

ГЕОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ Восточной Сибири

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ

ГЕОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ Восточной Сибири

Ответственный редактор
д-р геол.-мин. наук С.М. Замараев

8148

НОВОСИБИРСК
ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1985

Институт Геологических Наук АН Армянской ССР
Библиотека

УДК 55+553(571.5)

Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1985.

Сборник представляет собой материалы первых чтений имени М.М. Одинцова. В нём рассматриваются вопросы геологии и магматизма Сибирской платформы и сопредельных регионов. Ученики и последователи крупнейшего геолога, исследователя Восточной Сибири, члена-корреспондента АН СССР М.М. Одинцова продолжают и творчески развивают на новой информационной основе его главные научные направления. Наряду с большой научно-теоретической информативностью статьи ценны своей производственной ориентацией на проблему минеральных ресурсов Восточной Сибири.

Сборник предназначен для геологов широкого профиля, работающих в областях кимберлитового, траппового и щелочно-ультраосновного магматизма Восточной Сибири.

Рецензенты А.Е. Воронцов, Г.Д. Феоктистов

Редакционная коллегия: кандидаты геол.-мин. наук Б.М. Владимиров, В.Г. Домышев, М.М. Одинцова

Г $\frac{1904020000-841}{042(02)-85}$ 120-85-1 © Издательство "Наука", 1985 г.

В.Г. Беличенко, В.Г. Домышев, В.А. Лащенов,
М.М. Одинцова, С.Ф. Павлов, Ю.Б. Тржицинский,
Г.Х. Файнштейн, А.П. Шмотов

РОЛЬ УЧЕНИЯ М.М. ОДИНЦОВА В ПОЗНАНИИ ГЕОЛОГИИ И ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Имя Михаила Михайловича Одинцова широко известно геологической общественности страны и за ее пределами. В течение почти полувека его научные труды способствовали разработке и углублению геологических идей, расширению минерально-сырьевой базы страны.

В 1980 г. решением Ученого Совета ИЗК СО АН СССР были учреждены чтения, посвященные памяти члена-корреспондента АН СССР, профессора, доктора геолого-минералогических наук М.М. Одинцова, безвременно ушедшего из жизни 12 марта 1980 г.

Производственная и научная деятельность М.М. Одинцова началась в 30-х годах с изучения геологии Иркутского амфитеатра. В первых публикациях /1937а,б/ разрабатывались основы стратиграфии осадочного чехла Сибирской платформы, выявлены основные структурные элементы западного крыла кембро-силурийского поля Н.С. Шатского, охарактеризована их связь с окружающими складчатыми сооружениями Восточного Саяна и Енисейского кряжа. В соавторстве с П.П. Скабичевским /1937/ была составлена тектоническая схема и проведено тектоническое районирование Иркутского амфитеатра. Часть работ касалась непосредственно народнохозяйственных проблем освоения минеральных богатств Сибири. На основе материалов, полученных во время проведения инженерно-геологических исследований в районе проектируемой железной дороги Тайшет – Братск, М.М. Одинцовым составлена детальная геологическая карта территории Коршуновского месторождения, а затем обобщены все данные по известным солепроявлениям, сделан вывод о региональном распространении соленосных толщ в пределах Иркутского амфитеатра и возможной нефтеносности пород нижнего – среднего кембрия.

Докторская диссертация М.М. Одинцова посвящена особенностям геологического развития южной части Сибирской платформы в раннем палеозое. В стратиграфических и корреляционных схемах, приведенных в этой работе, обобщен обширный материал не только по Сибирской платформе, но и по Монголии и Китаю. Палеогеографические схемы, составленные автором, отразили новые элементы геологической истории платформы в раннем палеозое.

К истории развития амфитеатра в раннем палеозое М.М. Одинцов возвращался и в последующие годы. В монографии "К истории развития нижнепалеозойского бассейна Иркутского амфитеатра" /1954/ на основе фациального анализа отложений нижнепалеозойского бассейна осадконакопления он установил направленность колебательных движений, трансгрессивные и регрессивные серии осадков, восстановил палеогеографическую обстановку от-

дельных эпох раннепалеозойского осадконакопления. Особенно полно рассмотрел вопрос связи осадочных полезных ископаемых с фациями (в частности, процесс происхождения меди в песчаниках верхоленской свиты).

Палеогеографические схемы, составленные М.М. Одинцовым на основе фациального анализа осадков, – поучительный пример изучения осадочных пород. Геологи-осадочники убедились в том, что с помощью палеогеографических карт можно получить наиболее полное представление о геологической истории региона и о местах локализации тех или иных полезных ископаемых осадочного генезиса.

При изучении Иркутского амфитеатра М.М. Одинцов большое внимание уделял взаимоотношению докембрийских структур краевой антеклизы амфитеатра с Байкальской складчатой зоной Восточного Саяна. В результате исследований он пришел к выводу о том, что на стыке данных структур присутствуют системы краевых глубинных разломов, которые оказали существенное влияние на геологическое развитие смежных регионов.

В современной геологической структуре Сибирской платформы М.М.Одинцов выделял такие основные структурные элементы платформы: антеклизы I порядка (Анабаро-Оленекская система, Алдано-Олекминская и Саяно-Байкальская сложные краевые антеклизы); антеклизы II порядка (Ангарская, Ангаро-Ленская, Анабаро-Байкальская и Непский структурный шов) и разновозрастные впадины в осадочном чехле (Иркутский амфитеатр с краевыми нижнепалеозойскими прогибами – Присаянским и Прибайкальским, Тунгусско-Вилюйская нижнепалеозойская и Приенисейская среднепалеозойская краевые синеклизы, Ангаро-Тунгусская внутриконтинентальная верхнепалеозойская депрессия, Тунгусская структурно-вулканическая пермотриасовая область, Мурская и Саяно-Вилюйская мезозойские наложенные депрессии, кайнозойские впадины у окраин Саяно-Байкальского свода).

Предложенное М.М. Одинцовым структурное районирование платформы имело первостепенное значение для оценки перспектив того или иного региона на полезные ископаемые. Многие из перечисленных структур (Тунгусская структурно-вулканическая область, Мурская и Саяно-Вилюйская депрессии и др.) были выделены и охарактеризованы впервые.

Изучая историю геологического развития Сибирской платформы и смежных складчатых областей, Михаил Михайлович обратил внимание на большое сходство геологических процессов, протекавших в конце палеозоя – начале мезозоя на Восточно-Азиатской платформе /Одинцов, 1957, 1960-1962, 1975а,б/.

Конкретно оно выразилось в общности структурных условий, в которых развивались процессы тектогенеза и вулканизма; в тождественности движений и созданных ими структурных форм – преобладание разломов без крупных вертикальных смещений; в единстве магм по составу с преобладанием базальтов и в общности форм эруптивного процесса. Некоторая неоднородность в составе магм, времени и механизме их внедрения связана с различием структурных позиций отдельных районов.

На Сибирской платформе в это время сформировалась Тунгусская структурно-вулканическая область, характеризующаяся глыбовым тектогенезом и связанным с ним вулканизмом основного состава. Забайкалье и Монголия образуют, по М.М. Одинцову, Забайкальскую структурно-вулканическую зону с широким развитием вулканизма среднего, основного и субщелочного составов. В юго-восточной части Восточно-Азиатской платформы (провинции Юго-Восточного и Центрального Китая, Вьетнама) в триасе отчетливо проявлены по разломам процессы вулканизма основного состава (базальты), отмечались интрузии и эффузии средней (андезиты) и ультраосновной (перидотиты) магмы.

На основании вышеприведенных фактов М.М. Одинцов пришел к выводу о единстве раннемезозойского (индосинийского или тунгусского) тектономагматического цикла Восточно-Азиатской платформы и обратил внимание на необходимость целенаправленного изучения его металлогении.

Более четырех десятилетий М.М. Одинцов /1957/ посвятил изучению грандиозной по своим масштабам провинции пермотриасовых платобазальтов (Сибирских траппов), выделив ее как Тунгусскую структурно-вулканическую область со специфическим ходом тектонического развития и металлогении. Начало площадного изучения юго-западной части Тунгусской структурно-вулканической области было связано с работами (30-е годы) по проектированию западного "головного" участка БАМ - Тайшет - Братск. Были закартированы базальтовые трубки и обширные поля сибирских траппов /Одинцов, 1937в/. В 1947-1948 гг. М.М. Одинцовым впервые обнаружены и описаны останцы кратеров вулканов в центральной части области (бассейн р.Илимпеи) с характерным для извержений центрального типа строением: внутрикратерные части выполнены афанитами и микропорфиритовыми долеритами, а прижерловые - агломератами и туфобрекчиями. При дальнейших исследованиях как во внутренних, так и периферических частях этой области закартированы и детально изучены многочисленные туфовые трубки взрыва, давшие основную массу базальтового эксплозивного материала для вулканогенной толщи Тунгусского бассейна в целом.

Анализируя развитие магматизма Сибирской платформы применительно к выделенной области, М.М. Одинцов предложил следующую стадийность: 1) подготовительная фаза (пермь) с первыми значительными гипабиссальными внедрениями базальтовой магмы; 2) начальная фаза (триас) - растяжение и растрескивание земной коры в условиях преобладания восходящих движений, расколы и трещинные излияния в ослабленных зонах, извержения центрального типа и аккумуляция пирокластических толщ с образованием месторождений исландского шпата; 3) фаза недифференцированных интрузий - некоторое ослабление движений, сохранения целостности коры, внедрение пластовых интрузий практически безрудных; 4) фаза дифференцированных интрузий базальтовой магмы со значительной гидротермальной деятельностью - образование основной массы полезных ископаемых: меди, никеля, полиметаллов, железных руд и исландского шпата; 5) фаза ультраосновных интрузий (преддайковых) - поднятия наиболее глубоких магматических масс (интрузии ультраосновных и щелочных пород в более ослабленных зонах и кимберлитовые диатремы вне этой области), гидротермальная деятельность и автометаморфизм кимберлитов - образование месторождений карбонатитов и алмазов; 6) заключительная фаза цикла - дайки и малые недифференцированные интрузии. В юре проявилась завершающая фаза мезозойского тектономагматического цикла - маломощные дайки траппов.

В результате многолетнего изучения Тунгусской структурно-вулканической области и сравнительного анализа материалов по другим мировым провинциям платобазальтов (Карру, Декан, Бразилия и др.) были выявлены специфические черты тектономагматического развития каждой /Одинцов, 1972, 1980; Odinsov e.a., 1968, 1971/.

Михаил Михайлович выделил два типа древних платформ: I - пережившие неоднократную активизацию с мощным проявлением траппового вулканизма и магматизма и с кимберлитообразованием (Сибирская, Южно-Африканская, Индийская и др.); II - пассивные со слаборазвитым трапповым магматизмом и почти лишенные кимберлитов.

М.М. Одинцов определял Тунгусскую структурно-вулканическую область как главный объект на поиски не только алмазов и железорудных магнетитовых месторождений, но и медно-никелевых руд, полиметаллов.

В 70-х годах он провел структурно-металлогеническое районирование, выделив своеобразный Ангаро-Вилюйский рудный пояс с полной характеристикой эндогенного оруденения, и наметил перспективы на поиски рудных месторождений. Являясь сторонником гидротермально-метасоматического генезиса руд (железа, меди, никеля, полиметаллов и др.), М.М. Одинцов не исключал открытия новых месторождений этих полезных ископаемых в пределах Тунгусской структурно-вулканической области, придавая особую роль вулканомагматическим комплексам, сопряженным с мощными зонами глубинных разломов /Ангаро-Вилюйский..., 1980/.

Исключительно велика заслуга М.М. Одинцова в открытии алмазов Сибири. Исследование траппов по р.Илимпее, обладающих повышенной щелочностью и характерной рудной (медно-никелевой) минерализацией, позволило ему сделать заключение, что существует аналогия между строением и магматизмом этого района и Южно-Африканским кратоном (в частности, сходство с бушвельдским комплексом и траппами карру Южной Африки) и, следовательно, о перспективности Сибирской платформы в отношении алмазоносности. В докладной записке в Восточно-Сибирский геолого-разведочный трест М.М. Одинцов в 1939 г. рекомендовал бассейн р.Ниж.Тунгуски как перспективный для поисков алмазов и полиметаллических руд. В 1944 г. им было составлено более развернутое обоснование постановки работ на алмазы во внутренних районах Сибирской платформы. В этой заявке и в последующих документах по проектированию М.М. Одинцов последовательно развивал рабочую гипотезу поисков алмазов. Имевшийся отечественный опыт алмазопоисковых работ базировался только на поисках, разведке и добыче алмазов из своеобразных алмазных россыпей Урала. Коренные источники уральских алмазных россыпей оставались невыясненными, но предполагалось, что ими являются пояса гипербазитов Среднего и Северного Урала. Авторитетная группа советских геологов рекомендовала в качестве первоочередного объекта исследований гипербазитовые пояса краевых антеклиз Сибирской платформы. Прогноз М.М. Одинцова, основанный на глубоком знании закономерностей магматических проявлений на древних платформах, был нацелен на принципиально новое решение проблемы: на поиск алмазоносных кимберлитовых трубок в центральной части Сибирской платформы, в пределах ее трапповой вулканической провинции. М.М. Одинцову удалось доказать целесообразность проведения первоочередных алмазопоисковых работ во внутренних районах платформы.

В 1947 г. М.М. Одинцов назначается техническим руководителем Тунгусской алмазопоисковой экспедиции и непосредственно осуществляет научное и техническое руководство поиска алмазов на огромной территории центральной части Сибирской платформы, практически не изученной в геологическом отношении. Каждый день работы и каждый маршрут работников экспедиции порождал множество проблем - научных, методических, технических, требующих немедленных и квалифицированных решений. Здесь в полной мере проявились организаторский талант и научная эрудиция М.М. Одинцова. Зимой 1947/1948 г. экспедиция добилась решающего успеха - в галечниковых отложениях р.Еремы был обнаружен первый в центральной части Сибирской платформы алмаз, был сделан, таким образом, первый шаг к открытию новой алмазоносной провинции в СССР.

М.М. Одинцов одним из первых применил метод поисков коренных источников алмазов по минералогическим ассоциациям в шлиховых пробах, при котором используется в качестве поискового критерия набор минералов - спутников алмаза. В отличие от уральского опыта, отводящего первенствующую роль отложениям древнечетвертичных долин, ведущее значение придавалось изучению тяжелой фракции отложений современных водотоков.

На основании изучения минералогического состава аллювиальных отложений крупных речных бассейнов Сибирской платформы (Подкаменной и Нижней Тунгуски, Илимпеи, Чуни) М.М. Одинцовым в 1948 г. сделан вывод о необходимости концентрации поисков алмазов в бассейне р.Вилюя. Результатом этого научного прогноза и настойчивых усилий по организации алмазопоисковых работ в указанном районе явилось открытие в 1949 г. алмазных россыпей по р. Вилюй – первенцев будущей Якутской алмазоносной провинции.

Осенью 1949 г. под руководством и при личном участии М.М. Одинцова составлен генеральный проект алмазопоисковых работ в Якутии на 1950–1955 гг., который и послужил научно-методической основой развернувшихся здесь исследований.

Параллельно с А.А. Кухаренко и Н.Н. Сарсадских, открывших и разработавших метод пироповой съемки, М.М. Одинцов пришел к заключению об особом поисковом значении магнезиальных гранатов (пиропов), ильменитов и хромдиопсида.

М.М. Одинцов непосредственно руководил и лично участвовал в исследовательских работах в бассейне р.Вилюй. С большой степенью точности им определены участки возможного нахождения кимберлитовых тел, где вскоре были обнаружены первые в Советском Союзе алмазоносные кимберлитовые трубки. М.М. Одинцова по праву можно считать одним из первооткрывателей кимберлитовых трубок Сибирской платформы.

В процессе поисков первых коренных месторождений алмазов доказана надежность и эффективность метода пироповой съемки, остающегося до сих пор главным поисковым методом алмазников на первоначальном этапе изучения территории.

Алмазопоисковые работы в Якутии увенчались замечательными открытиями коренных алмазных месторождений. М.М. Одинцов являлся вдохновителем, организатором и главным автором этих открытий, ибо глубокий научный прогноз и организаторский талант Михаила Михайловича составили основу этого выдающегося достижения отечественной геологии. Его справедливо называют "отцом сибирских алмазов".

В середине 50-х годов М.М. Одинцов, уже возглавлявший Институт земной коры СО АН СССР, продолжал консультировать поиски алмазов в Юго-Западной Якутии. Одновременно, под его руководством и при его личном участии, развернулись поисковые работы на алмазы в Присаянье и в Иркутском амфитеатре. В Присаянье (бассейн рч. Ингаши) было открыто Присаянское кимберлитовое поле, состоящее из нескольких алмазоносных кимберлитовых жил. В Иркутском амфитеатре установлены разновозрастные осадочные коллекторы алмазов. Особенно пристальное внимание уделял М.М. Одинцов распределению юрских отложений в центральной части платформы. Ему принадлежит гипотеза о ведущей роли базальных горизонтов отложений верхнего палеозоя и юры в концентрации алмазов во внутреннем поле платформы. Дальнейшее развитие поисковых работ подтвердило юрский возраст россыпи и значение юрских отложений как коллектора алмазов и минералов-спутников /Одинцов, 1965/.

М.М. Одинцов уделял большое внимание проблемам инженерной геологии Восточной Сибири. В начале 30-х годов он руководил первыми инженерно-геологическими экспедициями в бассейнах рек Ангары, Лены, Илима. Значительные исследования им проведены в области геологического обоснования строительства головного участка Байкало-Амурской магистрали (Тайшет – Братск).

В 50-е годы, с начала строительства каскада электростанций на р.Ангаре, М.М. Одинцов был инициатором и организатором комплексного инженерно-геологического изучения зоны влияния водохранилищ Ангарского каскада ГЭС. Поставленные на совещаниях по изучению производительных сил Сибири вопросы, касающиеся ангарских водохранилищ, по сути дела явились программой работ на многие годы. М.М. Одинцов организовал комплексные инженерно-геологические исследования по Братскому, Усть-Илимскому и Богучанскому водохранилищам, осуществлял общее научное руководство, принимая непосредственное участие в полевых работах, в написании монографий и их редактировании. Он являлся инициатором и научным руководителем комплексных инженерно-геологических работ на побережье оз.Байкал, результаты которых легли в основу составления генеральной схемы комплексного использования естественных богатств Байкала и его бассейна. М.М. Одинцов /1977/ внес значительный вклад в проблему изучения техногенного воздействия водохранилищ на окружающую среду.

В начале 70-х годов М.М. Одинцов активно включился в проблему освоения минерального сырья зоны БАМ, возглавив эти исследования. Несмотря на то, что геология, полезные ископаемые территории, прилегающей к магистрали, изучены неравномерно, он дал общую геолого-структурную и прогнозно-металлогеническую характеристику зоны влияния БАМ. На основании изучения геологических структур, истории геологического развития, отраженной в магматических, метаморфических и осадочных формациях региона, были выявлены общие закономерности размещения и формирования полезных ископаемых.

Давая обзор минеральных ресурсов зоны БАМ, М.М. Одинцов /Одинцов, Бухаров, 1975; Одинцов и др., 1977/ поставил задачу в ближайшие годы разработать научно-методологические основы геологического прогноза расширения минеральной базы освоения территории, направления поисков и разведки. Для этого, отмечал он, необходим геолого-структурный и формационный анализ территории, широкое использование данных геофизических, геохимических исследований, а также планомерные поисковые, поисково-оценочные и разведочные работы, осуществляемые Министерством геологии СССР. Особое внимание обращалось на разновозрастную вторичную тектономагматическую активизацию, так как именно в зоне БАМ, по теоретическим представлениям М.М. Одинцова, эти процессы могут обусловить возникновение месторождений полезных ископаемых.

Многие предложения М.М. Одинцова /1977, 1980б, 1981/ касаются и промышленного освоения территории. Прежде всего, он отмечал необходимость полного и комплексного использования многокомпонентных месторождений при проектировании и строительстве горных предприятий. Среди полезных ископаемых БАМ М.М. Одинцов особо выделил новые виды минерального сырья с точки зрения перспективы их освоения. Он отмечал, что уже сейчас геологическим организациям, научно-исследовательским и проектным институтам необходимо уделять больше внимания новым видам минерального сырья (высокоглиноземистое и цементное сырье, марганцевые руды, графит, строительные материалы и другие полезные ископаемые).

М.М. Одинцов ставил весьма актуальный вопрос перед плановыми органами и промышленными министерствами, потребляющими минеральное сырье, о широком поиске технологических методов рациональной переработки нестандартного минерального сырья в промышленный продукт. В первую очередь речь шла о технологической оценке всех нефелиновых пород в зоне влияния БАМ, о возможности получения при переработке нефелиновых руд на глинозем калийных удобрений, цементного сырья и других побочных продуктов.

М.М. Одинцов относится к числу тех представителей науки, которые всегда обращались к философским аспектам своей области знаний, считая, что без этого невозможно достижение теоретических высот и решение фундаментальных проблем в науке. Среди его многочисленных научных трудов значительное место занимают философские работы, посвященные специфике геологических процессов, энергетической системе Земли и геодинамическим процессам, техногенным факторам в геологии, методологической роли современной дискуссии в геотектонике, геологической форме движения материи, состоянию геологической науки и вероятной перспективе ее развития.

Одной из фундаментальных философских работ М.М. Одинцова является книга "Геологические науки. Проблемы и перспективы" /1980а/. В ней освещается проблема социальной роли научного познания и места геологических наук в нем, специфических черт взаимосвязанных геологических процессов, проявлявшихся ранее и действующих ныне в системе "Земля", все возрастающей роли современного индустриально развитого человечества в этих процессах.

Являясь сторонником необходимости выделения геологической формы движения материи, М.М. Одинцов /1962/ стремился выявить специфические особенности геологической формы движения материи, определить ее особое место среди других форм движения в природе. Признание самостоятельного существования геологической формы движения материи имеет важнейшее методологическое значение, прежде всего для развития самой геологической науки.

Много внимания в своих философских работах М.М. Одинцов /1970/ уделял вопросу энергетики Земли как сложно развивающейся материально-энергетической системы, находящейся в состоянии динамического равновесия. Он приводит анализ энергетических факторов, составляющих в совокупности энергетическую систему Земли.

Неоднократно М.М. Одинцов /1975, 1980а/ затрагивал вопрос о месте наук о Земле в системе научных знаний и общественном производстве. Науки о Земле – это часть естествознания, часть наук о природе, объектом исследования которых представляется та материальная база, тот субстрат, где развивается органический мир, окружающий нас.

Весьма интересны работы М.М. Одинцова, вскрывающие методологическое значение дискуссии в современной геотектонике.

Среди геологических наук, достигших высокой степени разветвленности, именно геотектоника в наибольшей степени интегрирует изучение и раскрытие специфических закономерностей существования и развития Земли – сложной материально-энергетической системы. Геотектоника (в широком ее понимании) концентрирует в себе основные методологические проблемы геологических наук.

Отсюда следует, что сколько-нибудь значительные изменения, а тем более существенная перестройка геотектонических концепций, оказывают воздействие на всю совокупность геологических наук и имеют первостепенное методологическое значение. Это воздействие более кардинальное, если возникшая геотектоническая концепция претендует на роль "научной революции" в геологических науках.

Анализируя сущность разногласий между сторонниками концепций новой глобальной тектоники и фиксизма, М.М. Одинцов дает в своих работах ответ на вопрос, что разделяет эти конкурирующие теории и что может быть общего между ними. Был сделан вывод о том, что, отправляясь от общих исходных научных позиций, данные теории расходятся между собой в важнейших методологических вопросах.

Представление о "кризисе" геологии в связи с появлением теории глобальной тектоники, считал он, является ложным. Речь может идти о необходимости теоретического осмысливания новых фактов. Обе концепции (фиксизма и неомобилизма) отражают определенные особенности, отдельные грани геотектонического процесса, идущего в материально-энергетической системе Земли. Задача геотектоники – построение теории геотектогенеза, опирающейся на синтез точно наблюдаемых фактов, понятых и объясненных с позиций диалектического материализма. Философские работы М.М. Одинцова сыграли значительную роль в решении актуальных вопросов науки и, в частности, геологии.

Михаил Михайлович создал сибирскую школу геологов и подготовил большую когорту геологов-алмазников, среди которых три лауреата Ленинской премии, более десятка кандидатов, два доктора геолого-минералогических наук. Начав свой трудовой путь под руководством М.М. Одинцова как геологи-алмазники, они стали крупными учеными, заведующими секторами и лабораториями, директорами научно-исследовательских институтов, главными и старшими геологами экспедиций и доцентами вузов. Некоторые из его учеников оказывали практическую помощь слаборазвитым странам в становлении геологической службы, проводили лично поиски алмазных месторождений, обучая мастерству поиска местные кадры. Ряд коренных и россыпных месторождений и проявлений алмазов в Гвинее, Мали и Алжире открыт учениками М.М. Одинцова.

Пытливый, талантливый, объективный и смелый исследователь, великолепный поисковик-рудознатец и столь же талантливый педагог, знаток геологии Сибири и Дальнего Востока, мужественный и добрый, человек высокой культуры и высочайшего интеллекта – таким навсегда останется Михаил Михайлович в памяти советских геологов, в памяти всех, кто его знал.

Литература

Ангаро-Вилюйский рудный пояс Сибирской платформы/Одинцов М.М., Домышев В.Г., Страхов Л.Г. и др. Новосибирск: Наука, 1980. 109 с.

Одинцов М.М. Геологический очерк Тайшет-Братского района Восточной Сибири. – Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Вып. 16. Свердловск – Москва, 1937а, с. 43.

Одинцов М.М. Стратиграфия и фации нижнесилурийских пород северной части Иркутского амфитеатра (фрагменты к геологической карте Восточной Сибири). – Изв. Об-ва изучения Восточно-Сибирской области. Т. 2(57). Иркутск, 1937б, с. 298-306.

Одинцов М.М. Траппы южной части Сибирской платформы. – В кн.: Международный геологический конгресс. Сибирская экспедиция. Восточная Сибирь. М.-Л., 1937в, с. 36-39.

Одинцов М.М., Скабичевский П.П. Структуры юго-запада Сибирской платформы и юга Енисейского кряжа. – Проблемы сов. геологии, 1937, № 7, с. 564-582.

Одинцов М.М. К истории развития нижнепалеозойского бассейна Иркутского амфитеатра. – В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. 1. М., 1954, с. 383-398.

Одинцов М.М. Основные черты геологии Сибирской алмазоносной провинции. – Изв. вост. фил. АН СССР, 1957, № 1, с. 27-34.

Одинцов М.М. Основные закономерности размещения полезных ископаемых на Сибирской платформе. – В кн.: Развитие производ. сил Вост. Сибири. Геологическое строение. М., 1960, с. 44-57.

Одинцов М.М. Раннемезозойский тектономагматический цикл на Восточно-Азиатской платформе. – Геол. и геофиз., 1961, № 1, с. 26–33.

Одинцов М.М. Некоторые вопросы тектонического развития платформ. – Геол. и геофиз., 1962, № 6, с. 15–24.

Одинцов М.М. О специфике геологических процессов. – Вопросы философии, 1962, № 3, с. 131–136.

Одинцов М.М. Геологические предпосылки и перспективы алмазоносности юго-западной части Сибирской платформы. – Сов. геология, 1965, № 5, с. 71–82.

Одинцов М.М. Энергетическая система Земли и геодинамические процессы. – Изв. Вост.-Сиб. отдела геогр. об-ва СССР, 1970, т. 67, с. 3–9.

Одинцов М.М. К проблеме структурно-металлогенического районирования юга Восточной Сибири. – Геол. и геофиз., 1972, № 6, с. 15–27.

Одинцов М.М. Активизация древних платформ и рудоносные глубинные магмы. – В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 11. М.: Наука, 1975а, с. 17–26.

Одинцов М.М. Русская геология в начальном периоде существования Академии наук и место М.В. Ломоносова в ее развитии. – В кн.: Проблемы наук о Земле и их развитие. Иркутск, 1975б, с. 13–20.

Одинцов М.М. Техногенный фактор в инженерной геологии. – Природа, 1977, № 9, с. 21–27.

Одинцов М.М. Геологические науки. Проблемы и перспективы. Новосибирск: Наука, 1980а. 79 с.

Одинцов М.М. Формирование и эндогенное оруденение Тунгусской структурно-вулканической области Сибирской платформы и мезозойский тектогенез Восточной Азии. – В кн.: Корреляция эндогенных процессов Восточной Сибири. М.: Наука, 1980б, с. 28–45.

Одинцов М.М., Бухаров А.А. Минеральные ресурсы зоны БАМ. – Вестник Академии наук СССР, 1975, № 9, с. 44–49.

Одинцов М.М., Сизых А.И., Шмотов А.П., Конев А.А. Новые виды минерального сырья в зоне влияния Байкало-Амурской железной магистрали в Саяно-Становом орогенном поясе. – В кн.: Материалы III научно-практической конференции по минеральным ресурсам БАМ. Благовещенск, 1977, с. 60–124.

Одинцов М.М., Шмотов А.П. Высокоглиноземистое сырье Восточной Сибири – проблема, заслуживающая внимания и разработки. – Геол. и геофиз., 1981, № 4, с. 25–28.

Odintsov M.M., Vladimirov B.M., Tverdokhlebov V.A. Regularites of kimberlites distibution in the earth's crust. – Int. Geol. Congr.Rept.23d Sess.Czechosl., 1968. Proc.Sec.2. Prague, 1968, p. 139–146.

Odintsov M.M., Vladimirov B.M., Rassakazchikov A.V., Tverdokhlebov V.A. Basic features of geologic history of the Western African and Sibirian platform. – Int.Geol.Rev., 1971, v. 13, N 1, p. 16–21.

М.М. Одинцов

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ КИМБЕРЛИТОВ

Геологические условия появления кимберлитов в верхних слоях литосферы, где с ними связаны промышленные коренные месторождения алмазов, нельзя считать выясненными сколько-нибудь основательно. Генезис месторождений упирается в некоторые теоретические трудности, пока неразрешенные. Это касается условий кристаллизации алмаза – кристаллизации минерала в мантии (или на близких глубинах) либо в промежуточных очагах.

На основании анализа обширного материала /Дю-Тойт, 1957; Haughton, 1969; Хоутон, 1966; Трофимов, 1967; Соболев, 1951; и др./ считаем установленными следующие факты.

1. Первые достоверные проявления кимберлитов в литосфере наблюдаются в верхнедокембрийских (средне-верхнепротерозойских) породах (Индостан, Присаянье, трубка Премьер в ЮАР, алмазоносные кимберлитовые дайки Берега Слоновой Кости). Однако существуют, вероятно, более древние первично алмазоносные породы, о чем свидетельствуют находки алмазов в конгломератах Витватерсранд (Южная Африка). Известны также позднедокембрийские алмазоносные "филлиты" (Бразилия). Однако нельзя считать достоверно установленным, что "филлиты" являются глубоко измененными кимберлитами, как это предполагается некоторыми исследователями /Трофимов, 1967/, и что алмазы в конгломератах Витватерсранд из древних кимберлитов, а не из других источников.

2. Кимберлиты занимают вполне определенную позицию в общей структуре земной коры. Они распространены исключительно на древних платформах с докембрийским возрастом платформенного цоколя. Вне древних платформ в зонах фанерозойского тектогенеза наблюдаются различные типы "кимберлитоподобных" пород, но не кимберлиты.

3. По отношению к древним платформам кимберлиты ведут себя избирательно (различно). На одних они широко распространены, имеют большой диапазон геологического возраста и образуют мировые алмазные провинции (платформы Гондваны – Бразильская, Африканская, Индостанская, а также Сибирская платформа и, возможно, Австралийская). На других они или отсутствуют, или распространены крайне ограниченно – Канадская и Восточно-Европейская (Русская) платформы. Остаются неясными их позиции на Китайской платформе, весьма сильно переработанной мезозойскими тектономагматическими циклами, и в Антарктиде. Значит, древние платформы по отношению к кимберлитам могут быть разделены на два типа: Гондвано-Сибирский и Канадско-Русский. Они различаются между собой некоторыми особенностями тектоники и магматизма /Одинцов, Владимиров, 1966, 1971, 1972/.

4. Для протоплатформ Гондвано-Сибирского типа характерная особенность тектонического строения – относительная монолитность древнего фундамента, который в процессе структурного развития в фанерозое только под-

вергается колебательным движениям отдельных крупных блоков с образованием больших, расплывчатых по контурам поднятий и опусканий, но не испытывает существенной переработки. Для платформ этого типа характерно широкое развитие формаций платобазальтов, образующих мощные вулканогенные серии (Южная Африка, Индостан, Бразильская платформа, Сибирская платформа).

Платформам Канадско-Русского типа в ходе фанерозойского этапа развития свойственна большая тектоническая перестройка фундамента с образованием внутри платформы крупных авлакогенно-миогеосинклинальных структур типа Уачита-Уичита (на Канадской платформе), Днепровско-Донецкой (на Русской) и появлением в них довольно разнообразного вулканизма основного, среднего и даже кислого составов (Донбасс, Тиман), а также отсутствием или слабым развитием формации платобазальтов.

Кимберлитовые провинции приурочены, как правило, к протоплатформам первого типа (Гондвано-Сибирского) и очень слабо проявлены либо отсутствуют на платформах второго (Канадско-Русского).

Такое соотношение кимберлитов и определенного типа протоплатформ свидетельствует, очевидно, о различии в глубинном строении их и в соотношениях и взаимодействии между верхней мантией и корой.

Сказанное позволяет наметить в глобальном масштабе общие закономерности размещения кимберлитов в земной коре. Более сложной и далеко еще не решенной является задача определения закономерностей, управляющих размещением кимберлитов в контурах протоплатформ, их группировок в провинции, подпровинции и кимберлитовых полях. Относительно протоплатформ, несущих кимберлиты, имеются материалы, свидетельствующие о тяготении кимберлитов к крупным положительным структурам – антеклизам, большим сводам или валам, охватывающим кристаллический фундамент протоплатформ и, естественно, покрывающим его осадочным чехлом.

Такое заключение может быть сделано на основании анализа кимберлитоносных районов Африки (кратоны Трансваальский, Калахари, Восточная и Западная Африка – Гвинейско-Либерийский щит), Сибирской платформы и отчасти Индостана. Что касается Бразильской платформы, то алмазоносные "филлиты" этой платформы, вероятно, не являются кимберлитами. По отношению к кимберлитоносным районам Африканского континента и Сибирской платформы, при попытках установления структурных позиций кимберлитов, видимо, нужно учитывать вполне справедливое в известной мере замечание В.А. Милашева /1972/, что при определении структурных позиций кимберлитов следует коррелировать их пространственное размещение не со всеми многообразными тектоническими структурами района, а лишь с возникшими одновременно или непосредственно перед внедрением кимберлитов. Это определение необходимо, по нашему мнению, дополнить тем, что сами тектонические структуры, вмещающие кимберлиты, могут возникнуть и возникают не в аморфной, бесструктурной среде, а на фоне сложных тектонических структур, сформированных всем предшествующим геологическим развитием района. Эта геоструктурная основа способна во многом определить и морфологию, и пространственное размещение тех конкретных тектонических форм, в которых локализуются кимберлитовые тела.

Во всяком случае тщательный палеотектонический анализ развития кимберлитоносных регионов необходим для определения истинных геоструктурных генетических связей кимберлитов с конкретными тектоническими формами.

Геоструктурная обстановка регионов, избранных в качестве эталонов, характеризуется следующими чертами. Несколько обобщая тектоническую схе-

му строения Африканского континента (применительно к исследованию геоструктурных позиций проявлений кимберлитового магматизма на ее территории), мы выделяем две системы древних протоплатформенных массивов, входящих в состав африканского континента.

Одна из систем протягивается из Южной Африки вдоль восточного края африканской континентальной плиты и слагается из Трансваальского и Родезейского, Мозамбикского и Танганьикского массивов. Другая, охватывающая запад Африки, состоит из массивов Тибести, Регибат, Ахаггар, Дагомейско-Нигерийского и Гвинейско-Либерийского (Эбурнейского). Указанные системы протоплатформ разделяются складчатыми системами (поясами), имеющими также докембрийский возраст - Дамаро-Катангской и Намаквaленд-Кибарской, ориентированными с юго-запада на северо-восток от Намибии до оз. Виктория в зоне Большого Африканского рифта /Шейнманн, 1958; Хаин, 1971/.

Кимберлитоносными являются Трансваальский, Родезийский и Танганьикский массивы в Восточной Африке; массив Бенгуэлы и Эбурнейский - в Западной Африке. В Южно-Африканской кимберлитовой провинции, где геологический возраст значительной части кимберлитов определяется как мел - эоцен, основу геологической структуры кратона Трансвааль (Калахари) составляет мощная толща докембрия (геологический возраст по радиометрическим определениям от 3000 до 1000 млн. лет, т.е. архей и протерозой) - кристаллический фундамент кратона. Породы фундамента разбиты многочисленными сбросами различной ориентировки (субширотной, северо-западной, северо-восточной) со значительным вертикальным перемещением блоков по ним.

По-видимому, немаловажную роль в структуре кратона играет разлом Дорингберг, протягивающийся с северо-запада на юго-восток (от Юго-Западной Африки под осадочно-вулканогенным чехлом Карру до прибрежных структур у берегов Индийского океана в провинции Наталь). Разлом рассекает породы кристаллического фундамента, но является докаррукским /Тектоника Африки, 1973/, геологический возраст его по радиометрическим данным близок к 2000 млн. лет. Разлом долгоживущий - предполагается его омоложение на этапе около 1000 млн. лет абсолютного возраста. С формированием разлома Дорингберг примерно совпадает и внедрение магматических пород Бушвельдского комплекса (1950 $\pm$ 150 млн.лет), что также свидетельствует о значительности этого этапа формирования геологической структуры кимберлитоносного региона Южной Африки.

За событиями, сформировавшими основы геологической структуры Южной Африки как древнего кратона, раздробленного многочисленными дизъюнктивными нарушениями, наступил относительно спокойный тектонический период, сопровождавшийся магматической деятельностью при образовании формации Ватерберг (1310 $\pm$ 60 млн. лет). "Послеватербергская магматическая деятельность выразилась преимущественно в извержениях карбонатитовых вулканов центрального типа и привела к образованию огромных вулкано-плутонических щелочных комплексов, например комплекса Пилансберг, а также группы кимберлитовых трубок рудника Премьер" /Тектоника Африки, 1973/, которые имеют докаррукский возраст (?). Следующим крупным тектономагматическим циклом явилось формирование долеритов Карру, которое сопровождалось оживлением дизъюнктивов и внедрением основной массы кимберлитов мел-эоценового возраста. Последнее связано, по-видимому, с формированием большого рифта Восточной Африки и сопровождалось базальтовыми ультращелочными проявлениями вулканизма.

