовые.

Предполагается, что на палеовулканологических картах в большинстве случаев будут изображены не отдельные формации, а их парагенезы. Важно подчеркнуть, что показ парагенезов формаций (а не отдельных их видов) не только обусловлен разрешающей способностью масштаба карт, но является часто более предпочтительным, так как позволяет судить о вулканических процессах и обстановке вулканизма в их динамике.

В отличие от семейств и групп, объединяющих формации по их систематическим признакам, парагенезы формаций являются естественными, устойчиво повторяющимися сочетаниями определенных видов формаций. Формации внутри парагенезов образуются либо последовательно (временные ряды), либо синхронно, сменяя друг друга по латерали (латеральные ряды). Могут быть выделены парагенезы различного ранга. В принятом масштабе (1:5 000 000) возможен и целесообразен показ элементарных парагенезов, объединяющих формации одной структурно-формационной зоны и одной стадии тектономагматического цикла. Обобщение данных по территории СССР позволило уже сейчас выявить некоторые типовые парагенезы вулканических формаций [Магматические формации СССР, 1979; Карта ультрамафических и мафических формаций, 1980; Рудоносность и геологические формации..., 1981], однако в ходе составления палео-

вулканологических карт список закономерно повторяющихся парагенезов будет, безусловно, пополнен.

Вулканические формации и их группировки целесообразно изображать наиболее выразительным средством — цветом. В предлагаемой легенде формациям приданы общепринятые (на геологических картах) цвета для преобладающих в их составе пород.

При недостаточной изученности регионов и невозможности расчленения вулканических образований до отдельных формационных видов могут быть показаны более крупные, чем виды, систематические подразделения — группы формаций.

Формациям, их парагенезам и группам формаций присвоены индексы, которые пишутся в сочетании с возрастным индексом.

II. *Вулканы, вулканотектонические структуры, вулканические фации.* Наряду с вулканическими формациями на карте должны быть показаны и элементарные объекты палеовулканологии — вулканы и вулканотектонические структуры (ВТС). Тип вулканов и ВТС является важной характеристикой строения вулканических комплексов и одним из формационных признаков. Однако к настоящему времени эти характеристики строения вулканических формаций изучены недостаточно и для устранения этого пробела необходимо на картах отразить не только местоположение вулканов и ВТС, но и их тип. В легенде предусмотрены знаки как для нерасчлененных вулканов и ВТС, так и для тех случаев (вероятно, более редких), когда тип их установлен.

Все вулканы по совокупности морфологических особенностей вулканических образований подразделены на центральные и линейные, а по внутреннему их строению — на моногенные, формирующиеся без существенных перерывов вулканической деятельности и при преобладании пород близкого состава, и полигенные, при формировании которых вулканическая деятельность неоднократно прерывалась, что сказалось как на морфологии самих вулканов, так и на изменении состава продуктов вулканизма. Среди моногенных вулканов центрального типа выделены шлаковые конусы, экструзивные купола и маары. При трещинном вулканизме подобные образования приобретают линейную форму: шлаковые валы, трещинные экструзивные выжимки и т.д. В группе полигенных вулканов центрального типа выделяются: щитовые, стратовулканы и комбинированные вулканы (представляющие сочетания вышеназванных), осложненные нередко вершинными и периферическими кальдерами. К полигенным вулканам линейного типа отнесены трещинные вулканы, постройки которых образуют лавовые хребты с пологими выпуклыми склонами и лавовые плато. Трещинные вулканы могут быть осложнены вершинными и периферическими грабенами. Вулканические сооружения сложного строения представляют собой сочетание вулканов линейного и центрального типа (сложные комбинированные вулканы с грабенами и кальдерами).

Среди ВТС выделены структуры, соответствующие единичному вулкану или связанные с множественными вулканическими аппаратами; в каждой из этих групп выделены положительные и отрицательные ВТС.

К положительным относятся ВТС, связанные с поднятием довулканического фундамента в связи с вертикальным давлением магмы на кровлю очага. К положительным ВТС, связанным с множественными вулканическими аппаратами, относятся системы куполовидных (над зоной развития жерл-некков) и сводовых (над зоной подводящих трещин-даек) магматогенных поднятий фундамента — вулканотектонические горсты.

Отрицательные ВТС, связанные с единичным вулканом, — кальдеры оседания, образующиеся в связи с опусканием вулканических построек по кольцевым разломам. При этом обычно происходит преобразование периклинальной структуры постройки в центриклинальную вдоль края кальдеры и по всему основанию вулкана. Аналогично, по-видимому, происходит преобразование и линейных вулканов с возникновением на их месте грабенов оседания (обращенных вулканических построек линейного типа).

Среди отрицательных ВТС, связанных с множественными группами вулканических аппаратов, выделяются два типа [Донских и др., 1980]: 1) компенсационные мульды и грабены проседания, формирующиеся одновременно с накоплением вулканогенных толщ (кальдеры типа Гленко); 2) кальдерообразные и грабенообразные депрессии оседания, образующиеся при опускании и смятии групповых вулканических построек по системам кольцевых и линейных разломов в постэруптивную стадию деятельности вулканов (вулканотектонические депрессии).

Мульды проседания возникают при опускании по кольцевым разломам блоков довулканического фундамента над магматическим очагом и поднятии расплавов по этим же разломам. Подводящим каналом вулканов служит кольцевой разлом, фиксируемый субвулканическими дайками и гипабиссальными интрузиями. Грабены проседания в отличие от мульд образуются в процессе трещинных извержений, вследствие чего ограничены системой линейных разломов.

Кальдерообразные и грабенообразные депрессии оседания образуются при опускании групповых вулканических построек соответственно по кольцевым и линейным разломам, сопровождающимся обращением первоначального периклинального залегания пород в центриклинальное вблизи этих разломов. В зависимости от эрозионного среза для вулканотектонических депрессий характерны различные сочетания первично периклинальных и вторично центриклинальных концентрических или линейных зон, из которых наиболее проявлено сочетание центральных периклиналей вулканов с общей внешней центриклиналью или одной крупной периклиналью с внешней и внутренней центриклиналями. Размер кальдерообразных депрессий достигает 40—60 и более километров в поперечнике, грабенообразных — обычно меньше. Амплитуда опускания вулканических построек вдоль разломов достигает 1500—2000 м. Таким образом, указанные два типа отрицательных ВТС различаются по характеру залегания вулканогенных образований. В первом типе центриклинальная структура мульд является первичной вследствие их заполнения, во втором —

вторичной, возникшей вследствие обращения слоев вулканов при их опускании по разломам.

Для отображения отдельных вулканов и ВТС предложены преимущественно внemasштабные средства изображения: простые геометрические фигуры и линии, форма которых приближена к реальной геологической форме. Лишь крупные ВТС с множественными аппаратами могут быть изображены в масштабе карты (тип преобладающих в их пределах вулканов можно выразить внemasштабным знаком).

На картах желательно показать также предполагаемое по косвенным данным положение эруптивных центров, наличие телепирокластики в осадочных породах.

III. *Некоторые количественные характеристики вулканических образований, особенности их состава.* На палеовулканологических картах целесообразно отразить мощность вулканических образований, коэффициент эксплозивности, индекс вулканогенности, объем продуктов, извергнутых за единицу времени. Смысл приводимых количественных характеристик вулканических образований и способы их оценки рассмотрены в работах И.В. Луцицкого [1971], Е.Ф. Малеева [1976], В.С. Шарфмана [1976] и др.

Желателен показ на карте вариаций в рамках отдельных формаций и их парагенезов каких-либо индикаторных петрохимических, геохимических и минералогических характеристик. Такие материалы позволят при обобщении сделать важные выводы о региональном петрохимическом и геохимическом фоне областей вулканизма, их зональность и, как следствие, о характере пространственно-временных неоднородностей коры и мантии.

Как показывает опыт, в качестве "сквозных" региональных особенностей отдельных областей магматизма (прослеживаемых на протяжении ряда эпох) могут выступать относительные (против кларка) содержания в породах титана, калия, фосфора, каких-либо малых элементов, величины степени щелочности, окисленности железа, а среди минералогических признаков — специфический набор акцессорных минералов (реже — порообразующих), наличие и состав глубинных включений.

Естественно, что должны быть показаны лишь те признаки вещественного состава, которые варьируют в рамках одного формационного вида и не дублируют видообразующие формационные признаки. Поэтому лучше показывать отношение содержания элемента к кларку, характеризующему данный вид пород и формаций.

IV. *Палеогеографическая и палеотектоническая обстановки.* Для отражения фациальных и тектонических условий вулканизма могут быть использованы принципы, разработанные ранее при составлении литолого-палеогеографических и палеотектонических карт [Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, 1968; Палеотектонические карты СССР, 1977, 1979; и др.]. Предлагается выделять на карте морские, континентальные и переходные палеогеографические обстановки, которые могут быть подразделены еще более подробно.

Для выявления закономерных связей вулканизма с тектоникой

целесообразно учитывать лишь те тектонические особенности, которые выделяются независимо от магматизма: динамику, контрастность, направление и амплитуду движений, характер и интенсивность складчатости, тип строения и т.д. Все эти характеристики входят в понятие тектонического или эндогенного режима [Спизарский, 1973; Белоусов, 1978], который может быть использован как основа для тектонического районирования. В качестве главных типов региональных тектонических подразделений могут быть выделены геосинклинальные системы, срединные массивы, эпигеосинклинальные и эпикратонные орогены<sup>1</sup>, области завершённой складчатости (или молодые платформы), платформы (древние) и рифтогенные системы. Все эти подразделения, в свою очередь, могут быть разделены на структуры прогибания и поднятия: для геосинклинальных систем — интрагеосинклинали и интрагеоантиклинали, для областей завершённой складчатости — плиты (койлогены) и поднятия (орогены, по Спизарскому), для древних платформ — авлакогены, синеклизы, антеклизы, щиты.

Выделение рифтогенного режима (по значению равного геосинклинальному, кратонному, орогенному) оправдано существованием современных рифтов планетарного значения. Что касается аналогов рифтовых зон, выявляемых для древних эпох (авлакогены, рифтоподобные начальные прогибы эвгеосинклиналей фемического профиля, грабеновые структуры древних орогенов), то для них, по-видимому, следует использовать особый знак или показать лишь их осевые и граничные разломы на фоне тех структур (платформ, геосинклинальных систем, орогенов), в рамках которых происходит рифтогенез.

В легенде использована система терминов, относящихся к классической геосинклинальной концепции. Предполагается, что с помощью этих терминов может быть отражена обстановка новейшего и современного вулканизма активных континентальных окраин и островных дуг, которые рассматриваются большинством исследователей как аналоги некоторых типов древних геосинклиналей. Можно надеяться, что в ходе составления палеовулканических карт будут получены новые данные, уточняющие интерпретацию древних вулканических областей с актуалистических позиций и позволяющие выделить в прошлом аналоги современных геодинамических обстановок.

Для изображения палеогеографической обстановки рекомендуется использовать цветную штриховку. Палеотектоническая обстановка может быть показана либо с использованием этой же штриховки путем придания ей различной ориентировки и рисунка, либо с помощью линий различной формы, ограничивающих главные региональные тектонические подразделения. Области с неустойчивой палеогеографической и палеотектонической обстановкой можно пока-

<sup>1</sup> При использовании Палеотектонических карт СССР [1977, 1979] следует иметь в виду, что на них не выделен в качестве самостоятельного орогенный режим. Эпигеосинклинальный орогенез включен в геосинклинальный режим (инверсионная стадия), эпикратонный орогенез — в режим областей завершённой складчатости.

зывать сочетанием (чередованием) разных штриховок и знаков. Штриховка, отражающая палеотектоническую и палеогеографическую обстановку, должна покрывать всю площадь карты, проходя через районы развития и осадочных и вулканических образований. Время существования в регионе той или иной обстановки отражается с помощью возрастного индекса на штриховом фоне.

V. *Границы, разрывные нарушения.* На карте предполагается показывать разными линиями контуры современного и предполагаемого распространения вулканических комплексов, границы областей с различной палеогеографической и палеотектонической обстановкой, главные разрывные нарушения.

При проведении тех или иных границ следует иметь в виду, что все срезы будут привязаны к современной географической основе и современным геологическим контурам, т.е. составлены без учета возможных значительных горизонтальных перемещений, явлений сжатия и растяжения, происходивших в те или иные геологические эпохи. На карте будут показаны лишь глубинные разломы, ограничивающие крупнейшие блоки земной коры и являющиеся наиболее вероятными линиями, вдоль которых блоки могли перемещаться один относительно другого. Во всех случаях желательно выделить особым знаком линии крупнейших надвигов, происходивших после рассматриваемого интервала времени. Контуры распространения вулканических комплексов, находящихся в аллохтонном залегании, также выделяются особым знаком.

VI. *Дополнительные обозначения для карт-врезок, колонок и диаграмм.* Предполагается, что на картах будут помещены врезки более крупного масштаба, колонки (1:100 000), круговые диаграммы, на которых с помощью дополнительных штриховых знаков могут быть показаны детали состава и строения отдельных вулканических полей. В колонках можно отразить последовательность и возраст вулканических комплексов, мощность вулканогенных толщ, наличие перерывов в вулканизме, изменение палеогеографической и палеотектонической обстановки.

В заключение подчеркнем, что для отображения на палеовулканологических картах столь большого объема сведений (при условии наглядности и читаемости карты) составители должны уделять большое внимание решению чисто картографических задач, проводить экспериментальные работы по составлению эскизов на типичные районы для поисков наилучших способов и приемов генерализации. Накопленный к настоящему времени опыт составления рабочих макетов карт позволяет заключить, что предлагаемые в легенде картографические средства приемлемы для карт принятого масштаба (1:5 000 000).

## Литература

Атлас литолого-палеогеографических карт СССР/Под ред. А.П. Виноградова М., 1968.

Атлас палеогеографических карт СССР, м-б 1:7 500 000, каменноугольный период. М., 1965.

Белоусов В.В. Эндогенные режимы материков. М.: Недра, 1978. 232 с.

Донских В.В., Залепугин В.Н., Кронидов И.И. Методика геологической съемки древних вулканов: Методическое пособие по геологической съемке м-ба 1:50 000. Л.: Недра, 1980, Вып. 4. 278 с.

Карта разломов территории СССР и сопредельных стран, м-б 1:2500000/Под ред. А.В. Сидоренко. М.: Наука, 1980.

Карта распространения ультрамафических и мафических магматических формаций территории СССР, м-б 1:10 000 000 / Под ред. В.Н. Москалевой, Н.А. Румянцевой. Л., 1980.

Лучицкий И.В. Основы палеовулканологии. М.: Наука, 1971. Т. 1, 2. 860 с.

Магматические формации СССР. Л.: Недра, 1979. Т. 1, 2. 597 с.

Малеев Е.Ф. О некоторых количественных характеристиках вулканических формаций. — В кн.: Методы палеовулканологических реконструкций. Петрозаводск, 1976, с. 78—81.

Палеотектонические карты СССР, м-б 1:5 000 000 / Под ред. Т.Н. Спижарского и др. Л.: ВСЕГЕИ, 1977. Т. 1. 1979. Т. 2.

Рудоносность и геологические формации структур земной коры / Под ред. Д.В. Рундквиста Л.: Недра, 1981.

Спижарский Т.Н. Обзорные тектонические карты СССР: (Составление карт и основные вопросы тектоники). Л.: Недра, 1973.

Условные обозначения и методические указания по составлению атласа литолого-палеогеографических карт СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1962.

Шарфман В.С. Опыт составления палеовулканических карт для вулканогенных провинций меденосной зоны Урала. — В кн.: Методы палеовулканологических реконструкций. Петрозаводск, 1976, с. 86—90.

УДК 551.21: 553.78 (084.3)

*В.С. Шарфман*

## ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИЕ КАРТЫ И РЕКОНСТРУКЦИИ КАК ОСНОВА ДЛЯ ПРОГНОЗНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

У исследователей, занимающихся изучением вулканогенных формаций с использованием методов палеовулканологических реконструкций, сложилось определенное мнение о высокой эффективности этих работ, если они сопровождаются составлением палеовулканологических карт в регионах, где имеются месторождения полезных ископаемых вулканогенного происхождения. В дополнение к имеющимся геологическим картам палеовулканологические карты дают существенную дополнительную информацию о металлогении, рудоносности и полезных ископаемых, связанных с вулканогенными образованиями и процессами вулканизма. В зависимости от масштаба исследований палеовулканологические карты могут быть насыщены с различной детальностью информацией о металлогенических провинциях, зонах, рудных формациях, рудных полях и отдельных месторождениях полезных ископаемых, о гидротермально измененных породах, метасоматитах, о прогнозных оценках территорий и другими сведениями. Естественно, возможности отражения информации прогнозно-металлогенического плана в первую очередь определяются масштабностью карт и исследований.

На обзорных и мелкомасштабных картах показываются только металлогенические провинции и расположенные в них группы рудных

формаций, а также в порядке исключения главнейшие наиболее представительные месторождения полезных ископаемых, связанные с выделенными группами формаций. Металлогеническая провинция выделяется как наиболее крупная единица металлогенического районирования, охватывающая сотни тысяч квадратных километров. Это площади, соизмеримые с территориями структур первого порядка — стабильными областями и подвижными поясами. Выделение металлогенических провинций, особенно на закрытых территориях, позволяет судить о потенциальных возможностях выявления отдельных групп полезных ископаемых, но не позволяет осуществлять их конкретное прогнозирование. Выделение рудных формаций и показ их на картах вызывают определенные трудности, связанные с вопросами типизации и классификации формаций, а также с вопросами установления взаимосвязи отдельных видов полезных ископаемых с теми или иными вулканогенными формациями. Геологи ВСЕГЕИ (Д.В. Рундквист и др.), занимающиеся вопросами металлогенического районирования и составлением прогнозно-металлогенических карт мелкого масштаба, предложили использовать для палеовулканологических карт СССР масштаба 1:5 000 000 классификацию рудных формаций, разработанную В.И. Смирновым [1982] и выделять на картах пять генетических групп рудных формаций: 1) собственно вулканогенные, 2) формации с месторождениями вулканогенно-осадочного генезиса, 3) рудные формации колчеданных месторождений (разновидность второй группы), 4) формации с месторождениями вулканогенно-гидротермального генезиса, связанные с пропиловыми метасоматитами, 5) формации с месторождениями гидротермальными и гидротермально-метасоматическими, парагенетически связанные с контактовыми ореолами интрузивных тел. Эта группа месторождений эпигенетична по отношению к породным ассоциациям, вмещающим оруденение, которое накладывается и на интрузивные образования, прорывающие вулканогенные формации. Будучи оторванными во времени от этапа вулканизма, для которого составляются палеовулканические карты, они наносятся на карты как месторождения, связанные с конкретными формациями только пространственно.

Рудные формации могут включать в себя разные группы и виды полезных ископаемых. Геологи ВСЕГЕИ предлагают все металлические и неметаллические полезные ископаемые по наборам металлов и сырья объединять в следующие основные группы: 1) черные металлы (железо, марганец), 2) цветные металлы (медь, свинец, цинк и алюминий), 3) редкие металлы (олово, вольфрам, молибден, ртуть, цезий, редкие металлы), 4) благородные металлы (золото, серебро), 5) аграрное сырье (фосфор), 6) горно-химическое сырье (сера, плавленый шпат, барит), 7) ювелирное сырье (кремнезем).

При составлении палеовулканологических карт необходимо учитывать, что в рудную формацию должны объединяться месторождения и проявления со сходным минеральным составом, родственными околорудными изменениями пород, со сходными или близкими условиями залегания в тождественной геологической и палеовулканологической обстановке.

Первый опыт составления палеовулканологической карты СССР масштаба 1:5 000 000 показал, что формации и их группы, характеризующие металлогеническую специализацию областей вулканизма, не всегда удастся показать на столь мелкомасштабной карте. По мнению автора, в этом случае необходимо ограничиться показом металлогенической провинции. Реально рудные формации и их группы представляется возможным отражать на картах, начиная с мелко-среднемасштабных, а не обзорных.

На региональных (среднемасштабных) картах могут быть показаны структурно-металлогенические зоны как единицы металлогенического районирования, входящие в состав металлогенических провинций. Зоны, естественно, выделяются по характерным типам месторождений, относящихся к определенным рудным формациям, связанным в своем возникновении с особенностями тектонического режима этапа, для которого составляется палеовулканологическая карта. Металлогенический облик зоны будет определяться одним или несколькими металлами, одной или несколькими рудными формациями. По площади структурно-металлогеническая зона будет укладываться в рамки структурно-формационной зоны или составлять ее часть. Размеры структурно-металлогенических зон по протяженности не должны превышать 1000—1500 км при ширине в несколько сот километров. На региональные карты, кроме основных месторождений, могут быть вынесены и отдельные перспективные рудопроявления. Все перечисленные сведения составляют основу общей прогнозной оценки региона на определенные виды минерального сырья, но пока еще не могут служить для планирования поисковых работ на отдельных участках.

На детальных картах могут быть выделены более мелкие единицы структурно-металлогенического районирования: металлогенические зоны, рудные районы, поля, участки. В их пределах показываются отдельные рудные формации, все месторождения, рудопроявления, участки с разбраковкой их по степени перспективности и другие сведения о рудоносности, что уже служит непосредственно поисковым целям. Вполне естественно, что чем мельче единица металлогенического районирования, тем больше расхождения в ее контурах с контурами геологических формаций и тектонических структур, поскольку последовательное металлогеническое районирование состоит в выделении рудоносных площадей различного порядка, отличающихся качественными и количественными параметрами рудоносности.

На детальных картах с нанесенными на них месторождениями и рудопроявлениями в ряде случаев отпадает необходимость выделения рудных формаций, поскольку рудные объекты могут быть представлены только рудопроявлениями и рудными аномалиями. Кроме того, на средне-крупномасштабных картах часто отпадает необходимость показывать рудные формации, если они в единственном числе и полностью охватывают территорию, отраженную на карте. При этом нанесенные на карту месторождения и рудопроявления сами по себе позволяют судить о принадлежности их к определенной рудной формации. На этих картах анализ рудоносности и прог-

нозной оценки территорий осуществляется не столько в увязке с типом вулканогенной формации, сколько со спецификой слагающих данную территорию фаций, как сугубо вулканогенных, так и вулканогенно-осадочных, а в ряде случаев и осадочных с типом и строением отдельных вулканических сооружений, с локальной палеогеографической и палеотектонической обстановкой становления разных фаций вулканитов.

Во всех случаях сведения о металлогении и рудоносности не должны перегружать палеовулканологическую карту. Их отражение должно осуществляться контурными и внесмасштабными условными обозначениями по возможности с выносом некоторых данных за поля карты (списки рудных районов, участков с указанием степени их перспективности, списки месторождений, рудопроявлений и др.).

На детальные карты выносятся вторичные изменения пород: окварцевание, серицитизация, пропилитизация и другие, которые могут рассматриваться в качестве индикаторов рудоносности.

К настоящему времени у геологов не накоплен достаточный опыт в составлении палеовулканологических карт в сочетании с металлогенической нагрузкой. Возможно, возникнут трудности как теоретического, так и технического плана. Несомненно одно: высокая эффективность подобного рода работ, что иллюстрирует следующий пример.