По имеющимся материалам можно заключить, что кратон Трансвааль (Калахари), вмещающий кимберлитовые поля Южной Африки, за длительную

историю геологического развития был неоднократно подвергнут раздроблению с образованием многократно возникавших в нем систем разломов и внедрением глубинных магм основного и ультраосновного составов, зачастую с повышенной щелочностью. Есть все основания считать, что повышенная проницаемость кристаллического фундамента, разбитого разломами глубинного заложения, и обусловила появление в регионе глубинных магм основного и ультраосновного составов.

Этим объясняется и неоднократное проявление в регионе алмазоносных пород, первые проявления которых предшествовали формированию формации Витватерсранд (2200-2700 млн.лет) /Тектоника Африки, 1973/, о чем свидетельствуют находки алмазов в конгломератах Витватерсранд. Возможно, что кимберлиты (в Танзании - трубка Мвадуи, а также в Южной Африке - трубка Претория) являются представителями последующей древней кимберлитовой формации, поскольку радиометрический возраст флогопита из кимберлитов Мвадуи определен К.Эдвардсом и Дж.Хоукинсом в 2035 млн. лет /Тектоника Африки, 1973/.

Таким образом, Южная и Восточная Африка являлись за свою геологическую историю ареной неоднократного внедрения глубинной кимберлитовой магмы. К сожалению, в этой части Африканского континента не собрано достаточно убедительных данных о связи кимберлитовых тел с конкретными геологическими структурами. Более того, по отношению к кимберлитовым полям Танзании, где констатировано более 200 местонахождений кимберлита, "различимой связи между кимберлитовыми телами и окружающими структурными или тектоническими чертами еще не установлено" /Тектоника Африки, 1973/.

Тем не менее именно глубинные разломы, уходящие до верхней мантии через кристаллический фундамент, долгоживущие и подновляемые при многократной тектономагматической активизации кратона, определили пути проникновения щелочно-ультраосновной магмы кимберлитов в верхние слои литосферы. Эту связь не следует понимать упрощенно-прямолинейно. Глубокие разломы создают зоны повышенной проницаемости коры и (снимая часть давления) условия для выплавления глубинных магм в них. Пути же проникновения магмы, ее внедрения в верхние слои литосферы сложны, индивидуальны и пока еще не могут быть конкретизированы.

Несколько полнее связи кимберлитов с конкретными разломами выявлены на Гвинейско-Либерийском щите в Западной Африке. В пределах кимберлитовых полей в Лесной Гвинее все кимберлитовые тела - трубки, жилы и макроштокверки - обнаруживают исключительно четкий характер распространения: они располагаются по вытянутым зонам, приуроченным к сколовым трещинам в кристаллическом фундаменте северо-западной и субширотной ориентировки. Такие зоны прослеживаются на значительное расстояние (зона Фенария-Уау на 500 км по простиранию при ширине до 50 км). На участках сопряжения зон различных направлений магматизм развивается особенно интенсивно. Ориентировка отдельных линейно вытянутых тел траппов, кимберлитов и щелочных базальтоидов не совпадает с простиранием зон главных разломов - как правило, жильные тела располагаются под углом 15-45° к ним, т.е. выполняют диагональные сколовые трещины /Одинцов и др., 1970; Владимиров, Одинцов, 1971/.

Для африканского континента можно считать установленными следующие факты, характеризующие структурные позиции кимберлитов.

1. Появление в подкоровых слоях верхней мантии кимберлитовой магмы и прорыв кимберлитов в верхние слои литосферы представляют собой не случайное единовременное явление, а протягиваются через всю геологиче-

скую историю развития этого сегмента земной коры – с конца архейской или середины протерозойской (довитватерсрандское алмазообразование эры), а затем раннего рифея, раннего и позднего мезозоя.

2. Проявления кимберлитов явно тяготеют к кратонным ядрам, входящим в состав сложной гетерогенной плиты Африки и прошедшим весьма сложный путь структурного развития, в ходе которого они неоднократно подвергались раздроблению разломами при дифференцированных движениях отдельных блоков. Дизъюнктивная тектоника сыграла немалую роль в развитии многочисленных магматических циклов внутри древних кратонов, завершившись формированием разломов и вулканических проявлений большого африканского рифта в конце мезозоя и в кайнозое. Среди этих многочисленных проявлений магматизма видное место принадлежит основным и ультраосновным, а также щелочным магмам. В число их входят платобазальты (долериты Карру). Это свидетельствует о глубоком проникновении разломов, достигающих, вероятно, до верхов мантии.

3. В Южной Африке основной структурообразующий разлом – система линеамента Доринберг и разлома Чоло. К сожалению, структурные позиции кимберлитов на юге Африки далеко еще не выявлены. Можно лишь констатировать, что кимберлиты тяготеют к наиболее приподнятым блокам древнего фундамента и что они не связаны непосредственно с главными структурообразующими зонами разломов, по-видимому избирая сопутствующие им разломы высших порядков.

4. В Западной Африке (Гвинейско-Либерийский щит) кратон также разбит многочисленными разломами, среди которых главное структурообразующее значение имеют разломы Приморский и Главный Гвинейский северо-западной ориентировки.

5. Разломы, разбивающие кратон, неоднократно являлись путями проникновения в верхние слои литосферы многочисленных порций основной и ультраосновной магмы – перидотит-норитовой, щелочно-ультраосновной и щелочно-габброидной и платобазальтовой (толеит-базальты).

6. Кимберлиты, как и в Южной Африке, тяготеют к поднятым блокам фундамента. В этом регионе установлена их связь со сколовыми нарушениями северо-западной и субширотной ориентировки, которые под острым углом примыкают к главным разломам.

Как Южная, так и Западная Африка в пределах главного этапа проявления кимберлитов характеризуются относительно малым развитием осадочного чехла – по этой причине структурные соотношения кимберлитовых тел с породами кристаллического фундамента кратонов прослеживаются отчетливее, чем в кимберлитовых провинциях, заложенных среди пород осадочного чехла, где о структуре кристаллического фундамента можно судить лишь по косвенным данным, преимущественно геофизическим.

Мы не рассматриваем Индостан и Бразильскую платформу, так как они не могут по уровню исследованности дать конкретный материал для решения интересующей нас проблемы. Отметим лишь, что в обоих случаях на этих платформах развит широкий комплекс основных, ультраосновных и щелочных пород, в том числе платобазальтов.

Обратимся к наиболее для нас интересным, весьма сложным и недостаточно изученным кимберлитовым проявлениям Сибирской платформы.

Анализируя многочисленные кимберлитовые поля Сибирской платформы, мы исключаем из рассмотрения многочисленные проявления "кимберлитоподобных" пород, которые на первых этапах изучения кимберлитоносности платформы ошибочно причислялись к кимберлитам (например, на Алданском щите, Чадобецком поднятии, в Меймеча-Котуйском районе).

Собственно кимберлиты на Сибирской платформе принадлежат разновозрастным магматическим циклам, и их проявления территориально разобщены. Наиболее древние из них – позднерифейские кимберлиты Присаянья, затем следуют среднепалеозойские (D_3-C_1) кимберлиты Мало-Ботуобинского, Далдыно-Алакитского и Мунского кимберлитовых районов, раннемезозойские кимберлиты Анабарского щита (Куонамского, Средне-Оленекского районов) и позднемезозойские Нижне-Оленекского района. Их структурные позиции (как и тектономагматические циклы, к которым они принадлежат) обладают некоторыми чертами сходства и определенными различиями. Присаянское кимберлитовое поле исследовано менее всего, и даже контуры его, по существу, не могут еще быть очерчены. Оно проявлено лишь в одной точке несколькими маломощными жилами кимберлита лампрофирового типа (слюдяными), содержащими алмаз и пироп. Эти жилы прорывают отложения ингашинской свиты рифея (филлитовидные слюдяные сланцы) по притоку р. Оки. Других проявлений кимберлитов здесь пока не найдено. Абсолютный геологический возраст кимберлитов Присаянья определяется в 1200 млн. лет (по флогопиту K-Ar метод, установлен в ИЗК СО АН СССР С.Б. Брандтом в 1963 г.).

Далее должны быть названы среднепалеозойские кимберлиты Юго-Западной Якутии, развитые в бассейне р.Вилюя и его притоков – Малой Ботуобии и бассейна верхнего течения р.Мархи (Мирнинское, Далдыно-Алакитское, Мало-Ботуобинское, Далдынское, Алакит-Мархинское и Мунское кимберлитовые поля); раннемезозойские восточного склона Анабарского массива и позднемезозойские Нижне-Оленекского района. Как видно, Сибирская платформа, подобно Южно-Африканскому кратону, являлась областью формирования глубинной кимберлитовой магмы и прорыва кимберлитов в верхние слои литосферы. Кимберлиты не изолированное явление, они органически входят в состав магматических циклов, развивавшихся на платформе, представляя в то же время самостоятельное звено этих циклов.

4418

Магматические циклы на Сибирской платформе в геологическом времени связаны с эпохами ее структурной перестройки. В позднем рифее (первая эпоха кимберлитообразования) развивались значительные блоковые движения коры, выраженные в формировании троговых структур типа Ийско-Урикского грабена Присаянья, а при воздымании смежных блоков – Шарыжалгайского и, возможно, Сангиленского массивов, сложенных архейскими породами. Заложение троговой структуры Ийско-Урикского грабена и ее заполнение сопровождались формированием ангаульской эффузивной свиты основного состава, эксплозиями туфов и лавобрекчий и гипабиссальными интрузиями габбро-диабазовой формации ангаульского интрузивного комплекса. Следующим по времени образования было внедрение ингашинских кимберлитов с завершающей фазой магматизма щелочных базальтоидов и щелочно-ультраосновных пород, а также – гипабиссальных интрузий нерсинских диабазов, имеющих много черт, сближающих их с сибирскими траппами (платобазальтами).

Последующий этап структурного развития платформы – ее глубокое погружение (венд – кембрий) с обширной трансгрессией морских (отчасти лагунных) бассейнов, продолжавшееся в течение всего нижнего палеозоя (кембрий, ордовик, начало силура).

В среднем палеозое на платформе начинают преобладать колебательные движения противоположного знака, совпадающие с завершением каледонского цикла геотектогенеза. Поднятия Сибирской платформы в девоне знаменовались ликвидацией морского режима на значительной части площади в ее южной

Институт Геологии и Геофизики СО АН СССР Библиотека

и центральной частях, образованием разломов и интенсивными блоковыми движениями по разломам. Такими движениями охвачены как байкальские и каледонские складчатые сооружения, примыкающие к Сибирской платформе с юга, так и внутренние районы платформы. В частности, они привели к активизации в девоне ранее (в рифее) сформированной структуры Палеовилюйского авлакогена. С этим этапом структурного развития платформы связаны и магматические проявления трахибазальтов в зоне Палеовилюйского авлакогена и в Присаянье, где появились основные эффузивы в горно-глыбовом обрамлении Рыбинской впадины. Тогда же проявились и кимберлиты - западнее Палеовилюйского авлакогена, по Ботуобинскому валу и южному склону Анабарского массива (Мунское кимберлитовое поле).

Следующий цикл кимберлитообразования на Сибирской платформе - формирование кимберлитов восточного склона Анабарского массива, приходящееся на ранний мезозой (триас). Данные кимберлиты также включены в общий для платформы магматический цикл, который представлен одновозрастными формациями платобазальтов (сибирских траппов) в пределах Тунгусской структурно-вулканической области и щелочно-ультраосновных пород - пикритов, занимающих северную часть этой же области к западу от Анабарского массива. Наконец, последняя фаза кимберлитообразования Сибирской платформы в позднем мезозое (верхняя юра - нижний мел) проявлена в северо-восточной части платформы - на Оленекском поднятии. Ее принадлежность к магматическому циклу на Сибирской платформе определить несколько труднее. Одновозрастные магматические проявления имеются на Алданском щите, а в пределах Тунгусской структурно-вулканической области с этой возрастной ступенью связано оживление постмагматической гидротермальной деятельности долгоживущих глубинных магматических очагов платобазальтов и интенсивное магнетитовое оруденение /Одинцов и др., 1980/. Неодинаковые по геологическому возрасту кимберлиты Сибирской платформы характеризуются различными геоструктурными позициями.

Если в Присаянье и на Анабарском массиве кимберлиты залегают среди пород докембрия и структурный контроль кимберлитовых тел относительно легко может быть прослежен (на Анабарском массиве), то в Юго-Западной Якутии кимберлиты прорывают мощный осадочный чехол, маскирующий положение кимберлитовых тел относительно структуры кристаллического фундамента, а весьма слабая тектоническая нарушенность первичного горизонтального залегания пород осадочного чехла часто не позволяет выявить структурные позиции кимберлитов относительно пород чехла.

Поскольку кимберлитовая магма имеет глубинное происхождение (рождаясь, вероятно, ниже поверхности Мохо), мы предполагаем, что именно структуре кристаллического фундамента принадлежит решающее значение в структурно-тектоническом контроле кимберлитовых полей, так как именно проницаемость фундамента обеспечивает массовый подъем глубинных магм в верхние слои литосферы. Кроме того, глубокие разломы кристаллической коры, проникающие до верхней мантии, способствуют зарождению (выплавлению) глубинной магмы. Структуры же осадочного чехла в некоторой мере отражают блоково-разломную тектонику фундамента. Формы этого отражения довольно различны: куполообразные поднятия осадочного чехла над поднятыми блоками фундамента и впадины над опущенными, флексурообразные изгибы чехла над зонами ступенчатой блоковой структуры фундамента, зоны нарушений в породах чехла над долгоживущими разломами (в платформенной фазе структурного развития), сопровождающие их оперяющие структуры, зоны тектонической трещиноватости, развивающейся в приразломных участках платформенного чехла. Следует, однако, различать деформации пород осадочного чехла, связанные более непосредственно со

структурными формами фундамента, от деформаций, выражающих структурное развитие платформенного чехла, но не отражающих непосредственно структуру фундамента. Естественно, что по отношению к кимберлитам нужно отличать деформации пород, предшествующих и сопровождающих внедрение кимберлитов в породы чехла, от последующих (до- и пострудная тектоника). Особо должны учитываться посткимберлитовые тектонические деформации вмещающих кимберлиты пород осадочного чехла, способные захватывать кимберлитовые тела, разрывать их и смещать в пространстве разобщенные части единого кимберлитового тела. Примеры таких смещений установлены в районе Алакит-Мархинского кимберлитового поля.

К сожалению, систематических структурных съемок в районах кимберлитовых полей произведено очень мало. Лишь в работах Л.Н. Зведера и В.Н. Шукина /1960/, А.А. Потуроева /1975/, С.И. Костровицкого /1976/, М.М. Одинцова и Б.М. Владимирова /1966, 1971, 1972/ и немногих других рассматривается эта проблема. Особое внимание ей уделил В.А. Милашев /1979/. Распределение коренных месторождений алмазов не соответствует положениям, принятым в учении о структуре рудных полей. Вероятно, это связано с точечным, столбообразным характером алмазоносных кимберлитовых тел и весьма слабым взаимодействием их с вмещающими породами. Попытки же использовать для целей определения структурного контроля косвенный показатель - густоту и ориентировку гидросети /Милашев, 1979/ - дают ограниченный и неточный материал.

Переходя к рассмотрению вопроса о структурно-тектоническом контроле кимберлитов как носителей коренных месторождений алмазов, дадим определение пользующихся широким распространением терминов: кимберлитовая провинция, кимберлитовое поле, алмазоносный район.

Протоплатформы Гондвано-Сибирского типа являются благоприятными для неоднократного в их геологической истории проявления кимберлитового магматизма. Это дает нам основание полагать, что "избирательное" отношение кимберлитовой магмы к протоплатформам различного типа связано с неодинаковой глубинной структурой и типом их геоструктурного развития. Лишь сочетание закономерно и взаимосвязанно развивающихся глубинных структур и магматизма дает возможность широкого кимберлитообразования.

Перечисленное позволяет говорить об отдельных кимберлитовых провинциях протоплатформ как локальных геоструктурных единицах, несущих разновозрастные проявления кимберлитовых формаций, связанных между собой единством геоструктурных позиций. Кимберлитовые провинции объединяются отношением к структурам протоплатформ, но не континентальных сооружений, включающих в себя (на современном этапе геоструктурного развития земной коры) данные протоплатформы. Так, на Африканском континенте выделяются две кимберлитовые провинции. Южно- и Восточно-Африканский кратоны входят в состав одной кимберлитовой провинции, а на Гвинейско-Либерийском щите отмечается другая кимберлитовая провинция. В Азии выделяются кимберлитовые провинции Сибирской платформы и Индостана.

Пространственная концентрация кимберлитовых тел, связанных с локальными геоструктурами внутри провинции, создает кимберлитовые поля, т.е. локальные геоструктуры, несущие каждая свойственный только ей комплекс пород кимберлитовой формации определенного тектономагматического цикла. Кимберлитовые поля, являясь однородными по геологическому возрасту, могут быть частично совмещенными пространственно, т.е. наложенными одно на другое, но каждое из них сохраняет свою геологическую индивидуальность.

При районировании обширных территорий протоплатформ, несущих ким-

берлиты, в составе единой провинции, вероятно, следует выделять и более дробные, локальные единицы – подпровинции. Последними объединяются кимберлитовые поля одного геологического возраста (единого тектономагматического цикла). Однако возможны случаи, когда геологически разновозрастные кимберлитовые формации могут быть частично наложены одна на другую (например, в Южной Африке).

В составе кимберлитовой провинции Сибирской платформы мы считаем необходимым выделять подпровинции: 1) Присаянскую, позднерифейскую; 2) Вилюйскую среднепалеозойскую, захватывающую частично и бассейн верхнего течения Оленека и притоков Вилюя – Мархи, Ахтаранды, Мал. Ботуобии; 3) Анабарскую раннемезозойскую – на Анабарском щите; 4) Ленско-Оленекскую позднемезозойскую, охватывающую бассейн низовьев р. Лены и Оленекское поднятие.

Мы уже определили место проявления кимберлитов каждой подпровинции внутри тектономагматических циклов, проявленных на территории Сибирской платформы. Вряд ли можно согласиться с концепцией, развиваемой В.А. Милашевым, относительно концентрического размещения на Сибирской платформе кимберлитов различных фаций глубинности с неодинаковой степенью алмазоносности. Кимберлитовые подпровинции Сибирской платформы геологически разновозрастны, принадлежат различным тектономагматическим циклам, и в них не входят ни "кимберлитоподобные" породы Алданского щита, ни щелочно-ультраосновные Тунгусской структурно-вулканической области с Гулинской интрузией, развитые западнее Анабарского массива.

Как правило, внутри кимберлитовой подпровинции кимберлитовые тела (трубки, дайки) не разбросаны одиночными проявлениями, а группируются в рои, скопления, образуя относительно локализованные кимберлитовые поля. Подпровинция, таким образом, складывается из нескольких кимберлитовых полей. Последние хотя и обладают некоторыми общими чертами в вещественном составе кимберлитовых тел и их структурных позиций, но имеют и индивидуальные черты. В Присаянской кимберлитовой подпровинции выявлено лишь одно кимберлитовое поле, в Вилюйской – четыре: Мало-Ботуобинское, Далдынское, Алакитское и Мунское. На несколько кимберлитовых полей разделяются Анабарская и Ленско-Оленекская подпровинции.

Термин "алмазоносный район", скорее, экономико-географический, поскольку им обозначают совокупность сконцентрированных на определенной площади и коренных и россыпных месторождений алмазов или алмазоносных отложений и алмазоносных кимберлитовых трубок вне зависимости от геологического возраста и структурных позиций, занимаемых алмазоносными породами. Так, можно говорить об алмазоносных районах Якутии вне зависимости от отнесения их к той или иной кимберлитовой подпровинции.

В дальнейшем анализе структурного контроля по отношению к проявлениям кимберлитов мы попытаемся определить его роль в локализации кимберлитовых формаций, кимберлитовых полей и локальных кимберлитовых тел.

Появление кимберлитовых магм в теле протоплатформы связано с тектономагматическими циклами, охватывающими платформу достаточно глубоко для того, чтобы захватить и раздробить ее кристаллический фундамент. Дискуссионен вопрос о том, связаны ли эти тектономагматические циклы с движениями в смежных с "протоплатформой" геосинклинальных зонах (т.е. являются наведенными, индуцированными) или выражают самостоятельное структурное развитие платформы в глобальном ходе перестройки структуры земной коры.

Мы считаем вторую точку зрения более близкой к действительности. Многие особенности проявления кимберлитов в тектономагматических циклах на Сибирской платформе подтверждают ее. Среднепалеозойская кимберлитовая подпровинция сформировалась в девоне (может быть девоне – раннем карбоне), т.е. тогда, когда главнейшие события каледонского тектономагматического цикла в смежных геосинклинальных зонах, окаймляющих Сибирскую платформу, уже завершились, да и территориально эта подпровинция значительно удалена от каледонских геосинклинальных зон. Но в истории геологического развития Сибирской платформы девонский период характерен тем, что в нем происходит инверсия знака колебательных движений – погружение, которое испытывала платформа в нижнем палеозое, сменяется поднятиями, что выражено сменой морских осадков континентальными, а в отдельных ее частях седиментация вообще отсутствовала, заменяясь размывом. Движения положительного знака на платформе происходят дифференциально, отражая дифференцированные поднятия глыб фундамента – за счет оживления блоковых движений по старым тектоническим швам в фундаменте. Характерно появление крупных впадин, соседствующих со смежными воздымающимися поднятиями. Так, в девоне испытал оживление рифейский Палеовилюйский авлакоген, и одновременно проявилось воздымание смежной структуры Ботуобинского вала. С этими движениями связано и появление кимберлитовой и трахибазальтовой магм.

В Присаянской рифейской кимберлитовой провинции произошло заложение Рыбинской впадины с обильным эффузивным вулканизмом в поднятой раме. По-видимому, этот процесс охватил наряду с протоплатформой и стабилизированные каледонские складчатые сооружения – молодую платформу, где мы фиксируем Минусинскую впадину с щелочными базальтоидами. Но вряд ли в этом можно видеть воздействие процессов, идущих в геосинклиналях, на протоплатформу и вновь сформированные в каледонидах стабилизированные посткаледонские структуры. Вероятнее предположить общий для стабилизированного сегмента коры – протоплатформы и посткаледонской платформы – процесс структурного развития, порожденный глубинными факторами.

Когда платформа захватывалась тектогенезом, развивающимся в смежной геосинклинальной области (Алданский щит в позднем мезозое), базит-гипербазитовый магматизм наряду с гранитоидами давал "кимберлитоподобные" породы, но не кимберлиты. А раннемезозойский тектономагматический цикл на Сибирской платформе развит был также в известной изоляции от герцинских проявлений в Урало-Сибирской геосинклинальной области (запаздывал по отношению к ним), но включен в проявления платформенного основного магматизма Восточной Азии /Одинцов, 1961, 1980/. На Сибирской платформе он проявлен формацией толеитовых платобазальтов и пикритовых базальтоидов, а также кимберлитов на Анабарском массиве.

Таким образом, нигде не обнаруживается воздействие движений в геосинклинальных областях на протоплатформу, но последняя самостоятельно (наряду со смежными подвижными областями) участвует в глобальных тектономагматических циклах.

Появление кимберлитов (пород наиболее глубинного происхождения из всех проявлений магматизма) в верхних слоях литосферы на платформах неминуемо связывается с раздроблением коры разломами, доходящими до верхней мантии, и с восходящим движением блоков коры по ним, что характеризует расширение коры, неизбежное при складкообразовании в геосинклинальных областях.

Вероятно, кимберлиты формируются снизу благодаря процессам, проте-

кающим в верхней мантии (подъем конвективно восходящего потока или "астенолита"). Это вызывает растяжение коры и поднятие отдельных блоков, сопровождающееся ослаблением коры и появлением зон глубинных разломов, постепенно снизу охватывающих участки платформ и продвигающихся снизу вверх и в латеральном направлении по простиранию. Формирование зоны глубинных разломов – медленно развивающийся процесс, и столь же медленно происходят разрядка напряжений и снижение давления, что создает возможность плавления глубинного материала.

Это обусловливает возможность значительной эволюции первичного глубинного расплава и его дифференциации в пространстве и во времени /Одинцов и др., 1970/. Частичное плавление мантии сопровождается отделением низкоплавкого пикритового расплава, который, продвигаясь в верхние структурные этажи, сопровождается отсадкой оливина и отделяет насыщенную кремнеземом фракцию расплава толеитового состава, дающую в верхних слоях коры платобазальты. В дальнейшем фракционное отделение из пикритового расплава граната и клинопироксена (при высоких давлениях) может привести к образованию эклогитов и остаточного расплава, недосыщенного кремнеземом и обогащенного K_2O и летучими с обильными обломками мантийных пород, гранатовых перидотитов и эклогитов – исходного вещества для кимберлитов.

Глубинный разлом (зона) порождает кимберлитовый расплав и одновременно подготавливает пути транзита его в верхние слои литосферы – в ослабленной зоне коры по разлому.

Согласно предложенной нами модели формирования кимберлитов в связи с глубинной деформацией коры, кимберлиты представляют собой продукт эволюции мантийного расплава и в количественном отношении (по массе) должны значительно уступать и толеитовым платобазальтам, и трахибазальтам, и пикритам, да и распространены должны быть значительно меньше, чем названные массовые дифференциаты мантийного расплава. Именно таковы соотношения между ними в природе.

Роль зоны глубинных разломов, обладающих повышенной проницаемостью коры и служащих путями транзита кимберлитовой магмы из глубины, следующая. Главные разломы заполняются первыми порциями магматического материала, созданного на начальных фазах процесса (платобазальты, трахибазальты, пикриты), и не могут служить проводниками для кимберлитов. Последним представляется возможность использования нарушений высших порядков, оперяющих главные разломы и, возможно, развивающихся позже.

Небольшой объем кимберлитовой магмы по отношению к общей массе мантийного расплава, крайнее положение в ряду щелочности и основности делают ее очень чувствительной к изменяющимся термодинамическим условиям. За пределами граничных PT-условий расплав подвергается фракционированию и существенно изменяется с диссоциацией сформированных ранее алмазов и переходом кимберлитов в щелочные базальтоиды базанитового ряда. Это создает необходимость для сохранения алмаза быстрого прорыва магмы в верхние слои литосферы и ее затвердевания в более или менее первозданном виде. Быстротой процесса прорыва объясняется, вероятно, и весьма слабое реакционное взаимодействие кимберлитовых тел с вмещающими породами, которое часто вообще не наблюдается.

Путями относительно скорого прорыва кимберлитовой магмы в верхние структурные этажи служат оперяющие разломы и тектоническая трещиноватость пород висячего бока разлома (зоны), через который по кратчайшему радиусу к поверхности Земли и устремляется кимберлитовая магма. Вероят-

но, этим и обусловлено тяготение кимберлитов к приподнятым, а не опущенным блокам коры. Имеющийся материал по кимберлитовым провинциям Африки и Сибири подтверждает предлагаемую теоретическую модель процесса.

На основе этой модели мы можем перейти к выявлению геоструктурных позиций кимберлитовых полей и локальных кимберлитовых тел.

Развитие зоны глубинных разломов, генераторов глубинной кимберлитовой магмы, как и любого природного процесса, происходит достаточно медленно и неоднородно. Для кимберлитовой подпровинции возможно формирование нескольких очагов расплавления мантийного вещества, лежащих примерно на одном уровне и связанных определенным единством термодинамических параметров, но имеющих индивидуальные черты.

Реологический (временный) фактор при медленном течении процесса может способствовать и определенной эволюции расплава в каждом очаге, благодаря чему он способен давать кимберлиты, несколько различные по вещественному составу и уровню алмазоносности. На последний показатель возможно воздействие различной скорости транзита кимберлитового расплава от очага до верхних структурных этажей литосферы, где происходят твердение кимберлита, превращение его в горную породу.

Итак, структурообразующий глубинный разлом генерирует глубинную магму и создает условия для ее эволюции и последующего подъема в верхние структурные этажи литосферы, рождая кимберлитовую подпровинцию, а возникшие при его развитии глубинные магматические очаги формируют внутри провинции отдельные кимберлитовые поля.

Последние образуются в зоне влияния глубинного разлома, где кора оказывается ослабленной и частично раздробленной разломами высших порядков и тектонической трещиноватостью. Именно эти обстоятельства и создают группирование кимберлитовых тел в рои, составляющие кимберлитовое поле. Вполне естественно, что внутри такого поля кимберлитовые тела, возникающие в единообразной структурно-тектонической обстановке, обладают сходными структурными позициями. Если обратиться к кимберлитовым провинциям и кимберлитовым полям Якутии, то картина представляется следующей.

Важнейшее значение для кимберлитовой провинции Сибирской платформы в развитии на ее территории кимберлитовых подпровинций и слагающих их кимберлитовых полей имеет сложная структура фундамента платформы – гетерогенного по характеру составляющих его элементов. В районах распространения проявлений алмазов и кимберлитовых провинций выделяются несколько стабильных ядер – древних глыб внутри последовательно формировавшейся докембрийской протоплатформы. От южного угла Иркутского амфитеатра, от Присаянья, в субмеридиональном или северо-северо-восточном направлении протягивается Ангаро-Вилюйская зона глубинных структурообразующих разломов. Она отделяет серию Прииркутских древних глыб фундамента: Шарыжалгайскую, Лено-Илимскую и Непско-Пеледуйскую /Структура..., 1962; Одинцов, Домышев, 1977/ от сложно построенного протерозойского по геологическому возрасту складчатого поля синклинорного типа /Витте, Одинцов, 1971/. Ангаро-Вилюйская зона разломов имеет, по-видимому, довольно древний геологический возраст (заложена в фундаменте еще до начала формирования осадочного чехла), она долгоживущая и оказывает влияние на структуру нижнепалеозойского осадочного чехла и распространение раннетриасовых платобазальтов.

В своем южном конце Ангаро-Вилюйская зона разломов уходит в Присаянье, как бы разграничивая Шарыжалгайский архейский блок и Ийско-Урикский прогиб, как раз в районе развития Присаянской кимберлитовой под-

провинции. В северо-северо-восточном конце Ангаро-Вилюйская зона разломов как бы охватывает Тюнгский жесткий блок, распадаясь на несколько ветвей. Здесь развита Вилюйская среднепалеозойская кимберлитовая подпровинция.

По отношению к последней большое значение имело оживление в девоне движений в Палеовилюйском авлакогене, с чем связаны поднятие Ботуобинского вала западнее авлакогена и внедрение трахибазальтов внутри и по краям авлакогена. Севернее Тюнгского блока разломы, продолжающие Ангаро-Вилюйскую зону, протягиваются до южных подземных склонов Анабарского массива.

Мы предполагаем, что Ангаро-Вилюйская зона долгоживущего глубинного разлома оказала свое воздействие на оживление деятельности в среднем палеозое в Палеовилюйском авлакогене и, возможно, явилась генератором глубинных магматических расплавов, создавших Вилюйскую кимберлитовую подпровинцию, распространяющуюся субмеридионально от Ботуобинского вала на северо-северо-восток до подземных склонов Анабарского массива. Эту подпровинцию составляют изученные к настоящему времени кимберлитовые поля - Мирнинское (Мало-Ботуобинское), Далдынское, Алакитское и Мунское.

Мирнинское поле целиком размещается в пределах Ботуобинского вала, Далдынское, Алакитское и Мунское тяготеют к Тюнгскому блоку и к подземным склонам Анабарского массива. Геологами, ведущими геолого-съемочные и геолого-поисковые работы в Вилюйской кимберлитовой подпровинции, выделяются три структурные зоны северо-восточного простирания, вероятно отражающие в осадочном чехле глубинные нарушения фундамента - Нюйско-Вилючанская, Тюнго-Ахтарандинская и Далдыно-Мунская. К ним под острым углом (как обычно) располагаются трещины скола относительно главных структурообразующих разломов, примыкают структурные зоны второго порядка - Аппаинская, Аламджахская и Мирнинская.

Последняя по простиранию переходит к северо-северо-востоку в Далдыно-Мунскую. Вероятнее всего, это единая структурная зона, в которой и расположены Ботуобинское (Мирнинское), Далдынское, Алакитское и Мунское кимберлитовые поля. По имеющимся данным именно она контролирует размещение алмазоносных кимберлитовых полей. Структурно-контролирующая роль других выделяемых зон по отношению к кимберлитам еще не выяснена.

На этот структурный план наложены более молодые структуры: позднепалеозойская - раннемезозойская Тунгусская синеклиза, раннемезозойская Тунгусская структурно-вулканическая область и мезозойская структура Вилюйского прогиба.

Созданные дислокации пород нередко маскируют более древние. Иногда тектонические дислокации нарушают первичное залегание кимберлитовых тел, эта же роль принадлежит и платобазальтам - силлам и покровам.

Что касается структурного контроля размещения кимберлитовых тел внутри кимберлитовых полей, то его можно считать если не установленным безоговорочно, то во всяком случае намеченным. В тех случаях, когда кимберлитовое поле размещается в относительно интенсивно дислоцированных сланцевых породах, кимберлитовые тела весьма часто получают форму даек, жил, а также неправильных тел типа штоков (Гвинейско-Либерийская кимберлитовая провинция) /Владимиров и др., 1971/. Такая же картина наблюдается в Присаянской подпровинции Сибирской платформы, где обнаружены только кимберлитовые жилы, и в Анабарской подпровинции. Пликативные

дислокации пород и сланцеватость их в случае размещения кимберлитовых тел среди кристаллических сланцев не оказывают контролирующего действия на размещение кимберлитов. Последнее подчиняется относительно мелким разломам, образующим как бы сколовые трещины, оперяющие главные разломы.

Следует заметить, что в перечисленных случаях дайки алмазоносны в не меньшей степени, чем столбообразные тела кимберлитов. И в Южной Африке и на Сибирской платформе отмечены многочисленные случаи (когда кимберлитовая трубка прослежена на достаточную глубину) перехода трубок на глубине в дайки или линейные дайкообразные тела. Отсюда можно сделать вывод, что дайки, размещающиеся по разрывам в тектонически ослабленной зоне, представляют собой общую начальную форму инъекции кимберлитового расплава в литосферу. Трубки же являются приповерхностными образованиями в верхнем структурном ее этаже. Они формируются на том уровне, на котором в тектонически ослабленной зоне внутреннее давление флюидной составляющей расплава перевесит механическое сопротивление и гидростатическое давление кровли. Это приведет к взрыву, пробивающему овальный или округлый канал, который затем заполняется уже дегазированной (в значительной мере) магмой.

В связи с этим во многих случаях можно проследить ориентировку даек, с которыми совпадают линии "цепочек" кимберлитовых тел как даек, так и трубок, т.е. выявить элементарный структурный контроль, оказываемый разрывной тектоникой на размещение кимберлитовых тел внутри поля. Так, по данным Б.М. Владимирова и др. /1971/, в кимберлитовых полях Гвинейско-Либерийской провинции кимберлитовые тела располагаются по зонам сколовых трещин северо-западного и субширотного направлений. Такие зоны могут достигать значительных размеров. Например, субширотная зона Фенария-Уау достигает длины 500 км при ширине 40 км. Она пересекается зоной северо-западной ориентировки, Бунуду-Феруба, имеющей по простиранию 450 км при ширине 50 км. Каждая из этих зон интенсивно насыщена кимберлитами, вмещая десятки кимберлитовых тел. Последние внутри зоны распространены неравномерно, группируясь в цепочки по локальным разломам до 2,0-10 км по простиранию. Кулисообразно расположенные по локальной зоне кимберлитовые жилы чередуются с кимберлитовыми трубками.

На участках сопряжения зон различной ориентировки насыщение их кимберлитами особенно интенсивно /Владимиров и др., 1971/. Пожалуй, это наиболее яркий пример структурно-тектонического контроля по отношению к кимберлитовым полям. Следует отметить, что пликативные дислокации пород, вмещающих кимберлиты, не оказывают влияния на их размещение.

Обстоятельство, что дайки кимберлитов являются алмазоносными наравне с трубками, свидетельствует о глубинной кристаллизации алмазов в условиях относительно стабильных температуры и давления, а не в приповерхностных условиях (в момент взрыва).

Эти особенности структуры кимберлитовых полей полнее проявляются и легче обнаруживаются в условиях размещения полей в относительно лучше обнаженных породах фундамента, когда общий структурный рисунок вмещающих пород просматривается с меньшими затруднениями.

При размещении кимберлитовых полей среди горизонтально залегающих, обычно плохо обнаженных, почти ненарушенных пород осадочного чехла задача значительно усложняется. Однако, как можно судить по кимберлитовым полям Вилюйской кимберлитовой подпровинции, в них проявлены те же закономерности, но определяющий характер разрывной тектоники пород фундамента отчасти завуалирован, закрыт бесструктурным (на первый взгляд) пла-

шом осадочного чехла. Уже первые попытки структурно-тектонических исследований таких кимберлитовых полей (к сожалению, весьма немногочисленные) дали вполне определенные результаты. Так, в Далдынском поле Л.Н. Зведер и В.Н. Шукин /1960/ определили следующее: структуры чехла, выделяемые по подошве олдондинской свиты усть-кутского яруса нижнего ордовика, представляют собой комбинацию флексур с участками слабонаклонного и горизонтального залегания пород, осложненного брахиантиклиналями, гемиантиклиналями и депрессиями. Эти структуры чехла имеют северо-западное простирание. Также ориентированы прорывающие ордовик дайки сибирских траппов. Розы трещиноватости пород осадочного чехла указывают на господство комбинаций двух систем трещин: меридионально-широтной и северо-западной – северо-восточной. Кимберлитовые трубки сгруппированы в две "цепочки" субширотной ориентировки, но отчетливо выделяется и третья – северо-западной ориентировки (трубки Осенняя, Зарница, Невидимка, Малютка, Буковинская), которая пересекается с северной, широтной "цепочкой" трубок. Длинные оси овалов трубок вытянуты в субширотном направлении, такая же ориентировка у линейных магнитных аномалий, соединяющих трубки каждой цепочки, жилы и дайки кимберлитов, сопровождающие трубки. Основные структурообразующие разломы фундамента в Далдынском и Алакитском полях имеют субмеридиональную или северо-северо-восточную ориентировку /Тектоническая карта..., 1971; Потуроев, 1975/. Они принадлежат, по К.Б. Мокшанцеву, к категории глубинных разломов фундамента и выделены преимущественно по геофизическим (линейно вытянутым аномалиям магнитного поля), но подтверждаются и геологическими данными. Что касается флексурообразных структур чехла северо-западного простирания, видимо отражающих соответствующие нарушения фундамента, то они являются более молодыми, возникшими в результате наложения на более древний структурный фон верхнепалеозойской Тунгусской впадины и раннемезозойской Тунгусской структурно-вулканической области. Эти структуры являются, следовательно, посткимберлитовыми; они контролируют дайки сибирских траппов северо-западного простирания, а последние секут кимберлитовые тела (трубка Ленинградская). Но тектоническая трещиноватость пород осадочного чехла сформировалась под влиянием всех тектонических факторов, воздействовавших на породы осадочного чехла после его образования.

"Цепочки" кимберлитовых тел, имеющих преимущественно субширотное простирание, расположены под острым углом к зонам глубинных структурообразующих разломов древнего заложения. Исключением является "цепочка" северо-западного простирания (трубки Осенняя, Буковинская). Эта "цепочка" также ориентирована под острым углом к основной зоне глубинного разлома фундамента, но под другим. Впрочем, длинные оси трубок и в ней имеют субширотную ориентировку. Этот диссонанс в общем структурном рисунке кимберлитового поля не может получить однозначного истолкования. Несколько иную в деталях интерпретацию структуры Далдынского и Алакитского кимберлитовых полей дает А.А. Потуроев /1975/. В его подробном описании сложно построенные Анабарский и Тюнгский блоки фундамента, вмещающие Далдынское, Алакитское и Мунское кимберлитовые поля, состоят из нескольких ядер архейских пород (иенгрский комплекс нижнего архея и анабарский комплекс верхнего архея) и субмеридиональных зон глубинных разломов, сопровождаемых зонами интенсивного смятия и катаклаза в архейских породах. Как эти зоны, так и архейские ядра разбиты наложенными глубинными разломами позднепротерозойского геологического возраста субширотного простирания с некоторым отклонением к востоко-северо-востоку. Мунское поле расположено в позднепротерозойской зоне дробления, а Дал-

дынское и Алакитское – на позднеархейском ядре и в зоне дробления, окаймляющей архейскую глыбу с запада.

С юго-запада на эту структуру наложено поле платобазальтов Тунгусской структурно-вулканической области.

Вероятно, разделение архейского массива на два блока (Тюнгский – с раннеархейским фундаментом и Анабарский – с позднеархейским) не совсем правильно. Анабарский блок не соединяется с Анабарским массивом, выклиниваясь в северном направлении в долине р.Оленек. Мы считаем эти два блока с включенными в них зонами дробления фундамента единым архейским фрагментом в мозаике гетерогенного и гетерохронного фундамента платформы.

Из приведенных выше примеров можно сделать вывод о том, что прорыв в верхние слои литосферы кимберлитов, группирующихся в "рои" (т. е. образование кимберлитовых полей), является функцией тектоники фундамента – развития в нем глубинного долгоживущего разлома (зоны разломов), образования в верхах мантии соответствующего очага глубинной кимберлитовой магмы и создания транзитных путей для поднятия кимберлитового расплава в верхние структурные этажи литосферы прежде всего через трещины скола и другие дизъюнктивы высших порядков, сопровождающие основной, магмогенерирующий разлом. Остается выяснить, какую роль играют структуры осадочного чехла, если кимберлиты прорывают слагающие его породы и локальные структурные особенности пород фундамента, если трубка залегает в них. Необходимо также рассмотреть вопрос о механизме инъекции кимберлитовой магмы и, в частности, образования трубчатых тел кимберлита. Обе эти проблемы наиболее подробно освещены С.И. Костровицким /1976/.

Можно считать бесспорно установленным, что пликативные дислокации (складки) пород осадочного чехла, не захватывающие фундамент, никак не сказываются на размещении кимберлитов. Лишь дислокации чехла, вызванные нарушениями фундамента (поднятия осадочных пород над крупными блоковыми поднятиями фундамента и тектоническая трещиноватость пород чехла – докимберлитовая и синхронная прорыву кимберлитовой магмы в породы чехла), оказывают определенное влияние на появление кимберлитовых трубок.

В смежном с Вилюйской кимберлитовой подпровинцией Ангаро-Вилюйском рудном поясе Тунгусской структурно-вулканической области диатремы, создаваемые базальтовой магмой, и разрывные нарушения в породах чехла, в которых сформированы многие магнетитовые месторождения, подчинены расплывчатым по форме, округленным в плане вздутиям пород чехла, так называемым вулканотектоническим структурам /Страхов, 1978; Одинцов и др., 1980/. Ничего подобного по отношению к кимберлитам не наблюдается. Вероятно, это связано с тем, что очаги кимберлитовой магмы, в отличие от базальтовых, отделены от верхних структурных этажей литосферы толщей кристаллического фундамента. Морфология кимберлитовых тел в верхних структурных этажах коры довольно разнообразна.

Тектоническая трещиноватость в породах осадочного чехла при его горизонтальном или субгоризонтальном залегании связана с воздействием долгоживущих глубинных разломов фундамента. Тектоническая трещиноватость пород осадочного чехла играет первостепенную роль в локализации кимберлитовых тел. В общем виде принято считать, что кимберлитовая трубка в горизонтальном разрезе является округлой или овальной. Это справедливо, но только в общем плане.

Детальные исследования С.И. Костровицкого экзоконтактовых зон кимберлитовых трубок № 1, № 2 и других показали иллюзорность представления об обязательности овального или округлого горизонтального сечения трубок. "Линия контакта в плане имеет либо ступен-

чатый характер, либо представляет собой сопряжение дуг, обращенных выпуклой стороной внутрь трубки. Последний вид линии – модификация ступенчатого контакта, претерпевшего интенсивную абразию при движении кимберлитовой магмы по каналу" /Костровицкий, 1976/. Такой же ступенчатый характер имеют стенки канала и в вертикальном разрезе. По наблюдениям С.И. Костровицкого /1972/, "дотрубочная трещиноватость вмещающих пород имеет решающее значение в приобретении трубками взрыва конфигурации контактовых поверхностей, на что указывает сопоставление максимумов элементов залегания на сферограммах. Часто проявляется прямая зависимость интенсивности трещиноватости от близости к контакту кимберлитовых трубок. Как правило, с одним из направлений трещин (северо-западным в Мало-Ботуобинском поле) связано направление зоны растяжения, действующей в момент формирования трубочных полостей".

Приведенные выше описания могут служить наглядным доказательством значительной роли тектонической трещиноватости вмещающих пород в появлении кимберлитовых трубок. Можно считать твердо установленным переход на глубине столбчатых тел кимберлита, т.е. кимберлитовых трубок в субвертикальные дайки или жилы. По современным данным, пожалуй, ни одна кимберлитовая трубка не сохраняет своей столбчатой формы глубже 4 км от современной земной поверхности. Следовательно, трубчатые каналы кимберлитовых инъекций представляют собой образования, свойственные самым верхним структурным этажам литосферы. Корнями же их являются не гипотетические кимберлитовые тела, заполняющие сателлитные камеры взрыва промежуточных очагов, а дайки, образование которых, естественно, диктуется наличием ослабленных зон в земной коре, сопровождающихся уходящими на глубину полостями разрывов тектонического происхождения.

По вопросу о механизме инъекций кимберлита в верхние слои литосферы существует несколько конкурирующих гипотез.

Еще П. Вагнер /Wagner, 1909/ высказался вполне определенно за происхождение трубчатых каналов, выполненных кимберлитами, за счет взрывов газов и паров, находящихся под давлением в глубинах коры. Он считал кимберлитовые трубки изолированными вулканическими жерлами. Позже А. Вильямс /Williams, 1932/ отверг взрывное, вулканическое происхождение трубчатых каналов, считая проводниками кимберлитовой магмы тектонические трещины.

Многие советские исследователи после открытия кимберлитов на Сибирской платформе высказались за взрывной генезис трубчатых каналов, вмещающих кимберлитовые тела. Некоторые из них (В.С. Трофимов, Л.Н. Леонтьев, А.А. Каденский, В.В. Ковальский и др.) предположили наличие в коре промежуточных сателлитных очагов кимберлитовой магмы, которые питаются одновременно и ювенильным материалом из глубинных первичных очагов, и концентрацией в них газожидких углеродных веществ из пород осадочного чехла (В.В. Ковальский). Несколько иные взгляды у А.А. Меняйлова /1962/, который отстаивал тектоническое происхождение диатрем и у В.И. Михеенко /1961, 1972/ и В.Н. Павлинова /1971/. Два последних автора предложили диапировый механизм образования кимберлитовых трубок, в чем В.Н. Михеенко близок к К.Ф. Давидсону /Davidson, 1964/. Эти представления не получили поддержки у большинства исследователей.

Первоначальным и относительно общепринятым представлением о форме кимберлитовых тел в верхних слоях литосферы было признание как господствующей (если не универсальной) формы столбчатого тела кимберлита, заполняющего трубчатый канал взрывного генезиса, аналога трубчатых каналов современных вулканов. При этом предполагалось, что взрыв, прокладываю-

щий канал, завершается на поверхности Земли выбросом в атмосферу изверженного материала.

Однако по мере накопления фактического материала по основным кимберлитовым провинциям Африканского континента и Сибири вырисовывается все более сложная картина.

Можно считать установленными следующие морфологические типы кимберлитовых тел в верхних структурных этажах литосферы: 1) столбчатые субвертикальные тела кимберлитов, заполняющие трубчатые каналы, имеющие в плане изометричную, либо удлиненную (овальную), либо еще более сложную форму, т.е. собственно кимберлитовые трубки; 2) локальные дайки и жилы; 3) серии жил и жилы, ветвящиеся, с сетью прожилков, создающие образования типа штокверков (Гвинея) /Владимиров и др., 1971/; 4) силлы и лакколиты, примеры которых установлены в Гвинее и Южной Африке, к ним относится кимберлитовое поле Весселтонфлорс.

При этом оказалось, что столбообразные тела кимберлита, кимберлитовые трубки на глубине, как правило, превращаются в дайки, теряя столбчатую форму, а в некоторых случаях образуют коленчатые перегибы, скручиваются или выклиниваются конусообразно, переходя ниже в дайку.

Таким образом, кимберлитовая трубка – столбообразное тело кимберлита – представляет собою не универсальную, а частную форму залегания кимберлитовых тел, присущую самым верхним, приповерхностным структурным этажам литосферы. На основании этого вряд ли можно считать главным механизмом проникновения кимберлитовой магмы в верхние структурные этажи литосферы взрывной процесс и трактовать проводники магмы в толще коры как трубчатый канал взрывного генезиса. Мы исходим из несколько других представлений. Не отрицая участия в механизме прорыва кимберлитов к поверхности Земли газовой фазы расплава, мы считаем, что ведущая роль принадлежит не взрывам газов, а флюидному и гидравлическому дроблению и брекчированию пород в трещиноватой зоне глубинного разлома, в которую из магматического очага отжимается газово-жидкий флюид. Такой взгляд на процесс инъекции кимберлитов развивается С.И. Костровицким. За тектоникой остается значение фактора, подготавливающего ослабленные зоны в коре, которые и используются взрывающимися магматическими флюидами, прокладывающими путь кимберлитовой магме, поднимающейся за ним по проложенным путям.

Для многих кимберлитовых трубок характерны многофазность заполнения трубочной полости, присутствие в трубке нескольких кимберлитовых столбов. Изучение сложно построенных кимберлитовых трубок показало, что во многих трубках Далдын-Алакитского поля периферийные части выполнены преимущественно туфовыми и брекчированными разновидностями кимберлита, массивные же кимберлиты слагают преимущественно центральные части трубок. Характер контактов между разновидностями кимберлита зависит от промежутка времени, разделяющего их становление. При незначительном промежутке контакты нечеткие, с постепенными переходами; при значительном – поверхность контакта резкая, угловатая, ломаная. По-видимому, это объясняется внедрением более поздних инъекций кимберлитов в уже сформировавшуюся породу, охваченную трещинами различного генезиса. В кимберлитовых трубках наблюдаются трещины нескольких систем: субгоризонтальные, субвертикальные, отвечающие тектоническим напряжениям в момент заполнения полости трубки (обычно они идентичны дотрубочной тектонической трещиноватости вмещающих пород), диагональные позднейшего происхождения. Как правило, с одним из направлений субвертикальных трещин (для Мало-Ботуобинского поля – северо-западным) связано направление зоны растяжения,

действовавшей в момент формирования трубочных полостей. Развитие флюидного брекчирования по трещинам определило частое совпадение с этим же направлением ориентировки концентрических трещин, что обусловило северо-западное удлинение овалов трубок.

Перечисленное свидетельствует о многофазности инъекции, в силу чего последовательно пробивался канал будущей трубки в результате чередовавшихся камуфлетных взрывов, т. е. процесс был растянутым во времени. Мы полагаем, что первоначально канал возникал как зона дробления, измельчения материала кровли над магматическим очагом, чему способствовала трещиноватость кровли, подготовленная тектоническими напряжениями.

Следовательно, процесс формирования кимберлитовых трубок может быть представлен в следующем виде (модель, разработанная С.И. Костровицким). Тектоническая зона растяжения, возможно сформированная над мантийным астенолитом и переходящая в зону глубинного заложения разлома, создавала в кровле астенолита участок относительно пониженного давления, что способствовало отделению из расплава газовой фазы. Газово-жидкий флюид, устремляющийся по нормали вверх (в сторону снижения давления), дробил породы кровли и способствовал расширению первичных трещин. Вслед за прорывом флюида в формирующуюся полость устремляется магматический расплав, питающий отделяющимися газами голову магматической колонны – ее рабочий аппарат. В начальных фазах процесса формирующаяся полость имеет линейно вытянутый характер и, следовательно, заполняющий ее расплав – форму дайки. Рабочим телом служит флюидная смесь газов H_2O и CO_2 в надкритическом состоянии. Не исключено, что при этом дробление и интенсивное растрескивание кровли происходили в результате проникновения в нее горячих газов или газово-жидкого флюида под избыточным давлением (гидравлическое дробление). По мере продвижения магматической колонны вверх ее верхняя часть проникала в верхних структурных этажах литосферы в зону пониженного литостатического давления и интенсивной, возможно, открытой трещиноватости. При резком падении давления именно в этой зоне происходят взрывные явления или серия взрывов, об этом свидетельствуют автолиты в кимберлитах, которые участвуют в формировании канала трубчатой формы, сохраняющего удлинение по овалу, соответствующее ориентированию той системы трещин, в которой он рожден. Этот механизм образования трубок определяет и группировку их в локальные кимберлитовые поля.

Различная газонасыщенность расплава и передового флюида определила текстурные особенности кимберлита – массивную, брекчиевидную или туфовую. Детальные структурные съемки кимберлитовых полей с выявлением всех особенностей разрывной тектоники и соотношений между собой дизъюнктивных нарушений и тектонической трещиноватости и их геологического возраста должны иметь первостепенное значение.

Суммируя приведенный выше материал по геологическим условиям образования кимберлитов, мы считаем возможным сформулировать следующие выводы.

1. В развитии земной коры образование кимберлитов, глубинных пород мантийного происхождения и инъекция кимберлитового расплава в верхние структурные этажи литосферы отмечались неоднократно с середины протерозоя, может быть и ранее.

2. Кимберлиты – типичные представители исключительно внутриплатформенного магматизма. Вероятно, этим и определяется нижний возрастной рубеж их проявления в геологической истории Земли, поскольку с середины протерозоя формируются древние платформы, входящие в состав ныне существующей земной коры.

3. Именно наличие мощной прокладки, заградительного экрана между верхней мантией Земли и верхними структурными этажами литосферы, создавало условия для длительной эволюции мантийного расплава под платформами, его дифференциации и появления в результате конечного продукта этой дифференциации кимберлитового расплава щелочно-ультраосновного состава. В подвижных зонах (геосинклинальных) при большей мобильности и более высокой проницаемости коры глубинные мантийные расплавы получали доступ в верхние структурные этажи литосферы без глубокой дифференциации и реализовались в них в виде обширных групп ультрамафитов как интрузивных, так и эффузивных.

4. По отношению к древним платформам (протоплатформам) кимберлиты размещаются избирательно. Они образуют многочисленные, геологически разновозрастные провинции на протоплатформах Гондвано-Сибирского типа и весьма скудны (если не отсутствуют) на протоплатформах Канадско-Русского. Характерная особенность "кимберлитоносных" платформ Гондвано-Сибирского типа – широкое развитие на них толеитовых платобазальтов. Этим подчеркивается единство геоструктурных (а возможно, и генетических) условий проявления кимберлитов и платобазальтов.

5. Кимберлитовый магматизм на протоплатформах не изолированный, он входит в состав определенных магматических циклов. Геологическое время его проявления совпадает в общей форме с конечными фазами главнейших диастрофических циклов в истории Земли (поздний протерозой, девон, триас, мел – эоцен), но представляет собой, по-видимому, самостоятельную форму участия протоплатформ в общем структурном развитии земной коры. Непосредственной связи проявлений кимберлитового магматизма с геологическими событиями в смежных с платформой геосинклиналях не устанавливается.

6. Каждому тектономагматическому циклу, в котором проявлены кимберлиты, на протоплатформах соответствует самостоятельная кимберлитовая провинция, как правило территориально ограниченная, состоящая из локальных кимберлитовых полей.

Во всех исследованных регионах кимберлитовые провинции и составляющие их кимберлитовые поля тяготеют к зонам глубинных разломов фундамента протоплатформ, где проявляются значительные блоковые движения глыб, преимущественно к участкам поднятий фундамента.

7. Зарождение кимберлитового расплава происходит в верхней части верхней мантии, возможно вблизи границы с базальтовым слоем, в результате частичного уменьшения литостатического давления в зоне глубинного разлома, рассекающего фундамент протоплатформы и его базальтовую постель. Не исключено, что такой разлом (точнее зона разломов) зарождается в результате воздействия на кору медленно поднимающегося мантийного конвективного потока "астенолита", вызывающего растяжение, растрескивание и локальное вздымание коры.

8. Главные ослабленные зоны подобных структурообразующих разломов, как правило, используются первыми порциями глубинных расплавов меньшей основности и щелочности. Кимберлиты внедряются преимущественно по трещинам высших порядков, по отношению к основным, чаще – по трещинам скола.

9. Структура кимберлитовых полей определяется дизъюнктивной тектоникой фундамента (отражающейся и в осадочном чехле) в основном в виде тектонической трещиноватости пород чехла.

10. Первоначальной, исходной формой инъекции кимберлитового расплава в кору тектонически ослабленной зоны сколовых трещин является дайка. Продвижение вверх газовой фазы, выделяемой кимберлитовым расплавом и

газово-жидким флюидом, следующим за газами в надкритическом состоянии, вызывает дробление и растрескивание пород кровли в результате как частичных взрывов газов кумуфлетного характера, так и гидравлического и флюидного дробления пород, возможно, с взрывными явлениями в заключительной фазе процесса.

11. В самых верхних структурных этажах литосферы, где резко падает литостатическое давление и тектонические трещины относительно легко раскрываются, формируется трубчатый канал, часто сохраняющий удлинение по ориентировке рождающих его трещин. Для каждого кимберлитового поля эта ориентировка индивидуальна.

12. Заполнение трубчатого канала магматическим расплавом и формирование кимберлитового тела представляют собой многофазный процесс, проходящий при значительном падении температуры расплава.

Литература

Ангаро-Вилюйский рудный пояс Сибирской платформы /Одинцов М.М., Домышев В.Г., Страхов Л.Г. и др. Новосибирск: Наука, 1980. 109 с.

Витте Л.В., Одинцов М.М. Основные черты структуры кристаллического фундамента юго-западной части Сибирской платформы. - Геол. и геофиз., 1971, № 3, с. 13-21.

Владимиров Б.М., Твердохлебов В.А., Колесникова Т.П. Геология и петрография изверженных пород юго-западной части Гвинейско-Либерийского щита. М.: Наука, 1971. 242 с.

Дю-Тойт А. Геология Южной Африки. М.: ИЛ, 1957. 471 с.

Зведер Л.Н., Щукин В.Н. К вопросу о природе разрывов на Далдынском кимберлитовом поле. - Геол. и геофиз., 1960, № 6, с. 132-134.

Костровицкий С.И. Особенности формирования кимберлитовых трубок взрыва. - Геол. и геофиз., 1972, № 11, с. 35-43.

Костровицкий С.И. Физические условия, гидравлика и кинематика заполнения кимберлитовых трубок. Новосибирск: Наука, 1976. 88 с.

Меняйлов А.А. Туфы и кимберлиты Сибирской платформы и их происхождение. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 213 с.

Милашев В.А. Физико-химические условия образования кимберлитов. Л.: Недра, 1972. 176 с.

Милашев В.А. Структуры кимберлитовых полей. Л.: Недра, 1979. 184 с.

Михеенко В.И. Механизм образования кимберлитовых трубок. - Докл. АН СССР, 1972, т. 205, № 2, с. 428-430.

Михеенко В.И. О возрастном взаимоотношении долеритовой дайки и кимберлитовой трубки "Ленинградская". - Геол. и геофиз., 1961, № 8, с. 95-98.

Одинцов М.М. Формирование и эндогенное оруденение Тунгусской структурно-вулканической области Сибирской платформы и мезозойский тектогенез Восточной Азии. - В кн.: Корреляция эндогенных процессов Восточной Сибири. М.: Наука, 1980, с. 28-45.

Одинцов М.М. Раннемезозойский тектономагматический цикл на Восточно-Азиатской платформе. - Геол. и геофиз., 1961, № 1, с. 26-33.

Одинцов М.М., Владимиров Б.М. Некоторые общие закономерности пространственного размещения кимберлитов и алмазных месторождений в земной коре. - В кн.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М.: Наука, 1966, с. 34-51.

Одинцов М.М., Владимиров Б.М., Рассказчиков А.Н., Твердохлебов В.А.

Общие черты геологической истории Западно-Африканской и Сибирской платформ. – Геол. и геофиз., 1970, № 1, с. 50–56.

Одинцов М.М., Владимиров Б.М., Твердохлебов В.А. Глубинный магматизм и структурное развитие древних платформ. – В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии (верхняя мантия). М.: Наука, 1970, с. 151–159.

Одинцов М.М., Владимиров Б.М. Глубинный кимберлитовый магматизм и вопросы его структурного контроля. – В кн.: Геология и геофизика Восточной Сибири. № 2. Иркутск, 1971, с. 131–142.

Одинцов М.М., Владимиров Б.М. К проблеме генезиса и структурного контроля кимберлитов. – Геотектоника, 1972, № 3, с. 3–13.

Одинцов М.М., Домышев В.Г. Ангаро-Вилюйский рудный пояс (к металлогении Сибирской платформы). – Геол. и геофиз., 1977, № 1, с. 3–15.

Павлинов В.Н. Кимберлитовые трубки в схеме морфологической классификации интрузивных тел. – Изв. вузов. Геология и разведка, 1971, вып. 9, с. 9–16.

Потуроев А.А. О трещинно-разрывной тектонике Далдыно-Алакитского района. – В кн.: Магматические образования северо-востока Сибирской платформы. Ч. 1. Якутск, 1975, с. 57–72.

Соболев В.С. Геология месторождений алмазов Африки, Австралии, о.Борнео и Северной Америки. М.: Госгеолиздат, 1951. 127 с.

Страхов Л.Г. Рудоносные вулканические аппараты юга Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1978. 111 с.

Структура, вулканизм и алмазоносность Иркутского амфитеатра/Одинцов М.М., Твердохлебов В.А., Владимиров Б.М. и др. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 179 с.

Тектоника Африки. Под редакцией Ю.Шуберта и А.Фор-Мюре. М.: Мир, 1973. 518 с.

Тектоническая карта Якутской АССР масштаба 1:2 500 000. (Объяснительная записка)/Мокшанцев К.Б., Горнштейн Д.К. и др. Якутск, 1971. 162 с.

Трофимов В.С. Основные закономерности размещения и образования алмазных месторождений на древних платформах и в геосинклинальных областях. М.: Недра, 1967. 299 с.

Хаин В.Е. Региональная геотектоника. М.: Недра, 1971. 521 с.

Хоутон С.Г. Африка южнее Сахары. М.: Мир, 1966. 365 с.

Шейнман Ю.М. Некоторые черты развития складчатой структуры Азии. – Изв. вузов. Геология и разведка, 1958, № 8, с. 3–14.

Davidson C.F. On diamantiferous diatremes. – Econom. Geol., 1964, v. 59, N 7, p. 1368–1380.

Haughton S.H. Geological history of Southern Africa. Johannesburg. Soc. S. Africa, 1969. 535 p.

Wagner P.A. Die Diamandführenden Gesteine Südafricas. Berlin, 1909. 207 S.

Williams A.F. The genesis of the diamond. London, 1932. 352 p.

П.М. Хренов

ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Проблема тектономагматической активизации (ТМА) древних (дорифейские, докембрийские) платформ начала обсуждаться относительно недавно. Она связана с особенностями становления фундамента этих платформ. Существует несколько точек зрения на то, какие процессы привели к формированию гранитно-метаморфического фундамента (нуклеарные ядра, протогеосинклинальное, протоплатформенное развитие, гранитогнейсовые купола, гранитизация нуклеарного ядра и т.д.), т.е. его кратонизации (консолидации), после которой дальнейшая эволюция представлялась как образование осадочного чехла с комплексами сопутствующих магматических формаций, представленных траппами, кимберлитами, щелочными габброидами и т.д.

В развитии фундамента древних платформ выявляются эпохи, которые связаны с процессами, вызвавшими изменение предшествующих структур, появление новообразованных наложенных структур и сопутствующих геологических формаций. Они проявились в докембрии и получили название "протоактивизации", "диасхизиса", тектонической (тектономагматической) активизации. Общий обзор особенностей, процессов ТМА (диасхизиса) в докембрии дали М.А. Семихатов /1974/, Ч.Б. Борукаев /Докембрий континентов, 1977/, Л.В. Григорьева /1979/ и др. Рассмотрим некоторые аспекты ТМА в пределах древних платформ.

Сибирская платформа. Формирование фундамента Сибирской платформы описывалось Е.В. Павловским, Л.И. Салопом, Ю.К. Дзевановским, К.Б.Мокшанцевым, М.М. Одинцовым, М.П. Гришиным, В.С. Федоровским и др. Древнейший, архейский, фундамент и его структуры обнажаются в Алданском, Анабарском щитах и Шарыжалгайском, Бирюсинском и Канском краевых выступах, сложенных комплексами глубокометаморфизованных осадочно-вулканогенных и интрузивных пород. Характерной особенностью этих образований является равномерный гранулитовый метаморфизм – широкое развитие внизу разреза (Ченгарская серия Алдана, Шарыжалгайская в Присаянье, Верхнеанабарская Анабарского щита) кислых, средних и основных метавулканитов, преимущественное развитие процессов гранитизации в участках кислых вулканитов с последующим расплавлением и перемещением лейкократовых лептитов в ядерные части брахиформных структур и образованием систем куполов различного порядка; верхние части архейского комплекса часто сложены карбонатными породами (тимптоно-джалтулинский комплекс Алдана, слюдянский в Прибайкалье), гранитизация его проявлена незначительно.

Консолидация архейского фундамента датируется различно (от 2900 до 2400 млн. лет) и характеризует важнейший этап эволюции раннедокембрийских толщ в пределах Восточной Сибири. Формирование последующих структурных элементов континентальной земной коры определяется наличием архейского основания, окруженного, по-видимому, земной корой существенно океанического типа. Следовательно, намечаются две линии развития раннепротерозойских структур: с одной стороны, деструкция ранее сформированной протокоры в краевых и в меньшей степени во внутренних частях архейского кратона, с другой – геосинклинальный процесс на месте сохранившейся коры океанического типа с последующим "припаиванием" складчатой зоны к протоядру платформы.

Первые признаки явлений тектонической активизации на Алданском щите относятся к началу раннепротерозойского времени, когда, согласно А.М. Лейтесу, по разломам начали формироваться грабен-синклинали типа палеоавлакогенов. К такому типу структур, вслед за К.И. Мокшанцевым и А.Ф. Петровым, мы относим угуйский, олдонгсинский и другие грабен-синклинали и Удоканский прогиб. По нашему мнению, этот ряд структур образует первый тектонотип ТМА докембрия, который можно назвать удоканским. Характеризуется он молассоидным типом осадков, невыдержанностью их состава, резкой изменчивостью мощности отдельных пачек и свит (150 - 3000 м) при большой мощности всего осадочного разреза (до 7 тыс. м). В составе осадочных толщ наблюдаются конгломераты, туфобрекчии, гравелиты и песчаники, сланцы (филлиты), доломиты; вулканиты кислого и реже основного состава встречаются не во всех разрезах рассматриваемых структур (Угуйская и Олдонгсинская грабен-синклинали).

Структурные особенности Удоканского прогиба предопределяются пространственной субпараллельной близостью к Становому краевому шву. Ограничения прогиба тектонические. Прогиб наложен на субмеридиональные структуры архейского фундамента и раннедокембрийского олондинского комплекса. Внутреннее строение прогиба сравнительно простое. Породы нижнего подъяруса залегают полого, образуют простые брахиформные складки, а верхнего - простые мульды. Усложнение складчатых форм наблюдается лишь над разломами. Магматические породы, относящиеся к эпохе образования удоканских структур, разнообразны. Они представлены гранитами и анортозитами.

Второй тектонотип структур ТМА докембрия выражен вулканоплутоническими поясами, связанными с краевым швом платформы, и может быть назван акитканским. К этому типу мы относим Прибайкальский вулканоплутонический пояс, а также Улканскую зону восточной части Алданского щита.

Характерные особенности этого типа структур - наложение их как на краевую часть архейской платформы, так и на раннепротерозойскую складчатую зону, наличие больших масс кислых вулканитов, переслаивающихся с терригенными пачками (вулканогенные молассы), и обильное гранитообразование. Пожалуй, впервые в Восточной Сибири на среднепротерозойском уровне появляются щелочные породы (характерные типы магматитов для фанерозойских областей ТМА) улаканского субвулканического комплекса, представленные рибекитовыми гранитами, граносиенитами, граносиенит-порфирами. Следует отметить одну особенность гранитоидных пород, связанных с этой эпохой ТМА - образование крупных плутонов рапакиви и рапакиевидных гранитов /Хренов, 1981/ и анортозитов.

Первая эпоха ТМА - раннепротерозойская - имеет площадное распространение, локализуется во впадинах, палеоавлакогенах, разделенных сводово-глыбовыми блоками. Известна попытка определять режим осадконакопления удоканского типа как протоплатформенный, с чем вряд ли можно согласиться, как ни специфичны условия раннепротерозойской эпохи.

Второй тектонотип ТМА - акитканский - иногда отождествляют с позднеогенными вулканоплутоническими поясами, что не отвечает их положению в структуре континентального докембрийского массива Восточной Сибири и связи с предшествующим развитием земной коры Прибайкалья. Нет оснований считать, что формациями этого вулканоплутонического пояса начинается геосинклинальное развитие Байкальской рифейской геосинклинальной системы.

Русская платформа. В пределах Восточно-Европейской платформы выделяются Балтийский и Украинский щиты, разделенные плитным комплексом палеозоя.

История развития Балтийского щита подробно рассмотрена в литературе. Мы обращаем внимание на отрезок времени, связанный с формированием комплекса осадочно-вулканогенных пород, так называемого субиотния (по Хёгбому), и внедрением гранитов формации Дала и рапакиви, широко распространенных в пределах Центральной и Южной Швеции, Южной Финляндии и Приладожья. Районы развития этих комплексов пород мы предложили называть Ладожско-Далекарнийской областью ТМА /Хренов, 1981/. Фундамент Балтийского щита был полностью консолидирован после завершения Карельской складчатости. Характерно одно немаловажное обстоятельство, на которое давно обратил внимание А.А. Полканов – наличие в южной части Балтийского щита большой субширотной флексуры, вероятно наследующей в некоторой степени сфекофенскую зону Южной Финляндии. К этой зоне тяготеют громадные плутоны гранитов-рапакиви (Выборгский), а также впадины наложенного типа, выполненные субиотнийскими и иотнийскими осадочными образованиями. Плутоны рапакиви имеют дисгармоничные контакты со всеми вмещающими докембрийскими породами. Высокие отрицательные аномалии силы тяжести указывают на значительную мощность плоских щитообразных тел /Докембрий Скандинавии, 1967/. Характеризуются они высоким содержанием калия и фтора (в виде флюорита, реже топаза). Следует подчеркнуть ассоциацию рапакиви с телами габбро и анортозитов, на что для Украинского щита обратил внимание еще В.С. Соболев. Кроме рапакиви, в Южной Финляндии, по данным П.Эскола, известны семь одновозрастных массивов гранитов, содержащих вместо ортоклаза микроклин и значительное количество фтора, бария, стронция и лантанидов.

Наряду с субширотной зоной магматической проницаемости в западной части Балтийского щита в Швеции имеется субмеридиональная зона, где сосредоточены выходы субиотния и иотния и сопутствующих им гранитов и основных пород. В Центральной Швеции выделяется серия Дала, сложенная вулканогенными породами, в нижней части которой залегают порфириты, кварцевые порфиры, кварциты, конгломераты и сланцы, в верхней – порфиры Дала и Эльвдаль (риолиты, игнимбриты), порфириты, песчаники Дигерберг, туфы, конгломераты и песчаники. С серией Дала ассоциируют четыре типа гранитов Дала, от пироксен-роговообманковых до кислых, близких к рапакиви. Типичные рапакиви здесь встречаются лишь в двух массивах Нордингро и Рагундо /Докембрий Скандинавии, 1967/.

В области ТМА Балтийского щита развиты субширотные и особенно субмеридиональные разломы, к которым приурочены осадочно-вулканогенные и интрузивные комплексы (наложенные впадины, вулканотектонические структуры, свиты даек и т.д.). Складчатые деформации для структурного этажа ТМА не характерны. Судя по геохронологическим данным, время проявления ТМА Балтийского щита падает на интервал 1409-1650 млн. лет. В пределах рассматриваемого района ареальное размещение выходов структурного этажа среднепротерозойской ТМА позволяет выделить скандинавский тектонотип докембрийской активизации.

Северо-Американская платформа. Фундамент ее был сформирован в течение архейского и нижнесреднепротерозойского времени и представлен в современном срезе Канадским щитом и областью, покрытой чехлом осадочных образований. Нижняя часть кристаллического фундамента Канадского щита состоит из глубокометаморфизованных в гранулитовой и амфиболитовой фациях осадочно-вулканогенных образований и ассоциирующих с ними изверженных пород, превращенных часто в гранитогнейсы и относящихся к докиватинскому структурному этажу. Последний состоит из мощных серий осадочных и вулканогенных пород основного и кислого составов, прорванных тела-

ми габбро, ультраосновных пород и гранитов. Среди осадочных серий встречаются железистые кварциты. Толщи киватинского структурного этажа интенсивно и сложно дислоцированы и претерпели региональный и контактовый метаморфизм, выразившийся в образовании фации зеленых сланцев, а также биотитовых, кордиеритовых, андалузитовых и актинолитовых роговиков и гранатовых, силлиманитовых, ставролитовых и других сланцев. Например, в провинциях Сьюпериор и Черчилл метаморфизм интенсивно мигматизированных киватинских пород достигает амфиболитовой фации.

Киватинский структурный этаж содержит многочисленные интрузии основных и кислых пород, а также вулканитов соответствующего состава. Широко распространены гранитоиды. Радио-геохронологические измерения различных киватинских образований показали возраст от 3000 до 2300 млн. лет /Докембрий континентов, 1976/.

С формированием среднедокембрийского структурного этажа связана кратонизация Северо-Американского континентального массива. Образования среднего докембрия (2000-1600 млн. лет) в виде линейно вытянутых зон сложного ячеистого рисунка как бы "спаивают" отдельные "жесткие" массивы нижнего докембрия и архея. Прогибы, обрамляющие жесткие массивы, образованы отложениями, близкими к эвгеосинклинальным, с широким проявлением основного вулканизма, кремнистых сланцев, железистых и терригенно-карбонатных пород.

Верхнедокембрийский структурный этаж на Северо-Американской платформе представлен платформенным чехлом, складчатым комплексом и комплексом областей ТМА. Наиболее интересны вещественно-структурные комплексы ТМА, расположенные по юго-восточному краю платформы. Здесь выделяются две области ТМА (Кивино и Гренвилл), наложенные на фундамент, сформированный комплексами метаморфических пород раннего и среднего докембрия, радиологические датировки которого не моложе 1600 млн. лет.

Область ТМА Кивино ("эльсонское омоложение" по некоторым авторам) протягивается от южных отрогов Скалистых Гор (включая юг Великих равнин, Мидконтинент) до Великих озер и характеризуется изотопными датировками в пределах 1450-1300 млн. лет. Протяженный до 1000 км прогиб Кивино, примыкающий к внешней северо-западной части области ТМА и имеющий, возможно, рифтогенную природу, выполнен мощными сериями терригенных осадков и вулканитов основного и кислого составов общей мощностью до 700 м. Породы в прогибе Кивино расположены широкими складками с углами падения до 10°. В районе оз. Верхнее они секутся мощным пластовым телом габброидов (комплекс дулут) и небольшим штоком гранитов /Докембрий континентов..., 1976/. Аналогичный разрез имеется на юге Гренландии, где формация эриксфьерд мощностью до 3000 м, залегающая почти горизонтально, прорывается дайками габбросиенитов и центральными интрузиями сиенит-гранитов (гордарский щелочной комплекс).

Характерная особенность области Кивино - латеральная зональность в размещении состава эффузивов с северо-запада на юго-восток (основные эффузивы сменяются кислыми). Последние особенно широко развиты на юге Великих равнин, где слагают обширные покровы под фанерозойским чехлом и состоят главным образом из риолитов и в меньшей степени из риодацитов, латитов, андезитов и их туфов. С эффузивами связывают крупные гранитные плутоны /Докембрий континентов..., 1976/. Судя по незначительной роли терригенных пород в составе покровов, можно предположить, что эффузивы изливались в субаэральной обстановке на фоне продолжающегося поднятия. Учитывая, что к юго-востоку от края платформы развивалась Аппалачская складчатая область, область ТМА Кивино может быть отнесена к сопряженному типу /Хренов, 1981/.

Область (провинция) Гренвилл. Дискуссия о геологической истории провинции (субпровинции) Гренвилл в советской и американской литературе вызвана своеобразием геологического строения, глубоким метаморфизмом, затушевавшим и затруднившим изучение слагающих ее осадочно-вулканогенных комплексов.

Фундамент провинции Гренвилл сложен нижне-, среднедокембрийскими комплексами афебия, возраст которых колеблется в пределах 2500 – 2700 млн. лет. Однако существование догренвильского фундамента многие подвергают сомнению, хотя на геологической карте Канады догренвильские образования составляют 60% площади Гренвильской провинции /Докембрий континентов..., 1976/. Догренвильские образования сильно метаморфизованы и дислоцированы, представлены гранитогнейсами, роговообманковыми и пироксен-роговообманковыми гнейсами, лейкократовыми и мафическими гранулитами, чарнокитовыми гнейсами.