По разработанной автором легенде были составлены две палеовулканологические карты м-ба 1:100 000 для одного из районов восточного крыла Магнитогорского мегасинклинория Урала, где сосредоточены многочисленные медноколчеданые и полиметаллические месторождения вулканогенно-осадочного и гидротермально-метасоматического генезиса, пространственно связанные с вулканогенными эвгеосинклинальными образованиями живетского этапа вулканизма. Одна из карт отражает палеовулканическую обстановку конца базальтовой стадии живетского этапа вулканизма, а другая — завершающей стадии того же этапа, в течение которой извергались продукты вулканизма кислого состава. Совместно с базальтоидами они относятся к контрастной базальт-риолитовой формации с расширенным спектром пород основной и кислой групп. В этой формации группы вулканитов основного и кислого состава при преобладании в них крайних полярных членов пород характеризуются расширенными вариациями их от базальтов до андезитов-базальтов и от риолитов до дацитов. Встречаются как афировые, так и четко порфиновые породы натровой специализации, но в экструзивных фациях риолитовых порфиров фиксируется часто кали-натровая тенденция. Среди кислых вулканитов особенно широко развиты субвулканические и экструзивные фации, тогда как среди пород основного состава существенная доля падает на пирокластические образования. Объемные соотношения полярных ассоциаций могут составлять 1:3 при преобладании вулканитов основного состава, тогда как, например в формациях с узкими спектрами вулканогенных пород в полярных группах, вулканиты основного состава существенно доминируют над кислыми с соотношением 1:10 и более.

Палеовулканологические реконструкции показывают, что продукты вулканизма основного состава являются производными вулканов центрального типа, проявлявших на ранних стадиях гавайскую, а на поздних этапах стромболианскую деятельность. В силу особого тектонического режима, при котором периоды интенсивного погружения и растяжения сменялись временными воздыманиями и сжатиями, магматические расплавы задерживались в промежуточных очагах, испытывали дифференциацию, что и приводило к появлению расширенных спектров вулканитов в полярных группах. Подобные формации являются как бы подводным звеном к формациям непрерывного типа.

На палеовулканологической карте, отражающей базальтовую стадию вулканизма, отчетливо наметились три кулисообразные вулканические гряды, в каждой из которых функционировали вулканы смешанного типа (классификация А. Ритмана) с диаметром основания до 15 км. Эти вулканы были выделены по следующим признакам: 1) по овальным в плане контурам распределения грубой пирокластики, а также по увеличению гранулометрии вулканических бомб и глыб к центральным частям пирокластических ореолов и уменьшению сгруженности глыбового материала в удалении от них; 2) по локальным ореолам развития шлаковой пирокластики. Характерно, что на современных действующих вулканах Камчатки шлаковые постройки нередко осложняют склоны крупных конусов, являясь продуктами моногенных ареальных аппаратов, что имеет, например, место и на некоторых вулканах, расположенных в Магнитогорском мегасинклиории; 3) по участкам резкого увеличения мощностей пирокластических и эффузивных фаций; 4) по отчетливо выраженным локальным кольцевым и эллипсообразным гравиметрическим аномалиям с перепадом градиента силы тяжести в 0,5, 0,25 мгл и совпадающими с ними ореолами полей грубой пирокластики с максимальными мощностями вулканитов; 5) основание некоторых палеовулканов отбивается дуговыми магнитными аномалиями.

На начальных этапах своей деятельности базальтовые вулканы поставляли преимущественно лавовый материал, а на конечных стадиях — пирокластический. Состав продуктов вулканизма эволюционировал от толеитовых базальтов, близких по петрологическим параметрам к толеитам срединно-океанических хребтов, до лейкократовых высокоглиноземистых и от преобладающих афировых до мелко- и крупнопорфировых. Бурная эксплозивная деятельность, завершавшая базальтовую стадию вулканизма на многих вулканических сооружениях, сопровождалась образованием вершинных и периферических кальдер, которые в настоящее время фиксируются впадинами в ложе базальтового рельефа, где отмечается увеличение мощности покрывающих вулканогенно-осадочных образований эйфельско-живетского возраста. Вулканизм в целом носил подводный характер, но, возможно, вершины вулканов периодически возвышались над уровнем водного бассейна. В таких условиях мелкообломочный материал мог уноситься по воздуху и течениями на тысячи метров от центра извержения, а грубая пирокластика откладывалась

в жерловых зонах. По данным палеовулканологических реконструкций конические нагромождения из шлаков и вулканических бомб не достигали высоты более 600—800 м., так как вулканы не имели на склонах бронирующих горизонтов, в результате чего быстро эродировались.

Главной особенностью развития и деятельности вулканов является формирование их в относительно слабо проницаемых для базальтовых расплавов зонах, что приводило к образованию огромных периферических очагов. В этих очагах родоначальные толеитовые расплавы испытывали дифференциацию. Задержка магмы в них удлинила интрателлурический период формирования минералов вкрапленников. Это привело к появлению пород с высокой степенью порфировости и пород с расширенным диапазоном по кремнекислотности.

Наличие крупных периферических очагов вызывало развитие арельного вулканизма (поля шлаковой пирокластик), процветавшего одновременно с вулканизмом центрального типа. Господствовала картина вулканизма, которая в настоящее время наблюдается на некоторых вулканах Камчатки.

На палеовулканологической карте, отражающей риолито-дацитовую стадию вулканизма, выявилось, что в начале своего развития вулканизма проявлял себя в узких субмеридиональных зонах, вдоль склонов базальтовых вулканов и гряд и был представлен преимущественно лавовыми фациями дацитового, реже риолитового состава. На средних и поздних стадиях развития кислого вулканизма вулканическая деятельность сосредоточивалась в центральных аппаратах, она развивалась унаследованно в кольцевых и дуговых зонах периферических и вершинных кальдер базальтовых вулканов. Продукты вулканизма имели главным образом риолитовый состав. Основными типами вулканических сооружений были экструзивные купола и куполовидные вулканы с диаметром основания до 4—5 км. Между ними в кальдерах и палеодепрессиях создавалась благоприятная обстановка для осадочного седиментогенеза и проявления вулканогенно-осадочного рудогенеза. Многие колчеданные месторождения сформировались в просадках рельефа на участках жерловых и промежуточных зон палеовулканов или на участках сопряжения шляпных частей экструзивных куполов, в пределах контуров ранее заложенных кальдер базальтовых вулканов. Это хорошо видно при совмещении и сопоставлении палеовулканологических карт обоих этапов живецкого вулканизма. В районах месторождений отмечается пестрый состав продуктов вулканизма как в фациальном отношении, так и петрографическом. Здесь широко развиты магматогенные брекчии кислого состава, сопровождающие субвулканические и экструзивные тела, лавовые игнимбритоподобные породы с признаками ликвационных структур, вулканогенно-осадочные и осадочные образования, рифогенные известняки и другие породы, указывающие на то, что палеогеографическая обстановка характеризовалась наличием мелкого моря, лагун и островов с кратерными озерами в воронках, что, конечно, на геологических картах прочитать невозможно.

Реконструкция палеогеографической и палеовулканической обстановки показывает, что колчеданные месторождения в данном регионе

формировались на разных уровнях глубинности, начиная с поверхности, что на одних и тех же объектах имеются рудные тела и проявления минерализации вулканогенно-осадочного и гидротермально-метасоматического генезиса. Наиболее крупные залежи колчеданных руд залегают согласно с вмещающими их вулканогенно-осадочными породами в палеодепрессиях. Минерализация гидротермально-метасоматического генезиса тяготеет к корневым системам экструзивных куполов и жерловым зонам вулканов, сложенных кислыми вулканидами. Вершины этих вулканов и экструзивов периодически возвышались над зеркалом водного бассейна, на что указывают краснокаменные изменения пород. Здесь же активно функционировали гидротермальные источники, фиксированные кварц-гематитовыми породами и зонами гидротермально измененных пород. Окружающие вулканические постройки рифогенные известняки также местами пропитаны гематитовым пигментом.

Таким образом, на палеовулканологических картах, составленных с широким применением методов палеовулканологических реконструкций, выявляются важные закономерности размещения месторождений в связи с палеогеографической, палеотектонической обстановкой проявления вулканизма в связи с приуроченностью месторождений к определенным типам вулканов, их зон, а также в связи с определенными комплексами пород и фаций. Все это на геологических картах не может быть отражено столь отчетливо и говорит о том, что составление палеовулканологических карт открывает новые возможности для совершенствования прогнозно-металлогенического анализа и непосредственно для совершенствования поисков скрытых месторождений разных уровней глубинности, принадлежащих в основном к первым трем группам рудных формаций по упомянутой выше классификации В.И. Смирнова.

### Л и т е р а т у р а

*Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. М.: Недра. 1982. 688 с.

*Т.В. Джанелидзе, Э.А. Паилодзе,  
М.Г. Татишвили, Т.Ш. Гогошвили*

## О СОДЕРЖАНИИ И НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ МАКЕТОВ МЕЛКОМАСШТАБНОЙ (1:2 500 000) ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЫ ГРУЗИИ

При решении задач научного прогнозирования и поисков вулканогенных рудных месторождений высокоэффективным является графический метод, которым обычно пользуются при составлении палеовулканологических карт, аккумулирующих обширный материал по геологии и полезным ископаемым. Составленные макеты мелкомасштабных палеовулканологических карт Грузии призваны способствовать выяснению таких кардинальных вопросов, как: 1) связь вулканизма с тектоникой и эволюция его в пространстве и во времени, 2) закономерности размещения, внутреннего строения и состава вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ и, наконец, 3) условия и особенности локализации в них оруденения.

Известно, что составление палеогеографических карт получило широкое развитие только после создания общей теории литогенеза. Аналогично этому разработка основ палеовулканологии послужила толчком для проведения специализированных исследований с обязательным применением элементов геологической съемки или палеовулканологического картирования. На прошедших палеовулканологических симпозиумах были сформулированы основные требования, предъявляемые к подобным картам различного масштаба. Главным для мелкомасштабных карт, учитывая слишком малую разрешающую способность последних, безусловно, является наглядность изображения. Поэтому их целесообразно составлять с помощью сравнительно небольшого набора условных обозначений. И это тем более, если макеты региональных карт должны быть в последующем сведены в единую общесоюзную карту пятимиллионного масштаба.

Исходя из этих соображений, исследования по составлению мелкомасштабных палеовулканологических карт Грузии были подчинены общим для всей работы задачам и осуществлялись с учетом общепринятых методических указаний.

В частности, широко использованы палеогеографические, палеовулканологические и минерагенические условные обозначения. С их помощью на макетах удалось отразить литолого-фациальные, петрографические и минерагенические особенности вулканогенных комплексов Грузии на фоне меняющихся в течение фанерозоя палеогеографических обстановок. На представленных срезах (юра—нижний мел и верхний мел—палеоген—неоген) сохранена традиционная возрастная окраска отложений. Это обстоятельство следует считать важнейшим и неизменным условием составления палеовулканологических карт. В противном случае они сильно потеряют в наглядности и вряд ли будут взяты на вооружение геологами-производственниками. В результате палеовулканологическое картирование может превратиться в самоцель, в занятие для узкого круга специалистов.

Для удобства изображения осадочные отложения окрашены в светлые тона, а вулканогенные имеют более темную, густую окраску того же оттенка. Современные выходы вулканитов показаны пунктиром. В том случае, когда выходы подстилающих отложений наблюдаются среди пород более молодых, они очерчены штрихами соответствующего цвета. Палеогеографическая обстановка передана также в виде штриховой нагрузки, которой показаны области распространения суши, преимущественно мелководного или глубоководного морского бассейна с меняющейся палеогеографической обстановкой (с регрессивной или трансгрессивной тенденциями), а также наземного, островного и подводного вулканизма. Осадочные формации показаны обобщенно. Исключение сделано только для юрской песчано-глинистой формации Южного склона Большого Кавказа, для которой использован традиционный для нее крап. Вулканические формации выделены более детально, однако в целях разгрузки карты от частных деталей петрохимического характера и сокращения числа ассоциаций на макетах обозначены только их четыре разновидности: базальтовая (недифференцированная), андезитовая (дифференцированная), риолитовая и щелочная. Каждая из них обладает соответствующим крапом, желателен цветным. Интрузивные формации независимо от возраста показаны традиционным цветом, соответствующим их составу, а отдельные внемасштабные тела — обычным крестиком. Возраст их обозначен в текстовой части условных обозначений. Тектонические нарушения (надвиги и разломы достоверные или предполагаемые) нанесены на макетах сплошными линиями и штрихами красного цвета. Вулкано-тектонические структуры, вулканические гряды, равно как отдельные постройки и экструзии, выделены внемасштабными цветными значками соответственно возрасту вулканов. Минерагенические данные переданы на макетах также с помощью внемасштабных значков, цвет которых характеризует минералогический состав месторождений, а особенности очертаний указывают на их генетическую принадлежность. Отмечены лишь наиболее крупные объекты. Литолого-стратиграфические колонки более крупного масштаба (1:100 000) дают наглядное представление о мощностях и фациальных взаимоотношениях вулканогенных комплексов.

На первом макете площади развития юрского вулканизма закрашены синим цветом. Отдельные поля вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ выделены соответственно сплошными и прерывистыми линиями. Заштрихованы также предполагаемые площади первоначального распространения юрских вулканитов. В ранней юре, с началом альпийского цикла тектогенеза, на всей территории Кавказа возобновились растягивающие движения, сопровождающиеся значительным расширением бассейна окраинного моря и формированием новой базальтовой коры на отдельных его участках. Процесс погружения и деструкции континентальной коры в океаническую наиболее интенсивно проявился в эвгеосинклинальной зоне Южного склона. На ее северо-восточной периферии в лейасе—байосе скопились огромные массы песчано-глинистого материала в виде мощной (порядка 5—7 км) аспидно-глинистой толщи, пронизанной

многочисленными пластовыми и секущими телами диабазов. По составу эти последние отвечают толеитам и, являясь силловой фацией юрского эффузивного вулканизма, образуют четко выраженный пояс, протягивающийся в общекавказском направлении почти на 700 км. На юго-западной периферии зоны, в области близповерхностно-наземного вулканизма, кислые продукты начальных фаз извержений дацит-риолитового состава повсеместно тяготеют к трансгрессивным мелководным отложениям на границе с палеозойским кристаллическим фундаментом Главного хребта, т.е. к полосе мелкоамплитудного раздвижения континентальной коры. Продукты последующих лавоизлияний (поздний плинсбах — ранний тоар) — вулканы толеит-базальтового состава — сосредоточены преимущественно в узкой полосе осевого погружения геосинклинали, т.е. в зоне с наибольшей амплитудой раздвижения континентальной коры. Именно с ними ассоциируют в пространстве и, вероятно, связаны генетически колчеданно-полиметаллические и медно-пирротиновые месторождения Южного склона Большого Кавказа. Особенно мощно и широко ааленбайосский вулканизм проявился на южном фланге складчатой системы Большого Кавказа (в Гагра-Джавской зоне по П.Д. Гамкредидзе). В результате интенсивных подводных извержений ( $E \approx 80\%$ ) тут была образована слабо дифференцированная базальт-андезит-базальтовая формация, в строении которой принимают участие спилиты, частично альбитизированные андезит-базальты и их пирокластиты, гиперстеновые базальты. В общем однотипный известково-щелочной состав свиты в отдельных случаях резко меняется в связи с появлением в разрезах субщелочных и щелочных эффузивов биотитовых трахиандезитов, калиевых кератофиров. Эти локальные участки увязываются с зонами воздымания, под которыми функционировали небольшие периферийные очаги с базальтовой магмой, контаминированной сиалическим материалом. В Абхазии трахиандезиты слагают вполне самостоятельный горизонт в самой верхней части свиты.

В результате раннеюрской трансгрессии территория Закавказского срединного массива была преобразована в мелководную островную дугу — область седиментации аркозовых песчаников, органогенных известняков, а также спорадически локального проявления наземно-мелководного риолитового вулканизма. Подводные вулканические извержения, достигающие максимума интенсивности в байосе, привели к образованию вдоль северной периферии Закавказского срединного массива андезит-базальт-андезитовой формации, которая по ряду признаков отличается от синхронной формации Южного склона Большого Кавказа. В частности, в разрезах байосской вулканогенно-осадочной толщи здесь совершенно отсутствуют спилиты, но возрастает доля роговообманковых и гиперстеновых разновидностей андезитов, а также ортофировых лав и лавокластитов. Та же толща на юго-восточной периферии массива при общем андезитовом составе характеризуется наличием мощного спилитового горизонта в низах разреза. В дальнейшем вулканические извержения продолжались здесь почти беспрерывно — вплоть до раннего неокома вклю-

чительно. На локальных участках происходят лавоизлияния щелочных базальтов в континентально-лагунных условиях. В поздней юре в связи с предкелловейской и андской фазами складчатости окраинное море значительно сузилось и в зоне Южного склона обособились западный и восточный флишевые трюги, выполненные исключительно терригенно-карбонатными отложениями без примеси вулканического материала. Одновременно происходит внедрение крупных массивов гранитоидов.

К сожалению, мелкий масштаб не позволяет отразить на первом срезе даже эти немногие детали, указывающие на разнообразие проявлений юрского вулканизма. Южный склон Большого Кавказа показан в целом как устойчиво морская область с отложениями преимущественно глубоководной фации, а Закавказский срединный массив — в качестве области с меняющейся палеогеографической обстановкой, где преобладают преимущественно трансгрессивные тенденции.

Еще большие трудности возникают при составлении второго среза, буквально насыщенного тремя почти равнозначными вулканогеогенными формациями позднего мела, палеогена и неогена. После длительного затишья, охватившего весь ранний мел, вулканическая активность в позднем мелу проявилась особенно интенсивно в пределах Закавказского срединного массива. В области относительно глубоководного погружения, в зоне зарождающегося Аджаро-Триалетского интрадугового рифта, происходит формирование мощного (>2000 м) комплекса базальт-андезит-базальт-андезитовых пород с преобладанием его средних членов. Наиболее основные разновидности — оливиновые базальты в ассоциации с роговообманковыми базальтами и андезитами — развиты в зонах глубинных разломов, ограничивающих эту зону от Грузинской и Артвино-Болнисской глыб. На Грузинской глыбе позднемеловая щелочно-натриевая формация представлена дифференцированной серией пикрит—базальт—фонолит. Для Артвино-Болнисской глыбы характерно большое площадное развитие известково-щелочных пород гомодромно-дифференцированной формации базальт—андезит—дацит—риолит. Особенности химизма и пространственного распределения продуктов позднемелового вулканизма во многом определялись здесь строением и глубиной залегания фундамента с мозаично-блоковым строением. В раннем сеномане в блоках с тенденцией погружения происходят излияния пироксен-плагиоклазовых и беспироксеновых лав андезитового, реже базальтового состава. Среди позднесеноманских вулканитов преобладают бескарцевые риолиты и риолит-дациты, в которых фемические составляющие во вкрапленниках почти полностью отсутствуют. В турон-сантоне, в центральной части глыбы, испытавшей воздымание, преобладающими породами являются уже спекшиеся туфы (игнимбриты) риолит-дацитового состава, а также лавы и пирокластолиты роговообманково-биотитовых и авгит-роговообманковых дацитов, риолит-дацитов, риолитов и ортофиров. В погружающихся блоках продолжается формирование вулканитов недифференцированной серии, представленных оливиновыми и авгит-лабрадорowymi базальтами раннего кампана. Позднемеловая толща Артвино-Болнисской

глыбы, слагающая вулкано-тектоническую депрессию, многократно просечена субвулканическими телами и гипабиссальными интрузиями пестрого состава от габбро-диабазов до плагиогранит-порфиров. С гомодромно-дифференцированной формацией генетически связан ряд месторождений барит-медно-полиметаллических руд.

Вулканогенные образования палеогена пространственно тяготеют в основном к унаследованным и наложенным прогибам (структурно-формационным зонам), отличающимся глыбово-блоковым строением и гетерогенностью фундамента. Первые импульсы палеогенового вулканизма в Аджаро-Триалетской зоне фиксируются прослоями базальтовых туфов среди однородных пачек палеоцен-нижнеэоценового флиша. Вулканическая активность достигает апогея в среднем эоцене и на отдельных участках непрерывно продолжается до раннего олигоцена включительно. Преобладают извержения центрального типа, трещинные излияния имеют подчиненное значение, центры их сосредоточены преимущественно вдоль субширотных разломов глубокого заложения. Тут выделены две формации: щелочных базальтоидов—лейцитифиров (1,5—3 км) и трахибазальт—трахиандезит—трахириолитов (до 10 км). С первой генетически связаны залежи бентонитовых глин, со второй — ряд медно-полиметаллических месторождений. В позднем эоцене вулканизм в восточной, Триалетской, части зоны полностью затухает, но на ее юго-западной периферии продолжается формирование вулканогенно-осадочной толщи, состоящей из высококальциевых шшонитовых пород и известково-щелочных андезитов. Преобладают породы среднего состава. В комплексе содержатся также отдельные участки с наземными шлаками и агглютинатами, пачки туфоконгломератов, обильный растительный детритус, что, несомненно, свидетельствует об обмелении позднеэоценового моря.

На территории Грузии в продолжение позднего миоцена — раннего плиоцена в водоемах типа запрудных озер Артвино-Болнисской глыбы происходили извержения центрального типа, приведшие к накоплению маломощного (≈500—600 м) комплекса вулканогенно-осадочных пород базальт-андезит-дацит-риолитовой формации с преобладанием промежуточных членов дифференцированного ряда. В дальнейшем уже в позднем плиоцене—плейстоцене тут начинает функционировать субмеридиональная система вулканов, поставляющая на поверхность эффузивный материал преимущественно среднего и основного состава. Позднемиоценово-раннеплиоценовая формация локально развита и на Грузинской глыбе, где она в основном представлена эффузивами несколько повышенной щелочности базальт—андезито-базальтового состава. В области Аджаро-Триалетии вулканы имеют ограниченное распространение, встречаясь лишь в районе курорта Боржоми (андезитовые лавы и пирокластиты). В пределах же Южного склона Большого Кавказа синхронные вулканические образования уничтожены эрозией или погребены под молодыми лавами. В Грузии продукты неогенового вулканизма используются главным образом в строительных целях. Нередко с ними пространственно ассоциируют диатомитовые и бентонитовые месторождения, а также отдельные проявления халцедон-опаловой минерализации.

В заключение следует указать, что проведенный палеовулкано-логический анализ дает возможность более четко обозначить пространственно-генетическую связь между определенными группами вулканогенных формаций и залежами некоторых типов рудных и нерудных полезных ископаемых на территории Грузии. В общем случае интенсивность рудообразования и вулканизма соизмерима — наиболее значительные месторождения и рудопроявления возникают в периоды максимального проявления вулканизма.

УДК 551.73+551.21+552.3

*И. В. Гордиенко*

## ОБЗОРНЫЕ ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИЕ КАРТЫ СРЕДНЕГО И ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЗОЯ ЗАБАЙКАЛЬЯ

В истории геологического развития Забайкалья в среднем ( $S_2$ ,  $D$ ,  $C_1$ ) и верхнем ( $C_{2-3}$ ,  $P$ ,  $T$ ) палеозое еще много неясного и противоречивого. В связи с составлением палеовулкано-логических карт нами были проведены специальные тематические работы, позволившие утверждать, что на территории Прибайкалья и Забайкалья в среднем и верхнем палеозое происходили интенсивные вулканические и вулканоплутонические процессы, которые ранее или совсем не учитывались или учитывались не в столь широком плане. Некоторые исследователи и до сих пор считают, например, Западное Забайкалье областью широкого проявления мезозойского магматизма и соответственно металлогении, хотя в настоящее время для таких выводов нет никаких оснований. На территории Западного Забайкалья ранее были известны субвулканические и гипабиссальные гранитоиды, которые по абсолютному возрасту и относительному положению считались более молодыми, чем широко распространенные здесь нижнепалеозойские интрузии габброидов и гранитоидов. Однако в большинстве случаев такие гранитоиды и вмещающие их осадочно-вулканогенные толщи были отнесены к мезозою без достаточных оснований [Щеглов, 1968; Комаров, 1972; и др.].

В течение последнего десятилетия в результате работ на исследованной территории получены новые данные, свидетельствующие о широком площадном развитии средне- и верхнепалеозойских вулканических и плутонических комплексов пород [Дистанова, 1971; Гордиенко, 1976а, б, 1980; Рейф, 1976; Литвиновский, Занвилевич, 1976; Гордиенко и др., 1978; Амантов и др., 1980; и др.]. Эти данные позволили реконструировать палеовулканическую и палеотектоническую обстановку в среднем и верхнем палеозое Забайкалья и установить некоторые закономерности развития магматизма.

К началу девона на территории Прибайкалья и Забайкалья обособляются две вулканические области: Западно-Забайкальская и Восточно-Забайкальская. Они имели четкие границы и определенную направленность в развитии осадконакопления и магматизма (рис. 1 — см. вкл).

Западно-Забайкальская вулканическая область формировалась в условиях горного континентального рельефа. Она простиралась от краевого шва Сибирской платформы к востоку и юго-востоку до бассейна рек Хилок и Каренги на расстоянии 300—400 км и с юго-запада на северо-восток, от бассейна р. Джиды до среднего течения р. Витим (бассейн рек Калара и Калакана) на расстояние свыше 1000 км. На юго-западе она продолжалась на территорию Северной Монголии и Восточного Саяна, на северо-востоке границы ее не ясны, по-видимому, заканчиваются "слепо"; уже на Алдано-Становом поднятии осадочные и магматические образования этого времени не фиксируются.

В пределах вулканической области активно протекали процессы наземного и малоглубинного магматизма, а также формировались аккумулятивные бассейны седиментации межгорного типа. В настоящее время на рассматриваемой территории наземные вулканы трахириолитового и дацит-трахириолитового состава условно девонского возраста сохранились в виде разрозненных вулканических полей и групп на юге Витимского плоскогорья (вулканогенные образования в иташинской свите) и в бассейне р. Джиды (улегчинская вулканогенная толща). Вулканический материал представлен в основном кислыми и средними по составу лавокластическими и пирокластическими, в том числе игнимбритовыми образованиями повышенной щелочности, доставленными на поверхность вулканами центрального типа (Харагуйкинским, Байсынским, Алянгинским, Улегчинским). Вулканические центры концентрируются в пределах крупных вулcano-тектонических депрессий (Еравнинской, Джидинской). На склонах и у подножий девонских вулканов сформированы поля гидротермально измененных вулканических пород, а также красноцветные туфогенно-терригенные отложения мощностью от 500 до 1000 м. Работами последних лет на рассматриваемой территории установлено широкое развитие среднепалеозойских субвулканических и гипабиссальных интрузий гранитоидов, которые в одних случаях являются корнями вулканических построек, в других — представляют более позднюю плутоническую серию пород в единых вулcano-плутонических ассоциациях (дабанского, зазинского, байкальского интрузивных комплексов). При этом объемы гипабиссальных интрузивных магматических тел во много раз превышают объемы продуктов вулканических извержений. Интрузии гранитоидов сложены гранитами, граносиенитами, кварцевыми сиенитами и сиенитами известково-щелочного и щелочного ряда. На границе вулканической области с Сибирской платформой вдоль краевого шва в это время существовала активная ослабленная зона, вдоль которой внедрились тела нефелиновых сиенитов, пуласкинов, псевдолейцитовых сиенитов (тажеранский, сыннырский комплексы) и сформировались красноцветные молассы. В это же время образовалась Верхневитимская зона активизации, в пределах которой возникли интрузии щелочных габроидных и гранитоидных пород (сайженский комплекс).

На северо-западе и юго-востоке вулканической области существовали возвышенные континентальные плато, амагматичные или со

слабым проявлением глубинного магматизма в виде гранитов и ультра-метаморфитов, давших гранито-гнейсовые купола. Эти возвышенные равнины, так же как и горная часть вулканической области, служили поставщиками обломочного материала в аккумулятивные межгорные бассейны седиментации, где накапливались красноцветные и сероцветные конгломерато-песчано-алевролитовые толщи, содержащие перемытый туфогенный материал (багдаринская свита, часть иташинской, хурликская свита и др.).

В пределах Центрального и Восточного Забайкалья, юго-восточнее Чикой-Ингодинского или Монголо-Охотского глубинного разлома в это время формировалась Восточно-Забайкальская вулканическая область. Она была отделена от Западно-Забайкальской обширной областью орогенного воздымания, а на юге и юго-востоке уходила на территорию Монголии и Китая. В это время здесь существовали заливы геосинклинальных морских прогибов (Даурский, Агинский, Нижнеаргунский и др.) с отдельными вулканическими островами и рифовыми постройками, где накапливались мощные силур (?) - девон-карбоновые песчано-алевролитовые и кремнисто-карбонатные отложения и происходили базальтовые подводные излияния (агуцинская, усть-борзинская, ковыктинская и другие свиты). Базальты по составу соответствовали низкокалиевым толеитам окраинных морей.

В целом геодинамическая обстановка в среднем палеозое Забайкалья соответствовала той, которая существовала в конце мезозоя на крайнем востоке Азии (западнотихоокеанский тип). Здесь, также на активной континентальной окраине, в Западном Забайкалье и Прибайкалье, сформировался протяженный Саяно-Забайкальский вулcano-плутонический пояс, подобный Охотско-Чукотскому, а в окраинных морях (Хангайском, Хэнтэйском, Даурском, Агинском и др.) произошли подводные базальтовые излияния. С юго-востока и востока (в современных координатах) окраинные моря отделялись островными дугами от девонских океанов Палеотетис и Палеотихого.

В позднем палеозое (во второй половине карбона и пермтриасе) на территории Забайкалья продолжались активные вулканические и вулcano-плутонические процессы (рис. 2 — см. вкл.).

В результате палеотектонических реконструкций установлено, что на месте южной части Сибирской платформы в пермо-карбоновое время образовалось слабо расчлененное плоскогорье. С юго-востока и юга оно обрамлялось обширной среднегорной страной (возвышенной равниной).

Юго-восточнее этой страны, на территории Западного Забайкалья, существовала протяженная (200×1000 км) вулканическая область мозаичного строения, в пределах которой интенсивно проявились пермо-карбонный и пермский вулканизм и плутонизм. В общей сложности вулcano-тектонические структуры и магматические образования верхнего палеозоя образуют здесь Селенгино-Витимский вулcano-плутонический пояс, протягивающийся из районов Северной Монголии через бассейны нижнего течения рек Джиды, Темник, Чикой в бассейны рек Хилок, Уда, Конда, Витим на расстояние более 1000 км. Этот пояс смещен относительно среднепалеозойского к юго-востоку

и граница его проходит по Чикой-Ингодинскому разлому. Внутри вулканической области существовали участки устойчивого поднятия (Бутулийннурин-Заганское, Амалатское и др.), где отсутствовали вулканические накопления. Поднятия служили поставщиками обломочного материала в межгорные впадины и местом сосредоточения процессов гранитизации и ультраметаморфизма.

Наиболее раннее ( $C_2-P_1$ ) проявление вулканизма наблюдалось по краям вулканической области: в Желтура-Боргой-Кижингинской (гунзанская толща) и Чикой-Ингодинской (ортинкская толща) вулканических зонах. В это время извержения вулканов центрального типа сформировали здесь трахиандезит-трахириолитовую ассоциацию пород. Последующие мощные трещинные трахибазальтовые излияния (мунустайская, унгуркуйская, жиндоконская и другие толщи) охватили всю вулканическую область. В верхней перми после площадного трахибазальтового вулканизма начались интенсивные орогенные поднятия и опускания, сопровождавшиеся активным трахириолитовым и трахит-трахириолитовым вулканизмом (тамирская, алентуйская, цаган-хунтейская толщи и др.) и внедрением субвулканических и гипабиссальных интрузий щелочных и щелочноземельных габброидов и гранитоидов (шарагольский, бичурский, кудунский, куналейский, атхинский, соготинский интрузивные комплексы).

К юго-востоку от вулканической области, на территории Восточного Забайкалья продолжали образовываться морские прогибы, где в среднем, верхнем карбоне и перми накапливались флишеидные песчано-глинистые прибрежно-морские отложения. На отдельных островах и участках суши локально был проявлен андезит-риолитовый вулканизм. Континентальная вулканическая область и морские прогибы были разделены Монголо-Охотским линеamentом и Становой зоной устойчивого поднятия. Последняя в течение длительного времени испытывала только восходящие движения. В ее пределах, а также в Приаргунской зоне орогенного воздымания формировались пермские и пермо-триасовые гранитоиды и гранито-гнейсовые купола. На Даурском своде верхнепалеозойскому гранитообразованию предшествовало накопление эпиконтинентальных мелководных терригенных отложений, которые унаследовали тектонический режим предшествующей среднепалеозойской эпохи.

В глобальном плане верхнепалеозойские (позднегерцинские) тектоно-магматические процессы привели к формированию крупнейшего вулканического пояса Евразии, возникшего по краю Евразийского континента и океана Палеотетис [Моссаковский, 1975]. При его формировании существовала геодинамическая обстановка активной континентальной окраины андийского типа.

В заключение следует отметить, что со средне- и верхнепалеозойскими эпохами тектоно-магматической активизации Прибайкалья и Забайкалья связано образование месторождений молибдена, вольфрама, олова, полиметаллов, бора, флюорита, железа, графита, апатитов, сынныритов, нефелиновых руд и других полезных ископаемых.

## Литература

- Амантов В.А., Богославский И.С., Вербицкая Н.Г. Первая находка вулканитов нижней перми в Западном Забайкалье. — Сов. геология, 1980, N 5, с. 25—30.
- Гордиенко И.В. Пермо-карбонные осадочно-вулканогенные отложения бассейна р. Джиды (Юго-Западное Забайкалье). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976а, N 9, с. 158—162.
- Гордиенко И.В. Средне- и верхнепалеозойский внегеосинклинальный магматизм Саяно-Байкальской горной области. — В кн.: Тектоника Сибири. М.: Наука, 1976б, с. 82—90, т. 7.
- Гордиенко И.В. Состав и возраст тамирской свиты вулканогенных пород Западного Забайкалья. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, N 7, с. 84—91.
- Гордиенко И.В., Андреев Г.В., Кузнецов А.Н. Магматические формации палеозоя Саяно-Байкальской горной области. М.: Наука, 1978. 220 с.
- Дистанова А.Н. К вопросу о возрастном и формационном расчленении палеозойских гранитоидов Юго-Западного Забайкалья. — В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск: Урал. кн. изд-во, 1971, с. 137—147.
- Комаров Ю.В. Мезозойский внегеосинклинальный магматизм Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1972. 156 с.
- Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н. Палеозойский гранитоидный магматизм Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1976. 135 с.
- Моссаковский А.А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии. М.: Наука, 1975. 318 с.
- Рейф Ф.Г. Физико-химические условия формирования крупных гранитоидных масс Восточного Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1976. 88 с.
- Щеглов А.Д. Металлогения областей автономной активизации. Л.: Недра, 1968. 180 с.

УДК 551.21:552.3 (084.3): (575.3)

*Х.С. Таджидинов, А.Б. Дзайнуков, В.М. Стеблова,  
В.Н. Байков, М.Е. Запрометов, В.В. Нарижнев*

### ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИЕ КАРТЫ ТАДЖИКИСТАНА

По геолого-геоморфологическим особенностям территория Таджикистана подразделяется на Северный и Центральный Таджикистан, Таджикскую депрессию, Северный и Южный Памир. Северный Таджикистан является частью складчатой области Среднего Тянь-Шаня, Центральный Таджикистан — Южного Тянь-Шаня, Северный Памир — Куньлуньской, а Южный Памир — Каракорумской складчатых областей. Первые три структуры относятся к герцинским складчатым сооружениям, последняя — к киммерийско-альпийскому.

Осадочные и вулканогенно-осадочные образования Таджикистана по их парагенетическим связям, соотношению пород в разрезе, структурным взаимоотношениям в целом укладываются в предлагаемые пять возрастных интервалов. Последние по своему объему, совокупности слагающих пород, их составу, фациям совпадают с выделяемыми в этом регионе структурными этажами. Образование пород каждого этажа, как и палеовулканического среза, связывается с отдельными геотектоническими этапами (стадиями).

Палеовулканиологический анализ Северного Таджикистана (Карамазар) позволяет выделить возрастные срезы O—S—D—C и C—P—T. Породы первого палеовулканического среза — это преимущественно терригенные отложения (свыше 4000 м) с редкими прослоями натрие-

вых метабазальтов, образованных в миогеосинклинальном прогибе. В позднем силуре образуются единичные мелкие массивы диоритов, гранодиоритов, плагиогранитов, лейкогранитов и адаметлитов. В  $D_1$  в прибрежно-морских и континентальных условиях формировались вулканиты андезито-базальтовой (до 100 м) и андезит-дацит-риолитовой (существенно эксплозивные толщи, мощностью до 2000 м) формаций. Коэффициент вулканогенности 70%,  $\epsilon = 40-80\%$ . В  $D_2^2 - C_1^3$  в Карамазаре в условиях отраженного прогибания на границе с Южно-Тяньшаньской геосинклиналью образовались терригенно-карбонатные (до 2500 м) толщи с вулканомиктовым материалом в верхней части. В серпуховское время была образована горсто-грабеновая структура с проявлением андезито-базальтового вулканизма в ограниченных субширотных грабенах.

Следующий палеовулканический срез ( $C_2 - P - T$ ) отличается присутствием пород, образованных в орогенную и позднеорогенную стадии развития региона с проявлением преимущественно субазрального вулканизма.

Вулканические извержения орогенной стадии контролировались преимущественно продольными разломами. Аппараты центрального типа появились в позднеорогенную стадию, после формирования достаточно мощной (более 2000 м) вулканогенной толщи. Вулканиты ранних стадий орогенного этапа ( $C_2 - C_3$ ) накапливались в относительно узких продольных компенсационных грабен-синклиналях, затем ( $C_3 - P_2$ ) по ним развились более обширные вулcano-тектонические мульды проседания. Вулканизм в  $C_2 - C_3$  начался с эксплозий кислой риодацитовой магмы, позже сменился излияниями андезитовых и андезит-дацитовых лав и затем вновь происходили обширные и длительные эксплозии кислой магмы. В результате в районе сформировалась мощная верхнепалеозойская ( $C_1^3 - P$ ) вулканогенная толща, в которой снизу вверх выделяются формации: андезито-базальтовая ( $C_1^3$ ), относительно слабо дифференцированная андезит-риодацитовая ( $C_2$ ), риодацитовая ( $C_2 - C_3$ ), андезит-дацит-трахириолитовая ( $C_3$ ), трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовая ( $C - P_1$ ) и трахириолитовая ( $P$ ) формации. Вулканиты в разрезе переслаиваются с осадочно-терригенными отложениями. Преобладают эксплозивные фации, коэффициент эксплозивности к концу верхнепалеозойского магматизма возрастает от 60 до 90%. Вулканизму сопутствует комагматический субвулканический и гипабиссальный магматизм.

Для магматических формаций в целом характерна миграция в пространстве фронта интенсивных вулканических процессов с запада на восток. В восточной части площади преобладают вулканические сооружения центрального типа, формирующие крупные вулcano-тектонические мульды проседания. Верхнепалеозойский магматизм в регионе завершается внедрением серии верхнепермских базальтоидных даек (эссексит-диабазы, эссекситы, лампрофиры).

Таким образом, в регионе сформировался сложный мегахронный вулcano-плутонический пояс. В вулcano-тектонических сооружениях пояса в верхней перми размещаются промышленные рудные формации: скарново-полиметаллическая, скарново-редкометалльная, кварцево-

золоторудная, приповерхностная полиметаллически-серебряная, кварцево-флюоритовая, сульфидно-флюоритовая и др. Месторождения скарновых формаций сосредоточены на площадях выходов нижнегерцинского квазиplatformенного терригенно-карбонатного и каледонских субгеосинклинального и орогенного структурных ярусов фундамента, нередко они приурочены к межформационным срывам фундамента и вулканогенного чехла. Полиметаллически-серебряная формация размещается в краевых частях вулканотектонических депрессий, осложненных сериями разрывных нарушений. Наряду с тектоническим намечается литологический контроль оруденения высокопористыми вулканокластическими фациями трахириолитов  $S_3-R_1$ . Другие формации преимущественно жильные и размещаются на всей площади развития верхнепалеозойских магматитов. Они обычно приурочены к зонам разрывных нарушений, часто синвулканических периферийных, надочаговых, внутрикальдерных или внутридипрессионных.

В Центральном Таджикистане и Северном Памире вулканогенные образования венд-ордовикского среза развиты незначительно вдоль границ будущих герцинских складчатых областей. Они образовывались в зонах миогеосинклинального типа с преимущественно терригенным осадконакоплением. Вулканы занимают 5—30% объема формаций и представлены эффузивами различного состава (от дацитов до базальтов, в меньшей степени трахиандезитов, трахибазальтов). Наиболее развиты они в зонах намечающихся косых по отношению к общему простиранию структур разломов. Причем для каждого из них характерно преимущественное развитие вулканических базальтового, трахиандезит-трахибазальтового, либо андезит-дацитового состава. Вулканогенные породы венда—ордовика могут быть отнесены к формациям натриевых базальтов, дацит-андезитовой и базальт-трахитовой.

Ордовикский-девонский (каледонский) период развития Центрального Таджикистана и Северного Памира для подавляющей части территории был субplatformенным амагматичным. Только в северной периферийной части региона, на границе с Карамазаром и, вероятно, в связи с развитием последнего вулканизм незначительно проявлен (до 10% эффузивов в вулканогенно-осадочных формациях) в силуре (андезиты, базальты, трахибазальты) и девоне (андезиты, дациты).

Вулканогенные образования  $S-T$  среза, соответствующие герцинскому циклу развития в пределах Центрального Таджикистана и Северного Памира, развиты наиболее широко и интенсивно. Они формировались в условиях развивающихся геосинклиналей рифтового типа, заложенных при расколе и растяжении континентальной коры, причем в районах с предшествовавшим субplatformенным режимом. На ранних стадиях образования этих геосинклиналей в трогах рифтов последовательно формировались вулканогенные формации недифференцированных натриевых базальтов, андезит—базальтовая, дацит-андезитовая. И для Центрального Таджикистана, и для Северного Памира в рифтовых зонах трещинные излияния недифференцирован-

ных базальтовых магм сменялись эксплозивными извержениями все более дифференцированных и более кислых по составу магм. В краевых частях жесткой рамы рифтов синхронно с указанными формациями — производными базальтоидных магм, развивались вулканогенные формации — производные палингенных кислых коровых магм. Характер извержений, как и в рифте, менялся от спокойных трещинных излияний к высоко эксплозивным извержениям центрального типа, но в пределах рамы рифтов было характерно антидромное развитие вулканизма с образованием формаций калиево-натриевых риолитов, а затем дацит-андезитового состава. На значительном удалении от трогов геосинклиналей рифтового типа в условиях, близких к миогеосинклинальным, в приразломных зонах незначительно проявлен каменноугольный дацит-андезитовый вулканизм. В отличие от вулканизма ранних стадий развития геосинклиналей (С), в общих чертах идентичного для Центрального Таджикистана и Северного Памира, раннеорогенный, орогенный (Р—Т) вулканизм этих областей разнороден. В Центральном Таджикистане в рифтовой зоне он представлен широко распространенными субщелочными эффузивами дацит-риолитовой формации, а в более жестких блоках — формацией фонолитов и трахитов. На Северном Памире в Т был сформирован протяженный мощный пояс вулканитов андезитовой формации. Отличия вулканизма геосинклинального (более широкое развитие дацит-андезитовых пород, более пестрый и в целом несколько более кислый и более калиевый средневзвешенный состав вулканитов Центрального Таджикистана) и особенно орогенного вулканизма рассматриваемых областей объясняется, с нашей точки зрения, меньшей степенью деструкции кристаллического основания Южно-Гиссарской зоны Центрального Таджикистана, меньшими ее параметрами и большей дифференцированностью по блокам.

Активизация ранее стабилизировавшегося региона Центрального Таджикистана в Т сопровождалась проявлениями незначительного по масштабам, но развитого повсеместно щелочно-базальтоидного магматизма.

С раннегеосинклинальными вулканогенными образованиями сопряжено оруденение колчеданного типа: серно- и медноколчеданное с формациями Na-базальтов, медноколчеданное — с дацит-андезитовой, и колчеданно-полиметаллическое — с формацией K—Na-риолитов. С вулканитами и субвулканическими породами раннеорогенного и орогенного этапов в Центральном Таджикистане связаны проявления полиметаллического, Cu—Mo оруденения, а на Северном Памире — меднопорфинового.

Южный Памир по времени складчатости, завершающей геосинклинальное развитие, относится к мезозой-раннекайнозойской ( $T_3$ — $P_1$ ) складчатой системе. В его пределах в  $C_3$ — $P_1$  по особенностям геологической истории выделяются зоны Центрального Памира, Юго-Восточного Памира и Рушанско-Пшартский вулканический пояс.

Вулканогенные образования V—Є—O-стратиграфического среза отмечаются только на территории Центрального Памира в составе ишийской свиты кембрия. Вулканиты отвечают субщелочной Na-

риолит-базальтовой формации. Совокупность вулканогенно-осадочных пород, их состав, фации, последовательность в разрезе, в пределах возрастного среза указывают на миогеосинклинальный режим развития Центрального Памира, расположенного между Северо-Памирской областью субплатформенного развития и Южным Памиром — областью континентального развития (срединным массивом).

Породы (O—S—D—C<sub>1</sub>)-стратиграфического среза отмечаются также только в зоне ЦП и без существенного перерыва в осадконакоплении продолжают предыдущий. Вулканогенные породы встречаются в составе джаамбай-кукуртской серии (O—S) и отвечают натровой субщелочной риолит-базальтовой формации и сарезской свите условно C<sub>1</sub> возраста, в составе которой отмечаются маломощные прослои вулканитов натровой риолит-базальтовой формации. По геодинамическим условиям образование пород рассматриваемого среза связывается с миогеосинклинальным режимом.

Геологическое развитие в C<sub>3</sub>—P—T-время наиболее четко подчеркивает латеральное различие зон Южного Памира. Именно в это время по особенностям осадконакопления и вулканизма обособляются Центрально-Памирская, Рушанско-Пшартская, Юго-Восточно-Памирская зоны. Первая зона развивается в указанный отрезок времени в парагеосинклинальном режиме, характеризуясь пестротой фаций, малыми мощностями, сменой малоглубинного морского режима континентальным, особенностями состава вулканитов. Последние две зоны отмечаются в составе калакташской свиты, представлены субщелочными натровыми дацитами. В Рушанско-Пшартском вулканическом поясе это время (преимущественно P—T) характеризуется образованием достаточно мощных карбонатно-вулканогенных, терригенно-вулканогенных толщ с преобладанием в них вулканитов — пикрит-базальтов, меланократовых субщелочных базальтов (Западно-Пшартская, Караджилгинская, Гумбезкольская, Восточно-Пшартская серии P—T). Специфичный тип вулканизма, особенности осадконакопления позволяют отнести Рушанско-Пшартскую структуру к вулканическому поясу с рифогенным характером развития. В Юго-Восточном Памире образованы вулканиты, отвечающие Na-мелано-базальтам, пикрит-базальтам (базардаринская серия, шиндйская, тахтабулакская, чатырташская свиты C<sub>3</sub>—P возраста).