Контакты этих образований с породами гренвильской серии, представленными мраморами, кварцитами, разнообразными гнейсами, амфиболитами, имеют сложное строение и с трудом поддаются расшифровке. Это связано с тем, что гренвильская серия подвергалась, по крайней мере, трем крупным деформациям. В первую (1700 млн. лет) породы близ фронта Гренвилл (северо-запад провинции) превращены в комплекс гранатсодержащих биотитовых гнейсов, роговообманковых кварцитов и кристаллических известняков, инъецированных и прорванных гранитами, сиенитами и пегматитами /Докембрий Канады, 1968/. Следующая эпоха деформаций приходится, вероятно, на интервал 1400-1100 млн. лет, когда наряду с повторной складчатостью произошло внедрение крупных плутонов габбро-анортозитов и реже рапакиви и гранитов. Эта ассоциация плутонических пород образует протяженный пояс от Адирондакских гор через всю провинцию Гренвилл до побережья Атлантического океана. Форма плутонов, имеющих нередко расслоенное строение и достигающих иногда 60 000 км^2, неправильная, иногда куполовидная.

Таким образом, территория провинции Гренвилл в позднем докембрии дважды подвергалась ТМА с развитием мощного наложенного метаморфизма, с проявлениями основного и кислого интрузивного магматизма в условиях ранее сформированного "кратонизированного" фундамента. Вероятен крупный разрыв между эпохой кратонизации (архей, ранний, может быть средний, протерозой) и эпохой Гренвильского омоложения, что позволило М.А. Семихатову /1974/ считать события гренвильского этапа процессами преобразования фундамента древних платформ. Такие эпохи не связаны с накоплением геосинклинальных серий. Например, А. и Ц.Энгель пришли к выводу, что осадки группы Гренвилл представляют собой нормальную морскую серию хорошо рассортированных пород, сформировавшуюся в условиях стабильного шельфа. Е.В. Павловский и С.М. Марков /1963/ отнесли ее к чехлу протоплатформы, так как она резко несогласно залегает на глубокометаморфизованных толщах основания. Как справедливо указывает Ч.Б. Борукаев /Докембрий континентов..., 1977/, в этом случае пояс активизации Гренвилл можно сопоставить с поясами эпиплатформенного орогенеза, типичного для фанерозоя.

Гондванские древние платформы подвергались в докембрии неоднократному тектоническому омоложению. Некоторые аспекты ТМА этих платформ недавно рассмотрели В.М. Моралев и др. /1979/, а также Ч.Б. Борукаев /Докембрий континентов..., 1977/.

В.М. Моралев и др. /1979/ выделили ряд среднепротерозойских вулканических поясов в пределах Южно-Американской, Австралийской и Африканской платформ, которые в период от 2000 до 1500 млн. лет, т. е. в пред-

рифейское время, были охвачены мощными тектоническими движениями с формированием континентальных осадочно-вулканогенных серий и кислого интрузивного магматизма.

Южно-Американская платформа. Здесь на архейское и нижнепротерозойское основание северной части платформы резко несогласно налегают осадочно-вулканогенные толщи, образующие широкий (до 200 км) и протяженный прогиб северо-западного простирания. Прогибу (или прогибам) сопутствует серия региональных разломов, контролирующих размещение фаций осадочно-вулканогенных и изверженных пород. Этот вулканоплутонический пояс, протягивающийся с северо-запада из Центральной и Юго-Западной Венесуэлы и Северной Бразилии через юг Гайаны и Суринама до Центральной Бразилии на юго-востоке, характеризуется повсеместным развитием серий кислых и средних вулканитов (риолиты, дациты, риодациты, андезиты и их туфы, игнимбриты), переслаивающихся с терригенными толщами песчаников, сланцев, кварцитов. Суммарная мощность их превышает несколько тысяч метров. В верхней части разреза преобладают терригенные толщи, сложенные песчаниками, конгломератами, глинистыми сланцами и кварцитами.

Вулканогенные породы ассоциируют с комплексами изверженных пород преимущественно кислого, субщелочного и щелочного ряда. В Венесуэле и Северной Бразилии распространены рапакиви, гранодиориты и диориты, гранит-порфиры, кварцевые монцониты, щелочные граниты и сиениты; в Гайане и Суринаме – розовые граниты, гранофиры, порфировидные микрограниты, щелочные и гранофировые граниты; в Центральной Бразилии – комплекс неорогенных гранитов, гранодиоритов и диоритов.

Породы, слагающие рассматриваемый пояс, слабо метаморфизованы, собраны в открытые складки северо-западной и субширотной ориентировки, для них характерны вулканотектонические структуры (кольцевые вулканы, субвулканические постройки и т.д.).

Образование вулканоплутонического пояса происходило в два этапа (1900–1700 и 1600–1500 млн. лет), что соответствует среднему протерозою и раннему рифею. По характерным литолого-вещественным особенностям вулканогенно-осадочные серии образовывались в континентальных условиях, где наземные излияния и выбросы туфогенного материала чередовались с отложениями грубообломочного материала в мелководных бассейнах.

Африканская платформа. Тектономагматические процессы в докембрии в пределах платформы проявлялись неоднократно и чрезвычайно ярко. Так, наиболее древняя ТМА, вероятно, наблюдалась в пределах Родезийско-Трансваальского щита, где на раннедокембрийском (архейском?) основании, сложенном высокометаморфизованным древним гнейсовым комплексом (кинцигиты, гранулиты, амфиболиты, биотитовые, гранатовые, диопсид-роговообманковые гнейсы, кварциты), залегает терригенно-вулканогенный комплекс ваалия /Елизарьев и др., 1976/, состоящий из нескольких систем местной стратиграфической шкалы с возрастом 3,1–1,95 млрд. лет /Докембрий континентов..., 1976/. Комплекс ваалия отнесен к нижней части платформенного чехла плиты Карру-Калахари и включает системы Доминион-Риф, Витватерсранд, Трансвааль. На примере системы Витватерсранд рассмотрим строение области ТМА южной части Африканской платформы. Породами этой системы сложена крупная впадина (бассейн) северо-восточного простирания, по периферии которой располагаются участки (ранды), содержащие золото и уран. Система делится на ряд серий, три из которых обычно относят к нижнему витватерсранду, две – к верхнему. Нижние серии (хоспитал-хил, гавермент-риф, джеппестаун) сложены переслаивающимися пачками песчаников, конгломератов (часто золото- и урансодержащих), кварцитов, сланцев, из-

редка амигдалоидными лавами (серия джеппестаун). Общая мощность серий колеблется от 1600 до 5500 м. Вышележащие серии майн-берд и кимберли-эльсбург содержат пачки переслаивающихся кварцитов, граувакк, конгломератов с высоким содержанием золота и урана, амигдалоидных лав. Мощность серий колеблется от 1000 до 3000 м. Породы системы Витватерсранд собраны в открытые, пологие складки и мульды, нарушены многочисленными разломами, которые ограничивают грабен-синклинали, выступы и купольные структуры комплекса основания.

Другая система – Доминион-Риф – имеет сходство с системой Витватерсранд, в нижней части состоит из средне- и грубозернистых кварцитов, аркозов, конгломератов и песчаников с редкими линзами сланцев и туфов, в основании которых имеется горизонт золото- и ураноносных конгломератов. Выше залегают чередующиеся лавы андезитов, риолитов и фельзитов с редкими пропластками песчаников. Мощность системы достигает 2400 м. Возраст пород 2800-3100 млн. лет /Докембрий континентов..., 1976/.

Система Трансвааль, развитая в Трансваале, Западном Гриквеленде и Юго-Восточной Ботсване, состоит из трех серий пород, среди которых в нижней части залегают золотоносные конгломераты, песчаники, аргиллиты, карбонатные сланцы, кварциты, лавы андезитов и их туфы. Выше с несогласием залегает доломитовая серия, разрез которой венчает серые доломиты, кремнистые и глинистые сланцы с линзами конгломератов. Мощность доломитовой серии колеблется от 37 до 2348 м. Верхняя серия претория залегает несогласно на нижних частях системы Трансвааль и состоит из конгломератов и брекчий, глинистых и карбонатных сланцев, алевролитов, песчаников, кварцитов, андезитов, графит-карбонатных сланцев, туфов и агломератов. Верхняя часть разреза представлена кварцитами, конгломератами, лавами андезитов, риолитов и их туфов и туфо-агломератов. Общая мощность серии достигает 5000 м. Систему Трансвааль прорывают карбонатиты, пироксениты и сиениты Палабора, Бушвельдский лополит, сложенный фельзитами, гранофирами, габбро, норитами, анортозитами, перидотитами и гранитами. В контакте с лополитом осадочные вулканогенные породы превращены в силлиманит-кордиеритовые, ставролит-гранатовые и ставролит-андалузитовые роговики. Возраст бушвельдского комплекса (1950 млн. лет) определяет верхнюю границу ваалия /Докембрий континентов..., 1976/.

Более молодая ТМА рассматриваемого района проявилась в иной форме. Частично на область Витватерсранда и Бушвельда накладывается среднепротерозойский вулканоплутонический пояс, выделенный В.М. Моралевым и др. /1979/. Он захватывает Танзанийский и Трансваальский кратоны и протягивается в субширотном направлении более чем на 1000 км при ширине от 40 до 300 км. На юго-западе пояс резко поворачивает на юг в западный Гриквеленд (трог Матсап). В Трансваальской части он сложен осадочно-вулканогенными толщами систем Ватерберг и Матсап, которые накапливались во впадинах, ограниченных крупными долгоживущими разломами Саутспансберг и Мурчисон. Выделяется несколько таких впадин (трогов) – главная Ватербергская, Саутспансбергская, Матсап, Альма и др.

В крупной Ватербергской впадине накапливались две серии осадков. Нижняя – Нильстром – залегает на гранитах и габбро бушвельдского комплекса, системах Трансвааль и Вентерсдорп и кристаллических породах основания, состоит из вулканитов (трахибазиты, андезиты, базальты и их туфы) и континентальных сероцветных песчаников, кварцитов и конгломератов. Верхняя серия – Кранспберг – включает красноцветные континентальные песчаники, кварциты, алевролиты, конгломераты, изредка известняки. Общая мощность отложений во впадине достигает 6 км.

В троге Матсап, являющемся аналогом Ватербергской впадины, залегают красноцветные песчаники, кварциты и гравелиты, переслаивающиеся с покровами андезитовых лав, туфов, лавобрекчий мощностью от 4 до 6 км.

Во впадине Саутспансберг (Северный Трансвааль) вулканиты кислого и среднего составов преобладают над осадочными породами, представленными преимущественно среднезернистыми песчаниками. Этот глубокий трог (мощность осадочных толщ до 7,0 км), как считает В.М. Моралев и др. /1979/, образовался несколько позже Ватербергской впадины. В пределах пояса Лимпопо грабенообразные впадины формировались в типично кратонических условиях, выполняющие их отложения слабо деформированы, но более интенсивны по сравнению с трансваальскими и витватерсрандскими слоями. Учитывая, что характер терригенных толщ во впадинах сходен с молассоидным типом отложений, надо предполагать наличие больших градиентов вос- и нисходящих движений областей сноса и накопления. Обломочный материал поступал преимущественно с поднятий, расположенных на севере (пояс Лимпопо) и северо-востоке (Родезийский кратон). Характер седиментации и вулканизма указывает на преимущественно континентальные условия их образования, а центры излияний лав андезитов, липаритов и базальтов ограничены зонами крупных разломов. Шелочным и кислым вулканитам комагматичны многочисленные субвулканические интрузии гранофировых и шелочных гранитов, граноднорнтов и граносиенитов, карбонатитов (комплексы лифонтейн, палабара и др.).

Возрастной предел рассматриваемой ТМА определяется залеганием системы Ватерберг на породах бушвельдского комплекса (1950 $\pm$ 50 млн.лет), возрастом гранит-порфиров низов системы Ватерберг в 1790$\pm$70 млн. лет (свинцовый метод) и внедрением щелочных пород и карбонатитов на уровне 1500-1420 млн. лет, что отвечает среднему протерозою - раннему рифею советской геохронологической шкалы /Моралев и др., 1979/.

Надо полагать, что аналогичная ТМА отмечается в пределах северной части плиты Таудени-Тиндуф, расположенной в Западной Африке. Здесь широко распространены риолиты Этлаба, туфы и лавы преимущественно кислого состава, переслаивающиеся с аркозами и конгломератами серии уед-сусс, прорванные субвулканическими гранитами Афту с возрастом 1970-1830 млн. лет /Докембрий континентов..., 1976/.

Следующая эпоха ТМА на Африканской платформе проявилась в верхнем докембрии. Наиболее известна структура такого рода - Мозамбикский пояс, природа которого дискуссионна. Возможно, что в Мозамбикском поясе, основание которого сложено глубокометаморфизованными комплексами, образовавшимися на уровне нижнего и среднего докембрия, первый этап активизации намечается на рубеже 1100 млн. лет. Ч.Б. Борукаев связывает его с дифференциальными движениями в меридиональном прогибе, природа которого не может быть точно установлена, поскольку слагающие толщи уничтожены эрозией. Однако отсутствие на территории пояса линейных зон офиолитовой ассоциации и наличие гранитизированных доверхнерифейских образований исключают принадлежность его к ортогеосинклинальным структурам.

Примерно к этому же возрастному рубежу относится развитие зоны ТМА на Бушменском щите. Здесь этаж активизации сложен породами системы Конкин, резко несогласной на метаморфидах цоколя. Следующая свита куньяс, залегающая также несогласно на нижележащих толще и цоколе, содержит базальные конгломераты мощностью до 400 м, филлиты, графитовые сланцы, грубые песчаники и кварциты мощностью до 1500 м. Свита синклар состоит (снизу) из грубых конгломератов, кварцитовидных песчаников, фельзитовых лав и туфов мощностью до 600 м. Выше залегает мощная тол-

ща андезитовых лав (1200 м), перекрытая грубовалунными конгломератами, а затем потоками красных риолитов и миндалекаменных лав Гуперас, возраст которых определяется в 1200 млн. лет.

Породы системы Конкин собраны в складки долготного простирания и прорваны небольшими телами гранитов, дайками кварцевых порфиров, в контакте которых развиты роговики с андалузитом и хиастолитом.

Вероятно, к эпохе среднерифейской активизации следует отнести развитие в Южной Анголе на территории Касаи-Ангольского щита анортозитового массива Купене (1300-1100 млн. лет).

Та же эпоха ТМА прослеживается на северо-западе плиты Таудени-Тиндуф, где, согласно Х.Шуберу и А.Фор-Мюре, выделяется несколько впадин, разделенных поднятиями. Во впадинах залегают мощные толщи терригенных (конгломераты, песчаники, сланцы, редко мергели и известняки) и вулканогенных пород (лавы и туфы кислого и среднего составов), прорванных субвулканическими комплексами риолитов, субщелочных и щелочных гранитов и сиенитов, габбро, сиенит-диоритов, а также кольцевыми дайками риолитов, трахитов, андезитов и базальтов. Возрастное положение рассматриваемых комплексов определяется в больших пределах. Осадочно-вулканогенные толщи датируются около 1000 млн. лет, а рвущие интрузивные комплексы - 550-450 млн. лет; последние цифры, по-видимому, сильно омоложены /Докембрий континентов..., 1976/. Наконец, укажем на так называемую панафриканскую ТМА платформы, произошедшую в интервале 550-460 млн. лет и охватившую практически весь довендский фундамент. К этой эпохе относятся формирование и подновление разломов, проявление магматизма, метасоматоз и метаморфизм /Божко, 1979; Докембрий континентов...,1976/.

Австралийская платформа. В среднем протерозое /Моралев и др., 1979/ значительная часть Австралийской платформы представляла собой поднятие, отдельные районы которого были вовлечены в режим ТМА. Свидетели этого режима - плутоны гранитов на западе платформы, а также протяженный (1500 км) и широкий (450-500 км) вулканоплутонический пояс на севере и в центральной части. В строении пояса участвуют осадочно-вулканогенные толщи, резко несогласно залегающие на раннедокембрийских комплексах основания. Пояс формировался в континентальных условиях, о чем свидетельствуют субаэральные трещинные излияния кислых лав и выбросы пирокластики, чередующиеся с отложением грубообломочных песчаников, конгломератов, реже туфогенных алевролитов и глинистых сланцев в мелководных бассейнах в периоды ослабления вулканической деятельности. Вулканиты, составляющие основной объем осадочно-вулканогенного комплекса, представлены риолитами, риодацитами, дацитами, андезитами, игнимбритами, агломератами и туфами. Мощность терригенно-вулканогенных толщ от 1000 до 4800 м. Осадочно-вулканогенные толщи смяты в простые открытые складки, породы их обычно не метаморфизованы.

С вулканитами связаны интрузии двух возрастных групп. К первой (1880-1760 млн. лет) относятся крупнозернистые порфировидные граниты, гранодиориты, реже адамеллиты, слагающие батолитоподобные плутоны (Бау-Ривер и др.). Более поздние (1800-1700 млн. лет) гипабиссальные и субвулканические тела сложены гранит-порфирами, гранофирами, кварцевыми порфирами. Формирование вулканоплутонического пояса, как считают В.М. Моралев, К.Г. Чешихина, указывает на первое в истории платформы проявление активизации или эпиплатформенного орогенеза.

Наиболее мощные процессы ТМА на Австралийской платформе отмечались в раннем и среднем рифее (1650-1000 млн. лет). За среднепротерозойской активизацией, проявившейся в образовании рассмотренного вулкано-

плутонического пояса, в раннем рифее основная часть Южной, Центральной и Восточной Австралии, консолидированная в конце раннего докембрия, представляет собой область интенсивного развития повторного метаморфизма, магматизма и радиометрического "омоложения" /Божко, 1978/. В южной и северо-восточной ее частях отмечаются проявления кислого вулканизма (риолиты Крайдон – 1470, Голер-Рейндж – 1530, Рупена – 1345 млн. лет).

В среднем рифее ТМА была охвачена преимущественно центральная и юго-западная части платформы, где наблюдаются интенсивная площадная мигматизация и внедрение гранитов в узких зонах на щите Йилгари (область Олбани-Фрезер). Здесь граниты и мигматиты имеют возраст 1200-1050 млн. лет (массивы Месгрей – 1200-1100, Аранта – 1050 млн. лет).

Таким образом, на Австралийской платформе ТМА проявилась в двух формах – ареальной (площадной) в раннем и среднем рифее (гренвильский тип) и в виде протяженных вулканоплутонических поясов в среднем протерозое (акитканский тип). В отличие от Африканской платформы в Австралии не отмечается ТМА конца рифея /Божко, 1978/.

Подводя итог краткой характеристике процесса ТМА древних платформ, можно указать на следующее.

1. Эпохи ТМА начинают проявляться в раннем и затем среднем протерозое, в рифее – на всех крупнейших древних платформах мира. Структурное и вещественное (формационное) выражение ТМА разнообразно. Оно проявляется в развитии в консолидированном фундаменте процессов гранитизации и метасоматоза в пределах обширных площадей (Гренвильский пояс на Северо-Американской платформе и Центрально-Австралийская область). Вулканоплутонические ассоциации кислого, субщелочного и среднего составов образуют протяженные пояса в краевых и внутренних частях платформ. Наиболее распространены эти структуры в среднем протерозое (Сибирская, Южно-Американская, Африканская, Австралийская платформы). Этим поясам свойственны батолитоподобные граниты рапакиви, которые являются специфическими магматическими формациями ТМА древних платформ. Возможно, к таким же специфическим формациям относятся интрузии анортозитов, часто связанных пространственно и генетически с рапакиви. Осадочные формации относятся к типу терригенно-вулканогенных моласс, образовавшихся в условиях сводово-блоковых движений, или континентальных и субконтинентальных терригенных комплексов (сланцы, песчаники и др.). Самая древняя раннепротерозойская ТМА, проявившаяся в виде мощных толщ осадочно-вулканогенных образований (удоканский, витватерсрандский типы) в широких впадинах (бассейнах) и сопровождавшаяся интрузиями гранитоидной магмы, некоторыми исследователями уподоблялась протоплатформенному тектоническому режиму /Павловский, 1975/. Вместе с тем широкое развитие разломов, высокие градиенты относительных перемещений блоков, давшие узкие грабены, выполненные мощными грубообломочными преимущественно континентальными отложениями, кислый и местами щелочной вулканизм резко отличают эти образования от типично платформенного режима. В ту же самую эпоху раннего и среднего протерозоя на древних (архейских) ядрах некоторых континентов начал развиваться типичный платформенный режим с соответствующими терригенно-карбонатными отложениями и излияниями основных лав (диабазы).

2. ТМА древних платформ в фанерозое развивалась в иных формах и с образованием иных структурно-вещественных комплексов по сравнению с докембрием. В отличие от М.М. Одинцова, М.С. Нагибиной, А.Е. Хаина, А.Л. Яншина, Л.В. Григорьевой и др. мы считаем, что мощные проявления на древних платформах формации траппов (платобазальтов) не могут быть связаны с процессами ТМА. Эти явления характерны для эволюции внутрен-

них частей литосферы и мантии, протекающих только под древними платформами и составляющих суть их развития.

Характерные формы ТМА древних платформ в фанерозое – авлакогены (Днепровско-Донецкий и Тиман на Русской платформе, зоны Уачита на Северо-Американской платформе и др.). Мезозойская ТМА проявилась в образовании сводовых поднятий и обильного кислого щелочного магматизма, приуроченного к краевым частям щитов (Алданский щит), дающего иногда кольцевые формы (вулканоплутоны), связанные с зонами разломов (Африка, Австралия). В кайнозое часть древних платформ была охвачена новейшей ТМА – рифтогенезом с присущими этому процессу формациями и структурными формами.

3. Металлогения зон ТМА, развивавшихся на древних платформах, весьма разнообразна, но главными элементами ее являются золото, уран, редкие элементы, цветные металлы, ртуть, фтор и др.

Литература

Божко Н.А. Тектоническое развитие Австралии в позднем докембрии. – Геология и разведка, 1978, № 2, с. 28–38.

Божко Н.А. Тектоническое развитие Африки и Аравии в позднем докембрии. – Геология и разведка, 1979, № 2, с. 3–14.

Григорьева Л.В. Докембрийская активизация земной коры. – Геотектоника, 1979, № 2, с. 49–59.

Докембрий Канады. М.: Мир, 1968. 221 с.

Докембрий континентов. Северная и Южная Америка. Новосибирск: Наука, 1976. 239 с.

Докембрий континентов. Основные черты тектоники. Новосибирск: Наука, 1977. 263 с.

Докембрий Скандинавии. М.: Мир, 1967. 269 с.

Елизарьев Ю.З., Забродин В.Е., Чиков Б.М. Докембрий Африки и Аравии. – В кн.: Докембрий континентов. Новосибирск: Наука, 1976, с. 108–213.

Моралев В.М., Рошковин Г.Р., Чехина К.Г. Среднепротерозойские континентальные вулканические пояса гондванских платформ. – Геология и разведка, 1979, № 2, с. 15–23.

Павловский Е.В. Происхождение и развитие земной коры материков. – Геотектоника, 1975, № 6, с. 3–14.

Павловский Е.В., Марков М.С. Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимости развития земной коры). – В кн.: Структура докембрия и связь магматизма с тектоникой. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 9–53.

Семихатов М.А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. 302 с.

Хренов П.М. Неогеосинклинальные вулкано-плутонические пояса континентального массива Восточной Сибири. М.: Недра, 1981. 222 с.

С.М. Замараев, О.В. Грабкин

ЭНДОГЕННЫЕ РЕЖИМЫ РАЗВИТИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

На Сибирской платформе отмечались различные эндогенные режимы, сменявшиеся в определенной закономерности. Некоторые из них были рассмотрены с различной степенью детальности. Однако пространственно-временные взаимоотношения эндогенных режимов и их эволюция в целом не анализировались. Актуальность поставленной проблемы определяется также и тем, что эндогенные режимы Восточной Сибири обладают некоторой спецификой, не нашедшей отображения при глобальном анализе эндогенных режимов материков /Белоусов, 1978/.

Излагаемый материал получен в процессе исследований по теме "Корреляция эндогенных процессов Сибирской платформы", проводившихся в рамках Международного геодинамического проекта, а также при изучении геолого-структурных условий зоны влияния Байкало-Амурской магистрали. Необходимо отметить, что организатором этих работ в Институте земной коры СО АН СССР был М.М. Одинцов. Активное участие в исследованиях приняли ученики М.М. Одинцова.

Широко известно, что становление и развитие земной коры Восточной Сибири, как и тектоносферы в целом, было полицикличным. Выделяются пять эндогенных циклов первого порядка: раннеархейский, позднеархейский, раннепротерозойский, байкальский и фанерозойский. В двух последних известны циклы второго порядка, в частности, в байкальском их можно выделить два, а иногда – три, в фанерозойском – четыре: каледонский (венд – силур), герцинский (девон – триас), мезозойский (юра – ранний палеоген) и кайнозойский (с эоцена). Циклы второго порядка распадались на более дробные.

Для каждого эндогенного цикла характерны определенные структурно-вещественные комплексы, которые позволяют установить взаимные связи между тектоническими, магматическими и метаморфическими процессами и раскрыть сущность различных эндогенных режимов.

Эндогенным циклам конца протогея и всего неогея присуща определенная кинематическая направленность, проявлявшаяся в различных геотектонических областях, в геосинклинальных бассейнах и зонах завершенной складчатости. В начале каждого цикла господствовало растяжение земной коры, следствием которого являлись опускания; затем следовала фаза сжатия, выражавшаяся в формировании линейной складчатости, надвигов, взбросов и, как можно предполагать, глубинных шарьяжей и метаморфических серий высоких давлений. В результате сдавливания периферические зоны геосинклинальных бассейнов, обращенные в сторону Сибирского кратона, превращались в зоны завершенной складчатости и испытывали воздымание.

После ликвидации в Саяно-Байкало-Становой области геосинклинального режима кинематическая сущность взаимодействия платформы и складчатой системы оставалась такой же. Но в это время края платформы и периферические части складчатой области были подвержены в основном хрупкой деформации, благодаря чему широко развивались надвиги и парагенетически связанные с ними взбросы, сдвиги, надглыбовые и принадвиговые складки.

Обычно циклы завершались эпохами относительно стабильного стояния, что приводило к формированию пенепленов и кор химического выветривания /Древняя структура..., 1975/. В это время границы раздела различных слоев тектоносферы становились, вероятно, субпараллельными поверхности геоида.

Следует подчеркнуть, что стабильные стояния в истории развития структуры земной коры Сибири имели не менее важное значение, чем нисходящие и восходящие вертикальные движения, а также периодически проявлявшиеся здесь горизонтальные смещения геоблоков.

Наряду с ярко проявленной цикличностью эндогенное развитие характеризуется направленностью и необратимостью, что позволяет на основе существующих представлений выделить следующие главнейшие стадии становления земной коры: начальную, нуклеарную, протоплатформенную, платформенную и тектономагматической активизации платформы. В течение каждой стадии проявились один или несколько эндогенных режимов.

Особенности режима начальной стадии на сегодня еще не вполне ясны. Неоднократно высказывалось предположение, что на заре геологического развития южной части Сибири на поверхности ее существовал ландшафт, подобный лунному /Глуховский, Павловский, 1973; Муратов, 1975/. Есть мнение о близости условий раннего развития региона к условиям современной Венеры /Кирилюк, 1976; Михайлов, 1979/. Кроме того, в дискуссии о тектоническом режиме начальной стадии развития Восточной Сибири наметились две различные позиции. Одна группа исследователей считает, что этот режим вполне может быть описан терминами геосинклинальной теории /Фрумкин, 1970; Хаин, 1973; Черкасов, 1979/, другая подчеркивает его своеобразие и глубокую специфику /Павловский, 1962, 1970, 1977/.

Представления о начальном режиме развития базируются главным образом на детальном изучении состава, условий метаморфизма и внутренней структуры курультинского (курультино-гонамского) комплекса Алданского щита. Он сложен гиперстенсодержащими двупироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами, иногда с оливином и гранатом. С основными породами ассоциируют глиноземистые разновидности кристаллосланцев, эклогитоподобные породы, метагаббро, нориты и анортозиты. Метаморфизм этой серии был чрезвычайно интенсивным (вплоть до условий сутамской субфации гранулитовой фации) /Маракушев, 1965/. Он происходил при давлении 10-12 кбар (1000-1200 МПа) и температуре 700-800°С.

Во внутренней структуре курультино-гонамского комплекса Становой области, по данным М.З. Глуховского и Е.В. Павловского /1973/, господствуют кольцевые, овальные, петельчатые синформы, которые разделены узкими гребневидными или брахиальными антиформами.

В западной части Алданского щита особенности структурной и метаморфической эволюции курультинской серии более детально изучены в последние годы в связи с исследованиями зоны влияния БАМ /Грабкин и др., 1981/. Она слагает здесь основание крупных нелинейных в плане архейских прогибов бассейнового типа, а внутренняя ее структура характеризуется как развитием нескольких наложенных друг на друга систем сжатых дисгармоничных складок течения, так и наличием многочисленных мелких кольцевых в плане антиклиналей и синклиналей. Установлено, что крупные депрессии курультинского фундамента и разделяющие их зоны обладают неодинаковой магматической специализацией и в разной степени нарушены глубинными разломами /Грабкин, 1981/.

Возраст курультинской серии определен нами в Иманграканском блоке рубидий-стронциевым изохронным методом и составляет 3100±150 млн.лет при начальном стронциевом отношении 0,7045 /Брандт и др., 1981/.

По составу курультинские базиты близки толеитовым базальтам океанов, иногда они сопоставляются с лунными /Глуховский, Павловский, 1973/. По мнению Е.П. Миронюка и др. /1971/, в разрезе курультинской серии западной части Алданского щита преобладают основные породы первично-магматического происхождения.

Таким образом, начальный режим развития региона характеризовался повсеместным тепловым возбуждением недр, тепловой поток из которых, по-видимому, в 4 – 5 раз превышал современный, отсутствием (полным или почти полным) гранитогнейсового слоя земной коры, повсеместными проявлениями основного магматизма и пластических деформаций. Своеобразие этого режима заключалось в том, что PT-условия, характеризующие сейчас глубинные зоны, господствовали тогда вблизи поверхности Земли. Предполагается, что экзогенные шоковые воздействия на палеоповерхность (удары метеоритов) могли непосредственно провоцировать эндогенные проявления – прорывы основных магм и обширные излияния лав. Вероятно, в условиях начального режима образование крупных и мелких кольцевых форм региона было обусловлено в основном тепловой и гравитационной неустойчивостью масс: последняя проявлялась в процессах конвекции, затрагивающих близповерхностные уровни, и эволюция конвективных ячей отражалась в раннем рельефе поверхности.

Возможно, на рубеже около 3 млрд. лет начальный режим сменился на Сибирской платформе нуклеарным. Последний характеризуется весьма интенсивным, но уже не вполне однородным тепловым возбуждением недр, а также величиной и характером проницаемости разных участков тонкой нестабильной протокоры. Различия проявились в обособлении двух типов структур: более или менее широких относительно приподнятых овально-кольцевых зон активного вулканизма и плоских прогибов, где (наряду с продуктами преимущественно основного вулканизма) накапливались хемогенные и терригенные осадки. Бассейны чаще всего обладали изометричной, овальной формой, а их основание представляло собой первую тонкую нестабильную протокору. Таким образом, в условиях нуклеарного режима базальтовые излияния и накопление продуктов размыва как протокоры, так и ее базитового фундамента вели к формированию первых относительно стабильных ядер – микроконтинентов, разделенных подвижными зонами. По мнению Е.В. Павловского /1977/, характерными чертами нуклеарного режима (в отличие от начального) являются эволюция химизма эффузивов (от толеитов – к андезитам, а затем к дацитам и риолитам) и первые в истории Земли широко распространенные гранитоиды на конечных этапах проявления режима. Рост гранитогнейсовых куполов в это время был ведущим фактором тектогенеза. На примере западной части Алданского щита нами установлено, что гранитизация особенно интенсивна в нуклеарных структурах бассейнового типа, где системы гранитогнейсовых куполов и межкупольных зон формируют обширные ядра гранитизации. Последние разделены менее гранитизированными поясами базитов.

Рассмотрим отличия наиболее ранних режимов развития Сибирской платформы (начального и нуклеарного) от типичного эвгеосинклинального. По мнению В.В. Белоусова /1978/, эвгеосинклинальный режим характеризуется большой контрастностью вертикальных глыбово-волновых движений, большой ролью глубинных субвертикальных разломов; определенной эволюцией степени контрастности вертикальных движений и роли глубинных разломов в течение геосинклинального цикла; большой рассеянной проницаемостью земной коры в начале цикла и малой сосредоточенной – в конце; проявлениями структурной неоднородности, выраженной срединными массивами, интрагеосинклиналями, интрагеоантиклиналями и т.д.; проявлением линейной складчатости. Для начального и нуклеарного режимов, по нашему мнению, характерны малая контрастность волновых движений; незначительная роль глубинных субвертикальных разломов (которые еще не оформились, а существовали как широкие пояса относительно повышенной проницаемости и плас-

тической деформации, в связи с чем нельзя с полным основанием говорить о глыбовых движениях); отсутствие явно выраженной эволюции степени контрастности вертикальных движений и глубинных разломов во время проявления режима; повсеместное выплавление из палеомантии основных магм при отсутствии коры (начальный режим); повсеместная большая проницаемость нестабильной коры с переходом позже в малую, сосредоточенную вблизи ядер гранитогнейсовых куполов (нуклеарный режим); наличие своеобразных структурных неоднородностей: относительно стабильных внутренних зон овоидов и относительно более мобильных внешних, а также межовальных зон; проявление нелинейной складчатости особого типа. Начальный режим наиболее своеобразен. Его можно сопоставить лишь с одной из стадий проявления эвгеосинклинального режима: доинверсионной. Нуклеарный режим в целом ближе эвгеосинклинальному по характеру проявления процессов осадконакопления, магматизма и метаморфизма, но отличается от него по стилю тектонических деформаций. В условиях эвгеосинклинального режима источник эндогенной активности находится вначале в мантии, затем – в коре /Белоусов, 1978/, а в условиях начального – в мантии, максимально приближенной к поверхности. В нуклеарном режиме характер перемещения источника эндогенной активности, по-видимому, аналогичен или близок эвгеосинклинальному, но кора тонкая и нестабильная.

В целом ранние режимы развития Сибирской платформы своеобразны, им присущ целый ряд индивидуальных, только для них характерных черт. Поэтому авторы разделяют точку зрения Е.В. Павловского /1962/, который подчеркивает глубокую специфику ранних стадий развития Земли.

Нуклеарный режим на юге Сибирской платформы сменился протоплатформенным, а вне ее (в Саяно-Байкальской области) – протогеосинклинальным. На Сибирской платформе в условиях протоплатформенного режима заложились троги западно-алданского типа (называемые также палеоавлакогенами и сопоставляемые с шовными прогибами тимискамингского типа на Канадском щите /Марков, 1962/), а в последующем – периферические прогибы удоканского. Удоканская серия – классический представитель протоплатформенного чехла /Федоровский, 1972/. С протоплатформенным режимом некоторые исследователи связывают прерывистый процесс гранитизации фундамента и низов чехла. Они доказывают, что рост гранитогнейсовых куполов влиял на ход осадконакопления в протоплатформенном Удоканском прогибе /Глуховский, Федоровский, 1970/. Опираясь на эти данные, Е.В.Павловский /1977/ считает, что главные процессы гранитизации в раннем докембрии связаны именно с протоплатформенным режимом. В целом принято, что режим типичной платформы неогея отличается от режима протоплатформы протогея более спокойными условиями: "В условиях протоплатформенного режима продолжался процесс формирования гранитных куполов, начавшийся ранее, в конце нуклеарной стадии. Более того, с установлением протоплатформенного режима нередко были связаны наиболее интенсивная гранитизация базитового фундамента, дальнейший рост куполов, деформации и контактовый метаморфизм пород чехла по периферии куполов. Подобных явлений в жизни платформ неогея, как известно, не наблюдается" /Павловский, 1977, с. 9/.

Авторы разделяют эту точку зрения. Однако необходимо отметить, что другая группа исследователей склонна связывать гранитизацию архейского фундамента Сибирской платформы в раннем протерозое с явлениями метаморфического "омоложения" – диасхизиса /Борукаев, 1976/, либо с режимом протоактивизации /Казанский, 1972/ или древней тектономагматической активизации (см. статью П.М. Хренова в настоящем сборнике). При такой

трактовке отличия протоплатформенного режима от режима типичной платформы становятся более расплывчатыми. Возможно, они связаны с разной амплитудой прогибания фундамента, с составом формаций и т.д.

Платформенный режим развития на территории Восточной Сибири начал проявляться с байкальского цикла (1700–1900 млн. лет) и достиг наиболее яркого выражения в каледонском. В этой стадии намечаются два этапа: первый – с раннеплатформенным эндогенным режимом, второй – с типично платформенным. В первый этап на Сибирской платформе развивались плита, перекрытая местами маломощным чехлом осадков, и глубокие краевые опускания: Присаяно–Енисейское, Прибайкальское, Юдомо–Майское и, возможно, Предверхоянское. В последних наряду с седиментацией неоднократно отмечался магматизм. Особенно широко развиты породы андезит–дацит–липаритовой формации, которые вместе с гранитоидами типа рапакиви образуют протяженные вулканоплутонические пояса, тяготеющие к зоне краевого шва Сибирской платформы. Эти пояса характеризуют начальные, ранние соотношения Сибирской платформы с ее геосинклинальной, складчатой рамой. Позже, в среднем и верхнем протерозое, здесь были сформированы комплексы пород габбро–диабазовой, трахибазальтовой, кимберлитовой, щелочно–ультраосновной, нефелин–сиенит–щелочно–гранитоидной формаций /Замараев и др., 1980/.

В условиях типично платформенного режима, проявившегося в течение каледонского цикла, на Сибирском кратоне формировалась плита с мощным осадочным чехлом, краевые прогибы ангаро–ленского типа: Присаяно–Енисейский, Ангаро–Ленский, Юдомо–Майский и краевые антеклизы. Парагенез формаций краевых прогибов, мощность которых достигает 5 км, весьма специфичен и коренным образом отличается от набора формаций плиты, а также от формаций, сформированных в более ранних и более поздних краевых опусканиях Сибирской платформы. На этом этапе развития совершенно отсутствует магматизм, несмотря на бурное его проявление в смежной геосинклинально–складчатой системе.