Следующий возрастной интервал — J—K—P<sub>1</sub> характеризуется проявлением орогенного этапа развития на Южном Памире. С этим временем связано образование пород, относимых к Na—K-базальт-андезит-дацит-риолитовой формации (бартангской серии, K<sub>1-2</sub>), субщелочной натровой — в основных разностях пород и преимущественно калиевой известково-щелочной — в кислых, а также андезит-дацит-риолитовой (селангурская серия, J<sub>3</sub>—K<sub>1</sub>). С описываемыми вулканитами пространственно и структурно сопряжены выходы малоглубинных интрузивных массивов, составляющие в целом вулканоплутонические ассоциации. Определяющим для описываемого интервала времени является гранитоидный магматизм.

Последний вулканологический срез — P<sub>3</sub>—N представляется сложным по развитию, что отражается в продуктах вулканизма. Субплат-

форменный этап —  $P_3$  — представлен формацией Na-щелочных (суб-щелочных) оливиновых базальтоидов (пшартская серия,  $P_3$ ). Этап автономной активизации ( $N-Q_1$ ), непосредственно следующий за предыдущим, представлен калиевыми щелочными базальтоидами (дункальдыкский комплекс,  $N$ ) и калиевыми щелочными риолитами (караджилгинский комплекс,  $N$ ).

В палеотектонических структурах, сложенных вулканическими, вулканогенно-осадочными образованиями и вулканоплутонической ассоциацией, выделяются вулканогенная титаномагнетитовая формация, медноколчеданная и меднопорфировая (медно-молибденовая) с Au, W, Ag, Pb, Zn, Cu.

В новейшее время ( $N-Q$ ) территория Таджикистана испытывает эпиплатформенное орогенное развитие, охватившее огромные территории Высокой Азии (Гималаи, Гиндукуш, Памир, Куэнь-Лунь, Каракорум, Тянь-Шань) и выразившееся в складчато-глыбовых движениях.

Анализ палеовулканологических карт по возрастным срезам приводит к ряду заключений. На территории Таджикистана вулканогенные образования имеют возраст (в рассматриваемых для карт возрастных интервалах) от венда до неогена включительно. Образование их обусловлено различными по характеру и длительности геотектоническими процессами. Намечается миграция последних в пространстве как внутри выделенных структур (разнонаправлено от жестких кристаллических массивов в наиболее ранние этапы), так и в целом с севера на юг — от герцинид к мезозоидам. В этом же направлении обозначается и некоторое увеличение длительности соответствующих этапов геотектонических процессов (геосинклинальных, орогенных). Наиболее значительные процессы вулканизма с образованием вулканитов, различных по составу, фациям, формационной принадлежности, отмечаются в каменноугольное время, в меньшей степени — в меловой период. Таким образом, для каждой структуры выделяется наиболее активное проявление вулканизма в определенное время — в герцинидах — в каменноугольное, меловое — в мезозоидах (Южный Памир). Во всех случаях намечаются различия в составе вулканитов, их формаций по латерали и во времени, что связано с особенностями геотектонической обстановки и зональным строением региона. Различия состава вулканитов проявляются в их щелочности и титанистости: менее щелочные и титанистые отмечаются в герцинидах, более щелочные (и более калиевые) и титанистые — в мезозоидах, в Южном Памире. Последний выделяется в своеобразную щелочную и высокотитановую провинцию.

В рассматриваемом регионе обособляются вулканогенные и вулканогенно-осадочные парагенезы, связанные с геосинклинальным (миогеосинклинальным и рифтогенным), парагеосинклинальным, орогенным, эпирогенным этапами развития. Несколько особое положение занимают вулканиты щелочного основного — ультраосновного состава, образующиеся в приразломных поясах в периоды ранних расколов раннепротерозойского кристаллического основания. Наиболее значительные процессы вулканизма отмечаются для венда—кем-

брия, ордовика—силура, карбона, мела, палеогена—неогена. В соответствии с геотектоническим развитием региона выделяются группы формаций. Наиболее древняя группа представлена вулканитами субщелочных и щелочных Na-базитов, ультрабазитов, образованных вдоль расколов древних (протерозойских) кристаллических массивов складчатого основания. С миогеосинклинальным режимом связаны терригенно-вулканогенные толщи с субщелочными Na-андезито-базальтами, андезитами, в меньшей степени — риолитами. Рифтогенный режим (эвгеосинклинального характера) отличается проявлением мощного вулканизма с образованием натриевых базальтов, андезитов, дацитов, сменяющихся по латерали контрастной базальт-риолитовой и риолитовой группами формаций. Парагеосинклинальная группа формаций представлена терригенно-вулканогенными образованиями с вулканитами андезито-базальтового, андезитового состава. Орогенная группа формаций характеризуется тесной связью с плутонитами и представлена последовательно дифференцированным рядом базальт—риолит (андезит—риолит) в пределах вулcano-тектонических структур. Эпиорогенная группа формаций (консолидированных и активизированных структур) представлена щелочными Na- и K-базальтоидами и риолитоидами.

УДК [550.814: (551.243:552.312:553.078)] (477)

*С.С. Быстревская, Н.Н. Шаталов*

## ИСПОЛЬЗОВАНИЕ АЭРОКОСМИЧЕСКИХ МАТЕРИАЛОВ ПРИ РЕГИОНАЛЬНЫХ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЯХ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОМ АНАЛИЗЕ В ПРЕДЕЛАХ ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ (НА ПРИМЕРЕ ВОСТОЧНОГО ПРИАЗОВЬЯ)

Высокая эффективность использования материалов сверхдальних дистанционных съемок при вулcano-тектонических реконструкциях доказана для различных геологических регионов. Особенно это относится к вулcano-тектоническим реконструкциям в областях проявления новейшего вулканизма, где космические снимки (КС) позволяют выявлять разломы и различные вулканические структуры. Здесь на космических фотоизображениях различного уровня генерализации с достаточной детальностью выделяются вулканические кратеры, конусы, кальдеры, разновозрастные лавовые потоки и контролируемые их тектонические элементы [Фаворская и др., 1979].

В настоящей работе мы попытаемся показать, что КС, обладающие высокой генерализацией фотоизображения, большой обзорностью, "рентгеноскопичностью" и другими ценными специфическими свойствами, можно использовать также для палеотектонических и металлогенических построений, установления структурного контроля магматизма и связанного с ним оруденения в пределах древних геологических комплексов. Палеовулканические структуры в пределах

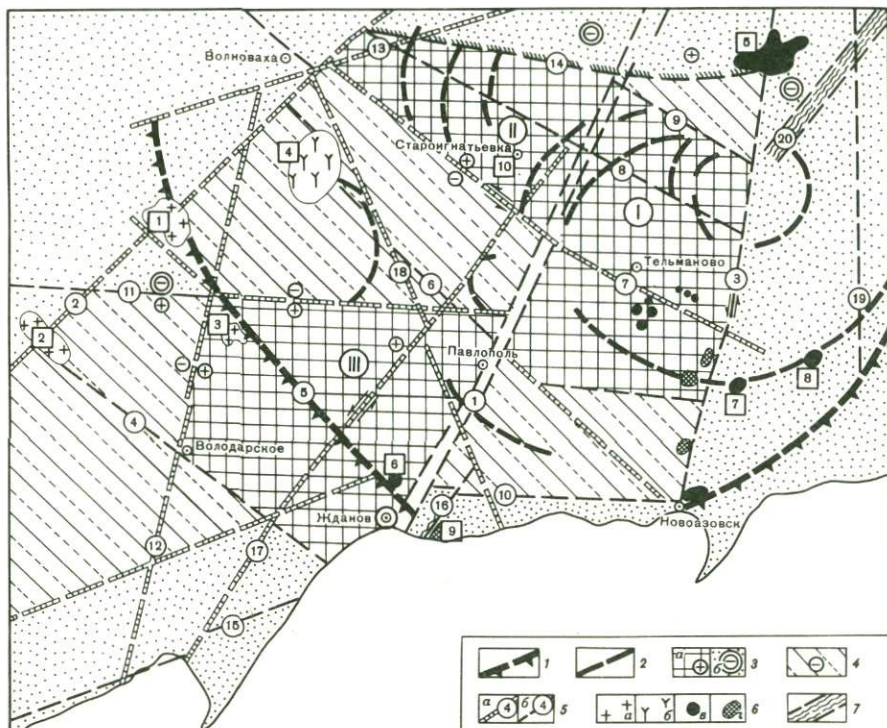
древних платформ устанавливаются при наземных геологических исследованиях с большим трудом. Геолого-структурное дешифрирование исходных КС (и особенно КС, преобразованных на ЭВМ для повышения их геологической информативности), позволяет выявлять крупные тектонические элементы региона, тектоно-магматические узлы, а в комплексе с геолого-геофизическими методами — реконструировать вулкано-тектонические структуры.

Наши исследования проводились в пределах Приазовского протоплатформенного мегаблока Украинского щита. Изучались КС высокого уровня генерализации, полученные с ИСЗ серии "Метеор-Природа", "Ландсат", с ПОС "Салют-4", "Салют-6", а также радиолокационные и высотные аэроснимки. На этих дистанционных материалах в пределах Восточного Приазовья отчетливо дешифрируется крупная (до 90 км в диаметре) изометричная кольцевая положительная морфоструктура, соответствующая горсто-сводовому поднятию докембрийского фундамента (см. рисунок). Внешнее, юго-западное ограничение структуры пространственно совпадает с Малоянисольской и Мануильской разломными тектоническими зонами, отделяющими ее от восточного крыла Мангушского синклиория. Юго-восточный контур сводовой мегаструктуры подчеркнут системой долин рек Миус и Крынка, а также Таганрогским заливом, составляющими в плане дугу, конформную структуре. Северная часть структуры "срезана" Южно-Донецкой зоной глубинных разломов и погребена под осадочно-вулканогенными образованиями складчатого Донбасса.

Установленное по КС и геолого-геофизическим данным сложное концентрически-кольцевое строение мегаструктуры подчеркивается дугообразным изменением простираения докембрийских гнейсо-мигматитовых пород центральноприазовской серии, развитых на ее периферии и относимых к раннему протерозою.

Оптико-электронная обработка многозональных КС на компьютере ИСИ-150 с интерпретацией геолого-геофизических материалов и наземными наблюдениями позволила составить представление о внутреннем строении этой фрагментарно сохранившейся крупной мегасводовой структуры фундамента. Она состоит из нескольких концентров, распознаваемых по системе кольцевых и полукольцевых разломов (см. рисунок). На современном уровне эрозионного среза кристаллического фундамента последние в большинстве своем отвечают определенным ландшафтно-геоморфологическим объектам, определяют площади распространения пород восточноприазовского комплекса, слагающих Кальмиус-Еланчикский массив и тяготеющих к центральной, наиболее приподнятой части мегаструктуры, подчеркивают овально-кольцевую форму и структурную взаимосвязанность граносиенитовых массивов друг с другом. Концентрически-кольцевому строению сводового поднятия в центре мегаструктуры, детально описанному ранее под названием Тельмановского купола, четко соответствует зональность магнитного и гравитационного полей [Коньков, 1968; Быстревская и др., 1980].

Совместный анализ КС и геолого-геофизических материалов показывает, что Восточно-Приазовская мегаструктура сформировалась



### Восточно-Приазовская мегакольцевая структура

1 — дешифрируемый на космических снимках (КС) контур глубинной мегасводовой структуры фундамента Приазовского блока Украинского щита; 2 — кольцевые и дугообразные разломы внутри мегаструктуры; 3 — тектонические блоки в пределах мегаструктуры: а — приподнятые (римские цифры в кружках: I — Тельмановский, II — Староигнатьевский, III — Ждановский), б — погруженные; 4 — тектонические блоки, занимающие между указанными промежуточное положение; 5 — тектонические нарушения или их фрагменты, выделенные впервые по данным дешифрирования КС (а), а также зоны региональных разломов, установленные геолого-геофизическими методами (б) (арабские цифры в кружках): 1 — Кальмиусская зона, 2 — Екатериновская, 3 — Грузско-Еланчикская, 4 — Каменно-могильская, 5 — Малоянисольская, 6 — Октябрьская, 7 — Тельмановская, 8 — Антон-Гарамская, 9 — Кузнецово-Михайловская, 10 — Южно-Приазовская, 11 — Конкско-Зачатьевская, 12 — Володарская, 13 — Волновахская, 14 — Южно-Донецкая, 15 — Бердянско-Мариупольская, 16 — Восточно-Ждановская, 17 — Западно-Ждановская, 18 — Донская, 19 — Мокро-Еланчикская, 20 — Амвросиевская; б — массивы гранитов каменномогильского типа (а) и массивы щелочно-ультраосновных пород позднпротерозойского возраста (б), штокообразные тела ультраосновных пород палеозойского этапа тектоно-магматической активизации мегаструктуры (е), то же, пород среднего состава: андезитов, андезитовых порфиритов (з). На схеме все массивы обозначены арабскими цифрами в квадратиках: 1 — Екатериновский, 2 — Каменномогильский, 3 — Новоаянисольский, 4 — Октябрьский, 5 — Покрово-Киреевский, 6 — Ждановский, 7 — Хомутовский, 8 — Малокомаровский и другие тела ультрабазитов, 9 — Сопинский, 10 — Староигнатьевский и другие тела андезитов; 7 — дайки лампрофиров мезозойского возраста, приуроченные к Амвросиевской и Восточно-Ждановской зонам разломов

в процессе длительной многоэтапной тектоно-магматической эволюции региона. Имеющиеся к настоящему времени сведения о геологической природе выявленной кольцевой структуры позволяют отнести ее к структурам первичной делимости литосферы. Дешифрируемые на КС некоторые элементы структуры могут являться отражением дуговых и оvoidно-кольцевых тектонически активных зон, заложенных еще в архее в гипербазитовой протокоре. В условиях сравнительно

тонкой, нестабильной коры в нуклеарную стадию развития базитового фундамента Восточно-Приазовская мегаструктура, по-видимому, представляла собой вулкано-тектоническую депрессию, заполнявшуюся продуктами мощных излияний лав базитового состава, а также хемогенными и обломочными породами. Надо полагать, что в конце нуклеарной стадии, в период древнейшей консолидации региона и были сформированы в ее пределах архейские гранито-гнейсовые куполовидные структуры, от которых в настоящее время сохранились лишь фрагменты. Останцы архейских гнейсо-мигматитовых и ультрабазитовых пород в виде двух дугообразных цепочек, отстоящих одна от другой на расстоянии 10—15 км, закартированы по периферии Тельмановского купола [Коньков, 1968]. Сравнительно мелкие куполовидные поднятия встречаются южнее Октябрьского массива, а также по р. Восточный Кальчик у сел Лидино—Алексеевка. В конце архея и в раннем протерозое Восточно-Приазовская мегаструктура в качестве относительно жесткой и приподнятой глыбы (типы срединного массива) участвовала в формировании докембрийских гнейсо-мигматитовых пород центральноприазовской серии. Со складчатыми процессами этого периода, вероятно, связано образование нескольких разобщенных в пространстве массивов анадольских гранитов, развитых в междуречье Кальчик и Кальмиус.

В результате дальнейшей эволюции структура стала областью разуплотнения материала базитовой протокры, в связи с чем она превратилась в очаг гранитообразования и крупного магматического диапиризма, проявившегося в протерозойское время в условиях восходящих тектонических движений. По данным глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) и метода обменных преломленных (проходящих) сейсмических волн от естественных землетрясений (МОВЗ) в пределах Восточно-Приазовского протоплатформенного блока с угленной (36—40 км) земной коры зафиксирована транскоровая акустическая аномалия, уходящая в мантию до глубины 100—120 км и интерпретируемая как гигантская лополитообразная интрузия в докембрийском фундаменте [Оронецкий, 1981]. По-видимому с глубинным магматическим диапиризмом, проявившимся в регионе, аномальном с точки зрения глубинных неоднородностей земной коры, и необходимо связывать широкое развитие в пределах мегаструктуры плутонов докембрийских магматических пород восточноприазовского комплекса и другие магматические образования более молодого возраста. Этот магматизм — отличительная особенность Восточно-Приазовского блока Украинского щита.

В платформенный этап развития региона, в условиях жесткого и консолидированного кристаллического фундамента, в пределах мегаструктуры сформировался также Октябрьский щелочной массив, а на ее ограничении — Екатерининский и Новоянисольский гранитоидные массивы позднепротерозойского возраста, дешифрируемые на КС в структурных узлах.

В раннепротерозойское время, по-видимому, была заложена Кальмиусская трансрегиональная зона глубинных разломов северо-восточ-

ного простираения шириной около 7—8 км, которая трассируется на КС далеко за пределы щита. В Восточном Приазовье к ней приурочена меандрирующая долина р. Кальмиус. Вероятно, в это же время было заложено несколько сопряженных (по отношению к Кальмиусской) крупных тектонических зон северо-западного простираения.

Тектоно-магматическая активизация (ТМА) Восточно-Приазовской кольцевой структуры в позднем протерозое проявлена наличием дайковых магматических пород основного, кислого и щелочного состава, контролируемых зонами разломов северо-западного простираения и сформировавшихся после внедрения массивов граносиенитового комплекса. Если даже только часть даек является корнями подводных каналов вулканов, то и тогда изучение дайковых образований может значительно расширить наши знания о древнем вулканизме региона. Нами изучено пять дайковых поясов, приуроченных к северо-западной системе левосторонних сбросо-сдвигов, — Каменномогильский, Малоянисольский, Павлополь-Октябрьский, Антон-Тарамский и Кузнецово-Михайловский (см. на рисунке арабские цифры 4—6, 8, 9 в кружках). Индикатором Тельмановской зоны (цифра 7 в кружке) разломов является мощная (до 50 м) дайка диабазов позднепротерозойского возраста (1125 млн. лет), картируемая на значительном протяжении. Дайковые пояса различаются между собой по степени насыщенности дайками, преобладающим направлениям их простираения, составу, возрасту даек и др. Позднепротерозойские дайки пространственно тяготеют к юго-западному ограничению описываемой мегаструктуры и развиты преимущественно в Каменномогильском (кварцевые порфиры, гранит-порфиры, диабазы), Малоянисольском (кварцевые порфиры, диабазы, диабазовые порфириты, лампрофиры) и Павлополь-Октябрьском (лампрофиры, диабазы, щелочные сиениты) поясах.

В палеозойское время в зоне сочленения Донбасса с Приазовским кристаллическим массивом и в краевой части последнего активизировались тектоно-магматические процессы, отразившиеся и на исследуемой территории. Активизация Южно-Донецкого, Волновахского, Грузско-Еланчикского, Кальмиусского и других разломов в пределах Восточно-Приазовской мегаструктуры сопровождалась интенсивной магматической деятельностью с внедрением производных щелочно-ультраосновного (в том числе кимберлитового), основного и кислого магматизма. В  $D_{2-3}$  здесь сформировались мощная эффузивно-вулканокластическая толща антон-тарамской свиты, несогласно залегающая на отложениях николаевской свиты, а местами — непосредственно на кристаллическом основании докембрия, а также большое количество интрузивных магматических образований [Кимберлитовые породы..., 1978].

Палеозойский этап эволюции мегакольцевой структуры связан с формированием в ее пределах значительного количества массивов, штокообразных и дайковых тел ультраосновных, основных, средних, кислых и щелочных пород. Палеозойские дайки характеризуются весьма пестрым петрографическим составом и пространственно тяготеют к зоне сочленения Донбасса с Приазовским бло-

ком и к южному склону последнего. В Антон-Тарамском поясе развиты дайки диабазов, диабазовых порфиритов, конга-диабазов, андезито-базальтов, а в Кузнецово-Михайловском — палеозойские дайки грорудитов, ортофинов и диоритовых порфиритов. В связи с активизацией в палеозое Павлополь-Октябрьского разлома в его пределах сформировались дайки ортофинов, плагиопорфиров и лампрофинов, пространственно тяготеющие к южному склону Приазовского массива. Внедрение даек служит хорошим индикатором наличия зон растяжения в пределах мегасводовой структуры в отдельные этапы ее ТМА. Обилие даек в Восточном Приазовье указывает на значительную роль здесь разрывных нарушений, испытавших в процессе своего развития растяжение значительных размеров. Так, в Антон-Тарамском поясе вкрест его простираются на расстоянии 7 км встречено 50 даек общей мощностью 500 м, а в Павлополь-Октябрьском поясе на расстоянии 15 км закартировано более 100 даек общей мощностью около 450—500 м.

Важной особенностью палеозойского этапа развития Восточно-Приазовской кольцевой структуры является большое количество сравнительно мелких штокообразных тел пироксенитов, перидотитов, габбро-пироксенитов и других пород в ее центральной части, в пределах Тельмановской куполообразной структуры. Они были разбурены Приазовской ГРЭ при проверке положительных магнитных аномалий в междуречье Кальмиуса и Грузского Еланчика. Мегакольцевая структура, кроме того, контролирует размещение более древних довольно крупных массивов ультраосновных пород и андезитов. Например, Ждановский шток гипербазитов, массивы Екатеринбургских и Новоянисольских гранитов, а также Малоянисольский дайковый пояс приурочены к западному тектоническому ограничению описываемой структуры. К системе кольцевых, дугообразных разломов или к узлам пересечения их с разрывными нарушениями других направлений приурочены Покрово-Киреевский, Малокомаровский, Хомутовский, Ждановский и другие массивы ультраосновных пород (см. рисунок), отчетливо отраженные в геофизических полях. С локальными магнитными аномалиями, вытянутыми в виде трех разобщенных цепочек, пространственно совпадают концентрически-дуговые разломы и гравитационные аномалии [Царовский и др., 1978; Быстревская и др., 1980]. На основании изучения вещественного состава и определения радиогенного возраста пироксенитов, варьирующего в пределах 384—390 ± 25 млн. лет, исследователями Приазовья [Царовский и др., 1978] сделан вывод о комагматичности пород Хомутовского, Ждановского и других массивов с породами базит-гипербазитового комплекса Покрово-Киреевского района.

К южному дугообразному ограничению мегакольцевой структуры пространственно тяготеют массивы габбро, монзонитов, андезитов, андезитовых порфиритов, даек диабазов, лампрофинов, ортофинов, плагиопорфиров и других пород. Севернее г. Новоазовска, в узле пересечения кольцевого ограничения мегаструктуры с Грузско-Еланчикской и Южно-Приазовской зонами разломов при проведении в последние годы геологосъемочных работ разбурен так

называемый Широкинский шток монцонитов и габбро палеозойского возраста (скв. 106 и 130) [По:апчук, 1981]. Эти же скважины вскрыли дайки плагиопорфиров, ортофиров, лампрофиров, прорывающие монцониты и габбро. Большое количество штокообразных тел андезитов и андезитовых порфиритов обнаружено на южном фланге Грузско-Еланчикской тектонической зоны (см. рисунок, цифра 3 в кружке). Андезитовые порфириты вскрыты также восточнее г. Жданова (скв. 64), где слагают Сопинское штокообразное тело, имеющее по геофизическим данным продолговатую в плане форму, и ориентированное в северо-восточном направлении [Потапчук, 1981]. Андезитовые порфириты прорывают здесь докембрийскую гнейсо-мигматитовую толщу и перекрываются мощной (до 900 м) толщей верхнетриасовых, меловых, палеогеновых, неогеновых и четвертичных отложений; по геологическим и геохронологическим данным андезитовые порфириты имеют палеозойский возраст (296—310 млн. лет) [Шаталов и др., 19826].

На фоне общего погружения Донецко-Днепровского авлакогена в карбоне и перми, в результате дифференцированных блоковых движений в теле платформы происходило оживление старых и заложение новых магмавыводящих разломов. На многих участках зоны сочленения Донбасса с Приазовьем каменноугольные отложения прорваны магматическими породами двух комплексов: 1) шонкинитами, монцонит-порфирами, трахидолеритами, плагиопорфирами и др. и 2) андезитами, трахиандезитами, трахидациитами и др. Образование первых совпадает с концом ранней перми, что соответствует заальской фазе герцинского орогенеза, а вторых — с концом поздней перми и связано, вероятно, с пфальцской фазой [Кимберлитовые породы..., 1978].

Большая контрастность тектонических движений на юге Донбасса в конце палеозоя обусловила здесь заложение и последующую активизацию разломов мезо-кайнозойского времени, имеющих северо-восточное простирание и отчетливо дешифрируемых на региональных КС как структуры растяжения. В условиях ТМА консолидированной складчатой области, в послескладчатый период развития Донецкого бассейна, вкрест простирания основных донецких складок сформировался миусский дайковый комплекс лампрофиров, прорывающих отложения карбона и характеризующихся изотопным возрастом 160—166 млн. лет [Бутурлинов, 1960; Шаталов и др., 19826]. Дайки имеют северо-восточное (15—30°) простирание, крутые (70—90°) углы падения, прослеживаются рядами или поодиночке на сотни метров. Развиты они преимущественно по рекам Миус и Крынка, где образуют пояс шириной до 20 и длиной более 50 км. Внедрение щелочно-базальтоидных расплавов, давших породы миусского комплекса, очевидно, связано с оживлением глубинных разломов мантийного заложения в раннемезозойский этап ТМА молодой платформы Донбасса. Проявление мезозойского этапа ТМА обнаружено также в пределах южного ограничения Восточно-Приазовской кольцевой структуры, где в поздне триасовый и меловой периоды происходили крупные (до 1 км) блоковые перемещения фундамента и

формирование магматических тел. В прибортовой части Ждановского блока, отделенного Восточно-Ждановской зоной разломов от грабеноподобной структуры, являющейся составной частью Северо-Азовского прогиба, впервые обнаружены лампрофиры мезозойского возраста. Как свидетельствуют геологические данные и радиологические определения возраста ( $195 \pm 5$  млн. лет), внедрение даек лампрофиров относится к предверхнетриасовому времени [Шаталов и др., 1982б].

Восточно-Приазовская кольцевая структура фундамента Украинского щита характеризуется высоким уровнем геодинамической активности и значительной контрастностью современных тектонических движений, в связи с чем она четко отображена на карте современной геодинамики Европейской территории СССР [Лилиенберг, 1982].

Преобразованные на компьютере космические фотоизображения позволяют производить тектоническое районирование территории, выделять тектонические блоки различных порядков, разные по особенностям строения и по уровню эрозионного среза. Использование дистанционных материалов помогает установить форму, пространственное положение, размеры, ранг, кинематический тип и относительные возрастные взаимоотношения зон разломов, определяющих современный "горсто-грабеновый" структурный план территории. В Восточно-Приазовской кольцевой структуре на основании этого было выделено 5 разновозрастных систем разрывных нарушений [Быстревская и др., 1980], создающих характерные геологические структуры решетчатого расположения [Чебаненко, 1977]. Совместный анализ КС и геолого-геофизических данных позволил выделить приподнятые и опущенные блоки фундамента, что важно для палеовулканологических и металлогенических построений. Как видно на рисунке, наиболее приподнятыми блоками являются Тельмановский (I), Староигнатьевский (II) и Ждановский (III). Тельмановский блок описан ранее Г.Т. Собакарем под названием Закальмиусского горста. Наиболее опущенные блоки пространственно тяготеют к краевым частям мегакольцевой структуры. Разграничивающие их разломы — Конкско-Зачатьевский, Восточно-Ждановский, Южно-Приазовский, Грузско-Еланчикский характеризуются вертикальной амплитудой перемещения крыльев порядка 1—1,5 км. Южно-Донецкая тектоническая зона (см. на рисунке цифру 14 в кружке) — это структура типа краевого шва, проникающего в подкоровый субстрат, очевидно, до глубины 100—120 км. Вдоль нее фундамент погрузился на глубину до 20 км, внедрились магматические тела ультраосновного состава [Кимберлитовые породы..., 1978].

Касаясь металлогении Восточного Приазовья в целом и охарактеризованной мегаструктуры, в частности, отметим, что широкое развитие пород граносиенитового комплекса, контролируемых системой дугообразных разломов, предопределило редкоземельно-редкометалльную металлогеническую специализацию региона. При этом является значительная роль мегаструктуры в локализации оруденения. К юго-западному дугообразному ограничению структуры,

пространственно совпадающему с Малоянисольским дайковым поясом, например, приурочены многочисленные рудопроявления и точки минерализации циркона, молибдена, олова, вольфрама, цинка, редких земель, благородных металлов, флюорита, а также месторождение меди [Кравченко и др., 1974; Шаталов и др., 1982а].

Со штокообразными телами габбро, монзонитов, андезитовых порфириров, дайками ортофинов и плагиопорфинов палеозойского возраста, развитых в пределах южного дугообразного ограничения структуры, связана полиметаллическая, флюоритовая и золоторудная минерализация.

В породах и коре выветривания Октябрьского щелочного массива в западной части мегаструктуры выявлены рудопроявления циркония, титана, хрома, никеля и редких металлов.

С дайковыми телами протерозойского и палеозойского возраста, контролируемой системой левосторонних сбросо-сдвигов северо-западного простирания, связана сульфидная, полиметаллическая, редкометалльно-редкоземельная и золоторудная минерализация [Шаталов и др., 1982а]. В узле пересечения Павлополь-Октябрьского дайкового пояса с Кальмиусской зоной разломов, кроме того, обнаружено Петрово-Гнутовское месторождение перизита [Кузьменко, 1946].

Отдешифрированная кольцевая мегаструктура — наиболее вероятное место локализации кимберлитовых пород. С формацией щелочно-ультраосновных — щелочно-базальтоидных пород палеозойского возраста, приуроченных, по нашим данным, к пересечению кольцевых и дугообразных разломов с линеаментами других направлений, связываются определенные перспективы обнаружения в Приазовье кимберлитовых пород. Тела кимберлитов могут быть обнаружены в тектонически ослабленных зонах как в центральной части мегаструктуры, так и на ее периферии. Особенно благоприятны, на наш взгляд, участки пересечения дугообразных разломов с линейными зонами разрывных нарушений северо-восточного простирания. Девонские породы щелочно-ультраосновной — щелочно-базальтоидной формации обогащены также титаном ( $TiO_2$  до 10%), апатитом, редкими металлами и землями [Кимберлитовые породы..., 1978].

Определенный интерес представляют постмагматические и гидротермальные рудопроявления свинца, цинка, ртути, флюорита и благородных металлов, установленные в зоне сочленения Донбасса с Приазовским блоком, т.е. в северной части мегаструктуры. С интенсивной гидротермальной деятельностью, проявившейся в узле пересечения зон глубинных разломов (район с. Покрово-Киреева), связано крупное месторождение флюорита.

С раннемезозойским этапом магматизма в пространстве и во времени совпадают сурьмяно-ртутная, полиметаллическая, флюоритовая и золоторудная минерализация. Очевидно, значительный поисковый интерес в регионе должны представлять вновь выявленные при дешифрировании КС структурные узлы [Быстревская и др., 1980].

Таким образом, на региональных КС под чехлом поверхностных отложений отражается сложное глубинное строение кристаллического фундамента. КС позволяют установить крупные тектонические элементы

территории, обнаружить новые рудоподводящие и рудоконтролирующие структурные узлы; это помогает выявить неизвестные ранее магматические очаги и палеовулканические структуры, раскрыть динамику развития разрывных нарушений, произвести тектоническое районирование и на новой основе подойти к проведению металлогенического анализа.

Использование аэрокосмических материалов при региональных вулкано-тектонических реконструкциях в пределах платформенных областей важно также и для целей сравнительной планетологии, поскольку мегакольцевые структуры рассмотренного типа характеризуют процессы эволюции и преобразования земной коры от так называемой "лунной" стадии развития нашей планеты до настоящего времени.

## Литература

- Бутурлинов Н.В.* Дайковые образования Амвросиевского района. — Тр. Донецк. политехн. ин-та, 1960, т. 50, с. 5—26.
- Быстревская С.С., Шаталов Н.Н.* Глубинная структура земной коры на космических изображениях (на примере Восточного Приазовья). — Исслед. Земли из космоса, 1980, N 5, с. 10—16.
- Кимберлитовые породы Приазовья. М.: Наука, 1978. 320 с.
- Коньков Г.Г.* Геологическое строение и основные черты металлогении восточной части Приазовского массива: Автореф. дис. ... канд г.-м. наук. Ростов н/Д, 1968, 19 с.
- Кравченко Г.Л., Сахацкий И.И.* Перспективы рудоносности Малоянисольской тектонической зоны (Восточное Приазовье). — Геол. журн., 1974, т. 34, вып. 2, с. 93—98.
- Кузьменко В.И.* Петрово-Гнутовское меторождение паразита (УССР). — Сов. геология, 1946, N 12, с. 49—61.
- Лилиенберг Д.А.* Современные тектонические движения, характер их проявления и вопросы картирования: — В кн.: Тез докл. Всесоюз. совещ. "Проблемы неотектоники и современной динамики литосферы". Таллин, 1982, т. 1, с. 50—53.
- Оровецкий Ю.П.* Транскорые акустические аномалии в структуре Украинского щита. — Геофиз. журн., 1981, т. 3, N 2, с. 100—107.
- Потапчук И.С.* Палеозойский этап тектоно-магматической активизации Восточного Приазовья. — В кн.: Актуальные вопросы региональной геологии. Киев: ИГН АН УССР, 1981, с. 14—18.
- Фаворская М.А., Скарятин В.Д., Акимова Е.В.* и др. Анализ космических снимков при тектоно-магматических и металлогенических исследованиях. М.: Наука, 1979. 162 с.
- Царовский И.Д., Зарицкий А.И., Стрекозов Н.Ф.* и др. Новые данные о девонских ультрабазитах в кристаллическом фундаменте Приазовья. — Геол. журн. 1978, т. 38, вып. 4, с. 127—130.
- Чебаненко И.И.* Теоретические аспекты тектонической делимости земной коры. Киев: Наук. думка, 1977. 83 с.
- Шаталов Н.Н., Латыш И.К., Потапчук И.С.* Золотоносность дайковых пород Приазовья. — Докл. УССР. Сер. Б, 1982а, N 6, с. 38—41.
- Шаталов Н.Н., Потапчук И.С., Котловская Ф.И.* и др. Первая находка дайки лампрофиров на Украинском кристаллическом щите. — Докл. АН, 1982б, т. 267, N 4, с. 912—915.

*А. М. Глевасская*

## ОПЫТ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ РЕКОНСТРУКЦИЙ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ СТРОЕНИЯ И РУДОНОСНОСТИ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ ЗАКАРПАТЬЯ

Среди методов геофизических исследований, оказывающих активное влияние на повышение достоверности и объективности геологической информации, одно из ведущих мест в последнее время занимает палеомагнитный метод, основанный на изучении закономерностей, по которым на протяжении геологической истории изменялось магнитное поле Земли.

Объектом палеомагнитных исследований является древняя остаточная намагниченность горной породы, закрепленная в ней благодаря акцессорным ферримагнитным минералам, фиксирующим направление силовых линий и напряженность геомагнитного поля, характерные для эпохи образования намагниченности.

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы благоприятны для получения палеомагнитной информации, так как они содержат достаточно большое количество ферримагнитных минералов (преимущественно титаномагнетитов — промежуточных членов магнетит-ульвошпинелевого ряда твердых растворов), минералогические особенности и субмикроскопические размеры которых способствуют стабильности их намагниченности. Первичная намагниченность образуется почти одновременно с формированием самой породы — при быстрой кристаллизации лав и накоплении пирокластических толщ.

Анализ направлений древней намагниченности и других параметров геомагнитного поля, восстановленных по первичной остаточной намагниченности вулканических пород (эффузивных, экструзивных, пирокластических), а также метасоматитов и некоторых рудных образований широко используется при средне- и крупномасштабном геологическом картировании вулканических структур Закарпатского неогенового прогиба. Разработанный в этом регионе метод палеомагнитного картирования [Михайлова и др., 1973] позволяет путем последовательной корреляции частных палеомагнитных разрезов выделять в толщах разнофациальных вулканитов и вулканогенно-осадочных пород синхронные образования, например палеомагнитные горизонты. Они формируются в условиях прямой или обратной геомагнитной полярности (прямая полярность аналогична современной; обратная — образуется при расположении геомагнитных полюсов, противоположном современному). К синхронным образованиям относят также породы, образовавшиеся во время смены полярности (инверсии) геомагнитного поля и в периоды с возмущенным состоянием поля, близкие к инверсии (рис. 1). Картирование палеомагнитных горизонтов — это объективная основа для оценки возрастных соотношений вулканических комплексов, связанных с развитием различных вулканических и вулканотектонических структур и деятельностью

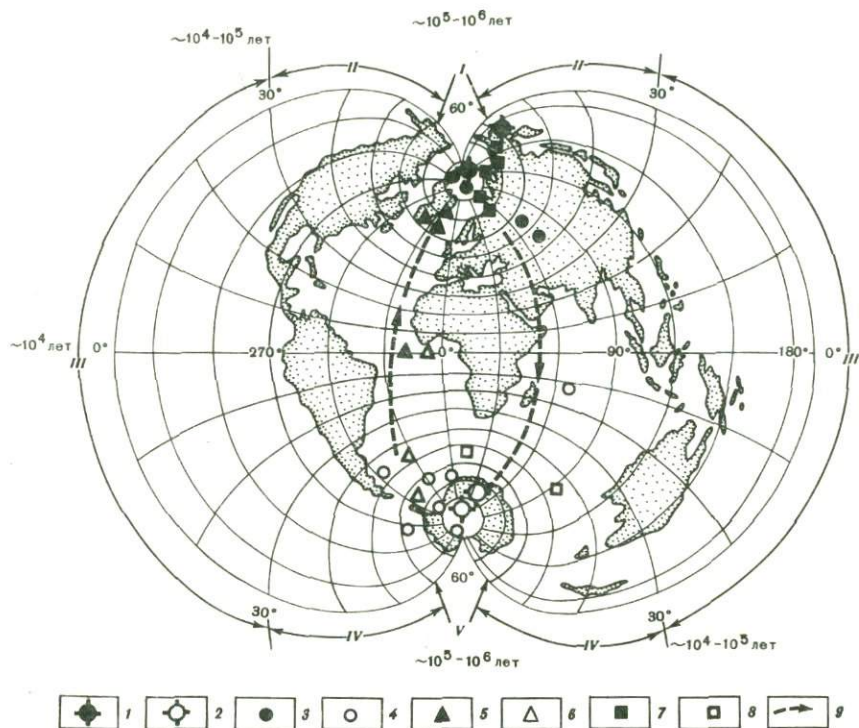


Рис. 1. Положение северного геомагнитного полюса в позднем кайнозое (I–IV) и положение палеомагнитных полюсов для пород различных палеомагнитных горизонтов

I — при устойчивом состоянии поля прямой полярности; II — при возмущенном состоянии поля прямой полярности; III — при инверсии поля; IV — при возмущенном состоянии поля обратной полярности.

Палеомагнитные горизонты: 1, 2 — береговский; 3 — каменецкий и кучавский; 4 — анталовский Ужгородской обратной (R) геомагнитной эпохи; 5, 6 — маковицкий, матековский; 7, 8 — синяковский, обавский, мартынский и бужорский Закарпатской прямой (N) геомагнитной эпохи; 9 — примерная картина двух инверсий геомагнитного поля [Михайлова и др., 1974, с. 223]

разобщенных вулканических центров [Михайлова и др., 1974; Глеваская, 1983]. Соответственно возросла достоверность геологических карт и появилась возможность проследить временную и пространственную последовательность развития вулканизма и активизации разломов различного ранга. Возможности палеомагнитного картирования значительно возросли в результате применения методики изучения полярности и направления древней намагниченности по неориентированным образцам керна [Цыкора, 1976]. Изотопное датирование пород, занимающих достаточно четкое положение в региональном палеомагнитном разрезе, а также поиски индивидуальных особенностей параметров отдельных палеомагнитных горизонтов еще более повысили информативность палеомагнитных данных. Кроме того, накопился значительный опыт по использованию данных о намагниченности и магнитно-минералогической характеристике различных геологических образований для изучения условий образования геологических тел,

дифференциации и глубинности магматических очагов, особенностях эволюции вулканизма [Глевасская, 1983].

С этих позиций рассмотрим современное состояние наших представлений о палеомагнитных особенностях вулканитов Закарпатья, их роли в изучении строения этой вулканической области и решении некоторых проблем рудоносности вулканитов.

Вулканические структуры Закарпатья сформировались в неогене (миоцене и плиоцене) как часть Восточно-Карпатской вулканической дуги, приуроченной к зоне сочленения складчатых Карпат и Паннонского срединного массива (погребенного ныне под осадками Большой Венгерской впадины), и локализованной в виде вулканических гряд общекарпатского (СВ—ЮЗ) простираения в пределах Закарпатского внутреннего прогиба. В современном рельефе морфологически выражены в основном Выгорлат-Гутинская вулканическая гряда и вулканические структуры Береговского холмогорья. Первая представляет собой внешнюю полосу вулканитов, приуроченную к зоне Закарпатского глубинного разлома — области сочленения со складчатыми Карпатами, вторые — один из горст-антиклинальных участков зоны Припаннонского глубинного разлома, разделяющего Закарпатский прогиб и область Паннонского массива с различным структурным планом донеогенового фундамента [Мерлич, Спитковская, 1974]. Детальная палеомагнитная характеристика этих крупных вулканических структур привела к созданию регионального палеомагнитного разреза и карты палеомагнитных горизонтов и к современным представлениям о важных особенностях развития вулканизма в регионе [Глевасская, Михайлова, 1973; Михайлова и др., 1974].

В дальнейшем эти представления были дополнены путем изучения палеомагнитных разрезов Чопской погребенной вулканической гряды — внутренней вулканической полосы, обрамляющей Паннонский массив с СВ, которая в пределах Советского Закарпатья почти целиком перекрыта плиоцен-четвертичными осадочными породами. Кроме того, были изучены палеомагнитные разрезы скважин (в том числе глубиной до 1200 м), пробуренных на склонах и в предгорьях Выгорлат-Гутинской гряды, и получены данные о вулканических комплексах, слагающих ее необнаженную часть.

Главная особенность регионального палеомагнитного разреза, охватывающего толщу вулканогенных и осадочно-вулканогенных образований возрастом от 16 до 8 млн. лет, это чередующиеся горизонты прямой и обратной полярности. Особенности их распределения в разрезе позволили обобщить их в виде двух палеомагнитных зон, соответствующих по своему рангу геомагнитным эпохам — Закарпатской прямой (8—11,6 млн. лет) и Ужгородской обратной (14—11,6 млн. лет). Горизонты противоположной полярности в них, а также горизонты, соответствующие зонам инверсий и периодам возмущенного состояния геомагнитного поля, соответствуют эпизодам и экскурсам магнито-стратиграфических шкал [Палеомагнитология, 1982].

Корреляция частных палеомагнитных разрезов вдоль Выгорлат-Гутинской гряды обнаружила разновозрастность отдельных ее сегментов [Глевасская, Михайлова, 1973] и позволила отказаться от

выделения на всем ее протяжении гутинской и бужорской свит, соответствующих фазам вулканической деятельности, синхронным для всей гряды. Более рациональным оказалось использование представлений о вулканическом комплексе, формирующемся в течение всего процесса создания вулканической постройки и в течение его определенной стадии; существенным признаком вулканических комплексов при геологическом картировании Закарпатского прогиба была их палеомагнитная характеристика.

Согласно палеомагнитным данным, в северо-западной части Выгорлат-Гутинской гряды преобладают вулканогенные образования, сформировавшиеся в условиях обратной магнитной полярности (рис. 2, вкл.). Эти образования широко представлены в Попричном и Анталовском массивах (анталовский вулканический комплекс и одноименный палеомагнитный горизонт в региональном палеомагнитном разрезе). В основании разреза обоих массивов выделяется горизонт прямой полярности (каменицкой), уверенно картирующийся в долине р. Уж и вдоль северных склонов Анталовского вулкана. В массиве Попричный, кроме того, выделяется и более древний палеомагнитный горизонт обратной полярности (при детальном расчленении — также и палеомагнитный горизонт, соответствующий периоду инверсии), представленный гранатовыми риолито-дацитами, а также субвулканическими и гипабиссальными образованиями в пределах Перечинского блока.

Анталовский палеомагнитный горизонт широко представлен в наземной части Выгорлат-Гутинской гряды вплоть до широты г. Мукачево, где по долине р. Визницы проходит граница вулканических массивов Хотар-Сарны (с запада) и Синяк (с востока). По этой линии, наследующей, очевидно, древний субмеридиональный разлом, естественно разграничиваются северо-западная, более древняя, и центральная части Выгорлат-Гутинской гряды в Советском Закарпатье. Как отчетливо видно на рис. 2, вулканические комплексы центральной части гряды сформировались в основном в течение Закарпатской геомагнитной эпохи прямой полярности. В основании ее разреза выделяется матековский палеомагнитный горизонт, соответствующий матековскому вулканическому комплексу, с устойчивой прямой полярностью намагниченности. Долгое время матековский комплекс считался древнейшим в строении вулканических массивов Синяк и Дехманов. Его нижняя часть с аномальной намагниченностью по палеомагнитным данным может быть выделена в самостоятельный горизонт, который мы рассматриваем как инверсионный, близкий к границе Закарпатской и Ужгородской зон. Маковицкий палеомагнитный горизонт, или его аналоги, должны выделяться в основании разреза многих вулканических массивов Выгорлат-Гутинской гряды восточнее Мукачева по аномальной намагниченности вулканитов и субвулканических тел. При этом со временем смены полярности в целом совпадает активизация новых вулканических центров, и на большом протяжении на донеогеновое основание гряды ложатся породы непосредственно маковицкого комплекса.