Завершился каледонский цикл относительной стабилизацией юга Восточной Сибири. Это был рубеж перехода от преобладания нисходящих движений к господству восходящих.

К концу каледонского цикла в результате прохождения вышеназванных стадий и этапов окончательно были сформированы древняя Сибирская платформа и Саяно–Байкало–Становая складчатая система. В последующей истории они, несмотря на неоднократную тектономагматическую активизацию, оставались основными геоструктурными элементами, устойчиво сохранявшими свои характерные особенности. Иными словами, с девона до наших дней Сибирская платформа остается платформой, а Саяно–Байкало–Становая складчатая система – складчатой системой, несмотря на тектономагматическую активизацию литосферы. Это постоянные категории тектонической структуры Азии, что коренным образом отличает их от временно живущих структур континентов – геосинклиналей и зон тектономагматической активизации.

Эндогенный режим тектономагматической активизации Сибирской платформы начал проявляться в девоне и продолжается вплоть до наших дней. Основная его особенность – господство восходящих движений и обилие магматизма. В этом отношении режим тектономагматической активизации сходен с докаледонскими эндогенными режимами Сибирской платформы – протоплатформенным (поздний архей – ранний протерозой) и раннеплатформенным (средний – верхний протерозой). Стадия тектономагматической активизации распадалась на три этапа: герцинский (девон – триас), мезозойский (нижняя юра – эоцен) и кайнозойский (эоцен – голоцен).

Герцинский этап, в свою очередь, состоит из двух подэтапов: ранне–

герцинский (девон – ранний карбон) и позднегерцинский (ранний карбон – триас). В это время образовались краевые синеклизы (Тунгусская, Нижне-Ленская) и Мурско-Тайшетский предгорный прогиб /Замараев и др., 1980/.

Магматизм герцинского этапа был наиболее обильным за всю историю Сибирской платформы. Здесь развиты комплексы пород траповой, трахибазальтовой, кимберлитовой и щелочно-ультраосновной формаций.

Седиментации и магматизму герцинского цикла сопутствовала интенсивная деформация как осадочного чехла платформы, так и литосферы в целом.

В конце триаса – начале юры в регионе восстановился типично платформенный режим, что привело к широкому развитию кор выветривания каолинитового типа.

Затем наступил второй этап тектономагматической активизации, соответствующий мезозойскому эндогенному циклу. В это время происходили общее поднятие Сибирской платформы и активное опускание ее краев. Были сформированы Присаянский и Пристановой предгорные, Ангаро-Вилюйский внутриплатформенный, Предверхоянский краевой прогибы, а также краевая Вилойская синеклиза. Магматизм был слабым. На Алданском щите он представлен трахибазальтовой, нефелин-сиенит-щелочно-гранитоидной и щелочно-габброидной, а в бассейне р.Оленек – кимберлитовой формациями /Замараев и др., 1980/.

На определенном этапе мезозойского цикла ярко проявилось сжатие как в краевой части Сибирской платформы, так и в ее обрамлении. Это выразилось в образовании надвигов, приразломной складчатости мезозойских толщ и росте сводово-блоковых поднятий.

Завершение второго этапа тектономагматической активизации юга Восточной Сибири ознаменовалось стабильным стоянием, в результате чего в верхнем мелу на Сибирской платформе восстановлен типично платформенный, а в Саяно-Байкало-Становой системе – субплатформенный режимы.

Третий этап тектономагматической активизации, продолжающийся и в настоящее время, начался в эоцене. Он выразился мощным горообразованием, рифтогенезом, представляющим собой одну из форм проявления активизации, базальтовым магматизмом на юге Алданского щита, формированием по краям платформы предгорных прогибов – Предсаянского и Предбайкальского. Активно опускались также приверхоянская и северная окраины платформы.

Для сравнения укажем на последовательность смены эндогенных режимов в Саяно-Байкало-Становой складчатой области: начальный, нуклеарный, протогеосинклинальный, раннегеосинклинальный, геосинклинальный, раннеорогенный (в конце байкальского цикла). Затем установился геосинклинальный режим (каледонский цикл), вновь сменившийся орогенным, при этом орогенез начался в одних участках в кембрии, а в других – в конце каледонского цикла. Непосредственно после орогенного в пределах Саяно-Байкало-Становой складчатой системы установился субплатформенный режим.

В дальнейшем развитии южной складчатой рампы, как и на самой платформе, трижды повторился режим тектономагматической активизации, прерывавшийся субплатформенными режимами. Но здесь активизация заметно отличалась как по типу осадочных бассейнов, так и по химизму магматических образований.

Некоторые исследователи по-иному понимают смену эндогенных режимов во времени. В частности, К.В. Боголепов и В.Д. Ермиков /1979/ считают, что становление мезозойского Центрально-Азиатского горного пояса следовало за платформенным режимом. Затем на месте пояса в течение мела и палеогена вновь образовалась типичная платформа. Нам же представляется, что в Саяно-Байкало-Становой складчатой области никогда не на-

блюдался типично платформенный режим. Неоднократно повторяющаяся стабилизация региона действительно приводила к выравниванию рельефа и развитию кор химического выветривания, но здесь никогда не было мощного осадочного чехла платформенного типа. Поэтому мы считаем более приемлемым классифицировать этот режим временной стабилизации как субплатформенный. С платформенным его сближает слабое проявление или полное отсутствие частных колебательных движений, но резко отличает то, что поверхность земной коры, даже относительно выровненная, не подвержена значительным общим опусканиям.

Особое место занимает рифтовый режим, связанный с кайнозойской тектономагматической активизацией складчатой системы и края платформы и проявляющийся в условиях растяжения литосферы. В последние годы к рифтовым стали относить все или почти все разновозрастные линейные структуры земной коры, испытавшие на начальной стадии развития растяжение. Это делается не взирая на то, что древние линейные седиментационные бассейны превращены к настоящему времени в складчатые зоны, рампы и кинематически мертвы.

Нам представляется, что рифтами, континентальными и океаническими, могут быть названы лишь те мезо-кайнозойские и кайнозойские линейные структуры, которые испытывают в настоящее время растяжение. Когда же на смену растяжению приходит сжатие, они перестают быть таковыми.

Позднемезозойские впадины Забайкалья, например в начальной стадии своего развития, также выступали как рифтовые, заполнявшиеся молассоидами и потоками базальтов, подобно тому, как это позже происходило в Тункинской кайнозойской рифтовой впадине. Но в дальнейшем мезозойские впадины претерпели сжатие, пережили эпоху стабильного стояния и в итоге прекратили свое развитие. Теперь это не рифты, а рампы.

По-видимому, рифтогенез, рифтовый режим имели место в Восточной Сибири, особенно в складчатой системе, в каждом цикле тектономагматической активизации: раннегерцинском, позднегерцинском и мезозойском. Этот режим сопровождался растяжением и был временным явлением.

Изучение эндогенных режимов Восточной Сибири только начато. Необходимо выяснение пространственного соотношения различных режимов, дальнейшие поиски связей между тектоническими, магматическими и метаморфическими процессами.

Литература

Белоусов В.В. Эндогенные режимы материков. М.: Недра, 1978. 232 с.

Боголепов К.В., Ермиков В.К. Развитие Центрально-Азиатского горного пояса в мезозое. – В кн.: Геодинамические исследования. М.: Советское радио, 1979, № 6, с. 5–17.

Борукаев Ч.Б. Диасхизис и орогенез. – В кн.: Орогенез в истории развития земной коры. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1976, с. 24–54.

Брандт С.Б., Грабкин А.В., Лепин В.С. и др. К геохронологии западной части Алданского щита. – Сов. геология, 1981, № 3, с. 58–67.

Глуховский М.З., Павловский Е.В. К проблеме ранних стадий развития Земли. – Геотектоника, 1973, № 2, с. 3–8.

Глуховский М.З., Федоровский В.С. О нижней границе удоканской серии и соотношениях архея и нижнего протерозоя в Олекмо-Витимской горной стране. – В кн.: Тектоника Сибири. Т. IY. М.: Наука, 1970, с. 35–41.

Грабкин О.В. Эволюция эндогенных процессов в пределах Чарской коль-

цевой депрессии. – В кн.: Корреляция эндогенных процессов Сибирской платформы и ее обрамления. Новосибирск: Наука, 1981, с. 34–41.

Древняя структура земной коры Восточной Сибири /Замараев С.М., Мазукабзов А.М., Рязанов Г.В. и др. Новосибирск: Наука, 1975. 185 с.

Замараев С.М., Владимиров Б.М., Феоктистов Г.Д. и др. Общая корреляция эндогенных процессов Сибирской платформы. – В кн.: Корреляция эндогенных процессов Восточной Сибири и ее обрамления. М.: Наука, 1980, с. 5–27.

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

Кирилюк В.П. О некоторых особенностях догеосинклинальной стадии развития Земли в свете данных сравнительной планетологии. – Геол. сборник Львов. геол. об-ва, Львов, 1976, № 15, с. 69–75.

Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965. 326 с.

Марков М.С. Об особенностях развития земной коры в раннем докембрии (на примере Канадского щита). – В кн.: Геология и петрология докембрия. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 70–76.

Миронюк Е.П., Любимов Б.К., Магнушевский Э.Л. Геология западной части Алданского щита. М.: Недра, 1971. 238 с.

Михайлов А.Е. О начальной стадии формирования земной коры. – Докл. АН СССР, 1979, т. 245, № 4, с. 908–911.

Муратов М.В. Происхождение материков и океанических впадин. М.: Наука, 1975. 128 с.

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.

Павловский Е.В. Ранние стадии развития земной коры. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 5, с. 23–29.

Павловский Е.В Земная кора континентов, ее становление и развитие.– В кн.: Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1977, с. 3–13.

Федоровский В.С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. М.: Наука, 1972. 130 с.

Фрумкин И.М. Направленность геологического развития земной коры Алданского щита в архейское время. – В кн.: Тектоника Сибири. Т. IY. М.: Наука, 1970, с. 124–149.

Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 510 с.

Черкасов Р.Ф. Архей Алданского щита. М.: Наука, 1979. 159 с.

Б.М. Владимиров

РАННЕДОКЕМБРИЙСКИЕ АЛМАЗОНОСНЫЕ ПОРОДЫ – СВИДЕТЕЛЬСТВА ОСОБЫХ УСЛОВИЙ ЭВОЛЮЦИИ ТЕКТОНОСФЕРЫ НА РАННИХ ЭТАПАХ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

В большей части современных моделей, касающихся раннедокембрийской (архей – нижний протерозой) эволюции континентальной земной коры, за исходные посылки принимаются повышенные тепловые потоки и маломощная (менее 90–70 км) литосфера под всеми древнейшими ядрами протоконтинентов /Ранняя история Земли, 1980; Высокоградиентные режимы..., 1982; и др./. Соответственно древнейшие изверженные породы (и в том числе ультраосновные коматииты) рассматриваются как производные относительно высокотемпературных и малоглубинных магм.

В свете этого находки алмазов глубинного мантийного генезиса в конгломератах Витватерсранда и Тарква, датируемых в 2,8 и 2,0 млрд. лет, являются "противопоказанными" фазами для таких моделей. Действительно, если принять для архея и раннего протерозоя только повышенные тепловые потоки порядка $q = 69–71$ вМт/м^2, как это вытекает из расчетных данных Р.Ст.Дж. Ламберта /Ранняя история Земли, 1980/, то для неастроблемного алмазообразования благоприятных PT-условий в ранние этапы геологической истории Земли получить невозможно (рис. 1), так как при малой мощности литосферы (не более 90 км) высокоградиентная геотерма располагается только в поле графита. Проблема несоответствия высокоградиентных геотерм экспериментальным данным по PT-условиям кристаллизации *чарнокитов, присутствующих в архейской и протерозойской корах, обсуждалась* В.М. Шемякиным и К.А. Шуркиным /Проблемы докембрийского магматизма, 1974/. Эти исследователи пришли к выводу, что кристаллизация подобного типа пород на этапе формирования древнейших континентальных ядер возможна только в особых геотектонических режимах. В качестве рабочего варианта особого режима К.А. Шуркин и Ф.П. Митрофанов /Проблемы докембрийского магматизма, 1974/ приняли гипотезу расширяющейся Земли и уменьшающейся со временем величины гравитационной постоянной. Ими приведены расчеты, показывающие, что на рубеже 3,7 млрд. лет плотность каменной оболочки Земли могла составлять от 5 до 7 г/см^3.

Имеет смысл обратить внимание на факты, свидетельствующие о возможности существования разнотипных термодинамических режимов уже на ранних стадиях геологического развития Земли. Такую возможность подтверждают, по нашему мнению, геофизические, общегеологические, петрохимические и изотопно-геохимические данные, полученные в последнее десятилетие /Высокоградиентные режимы..., 1982; Этапы и типы эволюции докембрийской коры..., 1981; Древнейшие гранитоиды СССР..., 1981; и др./. Эти результаты приводят к выводу о рано возникшей и существующей поныне

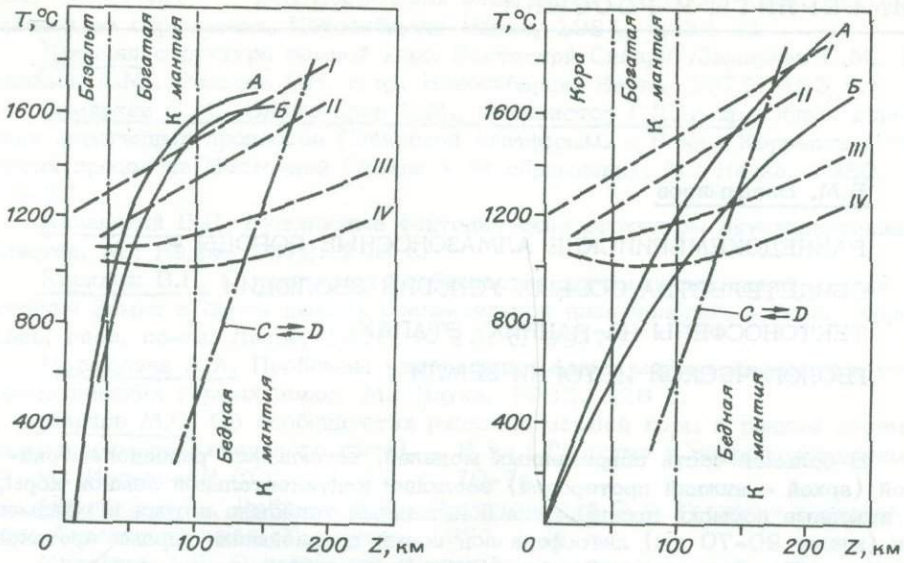


Рис. 1. Термические градиенты в раннедокембрийской литосфере с трехслойным строением по Р.Ст.Дж.Ламберту.

А, Б – геоизотермы, соответствующие тепловым потокам: А = = 71 мВт/м^2, Б – 69 мВт/м^2 по Р.Ст.Дж.Ламберту /Ранняя история Земли, 1980/. I – IY – кривые температур солидуса лерцолита: I – "сухая" система /по Рингвуду и др., 1968/, II – в присутствии свободных летучих, III – в присутствии H_2O и летучих, IY – в присутствии нескольких процентов H_2O /по Capman, Pollack, 1975/. C – графит, D – алмаз.

Рис. 2. Термические градиенты в раннедокембрийской литосфере с трехслойным строением.

А, Б – геоизотермы, соответствующие тепловым потокам: А = = 50 мВт/м^2, Б – 60 мВт/м^2 /по Capman, Pollack, 1975/.

Ост. усл. обозн. см. на рис. 1.

латеральной гетерогенности литосферы. Р. Ст.Дж. Ламбертом и Дж.Г. Холландом /Ранняя история Земли, 1980/ показаны, например, достаточно значимые различия в содержаниях FeO, MgO, Al_2O_3, TiO_2 и крупноионных литофильных элементов (K, U, Rb, Sr, Ba) в протомантийных породах архейских гранит–зеленокаменных ядер Северной Америки и Южной Африки. Дж.Тарни и др. /Ранняя история Земли, 1980/ найдены различия в содержаниях K, Rb, Cs, Th, U в архейских породах гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма. Архейские толеитовые базальты Канадского щита, имеющие мантийные $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$ отношения, обогащены по сравнению с современными океаническими толеитами Cs и Rb /Hart e.a.,1970/, а мантийные архейские толеиты Миннесоты и Родезии обеднены K, Be и Rb /Jahn e.a., 1974; Ранняя история Земли, 1980/. М.Т. МакКулач и В. Компстон /McCulloch, Compston, 1981/ после тщательного изучения $^{143}Nd/^{144}Nd$ отношений и Sm/Nd возрастов зеленокаменных комплексов Австралии выявили для фельзитов комплекса кановна значительные дисперсии: возраст их колеблется в преде-

лах 3130±250 млн.лет при начальном отношении $^{143}Nd/^{144}Nd$ = = 0,50813±23. В ультраосновных же породах комплекса камбалда Sm/Nd возраст постоянен и равен 2790 + 30 млн. лет, а отношение $^{143}Nd/^{144}Nd$ имеет выдержанно первичный состав (0,50839+3). Поэтому авторы приходят к выводу о наличии отчетливой латеральной гетерогенности в архейской мантии под щитом. Признаки латеральной геохимической неоднородности мантии, прослеживающиеся с архея до третичного времени, приводят для Южной Африки А.Ж. Эрланк и др. / Erlank e.a., 1980/, а для Канадского щита К.Белл и др. /Bell e.a., 1982/.

Петрохимические и изотопно-геохимические исследования подтвердили латеральную неоднородность архейско-нижнепротерозойской мантии и отразили особенности геологического строения разнородных структурно-вещественных комплексов раннедокембрийского возраста. Анализ собственных наблюдений и литературных данных, осуществленный в этом направлении Г.М. Друговой и др. /Высокоградиентные режимы..., 1982/ по Сибирской, Русской, Индийской, Австралийской, Африканской и Северо-Американской платформам, показал, что во многих древних ядрах уже на ранних этапах эволюции проявляются признаки латеральной дифференциации литосферы на области, различающиеся типами эндогенных режимов. Г.М. Другова и др. показали, что в различных структурных областях древнейших ядер выявляются метаморфические породные парагенезисы, формировавшиеся в условиях совершенно неоднозначных вертикальных градиентов температур. Подобные различия наблюдались на Алданском и Балтийском щитах, в Индии и т.д. Метаморфические породные парагенезисы разных фациально-структурных зон отличаются по величине давления на 3-5 кбар. В некоторых позднеархейско-нижнепротерозойских комплексах фиксируются эклогито-гнейсовые породы, что свидетельствует о низкоградиентных геотермах метаморфизма и достаточно мощной коре. В.А. Глебовицкий и Г.М. Другова /Высокоградиентные режимы..., 1982/ подчеркивают, что тенденция к дифференциации эндогенных процессов с контрастными термодинамическими режимами формирования отчетливо проявилась в одновозрастных метаморфических поясах на рубеже архея и протерозоя. Они отмечают и тот факт, что контрастные пояса развивались в пространстве длительное время, определяя тем самым цикличность эндогенных режимов в структурных областях.

Причины возникновения подобной гетерогенности были, по-видимому, обусловлены особенностями как раннеаккреционного, так и последующего раннегеологического этапов развития Земли. В качестве реальных механизмов могут быть привлечены изначальные различия в размерах твердых тел планетеземалей, метеоритная бомбардировка архейской протокоры с внедрением нового материала на глубину до нескольких сотен километров, особенности фракционирования вещества при образовании геосфер Земли.

Эти механизмы были рассмотрены в свое время О.Ю. Шмидтом /1957/, В.С. Сафроновым /1972, 1982/, А.В. Витязевым /1982/, П.В. Гастом /Природа твердой Земли, 1975/, Д.М. Шоу и др. /Ранняя история Земли, 1980/ для объяснения характера распределения летучих и крупноионных и тугоплавких элементов в системе кора - мантия - ядро Земли, исходя из средних их содержаний в земных породах и метеоритах. Представляется, что изначальные неоднородности твердых тел и метеоритная бомбардировка протокоры являются первичными причинами, обусловившими глубинно-латеральную геохимическую гетерогенность протоземли в целом. Неоднородности такого рода фиксируются, как известно, при изучении метеоритов /Витязев, 1982/. Изначальная геохимическая неоднородность в распределении радиоактивных элементов могла в последующие этапы эволюции способствовать

всеусиливающейся глубинно-латеральной дифференциации термодинамических и тектонических режимов путем таких механизмов движений в глубинах Земли, как гравитационная /Артюшков, 1968, 1970/ и термогравитационная /Мясников и др., 1971/ конвекции, а также путем физико-химических реакций при высоких PT-условиях /Кусков, Хитаров, 1982/. Длительность и направленность процессов латерально-глубинной дифференциации мантии подтверждаются ее анизотропией и ее горизонтальной неоднородностью, устанавливаемыми при анализе значений времен пробега продольных волн /Kogan, 1981; Егоркин, Павленкова, 1981; Проблемы тектоники земной коры, 1981/.

Принимая эту схему ранней эволюции Земли, естественно предположить существование уже в позднем архее двух типов континентальных ядер – с маломощной литосферой и литосферой с повышенной мощностью развития. Континентальные ядра первого типа формировались на фоне высоких тепловых потоков (канадский тип), а второго – на фоне сравнительно умеренных, исходивших из больших глубин (рис. 2). Во втором типе континентальных ядер геотермальные градиенты приближались к современным величинам над щитами. Такие низкие геотермальные градиенты для архея Западной Гренландии были рассчитаны по биотит-гранатовому геотермометру Д.Л. Боком и Р.Ф. Даймеком /Boak, Dymek, 1982/, для Эбурнейского щита (Западно-Африканский кратон) Х.Р. Роллинсоном / Rollinson, 1982/, для энсиматических зон архея – раннего протерозоя В.А. Глебовицким /Высокоградиентные режимы..., 1982/. Только во втором типе континентальных ядер (Сибирско-Гондванском) могли создаваться условия для кристаллизации алмазов в мантии и в ультраосновных магмах, зарождавшихся на больших глубинах.

Факт существования двух типов раннедокембрийских тепловых режимов имеет принципиальное значение не только для выяснения условий алмазообразования, но и для расшифровки особенностей временной эволюции древних континентальных ядер.

Как уже было подчеркнуто Р.Ст.Дж.Ламбертом /Ранняя история Земли, 1980/, для Канадского щита континентальная гранит-базальтовая кора мощностью в 40 км, развившаяся на рубеже 2,6 млрд. лет на раннеархейской (3,6 млрд. лет) океанической литосфере с неглубоко залегающей астеносферой (менее 90 км), имела гранит-зеленокаменный вещественный состав, подстилалась 60-километровым слоем обогащенной и ниже обедненной калием мантии. Процесс последующего фракционирования гранит-зеленокаменных дериватов, отделявшихся от обедненной калием мантии в условиях повышенной теплогенерации и относительно тонкой литосферы, привел к перераспределению K, U, Th в кору и почти полному истощению этими элементами перцолитового источника расплавов. Дальнейшее отделение в кору (в протерозое) гранитного вещества из богатой калием мантии привело к стабилизации тектоносферы. Как следствие, на кратонах канадского типа отсутствуют раннедокембрийские магматические породы глубинного генезиса (алмазоносные кимберлиты), но широко представлены калиевые гранитоиды. К неогею древние ядра, прошедшие подобный путь развития, стабилизировались, и в фанерозое в их пределах эндогенная активность отмечалась лишь локально, как явление, сопутствовавшее мощным мантийным процессам в пограничных им структурах (рифты, складчатые пояса, зоны активизации). Уже было подмечено, что на кратонах канадского типа в позднем докембрии происходят либо потеря прямой связи между корой и астеносферой, либо "отмирание" астеносферы, в пользу чего ретроспективно свидетельствует высокоскоростной для продольных волн /Тектоносфера Земли, 1978/ разрез верхней мантии Канадского и Балтийского щитов.

Расчетные модели низкоградиентных позднедокембрийских тепловых режимов для литосферы в печати не публиковались, поэтому ниже приводится схематический вариант, в основу которого положены литосфера повышенной мощности (150–180 км), умеренный тепловой поток (50–60 мВт/м^2), глубинный источник тепла и двухслойная мантия. Обоснование первых трех условий было сделано выше, а последнее принято по той причине, что величины переноса тепла при однослойной мантийной конвекции превышают в несколько раз нормы, допустимые для выполнения первых двух условий.

На рис. 2 приведена PT-диаграмма, отображающая условия эволюции литосферы в архейско-раннепротерозойское время под континентальными ядрами с глубинным источником теплогенерации. Здесь геотермы А и Б, рассчитанные для q =60 и 50 мВт/м^2 соответственно, взяты из работы Д.С. Чэпмэна и Х.Н. Поллака /Chapman, Pollack, 1975/, а кривые температур солидуса пиролита приведены по данным: I – А.Э.Рингвуда и др. /1968/; II – IY – Б. Мейсена и А.Беттчера /1979/.

Из диаграммы следует, что наиболее высокотемпературные расплавы зарождаются на глубинах минимум 175, 150 и 100 км в "сухом" пиролите, в присутствии свободных летучих, а также воды и летучих. Все три термодинамические области находятся в поле стабильной кристаллизации алмаза, и расплавы по своей петрохимической сущности должны быть ультраосновными или базанитовыми. Если временная последовательность проявления магматических расплавов в завершенных тектономагматических циклах аналогична таковой в зеленокаменных поясах (ультраосновные → основные → средние → → кислые), то продвижение конвективного теплового фронта в каждом цикле будет происходить из более глубинных в менее глубинные части литосферы. В соответствии с двухслойной моделью мантии источники теплогенерации будут перераспределяться также снизу вверх. Поскольку высокотемпературные расплавы генерируются в бедной калием мантии на больших глубинах (более 175 км), то радиоактивные элементы перераспределяются сначала в пределы верхних частей бедной калием мантии, а затем, после нескольких циклов, и в богатую калием мантию, и в кору. Следует учитывать, что объемы таких глубинных магм, как кимберлитовая, весьма незначительны, поэтому геохимическая дифференциация мантии на уровнях их генерации также незначительна. Таким образом, истощение тектоносферы теплогенерирующими источниками в подобной ситуации наступает гораздо позже, чем в предыдущей модели. Практически в кратонах сибирско-гондванского типа магматическая активность прослеживается циклично в течение всего позднего докембрия и фанерозоя /Владимиров и др., 1979/.

Архейско-нижнепротерозойские ядра – наиболее крупные и устойчивые в пространстве и времени структурные элементы древних платформ /Владимиров и др., 1970/. Последние могут быть классифицированы в зависимости от того, при каких эндогенных режимах сформировались входящие в их состав древнейшие ядра. Таким образом, типизация древних платформ, разработанная М.М. Одинцовым /Одинцов, Владимиров, 1972/ с учетом характера и распространенности глубинного магматизма, может быть уточнена и аргументирована новыми данными.

Литература

Артюшков Е.В. Гравитационная конвекция в недрах Земли. – Изв. АН СССР. Физика Земли, 1968, № 9, с. 3–18.

Артюшков Е.В. Дифференциация по плотности вещества Земли и связанные с ней явления. – Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 5, с. 18–30.

Витязев А.В. Фракционирование вещества в ходе образования и эволюции Земли. – Изв. АН СССР. Физика Земли, 1982, № 6, с. 52–68.

Владимиров Б.М., Одинцов М.М., Рассказчиков А.Н., Твердохлебов В.А. Общие черты геологической истории запада Африканской и Сибирской платформ. – Геол. и геофиз., 1970, № 1, с. 50–56.

Владимиров Б.М., Замараев С.М., Бухаров А.А. и др. Корреляция тектонических и магматических процессов Сибирской платформы. – В кн.: Геодинамические исследования, № 6. Корреляция эндогенных процессов. М.: Советское радио, 1979, с. 82–111.

Высокоградиентные режимы метаморфизма в развитии земной коры. Л.: Наука. 232 с.

Древнейшие гранитоиды СССР. Комплекс серых гнейсов. Л.: Наука, 1981. 152 с.

Егоркин А.В., Павленкова Н.И. Изучение структуры мантии на территории СССР по длинным сейсмическим профилям. – Геол. и геофиз., 1981, № 4, с. 86–95.

Кусков О.Л., Хитаров Н.И. Термодинамика и геохимия ядра и мантии Земли. М.: Наука, 1982. 277 с.

Мейсен Б., Беттчер А. Плавление водосодержащей мантии. М.: Мир, 1979. 123 с.

Мясников В.П., Ушаков С.А., Федынский В.В. О механизме внутреннего развития Земли в свете геофизических данных. – Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 1971, № 3, с. 9–26.

Одинцов М.М., Владимиров Б.М. К проблеме генезиса и структурного контроля кимберлитов. – Геотектоника, 1972, № 3, с. 3–12.

Природа твердой Земли. М.: Мир, 1975. 273 с.

Проблемы докембрийского магматизма. Труды I сессии. Л.: Наука, 1974. 279 с.

Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука. 275 с.

Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. 620 с.

Рингвуд А.Э., Мак-Грегор И.Д., Бойд Ф.Р. Петрографический состав верхней мантии. – В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 272–277.

Сафронов В.С. Начальное состояние Земли и некоторые черты ее эволюции. – Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, № 7, с. 35–41.

Сафронов В.С. Современное состояние теории происхождения Земли. – Изв. АН СССР. Физика Земли, 1982, № 6, с. 5–24.

Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978. 530 с.

Шмидт О.Ю. Четыре лекции о теории происхождения Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 130 с.

Этапы и типы эволюции докембрийской коры древних щитов. Л.: Наука, 1981. 163 с.

Bell K., Blenkinsop J., Cole T.J.S., Menagh D.P. Evidence from Sr isotopes for long - lived heterogeneities in the upper mantle. – Nature, 1982, v. 298, N 5871, p. 251–253.

Boak J.L., Dymek R.F. Metamorphis of the Ca 3800 Ma supracrustal rocks at Isua, West Greenland : implications for early Archaean crustal evolution. – Earth and Planet. Sci. Lett., 1982, v. 59, N 1, p. 153–176.

Chapman D.S., Pollaek H.N. Regional geothermes and lithospheric thickness. – Geology, 1975, v. 5, p. 12–18

Erlank A., Allsopp H.L., Duncan A.R., Bristow J.W. Mantle heterogeneity beneath southern Africa: evidence from the

volcanic record. - Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1980, A297, N1430, p. 295-307.

Hart S.R, Brooks C., Krogh T.E., Davis G.L., Nava D. Ancient and modern volcanic rocks, a trace element model. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1970, v. 10, p. 17-28.

Mc Culloch M.T., Compston W. Sm - Nd age of Kambalda and Kanowna greenstones and heterogeneity in the Archaean mantle. - Nature, 1981, v. 294, N5839, p. 322-327.

Kogan S.D. Anisotropy and large - scale lateral inhomogeneity of the upper mantle. - Phys. Earth and Planet. Inter., 1981, v. 26, N 3, p. 171-178.

Rollinson H.R. P - T conditions in coeval greenstone belts and granulites from the Archaean of Sierra Leone. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1982, v. 59, N 1, p. 177-191.

Jahn B.M., Shin C.Y., Murthy V.R. Trace element geochemistry of Archean volcanic rocks. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1974, v. 38, p. 611-627.

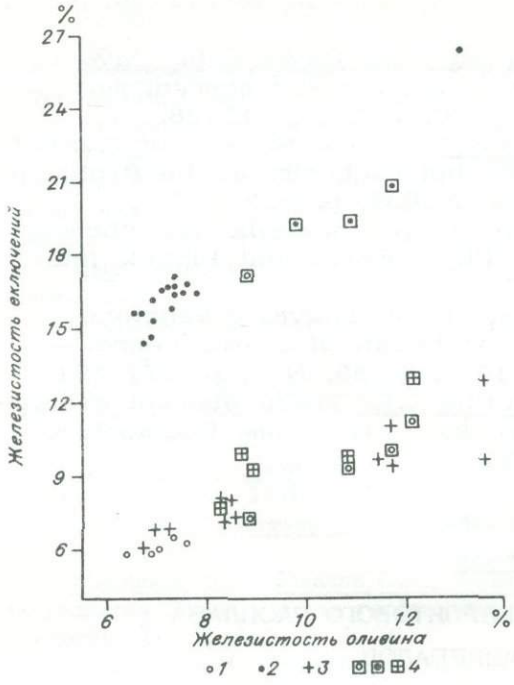
С.И. Костровицкий, Л.В. Фивейская

О МЕСТЕ ЗАРОЖДЕНИЯ КИМБЕРЛИТОВОГО РАСПЛАВА И КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ПРОТОМИНЕРАЛОВ

Мантийное происхождение кимберлитовых пород признается подавляющим большинством исследователей ввиду высокой барофильности минералов-спутников алмаза. Дискуссионными являются более конкретные вопросы - каким образом и за счет каких пород происходило формирование кимберлитового расплава. Обсуждаются по крайней мере три гипотезы зарождения кимберлитов: 1) частичное плавление мантийных пород в зонах пониженного давления, обусловленных глубинными разломами; 2) дифференциация всплывающей мантийной диапиры ультраосновного состава; 3) преимущественно за счет дробления мантийных пород, т.е. постулируется ксеногенная природа большей части минеральных вкрапленников кимберлита. По существу, первые две гипотезы отстаивают магматическую точку зрения на происхождение кимберлитов, третья - тектоническую.

Детальное исследование геохимических особенностей оливина из трубки Удачная-Восточная /Костровицкий, Фивейская, 1983/ подтверждает мнение о его преимущественной кристаллизации из кимберлитового расплава. Одним из убедительных фактов является существование геохимических трендов в поведении микропримесей в зависимости от изменения размерности зерен оливина, а также при постепенном изменении их железистости. В высокомагнезиальных вкрапленниках оливина убывают содержания Ni и Cr с понижением их размерности. При изменении окраски оливинов от светло-зеленой через желто-зеленые, желто-бурые до темно-бурых постепенно возрастают концентрации Ti и Ca. В оливине основной массы с уменьшением размера от 1 до 0,1 мм и менее заметно возрастают концентрации Cr, Ti и Ca и убывают Ni и Co.

Состав минеральных включений находится /Костровицкий и др., 1984/ в прямой зависимости от состава оливина (см. рисунок), что свидетельствует о сингенетичности их образования.



Зависимость железистости минеральных включений от железистости включающих их оливинов.

1 – 3 – соответственно ортопироксены, гранаты, клинопироксены из оливинов кимберлита, 4 – те же минералы из катаклазированных перидотитов.

Для решения вопроса о происхождении вкрапленников оливина, а также минеральных узников из него большое значение имеет сопоставление их составов с составами минералов ультраосновных ксенолитов, извлеченных из того же интервала кимберлита, из которого были отобраны вкрапленники оливина. Здесь резко доминируют (около 90% от общего числа) ксенолиты катаклазированных перидотитов лерцолитового парагенезиса. Породы имеют оливиновый состав, характеризуются повышенной железистостью, а также повышенными концентрациями Ti и Ca в слагающих минералах. В целом эти минералы обнаруживают сходство с более железистой частью вкрапленников оливина желто-бурого цвета, а также с включениями из последних. Но существуют геохимические и морфологические различия, которые не позволяют полностью отождествлять первые со вторыми. В частности, порфировые выделения реликтового оливина из катаклазированных перидотитов (желто-бурой окраски!) отличаются от желто-бурых вкрапленников оливина более высокими концентрациями Cr и Ca. Наиболее распространенные включения хромдиопсида из желто-бурых вкрапленников оливина имеют низкую железистость (по сравнению с хромдиопсидом перидотита). Вкрапленники оливина характеризуются большей монолитностью и более высокой степенью идиоморфизма. Однако часть вкрапленников оливина желто-бурой окраски, видимо, имеет полное сходство с реликтовым оливином катаклазированных перидотитов и может рассматриваться как вкрапленники ксеногенного происхождения. Это сходство усиливается существованием в некоторых вкрапленниках оливина зонок, прерывистых кайм, сложенных мелкозернистым оливином перекристаллизации (который составляет базис катаклазированного перидотита). Высокомагнезиальные вкрапленники оливина зеленого цвета, распространенные в них минеральные включения в исследуемом блоке кимберлитов трубки Удачная-Восточная практически не имеют аналогов среди минералов, слагающих ультраосновные ксенолиты. В целом для трубок доля оливина ксеногенного происхождения, по нашим наблюдениям, коррелируется с величиной концентрации ультраосновных ксенолитов в кимберлитах; эта доля неодинакова в разных трубках и даже в разных фазах внедрения одной трубки, но всегда находится в подчиненном количестве по сравнению с кристаллизующимся оливином из расплава.

Каким образом произошла кристаллизация оливинов разной железисто-

сти и всего набора минеральных включений в них? Казалось бы, естественным объяснением этого может быть процесс кристаллизационной дифференциации кимберлитового расплава. Накопление железа, титана, кальция в кристаллизующемся расплаве – естественный ход его эволюции. И в этом случае появление желто-бурых оливинов должно рассматриваться как результат конечной завершающей стадии кристаллизации.

Ряд фактов противоречит этому заключению. Как справедливо заметил Е.Е. Лазько /1979/, в распределении железистости вкрапленников оливинов трубки Удачная есть особенности, которые не укладываются в данную схему. Во-первых, как указывалось выше, гистограмма железистости оливинов I генерации имеет двувершинный характер, и, следовательно, оливины не представляют собой единой совокупности. Во-вторых, определенная часть оливина II генерации, кристаллизовавшаяся в заключительный этап уже в трубочных условиях, является более магнезиальной, чем желто-бурые вкрапленники, кристаллизовавшиеся на глубине. Нарушается также единый тренд в распределении элементов-примесей Ti, Ca, Mn в оливинах в зависимости от железистости в области, отвечающей желто-бурым оливинам, что также указывает на отличный их генезис. Прямая связь концентраций Ti с железистостью оливинов фиксируется лишь в интервале 6-9% Fa. Для оливинов желто-бурой окраски с более высокой железистостью такая связь отсутствует. Аналогичные картины имеют графики распределения Ca и Mn.

Мы предполагаем, таким образом, что в результате кристаллизационной дифференциации появляются оливины с железистостью 6-9 Fa. Что касается оливинов с более высокой железистостью, то их появление, видимо, объясняется кристаллизацией из другой выплавки более железистого состава, связанного с частичным плавлением пород неистощенной мантии (например, за счет плавления ильменитсодержащих катаклазированных перидотитов), а частично за счет дезинтеграции мантийных пород. Совместно с желто-бурым оливином кристаллизовался пикроильменит и, вероятно, красный гранат, отличающийся повышенной железистостью и относительно высокими содержаниями титана. Судя по вариациям состава и геохимии оливина II генерации, гетерогенность расплава сохранялась до заключительного этапа кристаллизации уже в трубочных условиях. К идее гетерогенности исходного кимберлитового расплава ранее приходили зарубежные исследователи /Nixon, Boyd, 1973/ при изучении мегакристов титанистой ассоциации. Заключение о неоднородности кимберлитового расплава хорошо объясняет факты существования как прямой, так и обратной зональности оливинов /Бойд, Клемент, 1978/, вызванной диффузионным обменом с остаточным расплавом.