Вместе с тем в результате изучения палеомагнитных разрезов ряда скважин, пробуренных в этой части гряды (например,

скважина глубиной 1200 м в верховье р. Визница и скважина глубиной более 800 м на южном склоне массива Синяк), ниже прямо намагнитенных пород массива Синяк на глубинах 760—800 м были установлены обратно намагнитенные породы — аналоги анталовского палеомагнитного горизонта; еще глубже — прямо и обратно намагнитенные породы, по своему положению близкие соответственно к каменницкому и перечинскому уровням разреза СЗ сегмента гряды. Центры извержений вулканитов с такими палеомагнитными характеристиками, по-видимому, могли располагаться в современной долине Латорицы, где известны руины ряда вулканических построек, не связанных с Выгорлат-Гутинской грядой. Э.М. Титов, картировавший центральную часть Мукачевской вулcano-тектонической депрессии, объединил продукты извержений этой группы вулканов в кучавский вулканический комплекс, а сами вулканы считал фрагментами прагряды скорее всего позднепаннонского возраста [1975 г.]. В таком случае к этим фрагментам следовало бы отнести и вулканические аппараты, с деятельностью которых связано формирование куполов обратно намагнитенных андезито-дацитов, а также андезитов и андезито-базальтов на левобережье Латорицы и в районе Березинки.

Юго-восточная часть Выгорлат-Гутинской гряды (массивы Бужора, Синяк, Великий Шоллес, Оаш) как по палеомагнитным характеристикам, так и по результатам изотопного датирования тяготеет к Закарпатской эпохе. Почти весь разрез сложен прямо намагнитенными породами; среди них можно выделить несколько палеомагнитных уровней, корреляция которых способствует сопоставлению разрезов отдельных массивов. Так, в верхней части разреза вулкана Мартынский Камень была изучена обратная намагнитенность крупнопорфировых андезитов, во многих обнажениях завуалированная значительной метахронной (наложенной) намагнитенностью противоположного направления, связанной с кратковременностью события обратной полярности. Этот R-эпизод довольно четко совпадает с границей мартынского и бужорского вулканических комплексов. Обратно намагнитенные породы, кроме того, обнаружены в нескольких скважинах, расположенных на юго-восточном склоне Бужорского вулкана, где к таким породам относятся оливиновые и пироксеновые андезито-базальты, приуроченные к нижней части вулканогенного разреза. Место этого палеомагнитного горизонта в региональном палеомагнитном разрезе удастся определить на основании результатов изотопного датирования — скорее всего, это уровень обратно намагнитенной части синякского комплекса с возрастом около 10,5 млн. лет. В разрезах вулканических массивов Великий Шоллес и Оаш обратно намагнитенные породы не установлены. Следовательно, юго-восточная часть гряды сформировалась позже, чем северо-западная и центральная.

Погребенная вулканическая гряда также гетерогенна по своим палеомагнитным особенностям. Ее вулканические постройки формировались на протяжении нескольких интервалов прямой и обратной полярности. Палеомагнитные разрезы вулканов Великодобрянского, Чолского, Шаланкского, Черной Горы, слагающих Чопскую

гряды, существенно различаются, подтверждая разновозрастность их аппаратов и различную длительность их формирования. Наиболее древний палеомагнитный горизонт — прямо намагниченные андезиты и андезито-базальты Чопского и Горондинского вулканов — относится, по-видимому, к позднему тортону (бадену) или самым низам раннего сармата, тогда как остальная часть разреза нижнего сармата, как и в Береговском холмогорье, составляет мощный палеомагнитный горизонт обратной полярности. Оба эти горизонта (великодоброньский прямой полярности и баркасовский обратной полярности) известны в Великодоброньской вулканоструктуре. Баркасовский комплекс, в составе которого преобладают обратно намагниченные кислые лавы, туфы, игнимбритоподобные породы, хорошо сопоставляется с палеомагнитными горизонтами раннего сармата Береговского района. Выше, в пределах Великодоброньской структуры, залегают прямо намагниченные андезито-базальты чомонинского комплекса. Их аналогами в восточной части погребенной гряды могут быть прямо намагниченные андезиты и андезито-базальты Шаланки — одного из немногих вулканов Чопской гряды, обнаженного на дневной поверхности. Однако огромный материал по палеомагнитной характеристике и изотопному датированию погребенных вулканических структур еще требует дальнейшей обработки и тщательной увязки с новейшими геологическими данными.

Накопление палеомагнитных данных, в особенности палеомагнитное картирование, показали, что параметры намагниченности и характеристики палеомагнитных горизонтов могут использоваться для изучения региональных особенностей вулканизма в целом. Так, для многих массивов Выгорлат-Гутинской гряды отмечается корреляция между цикличностью вулканической деятельности и изменением состояния геомагнитного поля. Крупные вулканические постройки часто формируются в течение одной геомагнитной эпохи, а начальные и конечные продукты деятельности определенных вулканических центров обладают намагниченностью, свидетельствующей об аномальном состоянии древнего геомагнитного поля, связанном с инверсией поля. Перерывы в вулканической деятельности также зачастую совпадают с изменениями геомагнитного поля.

Палеомагнитные корреляции удается использовать для решения целого ряда вопросов, важных для геологии региона. В частности, на этой основе удается подтвердить последовательное, постепенное вовлечение в вулканическую деятельность обеих главных магмоподводящих структур — Закарпатского и Припаннонского глубинных разломов. Если сопоставлять время вулканической деятельности в соседних секторах Выгорлат-Гутинской и Чопской гряд, ограниченных одними и теми же поперечными разломами, то видно, что начало вулканической активности в Выгорлат-Гутинской гряде постоянно запаздывает по сравнению с тем же блоком Чопской гряды. Если предположить, что главные центры вулканизма обеих гряд тяготеют к узлам пересечения глубинных граничных разломов и поперечных нарушений, окажется, что именно постепенная активизация субме-

ридиональных разломов с северо-востока на юго-запад создает латеральную разновозрастность обеих гряд. В то же время в самих поперечных блоках вулканизм развивается в направлении с юга на север, от центра Паннонского срединного массива.

Источником важной информации о генетических особенностях вулкаников являются их магнитно-минералогические характеристики. Прежде всего это состав и структура титаномагнетитов — главных магнитных компонентов данных пород [Глевасская, 1983]. Состояние титаномагнетитов (степень гомогенности, проявленность процессов позднемагматического высокотемпературного или наложенного низкотемпературного окисления), температуры Кюри титаномагнетитов, кристаллизовавшихся при охлаждении магматического расплава, имеют важное значение для суждения о фациальном характере вулканогенной породы и позволяют сделать вывод о ее связи с глубинным или периферическим вулканическим очагом. Например, проявление высокотемпературного окисления обычно характерно для продуктов малоглубинных магматических камер, экструзивных куполов и т.п. В то же время для лав основного и даже кислого состава, быстро поступающих к дневной поверхности из глубинных источников, более характерны гомогенные титаномагнетиты и низкая степень окисления последних. Титаномагнетитизация как процесс поздней или постмагматического однофазного окисления более всего характерна для субвулканических тел андезито-базальтов и центральных частей крупных потоков. Величина точки Кюри титаномагнетитов, зависящая от соотношения магнетита ( $T_c = 578^\circ\text{C}$ ) и титанистой шпинели (ульвошпинели с  $T_c$ , равной  $-153^\circ\text{C}$ ), тесно связана с глубинными условиями в магматических очагах: состав первичных гомогенных титаномагнетитов соответствует последнему равновесному состоянию магмы в очаге до начала ее кристаллизации, при этом глубина магматического источника приблизительно связана с точкой Кюри ( $H_{\text{ист}} = 82 - 0,14 T_c$ ) [Магнетизм..., 1975].

Если проанализировать данные о составе гомогенных титаномагнетитов из всех изученных вулканических массивов Закарпатья, то можно наметить возможности для оценки глубинных условий магматизма и тектонической позиции различных вулканических структур.

Вулканики Закарпатского прогиба характеризуются значительным разнообразием титаномагнетитов, кристаллизовавшихся непосредственно из магмы: точка Кюри для различных пород колеблется от  $90-120$  до  $500-520^\circ\text{C}$ , что соответствует изменению состава титаномагнетита от высокотитанистого (молекулярное содержание магнетита в твердом растворе менее 0,6) до почти чистого магнетита (0,9—0,95). При этом минимальные точки Кюри<sup>1</sup> отмеча-

<sup>1</sup>Имеются в виду модальные значения точек Кюри для титаномагнетитов породы, содержащей гомогенные титаномагнетиты. Если последние не сохранились, проводились эксперименты по их восстановлению (регомогенизации) с последующим определением  $T_c$  и  $a_0$  восстановленного гомогенного титаномагнетита.

лись у базальтов, андезитов-базальтов, в единичных случаях — у андезитов-дацитов, чаще всего — афировых. Точки Кюри выше  $400^{\circ}\text{C}$ , отмеченные у основных и средних пород, обычно связаны с породами, имеющими петрологические признаки кристаллизации в мало-глубинных вулканических каналах и магматических камерах, например с крупнопорфировыми андезитами и андезито-базальтами различных вулканических массивов, формировавшимися, по-видимому, в близких условиях — в длительно развивавшихся магматических камерах с кристаллизацией типа закрытой системы. Диапазон модальных точек Кюри для гомогенных титаномагнетитов одной вулканической постройки с хорошо выраженной магматической дифференциацией достигает  $200^{\circ}\text{C}$  и даже более, что указывает на различие в десятки километров по глубине равновесного состояния магмы перед началом извержения (рис. 3).

Можно отметить некоторые особенности также и в структурной позиции вулканических построек с различными величинами точек Кюри первичных титаномагнетитов. Так, среди вулканических массивов Выгорлат-Гутинской гряды преобладают такие, для которых по указанному признаку могут быть приняты мантийные магматические источники (62—65 км); для наиболее дифференцированных продуктов (например, гиперстеновых андезитов) максимальные глубины равновесного состояния до начала кристаллизации 30—32 км, что скорее отвечает положению очагов в земной коре. Андезито-базальты и андезиты погребенной гряды с этих позиций связаны с магматическими источниками на глубине 47—50 км, и только в отдельных вулканических постройках (например, в Черной Горе) отмечены высокотитанистые титаномагнетиты с точками Кюри около  $120^{\circ}\text{C}$ , близкие к наиболее титанистым титаномагнетитам вулканических построек Выгорлат-Гутинской гряды. Кислые породы обеих вулканических гряд содержат титаномагнетиты, минимальные точки Кюри которых 300— $350^{\circ}\text{C}$ , что соответствует глубинам 42—33 км. Максимальные  $T_c$  при этом отмечаются у дацитов и андезитов-дацитов ( $490$ — $510^{\circ}\text{C}$ ), по-видимому, связанных с магматическими камерами на глубинах не более 10—15 км.

Особенности намагниченности и палеомагнитной характеристики могут использоваться для изучения вулканогенно-осадочных комплексов, поскольку не только туфы, но и туффиты, а также осадочные члены разрезов в вулканических областях содержат достаточное количество ферритмагнетиков и обладают первичной намагниченностью, почти синхронной времени осадконакопления. Так, в пределах Береговского района близкими по намагниченности, имеющей обратное направление, оказались и вулканогенные, и осадочные части разреза, в том числе и оруденелые породы, носителем намагниченности которых является гематит. Горизонты прямо намагниченных пород в Мужиевской и Квасовской вулканоструктурах ("нижние" перлиты и риолиты, андезиты) играют роль маркирующих горизонтов, прослеживание которых при палеомагнитном картировании оказывает существенную помощь при геологосъемочных и поисковых работах.

Значительной по величине и стабильной намагниченностью обла-

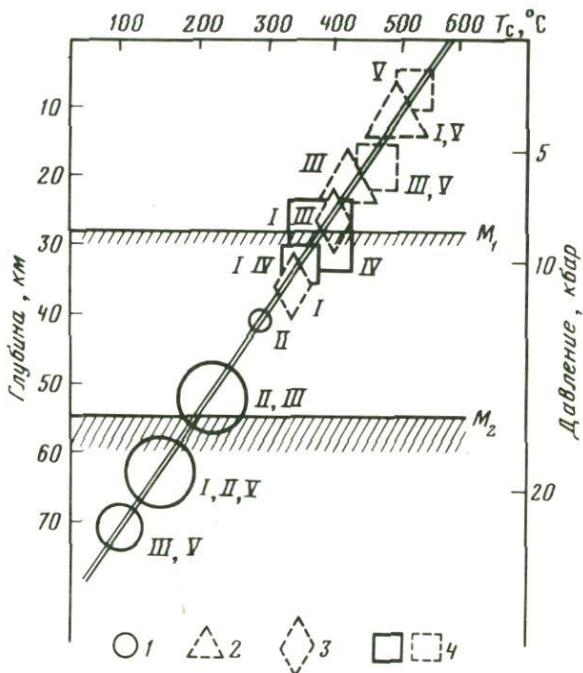


Рис. 3. Точки Кюри титаномагнетитов и глубинность магматических очагов

Вулканические массивы Выгорлат-Гутинской Гряды: I — ее северо-западной части; II — центральной части; III — ее юго-восточной части; IV — вулканические массивы погребенной гряды; V — то же Береговского холмогорья. Глубинность первичных очагов (сплошной контур) и периферических очагов (пунктир): 1 — базальтов и андезито-базальтов, 2 — андезитов, 3 — андезито-дацитов и дацитов, 4 — риолито-дацитов и риолитов; двойная линия — изображение гипотетической зависимости между  $T_c$  однородных титаномагнетитов и глубиной магматического очага [Печерский и др., 1975];  $M_1$  — предполагаемая граница "кора-мантия" под Закарпатским прогибом;  $M_2$  — та же граница под складчатыми Карпатами [данные ГСЗ; Глевасская, 1983]

дают многие метасоматиты. Несмотря на химическую природу намагниченности, палеомагнитная информация может быть полезна для оценки времени метасоматоза. Например, благодаря обратной намагниченности вторичных кварцитов можно предположить, что время их формирования совпадает с границей бужорской и мартынской фаз вулканизма, поскольку только для этой части разреза в вулканических постройках Бужоры и Мартынского Камня установлен горизонт обратной полярности. В восточной части Береговского холмогорья вторичные кварциты горы Великой и горы Калиман также обратно намагничены, хотя риолиты этого района обладают прямой намагниченностью; вторичные кварциты могут быть сопоставлены со временем формирования более молодой зоны обратной полярности, ограниченно представленной в Квасовской вулканоструктуре и широко — в Мужиевской.

В связи с перспективами рудоносности различных вулканических комплексов интересно проанализировать магнитные особенности вулканитов, развитых в пределах известных рудных зон. Количество и состав титаномагнетита, определяющие уровень намагниченности, тес-

но связаны с парциальным давлением кислорода, поэтому низкая намагниченность вулканитов Попричного и Оленевской зоны с проявлениями ртутной минерализации может указывать на особый состав мантийных эманаций и на их связь с магматическими источниками повышенной глубинности.

Интересно, что палеомагнитная характеристика потенциально рудоносных магматических тел, развитых вне Выгорлат-Гутинской гряды, в районах с субвулканическим или гипабиссальным уровнем эрозионного среза чаще всего совпадает с таковой для вулканических массивов, локализованных в пределах того же поперечного сегмента вулканического пояса, позволяя более объективно судить о возрасте и перспективах рудоносности отдельных структур.

Непосредственное изучение рудных тел, генетически так или иначе связанных с вулканизмом, пока не получило широкого распространения в Закарпатье, поскольку среди минералов рудных объектов почти не встречаются сильно магнитные магнетит и пирротин. Последний, однако, довольно часто служит индикатором постмагматического преобразования в породах андезито-базальтовой формации, где ореолы пирротиновой минерализации хорошо фиксируются наложенной (метахронной) намагниченностью магнитного низкотемпературного пирротина, возраст которой определяется по палеомагнитным данным. В Береговском рудном районе рудные тела часто содержат гематит, направление остаточной намагниченности которого позволяет датировать содержащие его руды.

На фоне большого интереса к методам магнетизма горных пород и широких возможностей их применения для решения геологических задач [Шолпо, 1977; и др.] систематическое использование палеомагнитных и магнитно-минералогических данных при изучении вулканитов и связанных с ними рудных объектов несомненно заслуживает внимания и дальнейшего развития.

## Литература

- Глевасская А.М.* Магнитные минералы и магнетизм вулканитов. Киев: Наук. думка, 1983. 208 с.
- Глевасская А.М., Михайлова Н.П.* Стратификация эффузивных образований неогена Закарпатье в свете палеомагнитных данных. — В кн.: Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийской геосинклинальной зоне. Новосибирск: Наука, 1973, с. 41—47.
- Магнетизм и условия образования изверженных горных пород. М.: Наука, 1975. 288 с.
- Мерлич Б.В., Спитковская С.М.* Глубинные разломы, неогеновый магматизм и оруденение Закарпатье. Львов: Вища шк., 1974. 175 с.
- Михайлова Н.П., Глевасская А.М., Цыкора В.Н.* Палеомагнитное картирование вулканогенных пород. — Геофиз. сб. АН УССР, 1973, вып. 53, с. 19—34.
- Михайлова Н.П., Глевасская А.М., Цыкора В.Н.* Палеомагнетизм вулканогенных пород и реконструкция геомагнитного поля неогена. Киев: Наук. думка, 1974. 252 с.
- Палеомагнитология/Под ред. А.Н. Храмова. Л.: Недра, 1982. 312 с.
- Цыкора В.Н.* Определение полярности остаточной намагниченности неориентированных образцов и магнитная ориентировка керн. — В кн.: Палеомагнетизм, магнетизм, геомагнитное поле. Киев: Наук. думка, 1976, с. 98—110.
- Шолпо Л.Е.* Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач. Л.: Недра, 1977. 182 с.

## СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ.....	3
<i>А.А. Бухаров.</i> ВУЛКАНИЗМ ПРОТОАКТИВИЗИРОВАННЫХ ОБЛАСТЕЙ И СВЯЗАННЫЕ С НИМ ПРОБЛЕМЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ .....	4
<i>Р.Ф. Черкасов.</i> НИЖНИЙ АРХЕЙ КАК ВУЛКАНОГЕННАЯ ТОЛЩА .....	11
<i>Э.А. Никулина.</i> ТИПИЗАЦИЯ МАГМАТОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ УКРАИНСКОГО ШИТА.....	19
<i>Л.Г. Данилович, Г.В. Жуков, И.М. Лесная, И.П. Букович.</i> ВУЛКАНИЗМ РАННИХ СТАДИЙ РАЗВИТИЯ УКРАИНСКОГО ШИТА .....	30
<i>И.Ф. Злобенко, А.Я. Каневский, С.В. Металиди, В.А. Дусяцкий, Г.Д. Лепигов.</i> КОМАТИИТЫ СРЕДНЕГО ПОБУЖЬЯ (УКРАИНСКИЙ ШИТ).....	35
<i>А.Я. Радзивилл, Ю.А. Куделя, В.В. Конаков.</i> АЛЬПИЙСКИЕ ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО ШИТА.....	41
<i>А.С. Гамзеев.</i> НОВАЯ ЗОНА ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКОЙ ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ УКРАИНСКОГО ШИТА.....	49
<i>В.М. Моралев.</i> ПЕРВИЧНАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ОСНОВНЫХ ГРАНУЛИТОВ АРХЕЯ АЛДАНСКОГО ШИТА .....	56
<i>З.М. Ляшкевич.</i> ХАРАКТЕР И АКТИВНОСТЬ ВУЛКАНИЗМА ДРЕВНЕГО ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОГО РИФТА.....	61
<i>В.М. Чайка, Е.Н. Савочкина, Э.В. Ужгалис.</i> КОМАТИИТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ И РУДООБРАЗОВАНИЕ .....	68
<i>О.Г. Лазур.</i> РУДНЫЕ ЛАВЫ ДРЕВНИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ .....	75
<i>В.К. Чайковский, В.П. Рахманов.</i> МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОД .....	82
<i>А.А. Краснов.</i> РЕКОНСТРУКЦИЯ НОВЕЙШЕГО ВУЛКАНИЗМА ДРЕВНЕЙ ПЛАТФОРМЫ.....	90
<i>А.Я. Радзивилл, В.Я. Радзивилл, В.С. Токовенко.</i> К ЭВОЛЮЦИИ ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В НЕОГЕЕ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЕЕ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ.....	96
<i>Ю.М. Коптюх.</i> РОЛЬ ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКИХ СТРУКТУР В ЛОКАЛИЗАЦИИ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ ВНУТРЕННИХ КАРПАТ.....	107

<i>В.Я. Радзивил, Я.В. Федорин.</i> ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА ВОСТОЧНЫХ КАРПАТ (СЕВЕРО—ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ МАРМАРОШСКОГО МАССИВА) .....	113
<i>С.И. Кирикилица, Т.И. Добровольская, Л.Г. Плахотный, Ю.С. Лебедев.</i> МЕЗОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ КРЫМА И НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ .....	119
<i>В.Г. Моляко, И.М. Остафийчук.</i> О СОСТАВЕ ГЛУБИННЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНИТАХ БОЛЬШОГО КАВКАЗА .....	123
<i>В.Н. Шилов.</i> НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ПОЗДНЕМИОЦЕН-ПЛИОЦЕНОВОМУ ВУЛКАНИЗМУ ЛАМАНОНСКОГО МАССИВА НА САХАЛИНЕ .....	127
<i>Н.А. Румянцева, В.Л. Масайтис, В.В. Донских, В.И. Краснов, В.С. Шарфман.</i> ПРИНЦИПЫ СОСТАВЛЕНИЯ И ЛЕГЕНДА МЕЛКОМАСШТАБНЫХ ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИХ КАРТ .....	135
<i>В.С. Шарфман.</i> ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИЕ КАРТЫ И РЕКОНСТРУКЦИИ КАК ОСНОВА ДЛЯ ПРОГНОЗНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА .....	142
<i>Т.В. Джанелидзе, З.А. Паилодзе, М.Г. Татишвили, Т.Ш. Гогшвили.</i> О СОДЕРЖАНИИ И НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ МАКЕТОВ МЕЛКОМАСШТАБНОЙ (1:2'500 000) ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЫ ГРУЗИИ .....	149
<i>И.В. Гордиенко.</i> ОБЗОРНЫЕ ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИЕ КАРТЫ СРЕДНЕГО И ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЗОЯ ЗАБАЙКАЛЬЯ .....	154
<i>Х.С. Таджидинов, А.Б. Дзайнуков, В.М. Стеблова, В.М. Байков, М.Е. Зап-рометов, В.В. Нарижнев.</i> ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИЕ КАРТЫ ТАДЖИКИСТАНА .....	158
<i>С.С. Быстревская, Н.Н. Шаталов.</i> ИСПОЛЬЗОВАНИЕ АЭРОКОСМИЧЕСКИХ МАТЕРИАЛОВ ПРИ РЕГИОНАЛЬНЫХ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЯХ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОМ АНАЛИЗЕ В ПРЕДЕЛАХ ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ (НА ПРИМЕРЕ ВОСТОЧНОГО ПРИАЗОВЬЯ) .....	164
<i>А.М. Глевасская.</i> ОПЫТ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ РЕКОНСТРУКЦИЙ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ СТРОЕНИЯ И РУДОНОСНОСТИ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ ЗАКАРПАТЬЯ .....	174

УДК 551.72 (551.24 + 553.0)

Бухаров А.А. Вулканизм протоактивизированных областей и связанные с ним проблемы металлогении. — В кн.: Современные проблемы палеовулканологии. М.: Наука, 1985.