Вернемся к вопросу происхождения минералов-вкрапленников. Выше было показано, что большая часть вкрапленников оливина кристаллизовалась из кимберлитового расплава. С другой стороны, был сделан вывод, что минеральные включения в оливинах являются не случайно захваченными, а сокристаллизующимися с минералом-хозяином. Следовательно, есть основание утверждать, что кристаллизация таких минералов, как пироп, хромшпинелид, энстатит, хромдиопсид, в кимберлитовом расплаве имела место.

Тяжелая фракция кимберлита из исследованного интервала трубки Удачная характеризуется практическим отсутствием в ней пироксенов и примерно равным соотношением гранатов фиолетово-малиновой и оранжево-красной окраски. Если первые гранаты наиболее распространены в виде включений во феновкрапленниках оливина, то вторые резко преобладают в составе ксенолитов катаклазированных перидотитов. Таким образом, для исследованного блока кимберлитов можно сделать вывод, что соотношение ксеногенного и фенокристального граната среди вкрапленников примерно равное.

Интересным вопросом является причина незначительного количества (иногда практически отсутствия) среди вкрапленников кимберлита пироксенов. Если исходить из факта высокой распространенности хромдиопсида во включениях из оливина, заметного количества этого минерала (5–10%) в ксенолитах катаклазированных перидотитов, то следовало бы ожидать, что концентрация хромдиопсида в тяжелой фракции кимберлита будет примерно на одном уровне с гранатом. По–видимому, пироксены относятся к минеральной фазе, неустойчивой в условиях кимберлитового расплава. Сохранились лишь пироксены, которые оказались законсервированными в виде включений во вкрапленниках оливина или входящими в состав ксенолитов перидотита.

Наличие прямой связи между концентрацией пикроильменита и относительным количеством желто–бурых оливинов делает более вероятным предположение, что пикроильменит (так же, как и желто–бурые оливины) преимущественно кристаллизовался из кимберлитового расплава. Хотя пикроильменит и обнаруживается в ксенолитах катаклазированных перидотитов трубки Удачная, но морфологически (чаще представлен прожилками, просечками) он отличается от округлых желваков, распространенных в кимберлите. Убедительным фактом преимущественной кристаллизации ильменита из кимберлитового расплава является находка в трубке Удачная желвака ильменита, содержащего крупное включение идиоморфного, идеально ограненного кристалла желто–бурого оливина размером 7х5 мм. Взаимоотношения минералов таковы, что дают возможность предполагать существование жидкости ильменитового состава, которая, возможно, ликвировала из кимберлитового расплава.

Информация, полученная из сопоставления составов включений граната во вкрапленниках оливина и алмаза, может быть использована для уточнения представлений о месте кристаллизации алмаза. Отсутствие среди включений в оливинах минералов типично эклогитового парагенезиса подтверждает вывод /Соболев, 1974/, что алмазы, содержащие данную серию включений, имеют ксеногенное происхождение.

Если большая часть включений граната из оливинов /Костровицкий и др., 1984/ относится к лерцолитовому парагенезису, то включения из алмазов принадлежат в основном дунит–гарцбургитовому. Видимо, наиболее отличительными особенностями состава включений граната ультраосновной ассоциации в алмазах по сравнению с включениями из оливинов является их более высокая магнезиальность и преимущественно низкая кальциевость. Однако около 20–30% включений гранатов, фиксируемых в высокомагнезиальных оливинах зеленой окраски, не отличаются по составу от включений в алмазах. Следовательно, совместное поле кристаллизации оливина и алмаза было сравнительно небольшим. Во время кристаллизации большей части оливинов зеленого цвета и всей группы оливинов желто–бурого цвета кристаллизация алмаза была резко ограничена или не происходила совсем.

В заключение отметим, что большая часть вкрапленников оливина и пикроильменита кристаллизовалась из кимберлитового расплава. Доля минералов ксеногенного происхождения коррелируется с величиной концентрации ультраосновных ксенолитов в кимберлитах. Негомогенность первичного кимберлитового расплава, общая обогащенность кимберлитов ксенолитами мантийного происхождения свидетельствуют в пользу гипотезы о генерации расплава за счет частичного плавления мантийных пород. Предполагается, что частичному плавлению подвергались разноглубинные участки верхней мантии, характеризующиеся различным составом пород, имеющие как высокомагнезиальную, так и более железистую кальций–титанистую специализацию (породы неистощенной мантии). Магматические очаги кимберлитовых трубок, по–видимому, представляют собой ряд сближенных, вытянутых по вертикали участ-

ков верхней мантии, затронутых частичным плавлением, появление которых связано с зонами пониженного давления.

Литература

Бойд Ф.Р., Клемент К.Р. Зональность состава оливинов в кимберлите из трубки Де Бирс, Кимберли, Южная Африка. – В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978, с. 364-375.

Костровицкий С.И., Фивейская Л.В. Геохимия оливинов из кимберлитов.– Геохимия, 1983, № 5, с. 717-729.

Костровицкий С.И., Владимиров Б.М., Соловьева Л.В., Фивейская Л.В., Махотко В.Ф. Ассоциация минералов, включенных в оливин из кимберлитов.– Докл. АН СССР, 1984, т. 276, № 2, с. 451-454.

Лазько Е.Е. Минералы-спутники алмаза и генезис кимберлитовых пород. – М.: Недра, 1979. – 192 с.

Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. – Новосибирск: Наука, 1974. – 264 с.

Францессон Е.В. Петрология кимберлитов. – М.: Недра, 1968. – 199 с.

Nixon P.H., Boyd F.R. The discrete nodule association in kimberlites from Nothern Lesotho. – In: Lesotho kimberlites, 1973, p. 67-75.

Б.И. Прокопчук, М.П. Метелкина

ДОКЕМБРИЙ – ОСНОВНАЯ ЭПОХА ПРОЯВЛЕНИЯ ПЕРВИЧНЫХ ИСТОЧНИКОВ АЛМАЗОВ ЮГО-ЗАПАДА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Возраст и тип источников алмазов юго-западной части Сибирской платформы до настоящего времени окончательно не установлены. Между тем от решения этого вопроса зависят дальнейшее направление поисковых работ в этом регионе и правильный подход к оценке перспектив его алмазоносности.

Некоторые исследователи /Крюков, 1968; Одинцов, 1965/, основываясь на характере геолого-структурного развития описываемой территории, находках редких зерен пиропа в терригенных отложениях среднего девона и по аналогии с Якутской провинцией, предполагали раннедевонский возраст первоисточников россыпных алмазов.

Нами для решения этого вопроса помимо геологических предпосылок привлечены данные по кристалломорфологии, физическим свойствам и эпигенетическим изменениям самих алмазов из аллювиальных отложений описываемого региона. Алмазы из аллювия ряда речных систем юго-запада Сибирской платформы заметно отличаются от алмазов ее центральных частей и в то же время обнаруживают большое сходство с алмазами известных докембрийских провинций других континентов /Метелкина и др., 1975/.

В их морфологическом спектре резко преобладают кривогранные (округ-

лые) додекаэдроиды и октаэдроиды, что сближает их с алмазами Урала и севера Сибирской платформы и резко отличает от плоскогранных кристаллов центральных частей последней. Здесь часто встречаются индивидуумы неправильной формы, имеющие ямчатую либо губчатую кавернозную поверхность, являющуюся результатом травления их силикатными расплавами. Подобные алмазы характерны для россыпей Бразилии, Ганы и Берега Слоновой Кости, связанных с размывом метаморфизованных алмазоносных формаций докембрийского возраста, и совершенно не свойственны алмазам из кимберлитов фанерозоя.

На поверхности многих алмазов отмечается неравномерная пятнистая окраска от светло- до густо-зеленого цвета или пятна пигментации, размер которых различный, а контуры, как правило, расплывчатые. Располагаются они в приповерхностном слое в виде тончайших пленок. Иногда пятна пигментации имеют темно-бурую окраску. Они отмечаются как на первичных гранях кристаллов, так и на поверхности сколов, что позволяет предполагать их эпигенетическую природу. Исследованиями Х.Мейера / Meyer e. a., 1965/. и Ф. Раала / Raal,1969 / "зеленокожих" докембрийских алмазов Южной (Витватерсранд) и Западной Африки (Тортья в республике Берег Слоновой Кости) установлено, что возникновение зеленой окраски поверхностного слоя (сплошной или в виде пятен пигментации) алмазов обусловлено длительным радиоактивным облучением их в природных условиях. Этот вывод подтвержден экспериментальными данными. Также экспериментально доказано, что появление бурых пятен пигментации - результат нагрева облученных алмазов до температуры 500-550°С. Такие условия могли иметь место при региональном метаморфизме как первичных, так и вторичных источников алмазов.

Существенная доля алмазов описываемой территории несет следы интенсивного механического износа в виде ромбического узора и серповидных выколов на гранях, истертости и притупления вершин и ребер кристаллов. Износ такого характера возникает лишь в волно-прибойной зоне морских бассейнов и указывает на многократный перемыв и переотложение алмазов в терригенных осадках прибрежно-морского генезиса, что также служит косвенным признаком их древнего возраста. Среди алмазов юго-запада Сибирской платформы было обнаружено присутствие балласа - своеобразной поликристаллической разновидности радиально-лучистого строения /Каминский и др., 1978/, который наряду с карбонадо является типоморфным для докембрия.

Перечисленные выше особенности алмазов юга Сибирской платформы относятся к так называемым признакам "древности", которые, как показали наши исследования, свойственны алмазам известных докембрийских провинций Африки, Южной Америки и Индии /Метелкина и др., 1976/. Это дает нам основание предполагать докембрийский возраст их источников. Дополнительными аргументами в пользу такого предположения служат следующие факты. Реки, в которых обнаружены подобные алмазы, размывают в своих верховьях породы докембрия. По мере удаления от областей развития докембрийских образований крупность алмазов в современном аллювии закономерно уменьшается. В шлиховом комплексе аллювия алмазоносных рек этой территории основное место принадлежит альмандину, аналогичному гранатам из кристаллических комплексов докембрия Восточного Саяна /Геологическое строение..., 1960/. В подчиненном количестве, но постоянно присутствует набор устойчивых минералов, обычно сопутствующих в россыпях докембрийским алмазам: ставролит, рутил, циркон, корунд, турмалин, сфен и др. По данным А.А. Немирова, в аллювии некоторых рек Присаянья от-

мечены минералы группы гамлинита – флоренсит и сванбергит, являющиеся типоморфными спутниками докембрийских алмазов в Африке и Южной Америке. Мелкие, сильно изношенные зерна пиропа встречаются в ничтожных количествах, что указывает на их разрушение в процессе многократного переотложения.

Рассмотрим теперь геологические предпосылки возможной алмазоносности докембрийских формаций описываемой территории. По данным В.Г. Домышева и Б.М. Владимирова /1975/, В.П. Печерского /1965/, среди магматических образований докембрия краевого обрамления, проявившихся на субплатформенном этапе развития, известны породы трапповой формации (нерсинский комплекс с абсолютным возрастом 900–1100 млн. лет) и более молодые комплексы щелочных базальтоидов и щелочно-ультраосновных пород (жидойский и белозиминский с абсолютным возрастом 560–740 млн. лет). Как известно, комплексы перечисленных магматических образований на Сибирской платформе и других древних платформах обычно сопровождаются и проявлениями кимберлитового магматизма. Еще в начале 60-х годов в Восточном Присаянье обнаружены жилы типичных кимберлитов, возраст которых в то время установить не удалось /Структура..., 1962/. В последнее время методами абсолютной геохронологии возраст этих кимберлитов определен в интервале 1100–1200 млн. лет (С.Б.Брандт, ИЗК). Кимберлитовые жилы приурочены к зоне глубинного разлома, отделяющего Ийско-Урикский грабен от древнего архейского Шарыжалгайского массива платформы. Нижняя возрастная граница определяется тем, что они прорывают осадочно-метаморфизованные породы урикской и ингашинской свит среднего протерозоя, что в совокупности с цифрами абсолютного возраста позволяет датировать их верхним протерозоем.

По данным В.П. Печерского /1965/, кимберлитовые жилы простираются в северо-западном направлении (290–310°) и имеют субвертикальное (70–80°) падение. Мощность их невыдержанная, линзовидные раздувы сменяются тонкими "волосовидными" прожилками. По простиранию линзы несколько смещены относительно друг друга и будинированы. Вмещающие породы на контакте с жилами брекчированы, интенсивно хлоритизированы и окварцованы. По-видимому, уже после своего образования жилы подверглись дополнительному метаморфизму.

Жилы выполнены кимберлитом порфировой структуры с флюидальной текстурой основной массы. Порфировые выделения размером до 1 см представлены псевдоморфозами серпентина и карбоната по оливину; основная масса состоит из флогопита (30–50%), серпентина и магнетита. Из акцессорных минералов присутствуют хромит, циркон, пирохлор, гранат (альмандин и пироп). Пироп представлен зернами бледно- и густо-фиолетового (N = = 1,740–1,768), оранжевого (N = 1,745–1,754) и темно-оранжевого (N = 1,754–1,760) цветов, имеются дихроирующие разности. Содержание окиси магния и хрома составляет соответственно 17,64 и 6,72% для фиолетовых разностей, 8,3–8,5 и 0,08–0,42% для оранжевых. По петрохимическому составу (повышенное содержание окиси магния и калия и пониженное глинозема) описываемые породы относятся к слюдяным кимберлитам. Среди найденных в них алмазов значительная часть имеет ромбододекаэдрический габитус, а на некоторых присутствуют зеленые пятна пигментации. Подобные описанным жилы слюдяных кимберлитов, измененные наложенными процессами метаморфизма и выветривания и содержащие кривогранные алмазы, известны в районе Сегела (Берег Слоновой Кости) Западной Африки. Возраст их датируется интервалом 1100–1400 млн. лет /Knopf, 1970/.

Таким образом, в Присаянье имеются реальные представители докембрийских кимберлитов. Кроме того, учитывая находку балласа, который пред-

положительно /Францессон, Каминский, 1974/ происходит в результате регионального метаморфизма пород некимберлитового генезиса, здесь можно ожидать присутствие иных (чем кимберлиты) первоисточников докембрийского возраста.

В качестве возможных промежуточных коллекторов алмаза описываемого региона могут рассматриваться отдельные горизонты грубообломочных отложений рифея юго-западного обрамления Сибирской платформы. Формационный анализ образований этого возраста показывает, что они входили в состав Саяно-Енисейского миогеосинклинального прогиба, который заложился на архейско-нижнепротерозойском основании юго-запада Сибирской платформы. По своему структурному положению и характеру формаций он аналогичен миогеосинклинальному прогибу Урала, который обрамляет в рифее Восточно-Европейскую платформу /Келлер и др., 1967/. В его разрезе выделяется несколько крупных ритмов осадконакопления, разделенных несогласиями и соответствующих отдельным циклам байкальского тектогенеза. Грубообломочные породы /Прокопчук, 1980/ (потенциальные носители алмазов) располагаются в основании крупных ритмов на трех стратиграфических уровнях. Наиболее благоприятны в отношении возможной алмазоносности базальные конгломераты нижнего уровня рифейского разреза, характеризующиеся зрелым, олигомиктовым составом. К ним относятся базальные горизонты ермосохинской свиты (конец среднего протерозоя - нижний рифей). Они сформированы после длительного перерыва в осадконакоплении и эпохи интенсивного химического выветривания в условиях, переходных от платформенного к геосинклинальному режиму. Снос обломочного материала в период их образования происходил в основном со стороны кратона. Менее благоприятны горизонты грубообломочных пород (базальные пачки карагасской, оселковой и мотской свит), входящие в состав молассовой формации орогенного этапа развития байкалид, отличающиеся плохой сортировкой обломочного материала и, как правило, полимиктовым составом. Лишь на отдельных участках в их базальных слоях развиты кварцево-галечные конгломераты, образованные продуктами перемыва кор выветривания (в мотской свите и местами в основании оселковой свиты). Областями денудации для них служили в основном орогенные поднятия внутренних зон складчатой области.

Начиная с кембрия, после замыкания байкальской геосинклинали территории Присаянья и Восточного Саяна поставляли обломочный материал для более молодых кластических отложений юго-запада Сибирской платформы. В платформенном чехле возникло множество промежуточных коллекторов, размыв которых современными реками обусловил региональную зараженность алмазами описываемой территории. Исходя из раннедевонского возраста предполагаемых источников алмазов, нами изучались лишь терригенные отложения фанерозоя. В некоторых из них (павловская и бароновская свиты девона, тушамская карбона, переяславская юры) обнаружены мелкие, сильно изношенные зерна пиропа, первичные источники которых не установлены. Грубообломочные отложения докембрийского возраста в отношении возможной алмазоносности совершенно не исследованы. Необходимо проведение специализированных тематических работ с литолого-минералогическим изучением опорных разрезов рифейских толщ. Следует детально изучить докембрийские магматические комплексы щелочно-ультраосновного состава, среди которых могут быть встречены новые проявления кимберлитов. Последние должны быть приурочены к реликтовым глыбам дорифейского основания платформы, непереработанным байкальской складчатостью.

Таким образом, изучение докембрийской эпохи юга Сибирской плат-

формы в отношении алмазоносности первичных источников и вторичных коллекторов является первостепенной задачей. Для выявления этапности древнего вулканизма традиционный подход, который принят при изучении алмазоносности фанерозоя, необходимо видоизменить с учетом критериев, разработанных нами для пород докембрийского возраста /Метелкина и др., 1976/.

Литература

Домышев В.Г., Владимиров Б.М. Позднедокембрийский щелочно-базальтоидный вулканизм и магматизм Саяно-Енисейского краевого обрамления Сибирской платформы. – В кн.: Методы палеовулканологических реконструкций. Вулканизм докембрия. Петрозаводск: Изд-во Карельского ФАН СССР, 1975, с. 111.

Геологическое строение и алмазоносность юго-западной части Сибирской платформы / Дибров В.Е., Миронов И.К., Холь Ф.И. и др. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 57 с.

Каминский Ф.В., Клюев Ю.А., Прокопчук Б.И. и др. Первые находки карбонадо и новая находка балласа в Советском Союзе. – Докл. АН СССР, 1978, т. 242, № 3, с. 687-689.

Келлер Б.М., Семихатов М.А., Чумаков Н.М. Верхний протерозой Сибирской платформы и ее обрамления. – В кн.: Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск: Красноярское книжное изд-во, 1967, с. 247-291.

Крюков А.В. Основные черты алмазоносности Красноярского края. – В кн.: Материалы по металлогении и полезным ископаемым Красноярского края. Вып. 5. Красноярск: Красноярское книжное изд-во, 1968, с. 155-171.

Метелкина М.П., Прокопчук Б.И., Суходольская О.В., Франссон Е.В. Геологическая предпосылка алмазоносности докембрийских терригенных формаций Сибирской платформы. – Геол. и геофиз., 1975, № 12, с. 82-89.

Метелкина М.П., Прокопчук Б.И., Суходольская О.В., Франссон Е.В. Докембрийские алмазоносные формации мира. М.: Недра, 1976. 133 с.

Одинцов М.М. Геологические предпосылки алмазоносности юго-западной части Сибирской платформы. – Сов. геология, 1965, № 5, с. 71-82.

Печерский В.П. О находке слюдяных алмазоносных кимберлитов в предгорной части Восточного Саяна. – Сов. геология, 1965, № 4, с. 131-133.

Прокопчук Б.И. Алмазоносные формации мира. – М.: Наука, 1980. – 310 с.

Структура, вулканизм и алмазоносность Иркутского амфитеатра /Одинцов М.М., Твердохлебов В.А., Владимиров Б.М. и др. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 178 с.

Франссон Е.В., Каминский Ф.В. Карбонадо – разновидность алмаза некимберлитового генезиса. – Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 1, с. 177-179.

Knopf D. Les kimberlites et les rockes apparentées de la Côte d'Ivoire. Sodemi, Abidjan, 1970. 202 p.

Meyer H.O.A., Milledge H.J., Nave E. Natural irradiation damage in Ivory Coast Diamond. – Nature, 1965, v. 206, N 4982, p. 392.

Raal F.A. A study of some gold mine diamonds. – Amer. Miner., 1969, v. 54, N 1-2, p. 292-298.

Г.Х. Файнштейн

ЛОКАЛЬНОЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЕ И ПОИСКИ ПОГРЕБЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ НА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЕ

При крупномасштабном прогнозировании (более 1:200 000) под детальные поиски погребенных месторождений алмазов могут быть выделены только локальные площади, характеризующиеся набором благоприятных рудоконтролирующих палеогеологических признаков, т.е. системой палеогеологических прогнозно-поисковых критериев.

Район должен быть сложен породами моложе среднего кембрия и древнее раннего карбона*. Предпочтительнее площади, сложенные осадками верхнего кембрия, ордовика и нижнего силура.

Глубина эрозионно-денудационного среза с момента внедрения кимберлитов и доныне не должна превышать 600-800 м.

В пределах прогнозируемой площади палеорельеф поверхности нижнепалезойского цоколя, реконструированный на начало формирования самого древнего в районе осадочного коллектора, должен соответствовать слабо расчлененной низменной эрозионно-денудационной равнине с амплитудой высотных отметок не более 30-50 м, в депрессиях и ложбинах которой присутствуют терригенные отложения среднего карбона (конекская и лапчанская свиты), позднего триаса - ранней юры (ирелляхская свита) и их стратиграфические и генетические аналоги.

Подошвенные отложения конекской и лапчанской свит среднего карбона (нижние два-три метра), ирелляхской свиты позднего триаса - раннего лейаса, их стратиграфические и генетические аналоги являются осадочными коллекторами ближайшего переноса (до 5, реже до 10 км), если они характеризуются следующими признаками.

1. Сложены брекчиями, конглобрекчиями, конгломератами (галечниками или щебнем), гравелитами (гравием), песчаниками (песком или дресвой) с линзами гравия, галечного материала, дресвы и щебенки или отдельных галек.

2. Обломочный материал обладает низкой степенью сортировки, высокими коэффициентами мономинеральности легких пород и минералов и устойчивости тяжелых минералов, высоким содержанием тяжелой фракции аллотигенных минералов.

3. Преимущественно кремнисто-кварцевым составом псефитово-псаммитового материала, если осадочный коллектор сложен продуктами глубокого химического выветривания, либо состоит из обломков местных терригенных, терригенно-карбонатных, карбонатных, глинисто-карбонатных, глинисто-терригенных и кремнисто-карбонатных пород нижнего и среднего палеозоя (до раннего карбона включительно), частично выветрелых или же свежих (продукты физического выветривания, характерные для начальных, подготовительных стадий эпох химического выветривания - стадий механической дезинтеграции и сапролита). Следует иметь в виду, что так называемый "экзотический" обломочный материал в отложениях лапчанской, конекской и ирелях-

---

* Под захоронающими толщами верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя.

ской свит, представленный кислыми эффузивами, кварцитами, кварцем и другими породами, на самом деле в Юго-Западной Якутии местный.

Дело в том, что коренными источниками питания (кварцем, кремнями, яшмами, аметистом, агатами, сердоликами, халцедоном) являлись миндалекаменные базальты девона, развитые в бассейне рч. Вилючан, в среднем течении р. Вилюй, а также пирокластические породы того же девонского возраста. Коренные источники кислых эффузивов и кварцитов для среднекарбоновых осадочных коллекторов - конгломераты и гравелиты раннего карбона, развитые в бассейне среднего течения р.Вилюй.

Для иреляхской свиты позднего триаса - раннего лейаса дополнительным коренным источником "экзотического" обломочного материала являлись конгломераты пермокарбона, широко развитые в Мало-Ботуобинском районе.

4. Цемент заполнения, как правило, глинистый, преимущественно каолинитовый, нередко монтмориллонитовый.

5. Осадки коллекторов ближайшего переноса должны быть представлены элювиально-делювиальными, проловиальными (временных водотоков) и аллювиальными (постоянных коротких водотоков) генетическими типами и, наконец, фациями плоских водоразделов, их пологих склонов, логов, долин ручьев и небольших речек с низкой гидродинамической энергией, преимущественно питавшихся местным обломочным материалом с прилежащих возвышенностей.

6. Характерная палеогеографическая особенность описываемых первичных осадочных коллекторов - их образование в условиях теплого (ирелях-ская свита) или умеренно теплого (лапчанская и конекская свиты) гумидного климата, со сменой ливневых и сухих сезонов, высоких паводков, затоплявших не только поймы, но и террасированные части бортов долин.

7. Осадки, характеризующиеся вышеупомянутыми признаками, должны обязательно содержать пироп и пикроильменит в визуально заметных количествах и размером 1-3 мм и более. Весьма благоприятны скопления преимущественно густоокрашенных (лиловые, фиолетовые, малиновые, винно-красные), высокохромистых, низкокальциевых и низкожелезистых (Cr_2O_3 - 5-6%, CaO - 2,5-3%) пиропов с показателями преломления 1,752 и выше и параметрами элементарной решетки ниже $11{,}53 \cdot 10^{-10}$ м.

Пикроильменит также должен быть высокохромистым, а хромшпинелиды содержать Cr_2O_3 от 60 до 80%. Весьма желательны сростки пиропа со всеми другими минералами-спутниками, примазками серпентина, отдельные зерна и скопления хромдиопсида, флогопита и серпентина, а также келифитовые оболочки на зернах пиропа и визуальные находки алмаза в шлихах и в самой породе.

Достоверность приближения к кимберлитовому телу увеличивается, если в осадках наиболее древнего в районе первичного осадочного коллектора весь комплекс минералов-спутников со всеми их рудоконтролирующими типоморфными особенностями постепенно поднимается вверх по разрезу от "базального" горизонта до его кровли, насыщая весь или почти весь разрез непосредственно у кимберлитового тела.

Таким образом, осадочные коллекторы, обладающие всем комплексом перечисленных признаков, являются надежными индикаторами близости коренного источника, а повышенные концентрации в них высокохромистых, низкокальциевых и низкожелезистых густоокрашенных пиропов - его вероятной алмазоносности.

Если в керновых или мелкообъемных пробах из осадочного коллектора после их обогащения алмазы не найдены или же обнаружены единичные крис-

таллы, то в коренном источнике концентрации алмазов, вероятнее всего, будут убогими.

Несколько находок алмазов в шлиховых пробах, отмытых из отложений осадочного коллектора ближайшего переноса, свидетельствуют о некоторых содержаниях в коренном источнике, а визуальные находки в керне скважины или в горной выработке являются индикатором коренного источника. Чем выше роль кристаллов октаэдрического габитуса в общем балансе алмазов, найденных в осадочном коллекторе ближайшего переноса, тем вероятнее более высокая продуктивность питавшего его кимберлитового тела. Если на том или ином участке найден отторженец кимберлита, то материнское тело – кимберлитовая трубка – располагается поблизости, в радиусе не более 0,5–1,0 км, на расстоянии 250–500 м.

Если в районе известно одно кимберлитовое тело, то в пределах реконструированных палеоконтуров на момент внедрения могут и должны быть еще одна–две и более кимберлитовые трубки, являющиеся, по существу, в момент их внедрения подводящими каналами единого тела, питавшегося по этим каналам из одного магматического очага. Если это единственное тело алмазоносно, то все остальные трубки, дайки и жилы в пределах реконструированного палеоконтура на момент внедрения также будут алмазоносны.

Вокруг некоторых кимберлитовых трубок пермотриасовые траппы образуют серию лакколитообразных тел. Одни исследователи называют их "вулканоструктурами", другие – "трапповым воротником", а третьи – кольцевыми структурами. Во всяком случае, при таких структурах во внутренней части могут оказаться кимберлитовые тела. Но это не значит, что внутри каждого "трапового воротника" обязательно должна располагаться кимберлитовая трубка.

Этот критерий требует еще дальнейшей проверки. Если он окажется достоверным, то сможет использоваться только в алмазоносных районах, расположенных на Сибирской платформе.

Система палеогеологических и палеоминерагенических критериев алмазоносности может быть эффективной лишь в том случае, если каждый из ее элементов применяется во взаимодействии и в единстве со структурно–тектоническими, магматическими и другими факторами. Особенно эффективна система палеогеологических и палеоминерагенических прогнозно–поисковых критериев на бортах синеклиз, в зоне их сочленения с антеклизами, валами и сводами, где мощность осадочного чехла не превышает 3,5 – 4 км и не меньше 1,5 км, в полосе развития осадочных коллекторов ближайшего переноса типа конекской, лапчанской, иреляхской свит, их возрастных и генетических аналогов, захороненных не глубже 200 м.

В районах, где на породы нижнего палеозоя непосредственно налегают захоронающие толщи верхнего карбона, перми и пермотриаса, а осадочные коллекторы среднего карбона и позднего триаса – ранней юры отсутствуют, применение системы палеогеологических методов эффективно лишь для реконструкций палеоструктур и палеорельефа и малоэффективно для прогнозирования самих рудных тел. В этой ситуации главную роль должны сыграть системы структурно–тектонических, геофизических критериев и ореолов вторичных изменений геохимического, петрологического и минералогического составов вмещающих пород вокруг кимберлитового тела. Учитывая, что осадочные коллекторы ближайшего переноса нацело исчезают во внутренних полях синеклиз и впадин, бесперспективных на внедрение кимберлитов, применение системы палеогеологических и палеоминералогических критериев на бортах депрессий эффективно при поисках погребенных месторождений на большей части площади алмазоносных районов Юго–Западной Якутии.

А.Д. Харькив

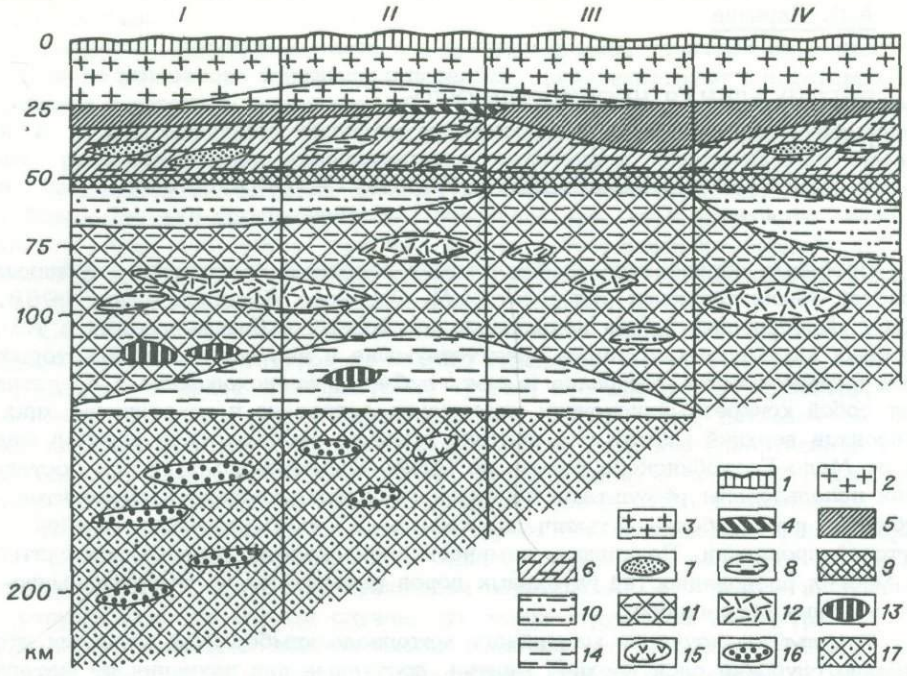
ВЕРТИКАЛЬНАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ ПОРОД ВЕРХНЕЙ МАНТИИ И ВОПРОСЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ КИМБЕРЛИТОВОЙ МАГМЫ

Проблеме образования кимберлитовых расплавов и строения глубинных областей Земли посвящен ряд работ М.М. Одинцова /Одинцов и др., 1968, 1970/. В последнее время появляется все больше и больше данных о том, что сами кимберлиты, а также присутствующие в них ксенолиты некоторых пород и ксенокристы минералов имеют глубинное происхождение и представляют собой конкретный источник информации о составе и строении верхних горизонтов верхней мантии. На рисунке приведен разрез пород верхней мантии от Мало-Ботуобинского района до Нижне-Оленекского. Для его составления использованы результаты изучения эталонных коллекций ксенолитов глубинных пород (более 5 тысяч нодулей) из 17 кимберлитовых трубок Якутской провинции. По данным химических анализов минералов ксенолитов для многих разновидностей глубинных пород рассчитаны их термодинамические условия образования.

Результаты изучения мантийного материала кимберлитов показали, что наиболее глубокие слои верхней мантии, доступные для изучения по материалу, вынесенному кимберлитами на поверхность, представлены алмазоносными породами ультраосновного состава. Эклогиты в пределах алмазоносного слоя образуют, по-видимому, небольшие линзовидные тела. О резком преобладании среди алмазоносных пород ультраосновных парагенезисов минералов свидетельствуют соотношения включений твердых фаз в алмазах. По данным Э.С. Ефимовой и Н.В. Соболева /1977/, соотношение минералов ультраосновного и основного парагенезисов во включениях алмаза в подавляющем большинстве трубок соответствует примерно 98:2. Не противоречат этому выводу находки ксенолитов алмазоносных пород в кимберлитах; преобладание среди них эклогитов не отражает истинного соотношения этих пород в трубках.

В алмазоносных ультрабазитах резко преобладает высокомагнезиальный оливин; гранат, хромит, ортопироксен, клинопироксен и ильменит представлены редкими зернами. Подобный минеральный состав предопределяет исключительно высокую магнезиальность пород. Эклогиты, наоборот, принадлежат к породам, характеризующимся повышенным содержанием Fe, Al и Ca. По классификации В.С. Соболева и др. /1972/, алмазосодержащие породы объединены в алмаз-пироповую фацию (табл. 1).

Выше слоя алмазоносных пород залегают породы коэситовой субфации графит-пироповой фации. Они представлены оливинитами, дунитами и лерцолитами с относительно высокохромистым гранатом. Содержание клино- и ортопироксенов в последней разновидности обычно незначительное. Сюда же относятся катаклазированные лерцолиты с гранатом или ильменитом. Эклогиты, как и в нижележащем слое, образуют отдельные небольшие линзы. Они включают группу пород магнезиально-железистого состава, редко высокоглиноземистые разновидности (дистеновые эклогиты и гроспидиты) и коэситовые эклогиты. Иногда здесь присутствуют хромистые эклогиты, обнаруженные и изученные в последнее время у нас и за рубежом. Как можно



Схематический геологический разрез коры и верхней мантии.

1 – осадочный чехол; 2 – кристаллические породы коры; 3–17 – породы верхней мантии (3 – эклогитизированные кристаллические сланцы, 4 – горнблендиты, 5 – лерцолиты, 6 – шпинелевые лерцолиты, 7 – безгранатовые ильменитовые гипербазиты, 8 – безгранатовые пироксениты, 9 – гранитизированные шпинелевые лерцолиты, 10 – гранатовые пироксениты, 11 – гранатовые лерцолиты, 12 – эклогиты, 13 – гранат–ильменитовые перидотиты с субкальциевым клинопироксеном, 14 – катаклазированные гранатовые и гранат–ильменитовые лерцолиты, 15 – алмазоносные дистеновые эклогиты и гроспидиты, 16 – двуминеральные алмазоносные эклогиты, 17 – алмазоносные дуниты, гарцбургиты, лерцолиты).

I – IV – районы: I – Мало–Ботуобинский, II – Далдыно–Алакитский, III – Верхне–Мунский, IV – Нижне–Оленекский.

судить по составу перечисленных типов пород, основной объем этой части глубинного разреза мантии принадлежит также высокомагнезиальным типам ультрабазитов, однако в катаклазированных разновидностях, особенно в которых содержатся оранжевый гранат и пикроильменит, установлена тенденция к повышению содержания основных компонентов (Al_2O_3, CaO, TiO_2).

Эта серия пород сменяется гранатовыми лерцолитами и эклогитами; для последних характерны широкие вариации в минеральном составе и по химизму (двуминеральные эклогиты, эклогиты с энстатитом, дистеновые и корундовые эклогиты, гроспидиты). Кроме того, здесь распространены магнезиальные и магнезиально–железистые пироксениты, гранат–ильменитовые перидотиты. Уже само перечисление разновидностей пород свидетельствует о гетерогенном составе этой части верхней мантии. Смена одних разновид–

Таблица 1

Средний химический состав пород верхней мантии по фациям и субфациям глубинности

Окисел	1	2	3	4	5
SiO_2	42,50	41,20	42,30	44,10	41,80
TiO_2	0,10	0,30	0,30	0,30	1,20
Al_2O_3	1,80	2,60	3,90	5,80	1,60
Cr_2O_3	0,30	0,50	0,40	0,50	0,30
Fe_2O_3	1,80	2,30	2,20	2,50	2,60
FeO	6,30	6,90	5,60	6,40	6,10
NiO	0,20	0,20	0,20	0,20	0,30
MnO	0,16	0,15	0,15	0,30	0,25
MgO	46,20	44,20	41,70	34,40	44,50
CaO	0,20	2,00	2,60	4,50	0,50
K_2O	0,20	0,20	0,20	0,30	0,40
Na_2O	0,20	0,30	0,30	0,50	0,20
P_2O_5	0,06	0,07	0,06	0,10	0,10
$S_{общ}$	0,08	0,08	0,09	0,10	0,15
Σ	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Примечание. 1 – алмаз-пироповая фация (D); 2 – 4 – графит-пироповая фация: 2 – коэситовая субфация (C_3), 3 – гроспидитовая (C_2), 4 – шпинель-пироповая (C_2); 5 – шпинель-пироксеновая фация (B). Средний состав высчитан из 350 индивидуальных анализов ксенолитов с учетом их распространенности в кимберлитах.

ностей пород другими происходит довольно часто. Свидетельством этого являются ксенолиты сложного (зонального) строения, состоящие из двух-трех разновидностей пород. Диапазон колебания главных породообразующих окислов исключительно велик: наряду с высокомагнезиальными породами значительный объем составляют основные разновидности – пироксениты, эклогиты. Несомненно, что эта часть пород мантии имеет несколько более основной состав, чем глубокие ее слои (см. табл. 1). Даже гранатовые лерцолиты, характерные для данного горизонта мантии и для более глубоких ее частей, здесь представлены относительно основными разновидностями: в них повышается содержание клинопироксена, ортопироксена и граната, снижается хромистость последнего.

Более высокие горизонты мантии графит-пироповой фации (гроспидитовая и шпинель-пироповая субфации) представлены гранатовыми лерцолитами и пироксенитами, некоторыми разновидностями эклогитов, гранатизированными шпинелевыми лерцолитами, гранат-ильменитовыми пироксенитами. Как и

предыдущие разновидности пород, данные образования характеризуются повышенной ролью основных компонентов (см. табл. 1), причем часто резко возрастает доля ильменитовых разновидностей /Харькив, Саврасов, 1979/.

Наиболее высокие горизонты мантии (шпинель-пироксеновая фация) сложены безгранатовыми породами - шпинелевыми лерцолитами, пироксенитами, ослюденелыми ильменитовыми пироксенитами, глиммеритами /Побережский и др., 1979/. От более глубинных разрезов мантии они отличаются отсутствием пиропового граната. Шпинель встречается широко, часто она образует закономерные симплектитовые сростки с ортопироксеном или клинопироксеном, которые, по-видимому, являются структурами распада граната. Последний в данных условиях метастабилен и распадается на устойчивые фазы-шпинель и пироксены. Таким образом, наиболее высокие горизонты мантии на границе с корой, судя по данным состава ксенолитов в кимберлитах, представлены менее основными породами, чем их подстилающие гранатсодержащие разновидности (см. табл. 1). В этой части разреза мантии повышается роль щелочных элементов, особенно калия.

Приведенное выше описание вертикального разреза верхних горизонтов мантии в Якутской алмазоносной провинции является обобщающей моделью, составленной по данным целого ряда частных разрезов.

Подавляющее большинство исследователей считают, что верхние горизонты верхней мантии исключительно неоднородны по латерали. При этом всегда ссылаются на различия в составе ксенолитов глубинных пород в кимберлитах разных трубок даже одного района. Однако при этом обычно не учитывается возможность избирательного опробования и выноса на поверхность пород отдельных горизонтов верхней мантии, а не всего разреза. Тем не менее горизонтальную неоднородность верхней мантии следует признать как реально существующую.

По составу и строению ксенолитов глубинных пород, а также по целому ряду других признаков Якутскую алмазоносную провинцию представляется возможным разделить на две области: Вилюйскую, включающую Мало-Ботуобинский, Далдыно-Алакитский, Верхне-Мунский районы, и Оленек-Анабарскую, куда объединены Средне-Оленекский, Нижне-Оленекский, Анабарский и Приленский районы.

В кимберлитах Вилюйской области преобладают гранатовые дуниты и лерцолиты с низким содержанием граната и клинопироксена. Здесь часты находки катаклазированных лерцолитов. Содержание эклогитов, гранатовых пироксенитов, ильменитовых гипербазитов и слюдитов относительно низкое. В кимберлитах Оленек-Анабарской области более широко распространены ксенолиты шпинелевых и гранатизированных шпинелевых лерцолитов, гранатовых лерцолитов с повышенным содержанием пироксенов (особенно клинопироксена), повышается роль безгранатовых оливинитов и лерцолитов, ильменитовых гипербазитов, а в некоторых районах эклогитов и пироксенитов. Среди ксенолитов Оленек-Анабарской области встречаются оригинальные породы, подверженные глубинной (мантийной) флогопитизации и амфиболизации. Расчет PT-условий образования многих разновидностей ксенолитов показывает, что значительная часть этих пород Вилюйской области образовалась при более высоких температурах и давлениях (чем Оленек-Анабарской), что может свидетельствовать о большей глубинности части ксенолитов южной области по сравнению с северной. Вместе с тем и среди нодулей Вилюйской области довольно часто встречаются ксенолиты верхних горизонтов мантии, имеющие аналоги среди ксенолитов северной области.

Средний состав пород верхней мантии отдельных алмазоносных районов провинции приведен в табл. 2.

Таблица 2

Средний химический состав пород верхней мантии по алмазоносным районам

Окисел	1	2	3	4
SiO_2	44,40	42,50	40,70	44,60
TiO_2	0,70	0,30	0,20	0,30
Al_2O_3	4,00	2,60	2,20	5,30
Cr_2O_3	0,50	0,70	0,20	0,70
Fe_2O_3	2,40	2,60	2,60	1,70
FeO	5,90	6,20	4,90	5,50
NiO	0,15	0,20	0,20	0,20
MnO	0,15	0,15	0,15	0,15
MgO	39,00	41,70	46,90	35,50
CaO	2,20	2,20	1,50	5,20
K_2O	0,20	0,30	0,20	0,20
Na_2O	0,30	0,40	0,15	0,50
P_2O_5	0,05	0,05	0,05	0,05
$S_{общ}$	0,05	0,10	0,05	0,10
Σ	100,00	100,00	100,00	100,00

Примечание. 1 – 4 – районы: 1 – трубки Мир, 2 – трубки Удачная, 3 – Верхне-Мунский алмазоносный, 4 – трубки Обнаженная. Средний состав высчитан из 350 индивидуальных анализов ксенолитов с учетом их распространенности в кимберлитах.

По составу ксенолитов кимберлиты внутри отдельных районов выделенных областей неоднородны. Представляется возможным провести более дробное деление и выделить гораздо больше типовых разрезов пород верхней мантии.

В связи с представленной здесь моделью вещества верхней мантии, базирующейся не на гипотетическом пиролите, а на реально существующих породах, интересно рассмотреть проблему происхождения кимберлитовой магмы.

Как известно, кимберлиты одновременно обладают чертами типичных ультраосновных пород (повышенное содержание Cr, Ni, Co) и щелочных базальтоидов (повышенное содержание K, Ti, некоторых малых и радиоактивных элементов). По мнению С.Ф. Соболева /Илупин и др., 1974/, кимберлитовый расплав экстрагирует некоторые элементы, в том числе и типичные для щелочных базальтоидов, из коровых пород во время перемещения через верхнюю часть литосферы. В.Г. Лутц /1975/ разработал интересную гипотезу глубинного кислотного выщелачивания так называемых некогерентных элементов восходящими потоками флюидов из более глубоких участков

недифференцированной мантии. Имеются попытки объяснить эту специфику кимберлитов механизмом гравитационного разделения или селективного плавления. Однако все эти гипотезы не решают до конца вопросов происхождения кимберлитов. Ни один из составов, принимаемых за модель мантии /Лутц, 1975; Соболев, 1973/, не может дать расплавы, из которых могли бы сформироваться породы кимберлитового ряда.

Нам представляется, что вышеприведенная петрохимическая и геохимическая модель верхней мантии в состоянии объяснить указанные выше специфические особенности состава кимберлитов.

Поскольку в кимберлитовых трубках присутствует материал различных термодинамических параметров и глубин, то кимберлитовый расплав можно считать производным не какого-то локального участка однотипных пород, а довольно мощного слоя дифференцированной мантии. В состав этого слоя входят ультраосновные породы – дуниты, лерцолиты и магнезиальные пироксениты, основные – эклогиты и железистые пироксениты, щелочно-ультраосновные – ильменит-слюдистые пироксениты или лерцолиты. Судя по составу кимберлитовых пород, наиболее существенная роль в их формировании принадлежит гранатовым дунитам и лерцолитам алмаз- и графит-пироповой фаций, а также шпинелевым и бесшпинелевым лерцолитам шпинель-пироксеновой фации. Низкое содержание в кимберлитах гранатов эклогитового парагенезиса (5-8%) указывает на незначительность объема эклогитового материала в составе кимберлитов. В то же время в состав кимберлитов входит значительное количество вещества ильменитовых гипербазитов со слюдой и без нее, слюдистых пироксенитов и глиммеритов, о чем свидетельствует повышенное содержание в них титана, калия и некоторых других элементов, чуждых породам ультраосновного состава. Пикроильменит в кимберлитах постоянен, и после пиропа он наиболее характерный типоморфный минерал этих пород. В последнее время появляется все больше и больше данных о том, что ксенолиты ильменитовых гипербазитов характерны для кимберлитов /Пономаренко и др., 1972; Харькив, Саврасов, 1979; Haggerty e.a., 1979; McCallister e.a., 1975; Ringwood, Lovering, 1970/.

Стали известны новые геологические данные, позволяющие предполагать связь щелочного магматизма с локальными зонами метасоматически измененных мантийных перидотитов, в которых обычные для них парагенезисы под влиянием флюидных потоков замещаются ассоциацией флогопита и амфибола /Харькив, Саврасов, 1979; Харькив и др., 1982/. Флогопитизированные ильменитовые гипербазиты и амфиболизированные перидотиты подтверждают реальность существования в мантии флюидно-магматических процессов дифференциации, приводящих к концентрации щелочей и других летучих компонентов /Лапин, Харькив, 1980/.

Флогопит-ильменитовые гипербазиты представляют особый интерес при обсуждении условий генерации глубинных щелочных ультраосновных магм, в том числе кимберлитовой, поскольку по своим петрохимическим и геохимическим параметрам они в наибольшей степени приближаются к кимберлитам и другим продуктам ультраосновного магматизма. Учитывая это, нами изучено распределение редких и малых элементов во включениях ильменит-флогопитовых гипербазитов в кимберлитах из различных трубок Якутии /Лапин, Харькив, 1980/. Характерной геохимической особенностью флогопит-ильменитовых гипербазитов является то, что высокие содержания сидерофильных элементов (Cr, Ni, Co), свойственные мантийным перидотитам, сочетаются в них с повышенными концентрациями литофильных редких элементов (Nb, Ta, Zr, Rb, Li, Sr, Ba), во много раз превосходящими содержания последних элементов в шпинелевых и гранатовых перидотитах.

Полученные данные свидетельствуют о принципиальном геохимическом сходстве между ильменит-флогопитовыми гипербазитами и кимберлитами, а также другими проявлениями щелочного ультраосновного магматизма.

Таким образом, вполне логично считать кимберлиты гибридными породами, расплав которых образовался путем смешения магм сложного состава. В формировании этих магм значительная роль принадлежит глубинным флюидам, обогащенным щелочами, редкоземельными и радиоактивными элементами, которые способствовали частичному плавлению вещества.

Литература

Ефимова Э.С., Соболев Н.В. Распространенность кристаллических включений в алмазах Якутии. – Докл. АН СССР, 1977, т. 100, № 5, с. 578–589.

Илупин И.П., Соболев С.Ф., Золотарев Б.П. и др. Геохимическая специализация кимберлитов различных полей Якутии. – Геохимия, 1974, № 4, с. 499–513.

Лапин А.В., Харькив А.Д. Геохимические особенности включений ильменит-флогопитовых гипербазитов в кимберлитах и роль флюидных процессов в дифференциации мантии. – Докл. АН СССР, 1980, т. 255, № 5, с. 1269–1271.

Лутц Б.Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М.: Наука, 1975. 168 с.

Одинцов М.М., Владимиров Б.М., Твердохлебов В.А. Закономерности размещения кимберлитов в земной коре. – В кн.: Вулканизм и тектогенез. XXIII Междунар. геол. конгр. Доклады сов. геологов. М.: Наука, 1968, с. 152–158.

Одинцов М.М., Владимиров Б.М., Твердохлебов В.А. Глубинный магматизм и структурное развитие древних платформ. – В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии (верхняя мантия). М.: Наука, 1970, с.151–159.

Побережский В.А., Харькив А.Д., Смирнов Г.И., Никишов К.Н. Ксенолиты шпинель-пироксеновой фации глубинности из кимберлитовых пород. – Докл. АН СССР, 1979, т. 248, № 1, с. 208–212.

Пономаренко А.И., Пономаренко Г.А., Харькив А.Д., Соболев Н.В. Новые данные по минералогии включений ильменитовых гипербазитов из кимберлитовых трубок Западной Якутии. – Докл. АН СССР, 1972, т. 207, № 4, с. 946–949.

Соболев В.С. Строение верхней мантии и способы образования магмы. Тринадцатое чтение им. В.И. Вернадского, 12 марта 1971 г. М.: Наука, 1973. 34 с.

Соболев В.С., Добрецов Н.Л., Соболев Н.В. Классификация глубинных ксенолитов и типы верхней мантии. – Геол. и геофиз., 1972, № 12, с.37–42.

Харькив А.Д., Никишов К.Н., Сафронов А.Ф., Саврасов Д.И. Амфиболизированные ксенолиты глубинных пород из кимберлитовой трубки Обнаженная и вопросы их генезиса. – Докл. АН СССР, 1982, т. 262, № 5, с. 1225–1230.

Харькив А.Д., Саврасов Д.И. Ксенолиты флогопитсодержащих пород в кимберлитах Якутии. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 4, с.75–87.

Haggerty S.E., Hardie R.B., McMahon B.M. The mineral chemistry of ilmenite nodule associations from the Monastery

diatreme. - In: The mantle sample: inclusions in kimberlites and other volcanics. Proc. 2nd. Int. Kimberlite Conf., 1979, v. 2, p. 249-256.

McCallister R.H., Meyer H.O.A., Brookins D.G. Pyroxene-ilmenite xenolith from the Stockdale pipe, Kansas: chemistry, crystallography and origin. - In: Physics and Chemistry of the Earth. New York, Pergamon presse, 1975, v. 9, p. 287-293.

Ringwood A.E., Lovering J.F. Significance of pyroxene-ilmenite intergrowths among kimberlite xenolith. - Earth Planet. Sci. Lett., 1970, v. 7, p. 371-375.

Ю.Д. Молчанов, Д.И. Саврасов

ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КИМБЕРЛИТОКОНТРОЛИРУЮЩИХ РАЗЛОМОВ МИРНИНСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ПОЛЯ

Попытаемся обобщить известные сведения о физико-геологическом строении элементов дизъюнктивной тектоники Мало-Ботуобинского района, которые по общему признанию являются кимберлитоконтролирующими (в частности, о субмеридиональных разломах Вилюйско-Мархинской тектонической зоны). Существенно возросшие в последние годы объемы структурного и глубокого бурения, а также детальные геофизические исследования в центральной части района дали новую информацию о глубинном строении территории. Появилась возможность понять некоторые особенности аномальных физических полей над зонами разломов и дать их геологическую интерпретацию.

Геологическое строение Мало-Ботуобинского района по ходу его изучения рассматривалось в ряде публикаций /Алмазные месторождения Якутии, 1959/. В самых общих чертах оно следующее.

Кимберлиты прорывают осадочную толщу нижнего палеозоя, т.е. кембрий и местами нижний ордовик. Они перекрываются терригенными осадками триаса или юры с большим стратиграфическим несогласием. Возраст кимберлитовых трубок по совокупности известных сведений оценивается как верхнедевонский - нижнекарбоновый. Находки в кимберлитовых брекчиях обломков известняков с фауной силура позволяют предположить, что кимберлиты прорывали отложения силура и девона, впоследствии уничтоженные денудацией вместе с верхними частями кимберлитовых трубок.

Суммарная мощность прорываемой кимберлитами толщи осадочных отложений, включая эродированную ее часть, достигает 2,3-2,5 км. Нижние слои разреза на глубинах 2200-1000 м от современной поверхности представлены плотными известняками и доломитами венда и нижнего кембрия. В интервале глубин от 900-1000 до 300-400 м залегают малоплотные соленосные отложения нижнего кембрия. Верхи разреза сложены красноцветными карбонатными осадками среднего и верхнего кембрия, местами глинистыми известняками и доломитами нижнего ордовика. Все разновидности пород осадочной толщи практически немагнитны.

Толща палеозойских осадков относительно слабо дислоцирована. Слои залегают почти горизонтально, иногда образуют поднятия с амплитудами до 70–80 м и с размерами в поперечнике до 20–30 км. Мирнинское кимберлитовое поле приурочено к склонам одного из таких поднятий – Амакинского.

Породы кристаллического основания залегают на глубинах 2,1–2,3 км. Скважиной 701 вблизи трубки Мир кристаллический фундамент вскрыт на глубине 2125 м, скв. 680 в низовьях Мал. Ботуобии – 2380 м, скв. 571 в южной части района – 2074 м (рис. 1). Поверхность кристаллического фундамента под чехлом осадков сравнительно ровная: относительные колебания отметок его рельефа не выходят за пределы 100–150 м. Судя по геофизическим материалам, крупных сбросовых смещений поверхности фундамента по разломам различной ориентировки в палеозойское и мезозойское время на рассматриваемой территории не происходило; амплитуды наиболее заметных уступов в рельефе по разломам северо–восточного направления не превышают 100–150 м.

Состав пород кристаллического фундамента, судя по образцам, поднятым из глубоких нефтеразведочных скважин (скважина 701 и другие), отвечает составу лейкократовых разновидностей метаморфических сланцев Анабарского и Алданского щитов. Кристаллические породы имеют слабую намагниченность и в среднем невысокую плотность.

Осадочная толща палеозоя интрудирована помимо кимберлитов туфотрапповыми трубками взрыва, а также секущими и пластовыми телами долеритов. По периферии трубки Мир на глубинах 470–520 м несколькими скважинами подсечено пластовое тело долеритов мощностью 40–50 м. В южной части района скв. 571 пластовая интрузия траппов вскрыта на глубинах 1040–1100 м. Другими скважинами пластовые трапповые интрузии мощностью от 70 до 150 м зафиксированы на различных стратиграфических уровнях на глубинах от 700 до 1200 м.

Наибольшее количество интрузий траппов внедрилось по нескольким разломам субмеридионального простирания, входящим в Вилюйско–Мархинскую тектоническую зону /Масайтис, 1965/. Последняя наиболее активно развивалась в среднем палеозое, дайки траппов имеют средне–верхнедевонский возраст. Но они не прорывают комплекса осадков среднего – верхнего кембрия, по существу являясь слепыми. Глубинные разломы, по которым они внедрялись, были закрытого или полузакрытого типа. Эксплозивные породы, выполняющие туфовые трубки основного состава, пространственно и генетически связаны с упомянутыми слепыми интрузиями траппов. Их широкое развитие в Мало–Ботуобинском районе обусловлено именно закрытым характером разломов в верхней части осадочного чехла.

Комплекс пород, сформировавшийся после внедрения и частичной денудации кимберлитовых трубок, включает терригенные отложения пермокарбона, триаса и континентально–морские осадки юры общей мощностью до 130–150 м. На севере и северо–западе района комплекс инъецирован трапповыми интрузиями, которые образуют ветвящиеся тела или пластовые интрузии.

Структурно–тектонический план центральной части Мало–Ботуобинского района определяется наличием трех главных систем тектонических нарушений, ориентированных в северо–восточном, северо–западном и субмеридиональном направлениях.

Разломы северо–восточного направления выделялись исследователями по некоторым признакам в гравитационных и магнитных полях по данным сейсморазведки и материалам дешифрирования аэрофотоснимков. В частности,

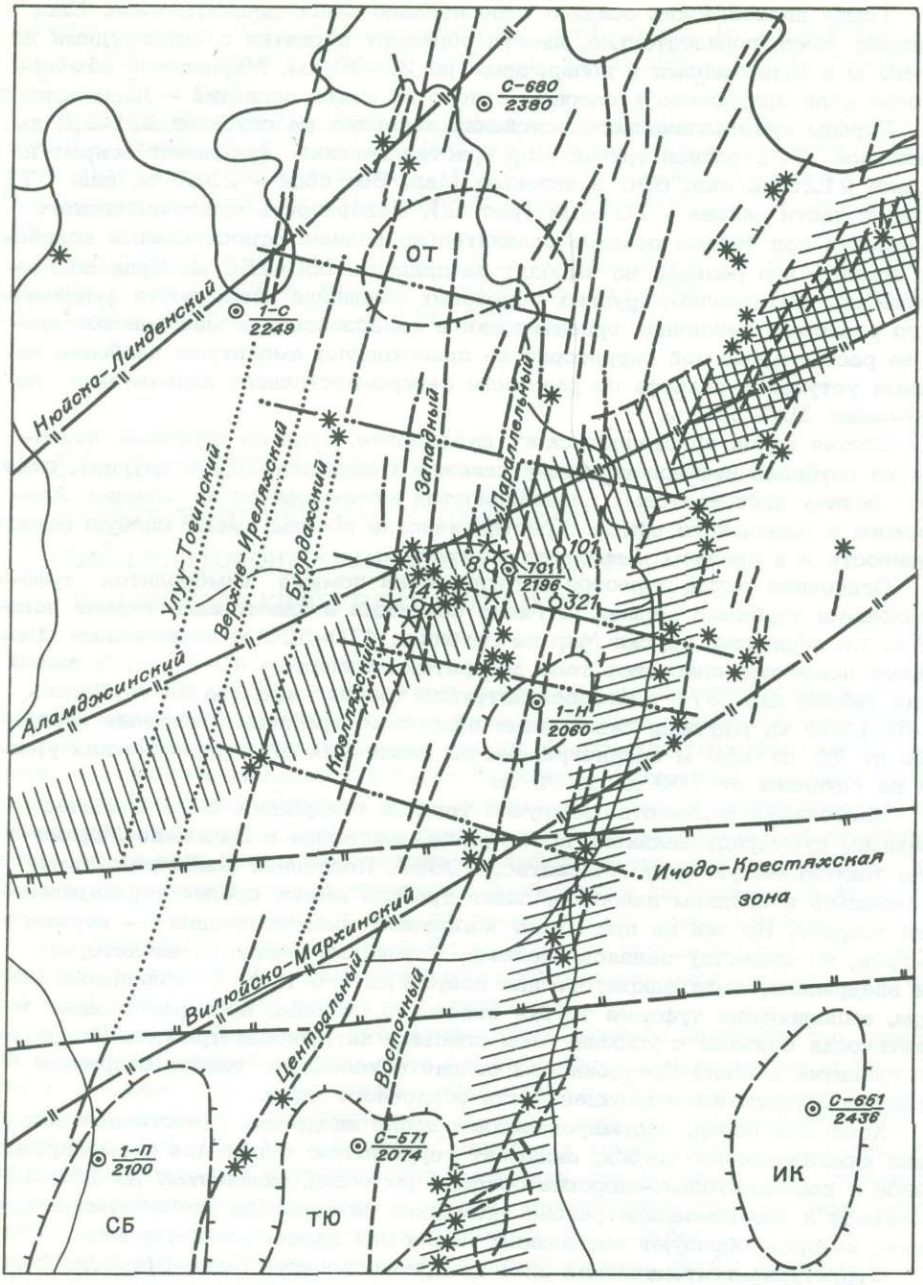


Рис. 1. Тектоническая схема Мало-Ботуобинского района.

1 – разрывные нарушения осадочного чехла (а – уверенно трассируемые геофизическими методами, б, г – предполагаемые по слабым признакам в геофизических полях, в – проложенные методом интерполяции; 2 – глубин-

К.Б. Мокшанцевым и др. /Структурный контроль..., 1974/ были намечены Нюйско-Линденский, Вилюйско-Мархинский и Аламджинский глубинные разломы. Последний трассировался через Мирнинское кимберлитовое поле несколько севернее известных кимберлитовых трубок (см. рис. 1). Позднее в результате анализа геофизических и геоморфологических данных было сделано предположение о наличии здесь зоны тектонических нарушений, ориентированной под большим углом к меридиану, чем Аламджинский разлом. Эта зона получила название Мирнинской или Джункун-Хампинской. Данные сейсмики последних лет подтверждают наличие в этой зоне согласных с ней вертикальных блоковых смещений скоростных границ в осадочной толще нижнего палеозоя. Вполне вероятно, что глубинные расколы земной коры в створе Джункун-Хампинской тектонической зоны служили каналами для проникновения кимберлитового материала из верхней мантии. Аналогичная по простиранию и по возрасту Омонос-Моркокинская зона на севере Западной Якутии, вмещающая Алакит-Мархинское, Далдынское, Верхне-Мунское и другие поля развития кимберлитов среднепалеозойской формации, по данным Д.И. Саврасова, И.Я. Богатых, является косвенным доказательством правомочности такого предположения.

Разломы северо-западного направления (азимуты 330-340°) в свое время в большом количестве выделялись по магнитным аномалиям и аномалиям поля силы тяжести /Структурный контроль..., 1974; Мокшанцев и др., 1976/. В пользу наличия таких разломов и их предполагаемого кимберлитоконтролирующего значения свидетельствовала и северо-западная ориентировка длинных осей кимберлитовых трубок. Более поздними исследованиями было установлено, что большая часть протяженных линейных аномалий $\triangle T$ и $\triangle q$ северо-западного простирания обусловлены структурами и петрофизическими особенностями состава кристаллического фундамента. Естественно, кимберлитоконтролирующего значения они не имели. А северо-западная ориентировка овалов кимберлитовых трубок легко объяснялась приуроченностью кимберлитов к трещинам отрыва, оперяющим субмеридиональные разломы /Щукин и др., 1972/.

В результате геофизических исследований в северо-западной части района были выявлены единичные линейные магнитные аномалии северо-западного простирания, связанные с дайками траппов в палеозойских отложениях. Аномалии имели локализованный характер и преимущественно отрицательные амплитуды поля $\triangle T$. Отрицательные магнитные аномалии в районе встречаются только над траповыми интрузиями пермотриасового магматического цикла, для которых (в отличие от среднепалеозойских траппов) обратнополярная остаточная намагниченность - обычное явление. Таким образом, протяженные северо-западные тектонические нарушения в осадочном чехле палеозоя имеют, вероятно, позднепалеозойский или раннемезозойский возраст. Поскольку кимберлиты формировались в более раннюю эпоху, то разломы северо-западной ориентировки не могли влиять на размещение кимберлитовых эксплозий.

ные разломы земной коры (а - по данным К.Б. Мокшанцева и др., б - зона сочленения Анабарской платформы); 3 - положительные структуры в осадочном чехле и скважины глубокого бурения, вскрывшие кристаллические породы фундамента (в числителе - номер скважины, в знаменателе дроби - глубина до фундамента); 4 - зоны глубинных разломов (а - Джункун-Хампинская, б - Аппаинская); 5 - кимберлитовые (а) и туфотраповые (б) трубки, скважины, вскрывшие траповые дайки в створах субмеридиональных разломов (в).

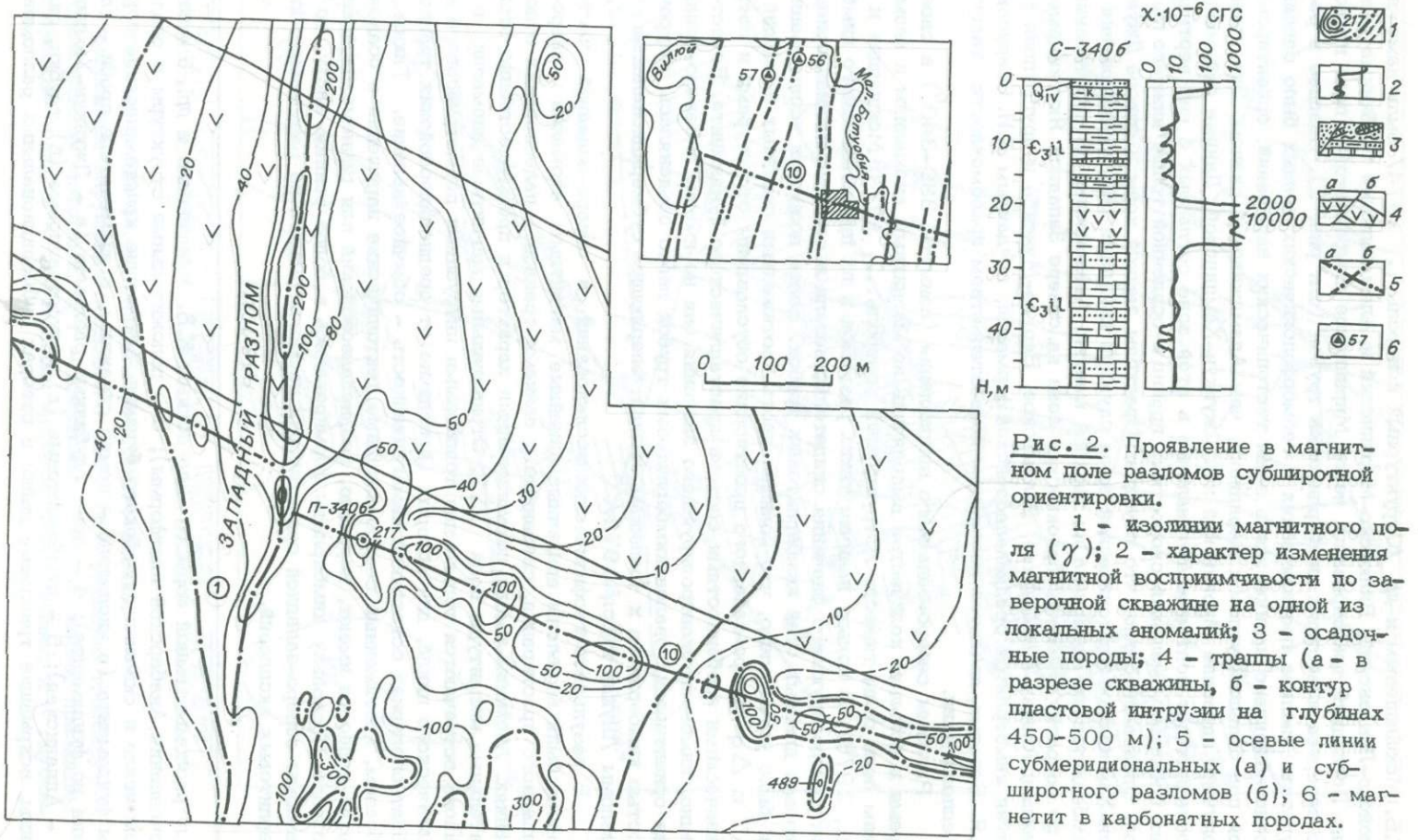


Рис. 2. Проявление в магнитном поле разломов субширотной ориентировки.

1 – изолинии магнитного поля (γ); 2 – характер изменения магнитной восприимчивости по заверочной скважине на одной из локальных аномалий; 3 – осадочные породы; 4 – траппы (а – в разрезе скважины, б – контур пластовой интрузии на глубинах 450-500 м); 5 – осевые линии субмеридиональных (а) и субширотного разломов (б); 6 – магнетит в карбонатных породах.

Из совокупности тектонических нарушений в геофизических полях более уверенно выделяются субширотные, или точнее западно-северо-западные. Они контролируются либо линейными аномалиями магнитного поля типа ступени незначительной амплитуды, либо цепочками локальных аномалий (рис.2). Обусловлены аномалии серией разнообразных причин - уступами интрузий траппов в толще отложений кембрия, короткими дайками траппов, туфотрапповыми трубками взрыва, эксплозивными породами основного состава в углублениях древнего рельефа, участками скарнирования карбонатных брекчий и т.п.

Наиболее известный из этого типа разрывных нарушений - так называемый "Магнитный мост". Свое название разлом получил из-за приуроченной к нему субширотной магнитной аномалии, как бы соединяющей аномалии над Западным и Центральным разломами. В створе аномалии и на ее продолжении к западу и востоку расположены группы туфотрапповых трубок взрыва, приуроченные именно к этой субширотной тектонической зоне (см. рис. 1).

Взаимосвязи между разрывными нарушениями субширотного плана и кимберлитами не улавливается, поскольку большая часть проявлений кимберлитов относится к блокам осадочных пород между этими нарушениями.

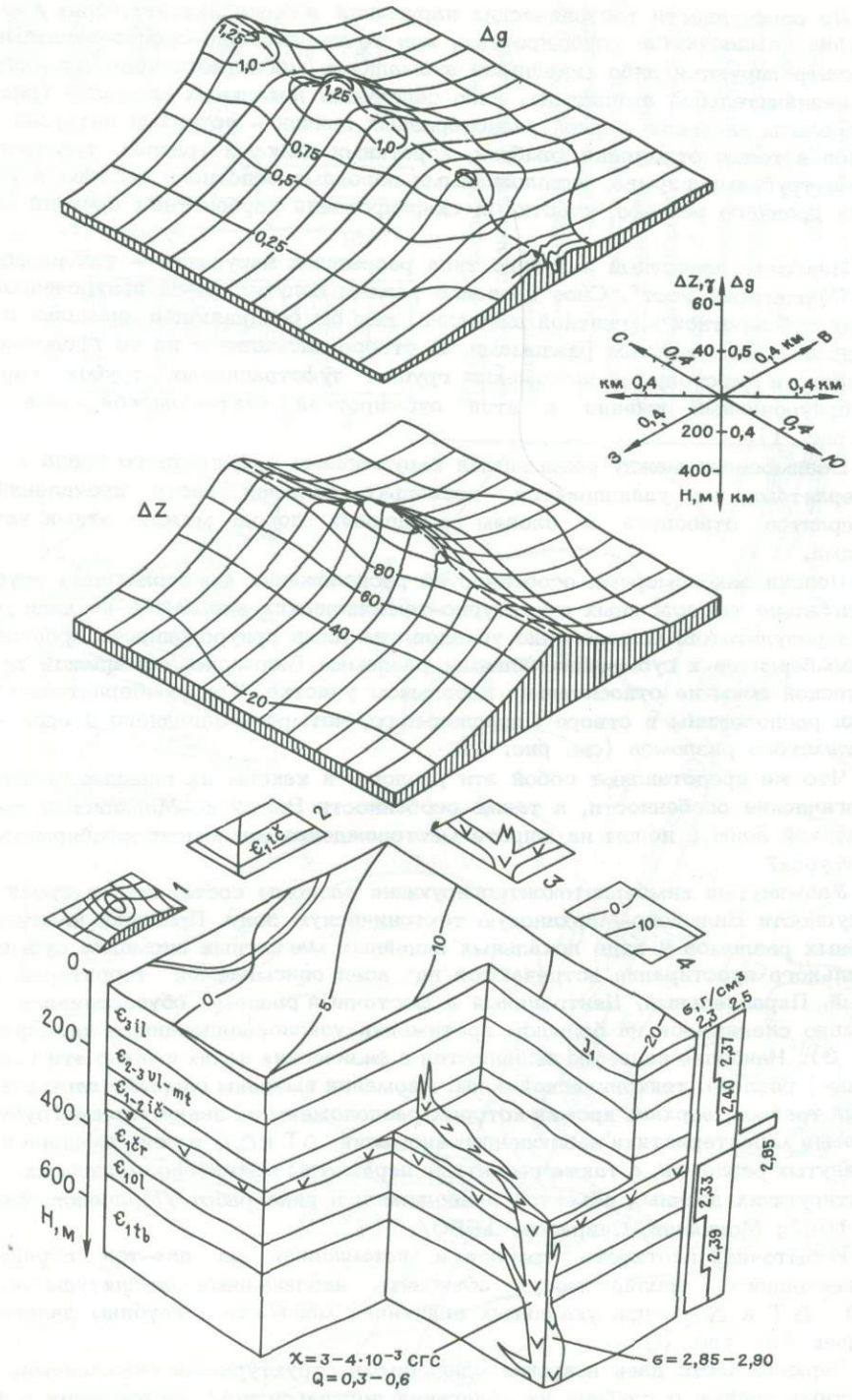
Поиски закономерных особенностей расположения кимберлитовых трубок относительно тех или иных структурно-тектонических элементов не дали ощутимых результатов. Определенно установлена лишь приуроченность проявлений кимберлитов к субмеридиональным разломам Вилюйско-Мархинской тектонической зоны на относительно небольшом участке. Три кимберлитовые трубки расположены в створе Параллельного, четыре - Западного и одна - Кюэлляхского разломов (см. рис. 1).

Что же представляют собой эти разломы и каковы их главные физико-геологические особенности, а также особенности Вилюйско-Мархинской тектонической зоны в целом на широте месторождения известных кимберлитовых трубок?

Упомянутые кимберлитоконтролирующие разломы составляют в своей совокупности Вилюйско-Мархинскую тектоническую зону. Признаки наличия подобных разломов в виде локальных линейных магнитных аномалий субмеридионального простирания встречаются на всей описываемой территории. Западный, Параллельный, Центральный и Восточный разломы обусловливают непрерывно следящиеся на большом протяжении узколокализованные аномалии (рис. 3). Наиболее рельефно выделяются в физических полях именно эти (центральные) разломы тектонической зоны. Аномалии вызваны слепыми даечными телами траппов, верхние кромки которых расположены на значительной глубине. Числовые характеристики наблюденных аномалий ΔT и Δq в зоне каждого из упомянутых разломов, а также расчетные параметры магнитовозмущающих и гравитирующих даечных объектов приводились в ряде работ /Молчанов, Борис, 1980; Молчанов, Саврасов, 1980/.

Избыточная плотность траппов и повышенная на два-три порядка намагниченность вполне могут объяснить наблюденные амплитуды аномалий ΔT и Δq при указанных значениях мощности и глубины залегания даек (см. рис. 3).

Верхние части даек вскрыты единичными структурными скважинами. Расчетные данные о глубине их залегания подтвердились; расхождения в фактических и расчетных глубинах в местах расположения скважин не превыша-


Δg
1,25
1,0
0,75
0,5
0,25
ΔZ,γ
Δg
60
40
200
400
0,5
0,4 км
0,4
С
В
З
Ю
Н,м
км
ΔZ
80
60
40
20
1
2
3
4
0
10
5
20
σ, г/см³
2,3
2,5
2,37
2,40
2,85
2,33
2,39
0
200
400
600
Н,м
ε3il
ε2-3vl-mt
ε1-2ič
ε1čr
ε1ol
ε1tb
χ=3-4·10⁻³ СГС
Q=0,3-0,6
σ=2,85-2,90

ют погрешностей расчетов. В створе Западного разлома магнитные породы находятся на глубинах 230–250 м, Центрального – 320–330, Восточного – 180–200 м. А вблизи контура трубки Мир магнитные породы головной части дайки долеритов в створе этого разлома были встречены на глубине 315 м.

Таким образом, субмеридиональные разломы Вилюйско-Мархинской тектонической зоны на широте известных кимберлитовых трубок являлись разломами закрытого типа. Дайки траппов, по возрасту относимые к среднепалеозойской трапповой формации /Масайтис, 1965/, не прорывали отложений илгинской и верхоленской свит среднего – верхнего кембрия. По керну скважин, пройденных в створах разломов, установлено, что трещиноватость и раздробленность осадочных пород покрышки даек увеличивается с глубиной. Это свидетельствует об относительной закрытости системы кимберлитоконтролирующих разломов на этом участке Вилюйско-Мархинской тектонической зоны. И это бесспорно способствовало формированию эксплозивных трубочных тел как ультраосновного, так и основного составов.

По своим физико-геологическим характеристикам перечисленные разломы заметно отличаются один от другого. Например, магнитоактивные породы наиболее глубоко залегают в зонах Параллельного и Центрального разломов и ближе всего к поверхности подходят в зоне Восточного. Судя по наличию в полосе даечной аномалии высокоградиентных локальных осложнений поля ΔZ (рис. 4), апофизы трапповой дайки на отдельных участках Восточного разлома прорывают отложения верхнего кембрия – нижнего ордовика и выходят к современной поверхности. Обломки траппов из этих апофиз встречались в шурфах поисковой сети, вскрывавших кору выветривания карбонатных пород палеозоя.