Важным процессом в развитии континентальной земной коры было возникновение вулcano-плутонических поясов сиалического профиля, которые развивались в структурах активизации протокры — в этап протоактивизации. Этот этап охватывает отрезок времени на всех континентах от 1800±100 млн. лет до 1600±50 млн. лет. Эпитермальные (близповерхностные) месторождения металлов, не известные в раннем докембрии, не могли возникать до того времени, пока не были проявлены соответствующие рудогенерирующие геологические формации. Одной из таких формаций является континентальная базальт-андезит-риолитовая дифференцированная серия вулканогенных образований, впервые проявившаяся в значительных объемах в истории Земли в этап протоактивизации.

Библиогр. 8 назв.

УДК 551.71 + 552.3

Черкасов Р.Ф. Нижний архей как вулканогенная толща. — В кн.: Современные проблемы палеовулканологии. М.: Наука, 1985.

Нижний архей (алданий) образован латерально сменяющимися друг друга сериями (формационными рядами) крупных фашиальных зон. Он состоит на 3/4 из метавулканитов, а среди остальных пород преобладают хемогенные образования, связанные с подводным вулканизмом. На палеовулканических схемах можно отразить тела покровного комплекса: металавы (основные и ультраосновные сланцы), метатифы (гиперстеновые, биотитовые и др. гнейсы), метатифиты (высокоглиноземистые гнейсы), а также метаяшмы (кварциты). Показ тел комплекса подводящих каналов затруднен, так как они вместе с вулканическими аппаратами раздавлены, разлинзованы и гранитизированы. Наибольшее влияние на минерагению имеют фемические фашиальные зоны шириной 30—50 км.

Табл. 1, ил. 3, библиогр. 5 назв.

УДК 551.2.03:551.71 (477)

Никулина Э.А. Типизация магматогенных формаций в раннем докембрии Украинского щита. — В кн.: Современные проблемы палеовулканологии. М.: Наука, 1985.

Сопоставляя результаты исследования физико-химических процессов преобразования вещества минералов и пород при метаморфизме и ультраметаморфизме с последними достижениями в области формационного анализа и стратиграфии одного из древнейших районов Украинского щита — Побужья, восстановлена эволюция его магматизма: от первичных анортит-базальтовых расплавов с феннеровским типом фракционирования, формирующих протокры лунного типа, через метаморфо-метасоматический этап эндербитизации ее, к анатекто-палингнетическому плагиогранитному и калиево-гранитному. Соотношение объемов гранитов разных типов в районе приводит к необходимости признания дополняющих порций исходного субстрата — осадочного или магматогенного известково-щелочного ряда к заключительному этапу кообразования.

Табл. 1, библиогр. 49 назв.

УДК 551.217(477.7)

Данилович Л.Г., Жуков Г.В., Лесная И.М., Букович И.П. Вулканизм ранних стадий развития Украинского щита. — В кн.: Современные проблемы палеовулканологии. М.: Наука, 1985.

Ранние стадии эволюции Украинского щита характеризуются широким развитием вулканизма. Наиболее ранние образования на примере Побужья пред-

ставлены толеитовыми базальтами и известково-щелочными андезитами и дацитами, расслоенными габбро-анортозитовыми комплексами, телами ультраосновных пород, тоналитами, преобразованными в гранулитовой и амфиболитовой фациях метаморфизма. Вулканизм зеленокаменных поясов представлен породами толеитового и коматитового ряда. Небольшой объем слагают средние и кислые вулканы. Проявления щелочного вулканизма в верхнем протерозое и палеозое связаны с началом континентального рифтогенеза.

Ил. 1, библиогр. 20 назв.

УДК 552.323(477.4)

Злобенко И.Ф., Каневский А.Я., Металиди С.В., Дусяцкий В.А., Лепигов Г.Д. Коматиты Среднего Побужья (Украинский щит). — В кн.: Современные проблемы палеовулканологии. М.: Наука, 1985.

В статье рассматриваются особенности вещественного состава высокомагнезиальных метавулканитов, относимых к перидотитовым, пироксенитовым и базальтовым коматитам. Намечаются три типа разрезов, в которых присутствуют коматиты: преимущественно коматитовый, железорудно-коматитовый и переслаивание коматитов с высокоглиноземистыми и марганецсодержащими породами.

Табл. 2, библиогр. 7 назв.

УДК 551.243: (551.2): 551.8 (477)

Радзивилл А.Я., Куделя Ю.А., Конаков В.В. Альпийские тектономагматические структуры центральной части Украинского щита. — В кн.: Современные проблемы палеовулканологии. М.: Наука, 1985.

Выявлена крупная провинция альпийского вулканизма в центральной части Украинского щита, продукты которого представлены вулканидами среднего и кислого ряда — лавами, туфолавами, туфобрекчиями, туфами. Структурой первого порядка является Среднеднепровская кольцевая тектономагматическая структура. В ней выделяются тектономагматические структуры второго порядка: центральная депрессия, внутреннее и внешнее кольцевые поднятия, кольцевые депрессии, разделяющие поднятия. Решающую роль в возникновении и формировании альпийских тектономагматических структур играли Днепровский и Кировоградский глубинные разломы длительного развития. Проявляется глубокая унаследованность альпийских тектономагматических структур от структур наиболее ранних тектономагматических активизаций протерозойского возраста. Альпийские тектономагматические структуры имели длительную историю развития и играли значительную роль в распределении фаций осадочного покрова, формировании современного рельефа. С триасовым—нижнемеловым временем связано заложение Болтышской впадины, выбросы и излияния лав; с дат-палеоценовым этапом — выбросы туфов из вулканических центров, приуроченных к кольцевым поднятиям; накопление в просядках вулканогенно-осадочных образований.

Табл. 1, ил. 4, библиогр. 7 назв.

УДК 553.64:550.8 (477.46)

Гамзеев А.С. Новая зона познепротерозойской тектономагматической активизации Украинского щита. — В кн.: Современные проблемы палеовулканологии. М.: Наука, 1985.

Приводится описание геологического строения зоны развития рифейских малых интрузивных тел и даек ультракислых и кислых лейкогранитов восточного контакта Корсунь-Новомиргородского плутона. Дается характеристика структурной позиции и условий залегания тел лейкогранитов, а также рассмотрены особенности их взаимоотношения с древними метаморфическими, ультраметаморфическими и магматическими образованиями.

Ил. 1, библиогр. 9 назв.

УДК 555.323.5:553.521(571.56)

Моралев В.М. Первичная вулканическая природа основных гранулитов архея Алданского щита. — В кн.: Современные проблемы палеовулканологии. М.: Наука, 1985.

Проведено исследование петрохимических особенностей кристаллических сланцев основного состава (основных гранулитов) в отношении распределения инертных компонентов, включая редкоземельные элементы. Доказывается первичная вулканогенная природа основных гранулитов, образовавшихся путем метаморфизма эффузивов, туфов и, возможно, недифференцированных граувакк, отвечающих по составу базальтам и в меньшей степени андезито-базальтам, базальтовым, пироксеновым и перидотитовым коматитам.

Библиогр. 19 назв.

УДК 551.21 (477.5)

Ляшкевич З.М. Характер и активность вулканизма древнего Днепровско-Донецкого рифта. — В кн.: Современные проблемы палеовулканологии. М.: Наука, 1985.

На основе изучения вещественного состава вулканических пород Днепровско-Донецкой впадины и палеовулканологических реконструкций предполагается высокая вулканическая активность всей структуры в позднем девоне. По характеру вулканизма и его интенсивности Днепровско-Донецкая впадина сопоставима с Восточно-Африканским рифтом.

Табл. 1, ил. 1, библиогр. 23 назв.

УДК 551.21:551.24

Чайка В.М., Савочкина Е.Н., Ужгалис Э.В. Коматитовый вулканизм и рудообразование. — В кн.: Современные проблемы палеовулканологии. М.: Наука, 1985.

Освещается вопрос связи сульфидного медно-никелевого оруденения с ультраосновными лавами (коматитами). Рассматривается распространение последних в геологическом времени, в зеленокаменных поясах и в областях активного вулканизма. Указываются особенности размещения и образования руд, связанных с формацией коматитов, дается общая характеристика различных типов оруденения.

Библиогр. 35 назв.

УДК 551.21+551.71/72+550.4

Лазур О.Г. Рудные лавы древних метаморфических комплексов. — В кн.: Современные проблемы палеовулканологии. М.: Наука, 1985.

Выделяется два типа магнетитовых пород в древних метаморфических комплексах — амфиболиты, меланократовые плагиогнейсы с вкрапленностью магнетита и полосчатые магнетитовые кварциты. Первый тип пород сопоставляется с магнетитовыми сланцами, амфибол-плагиоклазовыми породами с магнетитом, второй — с железистыми кварцитами зеленокаменных поясов. На основании сходства в ассоциации вмещающих пород, структурно-текстурных особенностей, минералого-геохимических признаков меланократовые метаморфические породы с магнетитом параллелизуются с рудными лавами, известными в фанерозойских вулканических толщах, а полосчатые магнетитовые кварциты — с вулканогенно-осадочными полосчатыми железисто-кремнистыми накоплениями в зонах разгрузки вулканических гидротерм. Это положение позволяет использовать магнетитовые породы метаморфических комплексов докембрия в качестве пород-индикаторов условий формирования вулканических толщ.

Табл. 1, библиогр. 6 назв.

УДК 553.078:552,5/313:551.71/72

Чайковский В.К., Рахманов В.П. Металлогения докембрийских вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород. — В кн.: Современные проблемы палеовулканологии. М.: Наука, 1985.

Рассматривается рудообразование в фундаменте Русской платформы в связи с развитием ее основных геотектонических структур в катарксе, архее и раннем протерозое. В масштабе выделенных во времени этапов геологической истории намечается расширение комплекса типовых полезных ископаемых вулканогенно-осадочного генезиса, связанных с постепенным вовлечением в состав первоначально господствующих сидерфилов, халькофильных и затем слабо выраженных, но характерных литофильных металлов, на фоне параллельного перехода геотектонических структур от купольно-концентрических и купольно-линейным (палеоавлакогенным) и протогеосинклинальным формам с соответствующим развитием рудной зональности.

Ил. 1, библиогр. 7 назв.

УДК 551.212 (—925.053)

Краснов А.А. Реконструкция новейшего вулканизма древней платформы. — В кн.: Современные проблемы палеовулканологии. М.: Наука, 1985.

Подробно охарактеризованы проявления новейшего, кайнозойского базальтового вулканизма запада древней Аравийской платформы. Подчеркнута определяющая роль впервые выделенных вулканотрещинных структур в развитии вулканизма, особенно в современную эпоху.

Табл. 1.

УДК (551.21:551.8)(477)

Радзивилл А.Я., Радзивилл В.Я., Токовенко В.С. К эволюции палеовулканических событий в неогее юго-западной части Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления. — В кн.: Современные проблемы палеовулканологии. М.: Наука, 1985.

Рассмотрены результаты изучения процессов палеовулканизма и вулканотектонических структур на территории Украины, Молдавии и частично Белоруссии. Охарактеризованы тектоно-магматические образования от позднего докембрия до неогена включительно. Выделена Предгалицийская вулканическая краевая система и показано ее развитие во времени и в пространстве (структурно). Описаны вулканогенные образования Днепровско-Донецкой субгеосинклинали Карпат, Северной Добруджи и Крыма, показана взаимосвязь тектоно-магнетических процессов платформы и ее складчатого обрамления, особенности изменения активности вулканизма и состава вулканогенных образований.

Библиогр. 8 назв.

УДК [(551.21:551.8):553.3/4] (477.87)

Коптюх Ю.М. Роль палеовулканических структур в локализации полиметаллического оруденения Внутренних Карпат. — В кн.: Современные проблемы палеовулканологии. М.: Наука, 1985.

Полиметаллическое оруденение на территории Внутренних Карпат приурочено к отдельным вулканическим зонам и массивам, сложенным риолит-андезитовыми образованиями миоцена-нижнего плиоцена в эффузивно-эксплозивной и интрузивно-субвулканической фациях; иногда оруденение встречается в осадочных породах, одновозрастных с вулканитами. Выделяется ряд соподчиненных палеовулканических структур различных рангов, определяющих позицию оруденения: вулканическая дуга — блоково-купольные очаговые тектоно-вулканические структуры сложного строения — кальдеры, вулканотектонические горсты и грабены.

Библиогр. 6 назв.

УДК (551.243:552.11) (477.87)

Радзивил В.Я., Федорин Я.В. Тектоно-магматические структуры кристаллического фундамента Восточных Карпат (северо-западная часть Мармарошского массива). — В кн.: Современные проблемы палеовулканологии. М.: Наука, 1985.

В результате комплексного анализа стратиграфических, магматических, структурно-геоморфологических, тектонических, геофизических данных, а также дешифрирования аэро- и космофотоснимков в пределах метакомплекса северо-западной части Мармарошского массива (Восточные Карпаты) выявлен ряд разнопорядковых кольцевых (изометричных) структур. Установлено три порядка структур, отличающихся своим положением в структуре района, степенью сложности строения, размерами. Показано, что зарождение этих образований тесно генетически связано с вулканизмом деловецкого возраста, происходившим в момент накопления первичных пород фундамента.

Ил. 1, библиогр. 9 назв.

УДК 551.21.551.76+553.78 (234.86)

Кирикилица С.И., Добровольская Т.И., Плахотный Л.Г., Лебедев Ю.С. Мезозойский вулканизм Крыма и некоторые аспекты металлогении. — В кн.: Современные проблемы палеовулканологии. М.: Наука, 1985.

В геосинклинальной части Крыма вулканизм проявился в триас-юрское время. Он характеризуется спилит-диабазовой, андезит-базальтовой и риолит-дацит-андезит-базальтовой формациями, в которых пирокласты преобладают над лавами. В пределах платформенной части (Равнинный Крым) вулканическая деятельность интенсивно проявилась в основном в меловое время (альб-сантон). Представлены вулканы лавами и туфами андезит-дацитового состава. Вулканические явления в Крыму обусловили образования рудных и нерудных полезных ископаемых: жильных цеолитов, борной, свинцово-цинковой и ртутной минерализации.

Ил. 2, библиогр. 7 назв.

УДК 551.21+552.2

Молявко В.Г., Остафийчук И.М. О составе глубинных включений в неоген четвертичных вулканах Большого Кавказа. — В кн.: Современные проблемы палеовулканологии. М.: Наука, 1985.

Приведена характеристика и генетическая классификация включений в вулканических породах разного состава Эльбрусской и Казбекской вулканических областей. Показано, что минеральный парагенезис пород включений соответствует породам, формировавшимся при давлении менее 9 кбар. Учитывая большую мощность коры в пределах Большого Кавказа, можно полагать, что захват глубинных включений имел место в пределах земной коры.

Библиогр. 4 назв.

УДК (551.21:551.8) (571.04)

Шилов В.Н. Новые данные по позднемиоцен-плиоценовому вулканизму Ламанонского массива на Сахалине. — В кн.: Современные проблемы палеовулканологии. М.: Наука, 1985.

Дано описание петрографического состава наиболее молодых вулканических образований Сахалина — андезитов и дацитов, слагающих лавовые потоки и экструзивные купола в пределах западного побережья Центрального Сахалина. Приведены 14 новых силикатных химических анализов вулкаников. Рассмотрен ряд дискуссионных вопросов, касающихся возраста, условий формирования и формационной принадлежности продуктов вулканической деятельности.

Табл. 2, библиогр. 9 назв.

УДК [551.21:551.8] [550.8:528]:528.918

Румянцева Н.А., Масайтис В.Л. Донских В.В., Краснов В.И., Шарфман В.С. Принципы составления и легенда мелкомасштабных палеовулканологических карт — В кн.: Современные проблемы палеовулканологии. М.: Наука, 1985.

Изложены принципы составления и основное содержание легенды палеовулканологических карт м-ба 1:5 000 000. Продукты вулканизма предлагается отображать путем выделения вулканических формаций и их парагенезов. Наряду с этим должны быть показаны вулканы, вулcano-тектонические структуры, а также палеогеографическая и палеотектоническая обстановка вулканизма. Предложены картографические способы отображения этой информации.

Библиогр. 14 назв.

УДК 551.553.78 (084.3)

Шарфман В.С. Палеовулканологические карты и реконструкции как основа для прогнозно-металлогенического анализа. — В кн.: Современные проблемы палеовулканологии. М.: Наука, 1965.

В зависимости от масштаба исследований палеовулканологические карты могут содержать различную информацию по металлогении и рудоносности, включающую данные о металлогенических провинциях и зонах, рудных формациях, рудных полях, отдельных месторождениях полезных ископаемых и их генетических типах, о прогнозной оценке территории и другие сведения. Показана роль палеовулканологических реконструкций в выяснении закономерной связи оруденения с вулканическими структурами, формациями, фациями и породными ассоциациями, с условиями проявления вулканизма в определенной палеогеографической обстановке. Показано, что залежи колчеданных руд часто тяготеют к кальдерным зонам крупных базальтовых вулканов, где в заключительную стадию вулканизма в условиях лагун и мелководья формировались экструзивные купола и куполовидные вулканы, а в палеодепрессиях накапливались вулканогенно-осадочные образования.

Библ. 1 назв.

УДК [551.21:551.8][550.8:528](479.22)

Джанелидзе Т.В., Паилодзе З.А., Татишвили М.Г., Гогошвили Т.Ш. О содержании и некоторых особенностях макетов мелкомасштабной (1:2 500 000) палеовулканологической карты Грузии. — В кн.: Современные проблемы палеовулканологии. М.: Наука, 1985.

Палеовулканологические карты призваны способствовать выяснению связи вулканизма с тектоникой, эволюции вулканизма и закономерностей размещения вулканогенных толщ, условий и особенностей локализации оруденения вулканического генезиса. С помощью палеогеографических, палеовулканологических и минерагенических условных обозначений на макете карты Грузии удалось отразить лито-фациальные, петрографические и минерагенические особенности вулканогенных комплексов на фоне меняющихся в течение фанерозоя палеогеографических обстановок, вулcano-тектонические структуры. Большие трудности возникают при составлении карт срезов, интенсивно насыщенных несколькими равнозначными вулканогенными формациями позднего мела, палеогена и неогена.

УДК 551.73+551.21+552.3

Гордиенко И.В. Обзорные палеовулканологические карты среднего и верхнего палеозоя Забайкалья. — В кн.: Современные проблемы палеовулканологии. М.: Наука, 1985.

К началу девона на исследованной территории образовались две обособленные вулканические области: Западно-Забайкальская и Восточно-Забайкальская.

В среднем и верхнем палеозое они развивались по единому тектоническому плану. В пределах Западно-Забайкальской области в условиях горного континентального рельефа формировались протяженные вулканоплутонические пояса с образованием вулканитов нормальной и повышенной щелочности. На территории Восточно-Забайкальской области в это время существовали морские условия, где накопление терригенных и кремнисто-терригенно-карбонатных отложений сопровождалось в среднем палеозое базальтовыми излияниями толеитового состава, а в верхнем палеозое — небольшими вспышками кислого вулканизма.

Рис. 2, библиогр. 11 назв.

УДК 551.21:552.3 (084.3):(575.3)

Таджиудинов Х.С., Дзайнуков А.Б., Стеблова В.М., Байков В.М. Запрометов М.Е., Нарижнев В.В. Палеовулканологические карты Таджикистана. — В кн.: Современные проблемы палеовулканологии. М.: Наука, 1985.

Вулканогенные образования территории Таджикистана по их парагенетическим связям, отвечающим определенной геотектонической обстановке, в целом укладываются в пять возрастных срезов. Отмечается их латеральное различие, обусловленное зональным строением региона. Здесь обособляются вулканогенные и вулканогенно-осадочные парагенезы, связанные с геосинклинальным (мио-, пара-геосинклинальным), рифтогенным, орогенным и эпирогенным этапами развития. Наиболее значительные процессы вулканизма отмечаются для вендакембрия, ордовика-силура, карбона, мела, позднего палеогена-неогена.

УДК 550.814:(551.243:552.312:553.078) (477)

Быстревская С.С., Шаталов Н.Н. Использование аэрокосмических материалов при региональных вулканотектонических реконструкциях и металлогеническом анализе в пределах платформенных областей (на примере Восточного Приазовья). — В кн.: Современные проблемы палеовулканологии. М.: Наука, 1985

Дешифрирование космических снимков высокого уровня генерализации, в комплексе с геолого-геофизическими методами позволили выявить в Приазовье крупную кольцевую мегаструктуру и отдельные тектоно-магматические узлы в ее пределах. Показано значение аэрокосмических данных для палеотектонических и металлогенических построений, установления структурного контроля магматизма и связанной с ним минерации в пределах древних геологических комплексов. Проанализирована эволюция мегаструктуры во времени и возможность выделения в регионе по космическим снимкам приподнятых и опущенных блоков фундамента, что важно для палеовулканических реконструкций и металлогенического анализа.

Ил. 1, библиогр. 14 назв.

УДК (550.382+550.838.5+551.782+553.2):552.313 (477.87)

Глевасская А.М. Опыт использования палеомагнитных реконструкций для изучения строения и рудоносности вулканогенно-осадочных комплексов Закарпатья. — В кн.: Современные проблемы палеовулканологии. М.: Наука, 1985.

Приводятся основные результаты изучения вулканогенных и вулканогенно-осадочных неогеновых образований Закарпатского прогиба методом палеомагнитного картирования, основанным на палеомагнитной характеристике геологических разрезов вулканоструктур и корреляции разрезов по синхронным палеомагнитным горизонтам, сформировавшимся в периоды с определенным состоянием геомагнитного поля: в условиях устойчивой прямой или обратной полярности, в процессе инверсии или при возмущенном состоянии геомагнитного поля. Рассматриваются возможности использования палеомагнитных данных и примеры палеовулканологических реконструкций по палеомагнитным и магнитно-минералогическим параметрам вулканитов и метасоматически измененных пород.

Ил. 3, библиогр. 9 назв.

2 р. 50 к.

4407

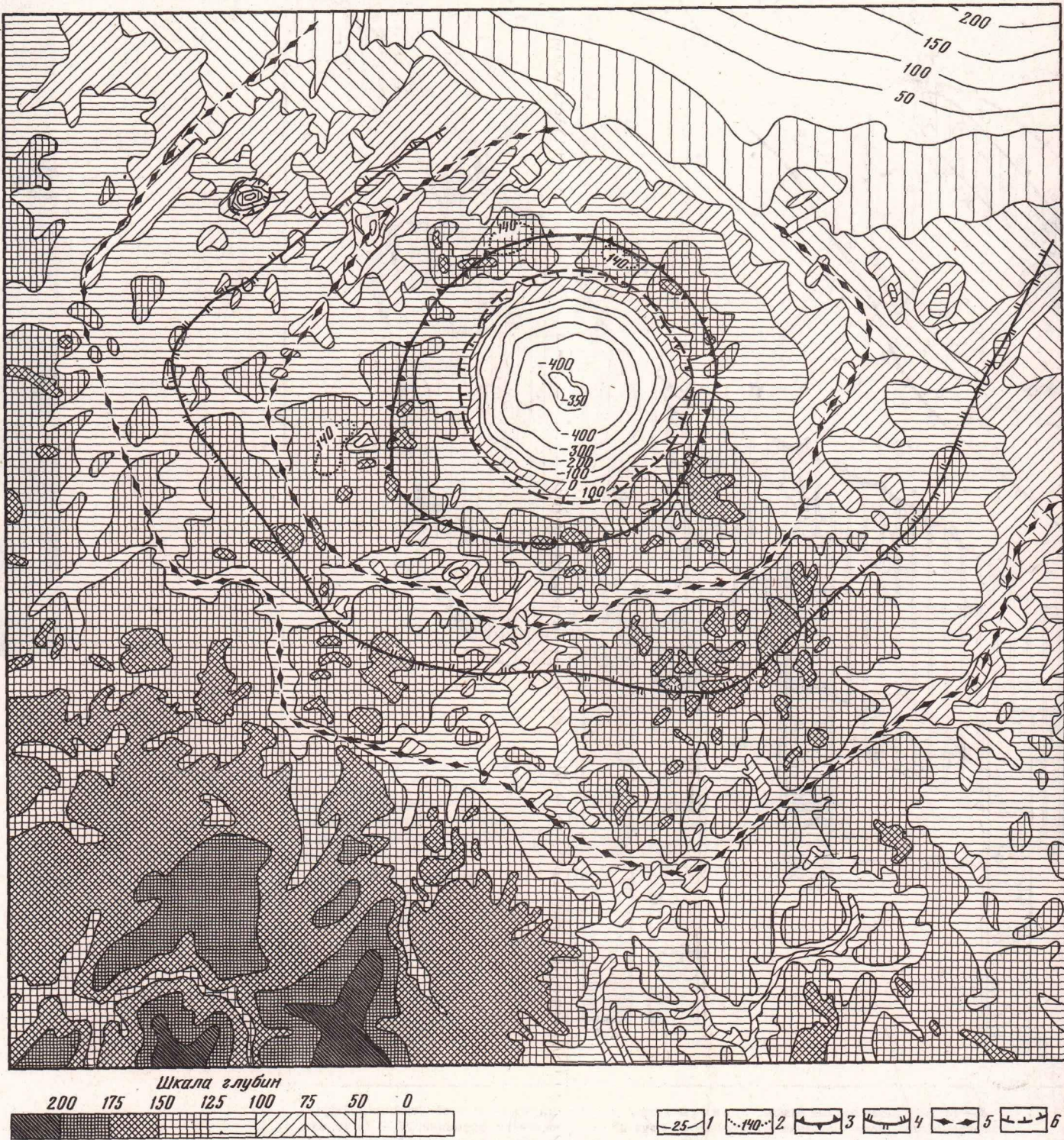


Рис. 2. Рельеф кристаллического фундамента Среднеднепровской кольцевой тектоно-магматической структуры  
1 — изогипсы поверхности кристаллического фундамента (через 25 м); 2 — вспомогательные изогипсы; 3 — осевая часть внутреннего кольцевого

поднятия; 4 — осевая часть внешнего кольцевого поднятия; 5 — осевые части кольцевых депрессий; 6 — контуры тектоно-магматических структур поднятия

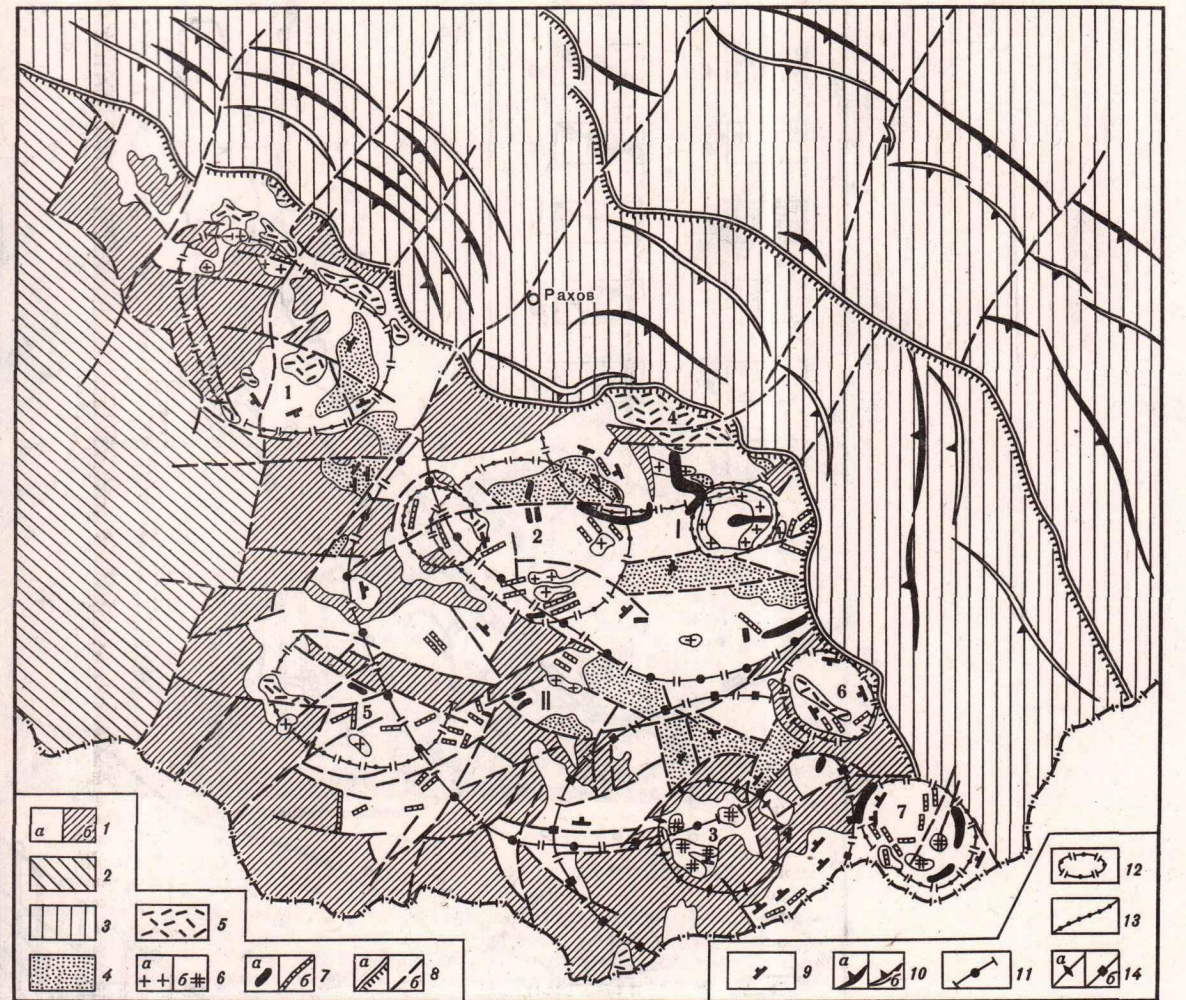


Схема кольцевых структур северо-западной части Мармарошского массива

1 — Мармарошский массив: а — метаморфический комплекс, б — осадочный чехол; 2 — ползона Мармарошских утесов; 3 — Флишевые Карпаты; 4 — поля развития кварцитов; 5 — купола и потоки, сложенные кислыми метавулканическими породами; 6 — тела гнейсо-гранитов: а — мегурского, б — яворникового типов; 7 — дайки и согласные тела основного (а) и кислого (б) составов; 8 — основные разломы: а — надвиги, б — сбросо-сдвиги, сбросы, взбросы; 9 — направления падения пород; 10 — оси складок с направлениями падения осевых поверхностей: а — антиклиналей, б — синклиналей (Флишевые Карпаты); 11—13 — границы кольцевых структур: 11 — первого порядка, 12 — второго порядка, 13 — третьего порядка; 14 — границы Яворниковой структуры: а — внешняя, б — внутренняя.

Цифрами на схеме показаны кольцевые структуры: 1 — Большая Менчульская, 2 — Тисенская; цифрами на карте: 1 — Косовская, 2 — Костылевская, 3 — Яворниковая, 4 — Менчульская Северная, 5 — Менчульская Южная, 6 — Берлебаховская, 7 — Квасинская

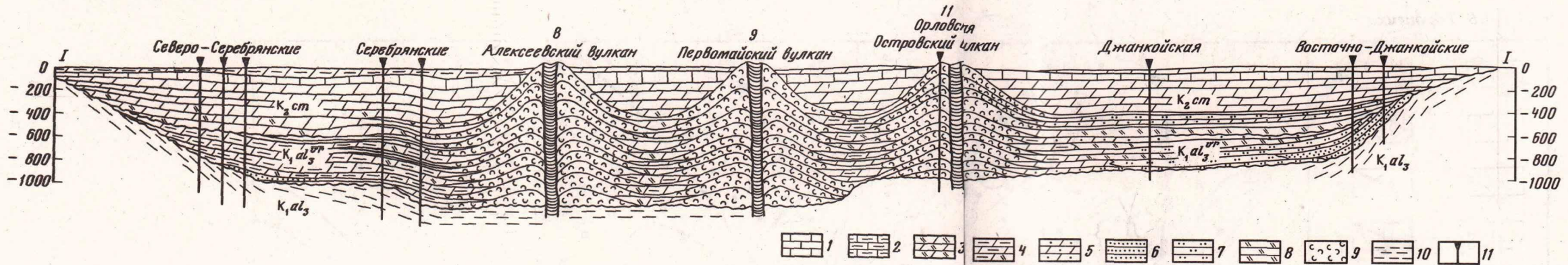


Рис. 2. Реконструкция меловых палеовулканитов в Равнинном Крыму (профиль по линии I—I)

1 — известняки; 2 — глинистые известняки; 3 — мергели с окремненными прослоями; 4 — глинистые мергели, с окремненными прослоями; 5 — песчаные мергели; 6 — полимитовые песчаники и граувакки с прослоями гравелитов;

7 — алевриты; 8 — кремнистые породы; 9 — эффузивы, туфы, туффиты, вулканомитовые песчаники и гравелиты; 10 — аргиллиты; 11 — пробные скважины

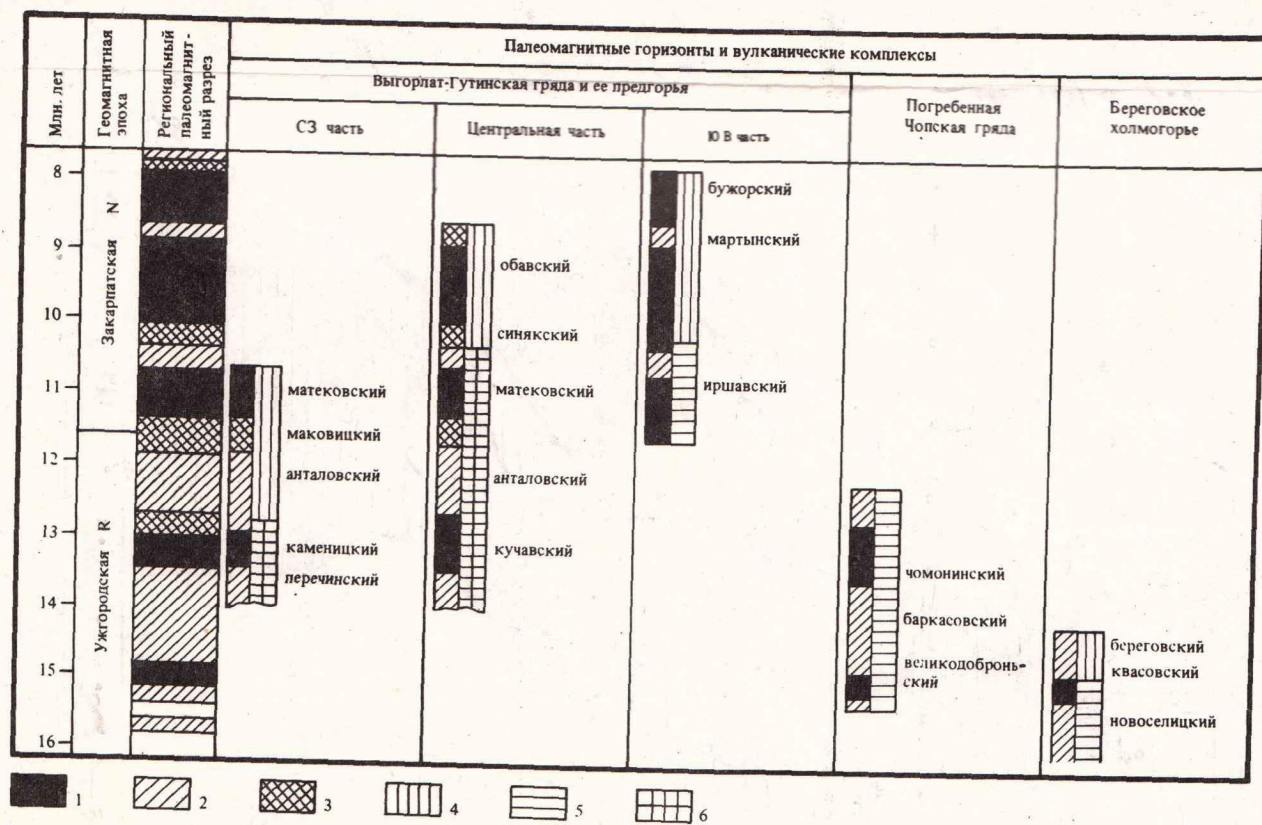


Рис. 2. Палеомагнитная характеристика разрезов вулканитов Закарпатья

Палеомагнитные горизонты: 1 — прямой полярности; 2 — обратной полярности; 3 — промежуточной полярности; 4 — на поверхности земли; 5 — в скважинах; 6 — на поверхности земли и в скважинах

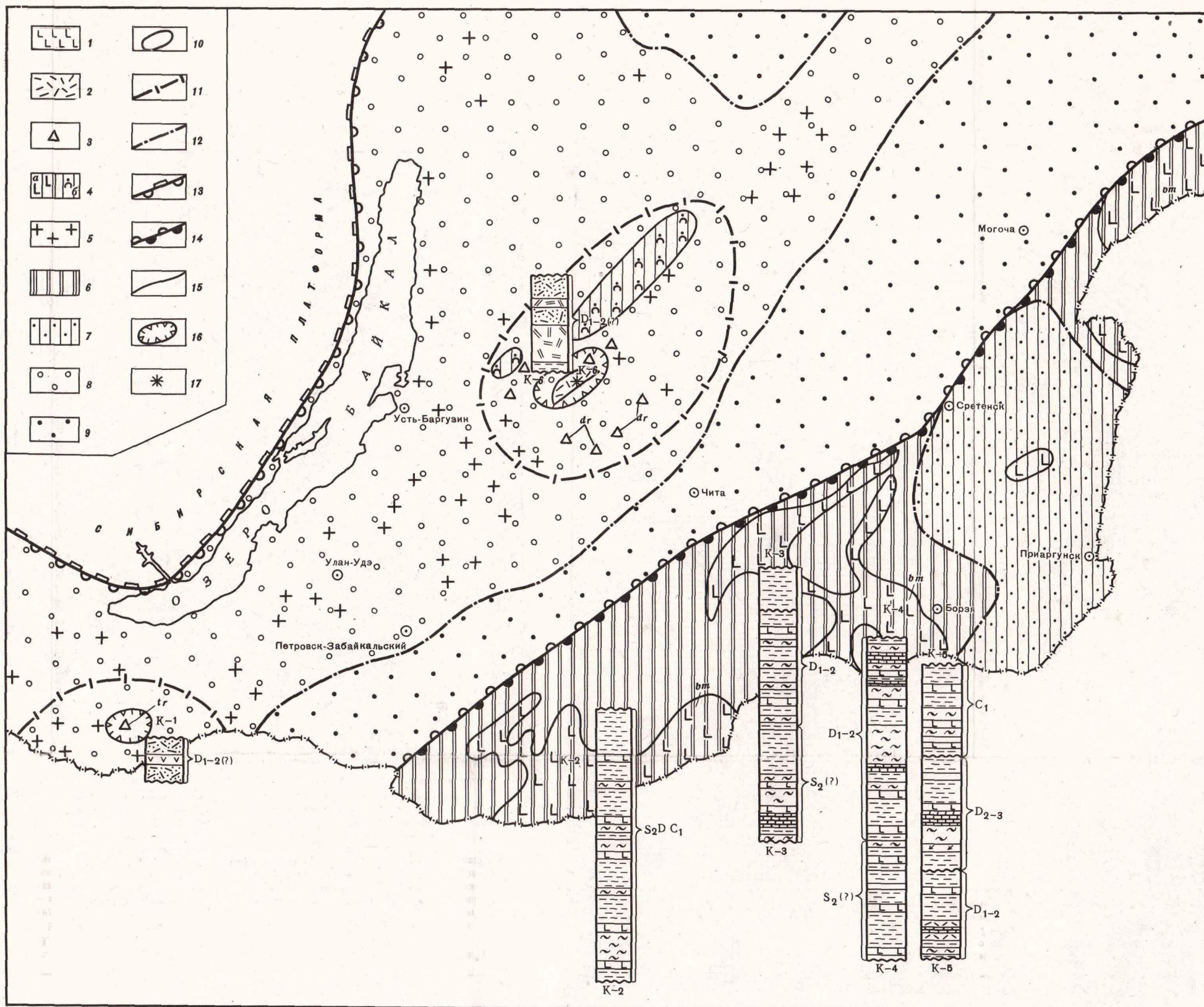


Рис. 1. Обзорная палеовулканологическая карта среднего палеозоя Забайкалья (составил И. В. Гордиенко)

Вулканические формации и их парагенезисы: 1 — базальтовая (вм Pz<sub>2</sub>); 2 — дацитриолитовая (дз Pz<sub>2</sub>) и трахириолитовая (тр Pz<sub>2</sub>); 3 — внемасштабное обозначение небольших полей кислых вулканических формаций; 4 — нерасчлененные осадочно-вулканогенные отложения с вулканитами основного (а) и кислого (б) состава; 5 — выходы на поверхность среднепалеозойских гранитоидов, комагматичных пород вулканических формаций; палеогеографическая обстановка: 6 — глубокого моря; 7 — чередование морской и континентальной (возвышенных равнин) обстановок;

8 — горы; 9 — возвышенных равнин; границы и прочие обозначения: 10 — обобщенные контуры современного распространения вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций; 11 — то же, их предполагаемого первоначального распространения; 12 — границы областей с различной палеогеографической обстановкой; 13 — граница Сибирской платформы и области завершённой складчатости; 14 — граница области завершённой складчатости и Монголо-Охотской геосинклинальной области; 15 — разрывные нарушения; 16 — нерасчлененные вулканотектонические структуры; 17 — предполагаемое положение эруптивного центра.

Примечание: условные обозначения для стратиграфических колонок являются общепринятыми

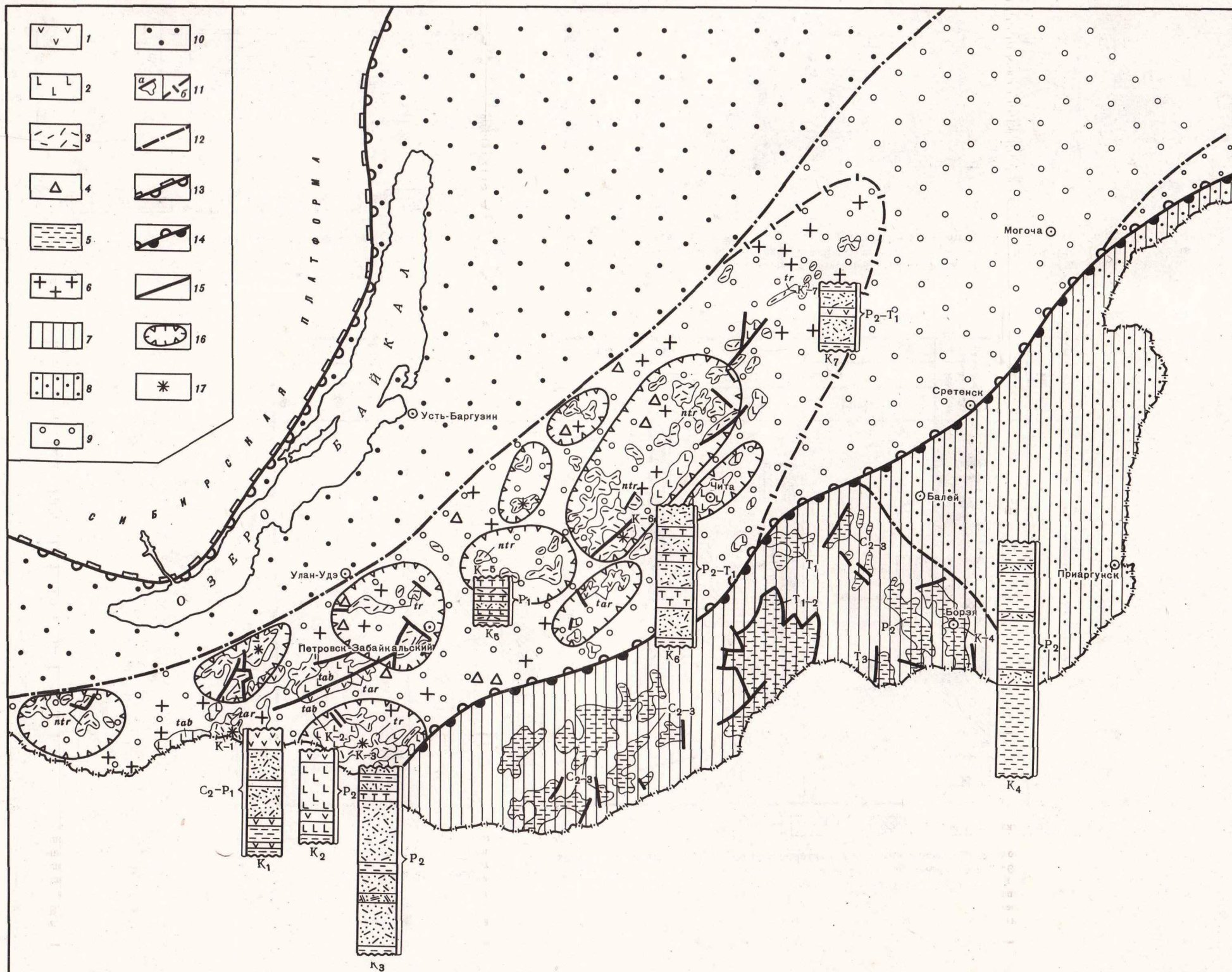


Рис. 2. Обзорная палеовулканологическая карта верхнего палеозоя Забайкалья (составил И. В. Гордиенко)

Вулканические формации и их парагенезисы: 1 — трахидезит-трахириолитовая (тар с<sub>1</sub>-P<sub>1</sub>); 2 — трахидезит-базальтовая (таб P<sub>2</sub>); 3 — трахириолитовая (тр P<sub>2</sub>) и трахит-трахириолитовая (нтр P<sub>2</sub>-T<sub>1</sub>); 4 — внемасштабное обозначение небольших полей кислых вулканических формаций; 5 — осадочные и вулканогенно-осадочные формации морских прогибов; 6 — выходы на поверхность субвулканических и гипабиссальных гранитоидов верхнего палеозоя, комагматичных пород вулканических формаций; палеогеографическая обстановка: 7 — мелкое море; 8 — мелководная морская

обстановка, чередующаяся с континентальной (возвышенных равнин); 9 — горы; 10 — возвышенные равнины; 11 — обобщенные контуры современного (а) и предполагаемого (б) распространения вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций; границы: 12 — областей с различной палеогеографической обстановкой; 13 — Сибирской платформы и области завершённой складчатости; 14 — области завершённой складчатости и Монголо-Охотской геосинклинальной области; 15 — разрывные нарушения; 16 — нерасчлененные вулканотектонические структуры и ареалы вулканизма; 17 — предполагаемое положение эруптивных центров