Вдоль осевых линий Западного, Параллельного и Центрального разломов магнитные породы повсеместно залегают на большой глубине. Гипсометрическое положение головной части даек, заполнивших эти разломы, не испытывает таких резких колебаний, как дайки в створе Восточного разлома. Такие различия в морфологии контролирующих разломы трапповых интрузий свидетельствуют о более открытом характере Восточного разлома. Последнее обстоятельство подтверждается и различием монолитности покрышки даечных тел. Осадочные отложения верхнего кембрия до глубин 200–250 м в полосе Восточного разлома более брекчированы и разуплотнены.

Разломы Аппаинской системы в восточной части Вилюйско-Мархинской тектонической зоны, контролирующиеся многочисленными непротяженными даечными телами траппов и туфотрапповыми жерловыми образованиями, носили, по-видимому, еще более открытый характер. В ряде мест трапповые породы вскрыты скважинами непосредственно под чехлом юрских осадков, пере-

---

Рис. 3. Пространственная физико-геологическая модель одного из участков Западного кимберлитоконтролирующего разлома.

1 – объемное изображение магнитного и гравитационного полей (усл. ед.); 2 – литологический и плотностный разрезы осадочной толщи палеозоя до глубины 700 м; 3 – местоположение в блоке осадочных пород дайкового и пластового тел траппов; 4 – изолинии рельефа на дневной поверхности.

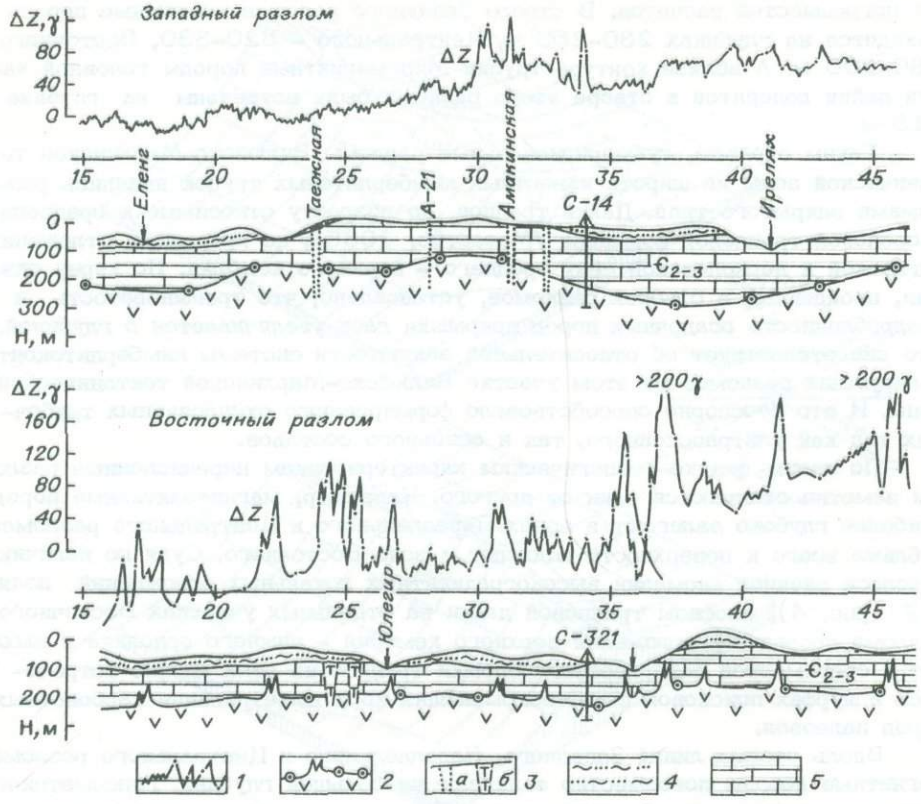


Рис. 4. Геолого-геофизические разрезы вдоль осевых линий двух разломов Вилюйско-Мархинской тектонической зоны.

1 - графики магнитного поля, шаг 50 м; 2 - расчетное положение верхней кромки траппов в кембрийских отложениях, кружками показано местоположение интерпретационных профилей; 3 - проекции на осевую плоскость разломов кимберлитовых (а) и туфотрапповых (б) трубок взрыва; 4 - юрские песчано-глинистые отложения; 5 - карбонатные породы палеозоя.

крывающих карбонатные отложения палеозоя. В северо-восточной части района, где дайки Аппаинской вулканотектонической зоны меняют свое простирание с субмеридионального на северо-восточное, трапповые породы в долинах рек Вилой, Аппайя и их притоков местами выходят на дневную поверхность. Многочисленные трубочные магнитные аномалии, обусловленные туфами жерловой фации, не свидетельствуют, правда, о раскрытости разломов внутри Аппаинской зоны. Но есть основание считать, что эти аномалии вызваны жерловыми породами вулканических аппаратов открытого типа. Известно, что агломератовые туфы внутри этих вулканических жерл тесно переплетаются с жилами и ветвящимися телами траппов. Нередко туфы интенсивно скарнированы и обогащены магнетитом, за счет чего магнитные аномалии над ними достигают нескольких тысяч гамм. Внутри Аппаинской зоны (особенно в северо-восточной ее части) также широко развиты покровы базальтов, залегающих среди отложений девона по бортам Ыгыаттинской впадины /Масайтис, 1965/.

К западу от Западного разлома по геофизическим данным предполагается наличие еще нескольких разломов закрытого типа, в частности Кюэлляхского (Келтекенского), Буордахского, Верхне-Иреляхского и Улуу-Тогинского (см. рис. 1). Разломы закрытого типа на широте расположения известных кимберлитовых трубок практически не дают осложнений в магнитном и гравитационном полях, за исключением Кюэлляхского разлома, где проявляются слабые магнитные аномалии. Аэромагнитная съемка фиксирует эти разломы на севере рассматриваемой площади в районе Улуу-Тогинской петли и на юге, где некоторые из них также заполнены дайковыми телами траппов. В промежутке осевые линии названных разломов, показанные на рис. 1, проложены методом интерполяции. Полости этих разломов или не заполнены трапповым материалом, или внедрившиеся по ним дайки имеют малую мощность и залегают к тому же на большой глубине. Аномальный эффект от них поэтому трудноуловим. Значительная часть территории, по которой трассируются разломы, перекрыта пластовыми интрузиями траппов пермотриасового магматического цикла. Последние создают магнитные и гравитационные помехи таких частот и амплитуд, на фоне которых выделить слабые аномалии от глубоко залегающих даек практически невозможно.

Само существование подобных разломов сомнений не вызывает, поскольку и на севере и на юге рассматриваемой территории они проявляются в физических полях. Но определить их точное местоположение на местности без буровых или геофизических работ трудно. О возможной кимберлитоконтролирующей их роли можно судить по тому факту, что одна из кимберлитовых трубок приурочена к разлому именно такого типа – Кюэлляхскому. Последний также крайне слабо выражается в физических полях и на значительном своем протяжении прокладывается методом интерполяции. Конечно, единичный факт не доказывает закономерности, но в то же время позволяет предположить, что субмеридиональные разломы закрытого типа на западе района были благоприятными для локализации кимберлитовых трубок взрыва.

О поведении субмеридиональных разломов к югу и северу от широты Мирнинского кимберлитового поля можно судить по совокупности сведений, полученных в процессе детальных геологических и аэромагнитных съемок. Западный, Кюэлляхский и другие разломы западной ветви Вилюйско-Мархинской тектонической зоны контролируются короткими даечными аномалиями в 30-40 км южнее куста известных кимберлитовых трубок. Далее они прослеживаются неуверенно, хотя признаки наличия разломов в виде отрывочных аномалий есть в этой зоне и южнее. Центральный (Параллельный) и Восточный разломы, а также Аппаинская тектоновулканическая зона уверенно прослеживаются в южном направлении до 100 км и более. Глубина залегания контролирующих разломы трапповых даек на юге района, в частности на водоразделе рек Харья-Юрех и Нюя, несколько уменьшается, но на дневную поверхность они нигде не выходят. Заметно нарушается их монолитность и меняется простирание. Например, Центральный разлом южнее р. Харья-Юрех, контролируемый прерывистыми дайками, образует дугообразный изгиб, как бы облекая с запада Таас-Юряхскую структуру (см. рис. 1).

К северу от границы кимберлитового поля дайки траппов вдоль всех разломов следятся до р.Вилюй и далее на северо-восток, лишь местами переходя из одной системы трещин в другую. В результате этого создается впечатление, что в осадочном чехле имеются широтные блоковые сдвиги. На самом деле сколь-либо заметных сдвигов нет, поскольку одновременного смещения осевых линий нескольких разломов в ту или другую сторону не зафиксировано. Глубина залегания верхних кромок даек к северу уменьшается. В бассейнах левых притоков р.Вилюй – Холомолоохо и Укугут – они местами уже выходят на дневную поверхность.

Морфология контролирующих разломы дайковых тел по простиранию заметных вариаций не испытывает. Характер и амплитуды аномалий над ними на севере и на юге района примерно такие же, как и на широте известных кимберлитовых трубок. В ряде мест по графикам ΔT можно определить направление и углы падения даечных тел. Если допустить однородную намагниченность пород, выдержанную мощность и большое распространение даек на глубину, то преобладающее падение их оценивается как восточное – с углами наклона 82–85° в сторону Вилюйской синеклизы. В то же время на большом протяжении разломов ветви графиков ΔT по широтным маршрутам симметричны, что свидетельствует о вертикальном падении даек. Кроме того, замеры магнитных свойств керна траппов из скважин, вскрывших дайки на значительную глубину, свидетельствуют о существенно более высокой намагниченности головной части даек. Подобная неоднородность в намагниченности может внести искажения в расчетные величины углов падения и глубины залегания интрузий.

Преимущественно восточное наклонение разломов Вилюйско-Мархинской тектонической зоны диагностируется и при сопоставлении результатов детальных магнитных и гравиметровых съемок. Оси положительных аномалий Δg часто смещены к востоку от осей магнитных, что свидетельствует о наклоне магнитных и гравитирующих тел в полостях разломов к востоку.

Крупных сбросовых смещений блоков осадочных пород по плоскостям трещин субмеридионального простирания, по-видимому, не происходило. По данным сейсмики известно о вертикальных ступенях горизонта КВ и кровли метегерской свиты по некоторым разломам до амплитуд 20–40 м. Но такие амплитуды сбросов соизмеримы с точностью сейсморазведочного метода. Скважинами структурного бурения вблизи разломов заметных вертикальных смещений стратиграфических границ не установлено.

Признаки горизонтальных сдвиговых деформаций вдоль субмеридиональных разломов также практически отсутствуют, если не считать оперяющих тектонических нарушений, к которым приурочены известные кимберлитовые трубки.

В местах пересечений субмеридиональных разломов с предполагаемыми глубинными расколами земной коры северо-восточной ориентировки каких-либо заметных искажений магнитного и гравитационного поля линейных аномалий не наблюдается. По всей вероятности, глубинные разломы северо-восточного простирания или не проявлялись в верхних слоях осадочного чехла, или формировались позднее, чем субмеридиональные разломы Вилюйско-Мархинской тектонической зоны.

Кимберлитоконтролирующая роль субмеридиональных разломов устанавливается на основании факта приуроченности трех кимберлитовых тел к зоне Параллельного разлома и четырех – к полосе Западного. При этом максимальное удаление проявлений кимберлитов с севера на юг вдоль Параллельного разлома 7 км, вдоль Западного – 8. Особенности взаимоотношений кимберлитовых трубок и субмеридиональных разломов рассматривались и ранее /Шукин и др., 1972, Бабаян и др., 1976; Молчанов и др., 1980/. В последние годы получены новые данные о физико-геологическом строении зон разломов и кимберлитовых трубок на глубинах 800–1000 м. Нами они будут рассматриваться наряду с ранее известными сведениями.

Кимберлитовые проявления располагаются не точно в створах субмеридиональных разломов, а на некотором удалении от последних. Главные полости разломов (во всяком случае, Западного) на момент внедрения кимбер-

литовых трубок были закупорены трапповыми дайками, внедрившимися в докимберлитовую фазу траппового магматизма. Это явилось основной причиной проникновения кимберлитовой магмы не по плоскостям самих разломов, а по каким-то сопутствующим им мелким тектоническим нарушениям.

Длинные оси кимберлитовых трубок имеют северо-западную ориентировку под углом 35-40° к простиранию субмеридиональных разломов. Это обстоятельство и расположение трубок в стороне от осевых линий разлома позволило В.Н. Щукину и др. /1972/ высказать предположение, что кимберлиты внедрялись по оперяющим трещинам отрыва (при правосторонних сдвигах). Это подтверждается всей суммой известных данных.

Трещины отрыва в физических полях прямо не проявляются. Но некоторые признаки их наличия имеются: а) затухание магнитных и гравитационных аномалий в местах сочленения их с главными разломами, что свидетельствует о выклинивании даек или резком уменьшении их мощности; б) смещение или изгибы осевых линий аномалий, отражающие соответственно поведение даечных тел траппов в зоне разлома; в) цепочки вытянутых или изометричных слабоинтенсивных магнитных аномалий (в редких случаях).

Перечисленные признаки возможного наличия трещин отрыва вдоль субмеридиональных разломов встречаются, к сожалению, не только на участках проявления известных кимберлитовых трубок, но и в явно безрудных местах, на площадях, надежно опоискованных геолого-геофизическими методами.

Представление В.Н. Шукина и др. о том, что кимберлитовые трубки могут быть удалены на 1,5-3,5 км в сторону от осевых линий контролирующих их субмеридиональных разломов, по-видимому, не совсем правильное. В то время не были точно диагностированы Кюэлляхский и Параллельный разломы, в створах которых на небольшом расстоянии от осевых линий расположены трубки (см. рис. 1), вероятнее всего, приуроченные именно к этим разломам, а не к Западному и не к Центральному, как считалось ранее.

Следует отметить, что кимберлитовые трубки приурочены только к одному из трех разломов, рельефно выделяющихся в геофизических полях к Западному. В зонах Центрального и Восточного разломов, очень контрастно выделяемых геофизическими методами, проявлений кимберлитов не обнаружено. Они есть в зонах Кюэлляхского и Параллельного разломов, которые очень нечетко отражаются в полях, так как в их полостях нет трапповых даек или последние имеют малую мощность. Возможно, что "пустые" (от трапповых интрузий) разломы в пределах Мирнинского кимберлитового поля более благоприятны для локализации кимберлитов, чем закупоренные мощными трапповыми дайками.

К оперяющим тектоническим нарушениям приурочены также почти все жильные проявления кимберлитов, сопутствующие каждой трубке. Жильные тела, как и длинные оси трубок, имеют преобладающий азимут простирания 330-335°, т.е. расположены под углом 35-40° к направлению контролирующих их разломов. Падение их практически вертикальное, мощность от 10 до 70 см. Жилами соединены спаренные трубки, а также отдельные блоки некоторых сложнопостроенных трубок.

В геофизических полях жильные тела не проявляются. По физическим свойствам они почти не отличаются от вмещающих карбонатных пород, поэтому диагностировать и проследить их в геофизических

полях невозможно, даже если они выходят на поверхность. Структурным бурением установлено, что жилы отходят не более чем на 200–300 м от контуров трубок, что является, как уже говорилось, следствием довольно короткой протяженности оперяющих трещин, к которым они приурочены.

Одна из характерных особенностей пространственного сочетания проявлений кимберлитов и Западного субмеридионального разлома – расположение кимберлитовых тел преимущественно к западу от осевой линии разлома. Чем вызвано это обстоятельство, непонятно. То, что трубки находятся не точно в створе осевой линии разлома, можно объяснить закупоркой полости самого разлома трапповой магмой. Но почему именно они расположены с западной стороны? Есть ли это следствие экранного эффекта трапповой дайки, блокировавшей поступление кимберлитового субстрата из очага, расположенного западнее этой дайки, в толщу пород восточнее дайки? Или трещины отрыва со стороны висячего бока разломов Вилюйско-Мархинской тектонической зоны были более благоприятными для инъекций кимберлитовой магмы? На эти вопросы ответа пока нет. Важно лишь то обстоятельство, что если дайка траппов Западного разлома служила экраном для проникающего кимберлита из очаговой зоны, то крупные дайки тем более должны были быть экранами для кимберлитов в зонах Центрального и Восточного разломов.

Кимберлитовые трубки, как правило, с глубиной несколько наклонены в сторону разломов, к которым они приурочены. Но корневые их части и на глубине, по-видимому, разобщены с дайковыми телами траппов, заполняющими главные полости разломов. Об этом свидетельствует набор ксенолитов траппов в кимберлитовых брекчиях. Большая часть из встречающихся ксенолитов представлена слабомагнитными и малоплотными разновидностями порфиритов, порфировых микродолеритов, афанитовых долеритов. Полнокристаллические сильно магнитные и высокоплотные разности нормальных долеритов, слагающие главные дайковые тела, в кимберлитах редки. По всей вероятности, кимберлитовые трубки прорывали только мелкие жильные и пластовые образования, представляющие собой апофизы центральных дайковых интрузий вдоль разломов. Обломки из этих тел и захватывались кимберлитовым субстратом. Интересен пока непонятный факт различной концентрации обломков траппов в кимберлитовых трубках. Например, в трубках, расположенных над зоной Параллельного разлома, очень большое количество ксенолитов траппов (до 3–4% объема породы), хотя трапповые тела залегают здесь на относительно большой глубине и имеют малую мощность. А в трубке, расположенной восточнее дайки Западного разлома, ксенолиты практически отсутствуют (точнее, очень редки). Конечно, в какой-то мере насыщенность ксенолитами может зависеть от глубины заложения трубочных тел, которая для крупных трубок должна быть большей. Но вряд ли эта зависимость может быть функциональной.

На участках пересечения протяженных разломов иных направлений, выраженных в верхних слоях осадочного чехла, с кимберлитоконтролирующими субмеридиональными разломами не обнаружено кимберлитовых трубок. Почти все известные трубки расположены, например, на удалении от картируемых геофизикой разломов субширотной ориентировки, в том числе от "Магнитного моста" (см. рис. 1). Относительно монолитные, менее раздробленные блоки осадочного чехла были, по-видимому, более благоприятными для формирования эксплозивных кимберлитовых тел.

Литература

Алмазные месторождения Якутии /Бобриевич А.П., Бондаренко М.Н., Гневушев М.А. и др. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 527 с.

Бабаян Г.Д., Молчанов Ю.Д., Саврасов Д.И. Отражение разломной тектоники Мало-Ботуобинского района в гравитационном поле. - В кн.: Применение геофизметодов при поисках кимберлитовых тел в Якутской провинции. Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1976, с. 87-97.

Масайтис В.Л. Среднепалеозойская трапповая формация на Сибирской платформе. - Докл. АН СССР, 1965, т. 162, № 3, с. 636-639.

Мокшанцев К.Б., Бабаян Г.Д., Брахфогель Ф.Ф. и др. Структурно-тектонические условия и геофизические критерии локализации кимберлитового магматизма восточной части Сибирской платформы. - В кн.: Применение геофизметодов при поисках кимберлитовых тел в Якутской провинции. Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1976, с. 16-38.

Молчанов Ю.Д., Саврасов Д.И. Структурно-тектонические закономерности размещения кимберлитовых тел в Мало-Ботуобинском районе по геофизическим данным. - В кн.: Научные методы прогнозирования, поисков и оценки месторождений алмазов. Симферополь, 1980, с. 183-184.

Молчанов Ю.Д., Борис Е.И., Саврасов Д.И. и др. Особенности кимберлитоконтролирующих разломов Мало-Ботуобинского района Западной Якутии. - В кн.: Научные методы прогнозирования, поисков и оценки месторождений алмазов. Симферополь, 1980, с. 74-75.

Структурный контроль проявлений кимберлитового магматизма на северо-востоке Сибирской платформы /Мокшанцев К.Б., Еловских В.В., Ковальский В.В. и др. М.: Наука, 1974. 98 с.

Шукин В.Н., Минорин В.Е., Харькив А.Д. и др. Тектонический контроль, стадийность формирования и алмазоносность кимберлитов Мало-Ботуобинского района. - В кн.: Рудообразование и его связь с магматизмом. М.: Наука, 1972, с. 171-177.

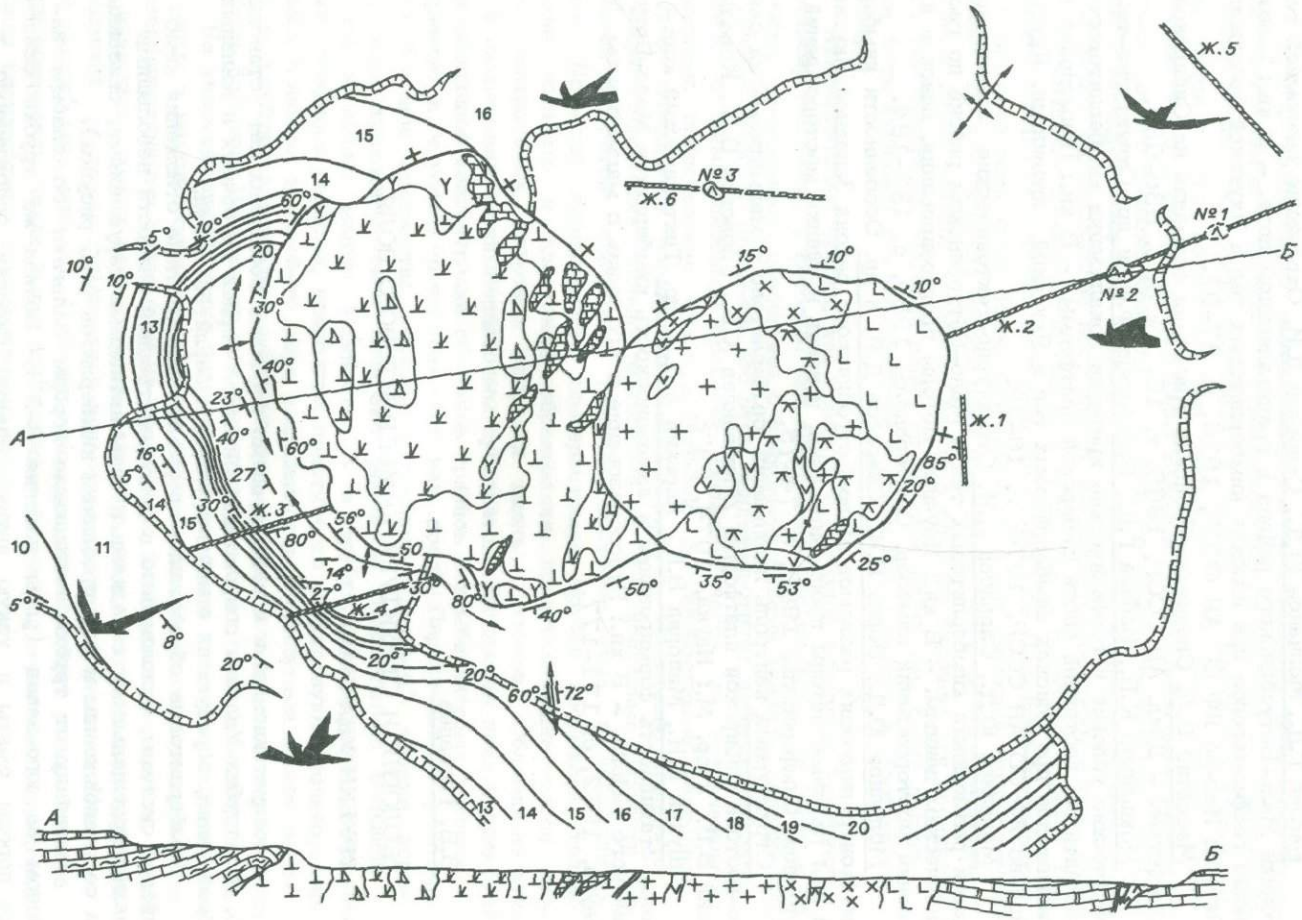
В.В. Готовцев

ГЕОЛОГИЯ И СТРУКТУРА КИМБЕРЛИТОВОГО ПОЛЯ ТРУБКИ УДАЧНАЯ

Эксплуатационными и разведочными работами последних лет установлено, что трубка Удачная сопровождается целой серией трубочных и жильных образований, образующих единую группу кимберлитовых тел.

Кимберлитовые образования прорывают карбонатные отложения кембрийской системы, осложненные в непосредственной близости небольшими брахиантиклинальными складками и дизъюнктивными нарушениями, связанными со становлением и формированием кимберлитов (см. рисунок).

К западу от трубки вмещающие породы залегают со слабым наклоном на юго-запад (углы падения 3-5°). Вблизи же трубки осадочные породы смяты в узкую антиклинальную складку, осложненную, в свою очередь, двумя брахиантиклиналями. Ширина крыльев складки - 80 - 120 м, амплитуда колеблется от 6 - 8 до 10 - 12 м. Строение складки асимметричное: углы падения пород на юго-западном кры-


Ж.5
№3
Ж.6
№1
№2
Ж.2
Ж.1
Ж.3
Ж.4
А
Б
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17

ле меняются от 5 до 30°, на северо-восточном крыле – от 30 до 80°. Осевая поверхность складки наклонена в сторону кимберлитового тела под углом 70-75°. Шарнир складки ундулирует, повторяя очертания западной границы трубки. В замке и на крыльях складки наблюдаются многочисленные разрывы сплошности слоев осадочных пород.

К югу от трубки Удачная-Западная наблюдается еще одна линейная асимметричная складка с размахом крыльев до 30 м и амплитудой 8-10 м. Азимут простирания оси складки 350°; поверхность ее наклонена на запад-юго-запад под углом 80°. Породы западного крыла интенсивно трещиноваты, падают под углом до 60°.

В западной части трубки слои осадочных пород на контакте с кимберлитовым телом падают в сторону трубки под углом от 30 до 60°, достигая на отдельных участках 80°.

В южном борту вмещающие породы залегают горизонтально и только в непосредственной близости от экзоконтакта трубки испытывают задир пластов от 5 до 50°. В северной и северо-восточной частях трубки Удачная-Западная отмечаются небольшие задиры (5-7°) пластов, а на отдельных участках кимберлитовое тело контактирует с горизонтально лежащими слоями пород.

Во вскрытой части северного борта трубки Удачная-Восточная наблюдается задир пластов вмещающих пород до 10-15° и брахиантиклинальная складка с размахом крыльев 20-25 м, с амплитудой 5-7 м. Осадочные породы восточной границы залегают горизонтально. В южном борту восточного тела углы задира пластов достигают 50-60°.

В пределах изученной части вмещающей рамы кимберлитовых тел отмечаются разрывные нарушения с небольшими амплитудами смещений и интенсивная трещиноватость вмещающих пород. Выделены четыре основные системы трещиноватости: субширотного, субмеридионального, северо-восточного и северо-западного простираний. Наиболее развиты и распространены трещины северо-восточного и субширотного простираний. При этом трещины субширотного простирания контролируют большинство кимберлитовых жил и тел, выявленных в районе трубки Удачная.

Кимберлитовые жилы. Жила № 1 вскрыта у восточного контакта трубки. Азимут простирания 355°, ∠85° Ю3. Материал жилы представлен землисто-серым сильно разрушенным спорадофировым кимберлитом. Ксеногенный материал (3-5%) состоит из мелких угловатых обломков вмещающих пород. Контакты с вмещающими породами четкие, в зальбандах по трещинам параллельно простиранию жилы наблюдается слабое ожелезнение.

Геолого-структурный план трубки Удачная.

1 – 9 – разновидности кимберлитов: 1 – 4 – Удачная-Западная (1 – спорадофировый кимберлит, 2 – овоидофировый кимберлит, 3 – автолитовая брекчия, 4 – тектомегалофировый кимберлит); 5 – 9 – Удачная-Восточная (5 – спорадофировый, 6 – овоидофировый, 7 – плейстофировый, 8 – кластопорфировый, 9 – дейтеропорфировый кимберлиты); 10 – ксенолиты вмещающих пород; 11 – слепые кимберлитовые тела; 12 – кимберлитовые жилы; 13 – оси складок; 14 – элементы залегания; 15 – слои осадочных пород; 16 – диаграммы трещиноватости; 17 – геологические границы (а – установленные, б – предполагаемые).

Жила № 2 расположена к востоку от трубки Удачная. Азимут простирания СВ – 80°, ∠85° ЮВ. Кимберлит ржаво-серого цвета овоидофировой структуры. Ксеногенный материал составляет 2-3%.

Вмещающие породы (известняки с прослоями мергелей) залегают горизонтально. Характер взаимоотношений с трубкой не установлен.

Жила № 3 вскрыта западнее трубки Удачная-Западная. Простирание 70°, ∠80° ЮВ. Структура кимберлита овоидофировая. Количество вкрапленников (псевдоморфоз) 20-30%. Характерен довольно крупный размер зерен пиропа (до 10 мм) и пикроильменита (10-15 мм). Ксеногенный материал составляет 5-10%. Наряду с вмещающими породами встречаются ксенолиты сильно измененных кристаллических сланцев. Характерна приуроченность ксеногенного материала к призальбандовым частям жилы, при этом часто длинные оси обломков пород ориентированы параллельно контактам жилы.

Мощность жилы не выдержана как по простиранию, так и по падению. Характер взаимоотношений с трубкой не установлен.

Жила № 4 находится южнее жилы № 3 и параллельна ей, ∠70-85° ЮВ. Вблизи контакта с трубкой жила расщепляется на множество прожилков. Жила срезается кимберлитовой трубкой Удачная-Западная. Структура кимберлита крупнопорфировая, текстура массивная, местами брекчиевая. Псевдоморфозы кальцита и серпентина по оливину овальной формы, размер их до 8-10 мм по длинной оси, количество 20-30%. Редкие угловато-овальные зерна ильменита имеют размер 10-20 мм. Пироп встречается в виде округлых зерен с келифитовой каемкой размером 5-10 мм. Обломочный материал представлен карбонатными породами и занимает 25-40% объема породы. Очень редко наблюдаются ксенолиты пород кристаллического фундамента.

Жила № 5 находится к востоку от трубки Удачная. Азимут простирания 300°, ∠85-90° ЮЗ.

Визуально материал, слагающий жилу, представляет светло-желтую глинистую массу с обломками известняков и доломитов.

Жила № 6 обнажается к северу от трубки Удачная-Восточная. Азимут падения 270°, ∠80°. Сложена пепельно-серым массивным мелкопорфировым кимберлитом. Характерны интенсивная карбонатизация и пиритизация кимберлита, а также повышенное содержание слюды (флогопита) по сравнению с остальными жилами и трубкой. Размер чешуек слюды от долей миллиметра до 8 мм. Чешуйки слюды ориентированы параллельно контактам жилы.

При прослеживании жил канавами, а также вскрышными работами в пределах разноса борта карьера вскрыты три слепых кимберлитовых тела. Так, к востоку от трубки Удачная отмечено тело № 1, форма его в плане представляет овал, вытянутый на северо-восток. Морфология по падению не выяснена. Кимберлитовое тело прорывает кимберлитовую жилу № 2. Жильный кимберлит, сохраняя свое первоначальное строение (мощность и падение), как бы "плавает" в нем и растащен в виде отдельных блоков.

Верхний контакт с вмещающими породами имеет горизонтально-ступенчатое строение. Перекрывающие кимберлитовое тело карбонатные породы залегают горизонтально, интенсивно трещиноваты. Преобладают трещины, субпараллельные простиранию жилы и выполненные гидроокислами железа. В 15-20 м к югу от тела и жилы № 2, параллельно ей, обнаружено два маломощных (3-5 мм) прожилка кимберлита. Тело сложено овоидофировым кимберлитом, содержание псевдоморфоз по оливину 20-25%. Количество ксено-

генного материала от 10 до 30%. Характерная особенность – гиатально-порфировый характер распределения вкрапленников оливина.

У восточного контакта трубки на глубине 15 м от дневной поверхности вскрыто второе слепое тело, приуроченное к жиле № 2. Форма тела в плане неправильная. Падение юго-западное. На глубине имеет сложные очертания. Кимберлит бурого, буровато-серого цвета, тектопорфировой структуры. Псевдоморфозы по оливину выполнены кальцитом и серпентином, размер их 2 – 3, местами 10 – 15 мм, форма овальная и округло-овальная.

Кимберлитовое слепое тело № 3 вскрыто к северу от трубки Удачная-Восточная. Форма тела в плане овальная, вытянута с запада на восток. Контакт с горизонтально залегающими карбонатными породами четкий. Кимберлит интенсивно карбонатизирован и ожелезнен.

Кимберлитовая трубка Удачная представляет сложное геологическое тело, состоящее из двух сопряженных трубок, имеющих до глубины 220-250 м общие контакты и юго-западное падение. Наклон оси трубки 40-50°. С глубины 220-250 м трубка распадается на два самостоятельных, уходящих вертикально, воронкообразных тела.

Трубка Удачная-Западная на современном уровне имеет эллипсовидную форму, длинная ось которой ориентирована в северо-западном направлении. Горизонтальные сечения тела на верхних горизонтах имеют прихотливые конфигурации с многочисленными заливами и бухтами. Такие же сложные очертания наблюдаются в вертикальных разрезах. Южные и западные контакты трубки падают в сторону вмещающих пород. Вблизи границ с восточным телом южные контакты крутые (80-85°) и погружаются в сторону вмещающих пород. Далее на юг и юго-запад углы падения контактов выполаживаются вплоть до горизонтальных. Ширина горизонтально-ступенчатых участков колеблется от 20 до 160 см. Мощность осадочных пород над телом (козырек) составляет 70-100 м. Северо-восточные и северные контакты до глубины 10-30 м крутые (65-80°) и падают в сторону кимберлитового тела, ниже они резко выполаживаются. Профили контактов здесь также извилистые, ступенчатые. На участках горизонтально-ступенчатого залегания кимберлитов на вмещающие породы подошва тела напоминает чашеобразное углубление. В непосредственной близости от контакта и на участках развития чашеобразных форм наблюдается обильное обогащение кимберлитов ксенолитовым материалом.

Трубка Удачная-Восточная на современном срезе имеет овальную форму, вытянутую в северо-восточном направлении. Поведение контактов в горизонтальном сечении на верхних горизонтах более плавное. Восточные и северные контакты круто (70-80°) падают в сторону кимберлитового тела. Только в северо-западной части вблизи границ с западным телом конфигурация границ тела с вмещающими породами имеет сложные ступенчатые и горизонтально-ступенчатые очертания. Южные контакты вертикальные или крутые (60-80°). Наклон их в сторону вмещающих пород. Наибольший интерес представляет зона контактов между обоими телами. При общем наклоне контактов в сторону западного тела профиль падения меняется от крутых (60-70°) до горизонтальных, образуя "козырек" из кимберлитов трубки Удачная-Западная над восточным телом. Непосредственный контакт между телами представлен сильно перемятым до состояния глины кимберлитом грязно-голубого цвета с щебенкой карбонатных пород мощностью от 3-5 см до 1-2 м. В зоне контакта развиты интенсивная карбонатизация и пиритиза-

ция. Необходимо отметить наличие вдоль границы раздела тел зоны развития "плавающих рифов" шириной 20-60 м, протяженностью 200-500 м. Падение зоны на юго-юго-запад под углами 10-30°.

Изучение взаимоотношений тел трубки Удачная определяет секущий характер границ и более позднее внедрение восточного тела.

Основные тела трубки Удачная сложены несколькими разновидностями кимберлитов, отличающихся структурно-текстурными признаками и пространственным геолого-структурным положением в теле трубок. В основу выделения структурных разновидностей положены размерность, количество и морфология породообразующего минерала кимберлитов - оливина /Боткунов, 1970; Шалаев, Владимиров, 1972; Классификация кимберлитов..., 1981/.

В трубке Удачной-Западной спорадофировый кимберлит распространен в северной оконечности и образует отдельные выходы в южной части. Это светло-серая порода с редкими реликтами псевдоморфоз карбоната и реже серпентина по оливину. Форма псевдоморфоз угловатая, размер их 1-5 мм. Также редки мелкие зерна граната, пикроильменита и чешуйки флогопита. Овоидофировый кимберлит слагает краевые части трубки, как бы окаймляя ее с запада, юга и востока, занимая около 40% площади. Размеры вкрапленников оливина (псевдоморфоз) 2-4 мм, форма их округло-овальная, чаще с реликтами огранки. Количество их 20-25%. Ксеногенный материал составляет 15-20%, достигая в отдельных участках 60-80% (в районе развития "плавающих рифов" - в северной и восточной частях трубки), что придает породе атакситовые текстуры. Основная масса представлена кальцитом (51%), серпентином (22%), доломитом (19,3%), флогопитом (3,4%).

Центральная часть трубки сложена автолитовой брекчией. Для данной разновидности характерны угловато-обломочная форма вкрапленников (кластопорфировая структура), значительные их количества (до 40-50%) и повышенные содержания автолитовых образований и флогопита (12% по рентгеноструктурному анализу).

Тектомегалофировый кимберлит встречается в виде небольших блоков в центральной части среди автолитовой брекчии. По характеру распределения вкрапленников структура может быть охарактеризована как гиатально-порфировая, по количеству псевдоморфоз - как плезиофировая. Количество обломочного материала 5-10%.

Взаимоотношения между выделенными разновидностями в большей части затушеваны вторичными метасоматическими процессами, из-за чего создается видимость постепенных переходов. Кроме того, по-видимому, большую роль играли контаминация и гибридизация. В отдельных участках наблюдаются четкие тектонические секущие контакты, а вблизи границ разновидностей пород - явления задира в виде псевдослоев кимберлитов.

Отличительная особенность кимберлитов трубки Удачной-Восточной (восточного тела) - наличие реликтов незамещенного оливина, заметное визуально повышенное содержание пикроильменита, пониженное количество ксеногенного материала, меньшая степень вторичных процессов по сравнению с западным телом. В связи с этим кимберлиты имеют более массивный облик с четко выраженными порфировыми структурами.

Спорадофировый кимберлит встречается в виде небольших блоков среди кластопорфирового кимберлита в западной половине трубки и слагает небольшой участок в южной части трубки. Это темно-серая до черной плотная порода с редкими вкрапленниками оливина (5-10%) среди мелкозернистой серпентин-карбонатной массы. Количество обломочного материала до 5%.

Овоидофировый кимберлит слагает восточную часть трубки и небольшие блоки в южной окраине. Структура крупноовоидопорфировая, гиатальная. Ко-

личество вкрапленников (псевдоморфоз) 30-35%, состав их серпентин-карбонатный, иногда магнетит-серпентин-карбонатный.

Плейстофировый кимберлит встречается в северной окраине трубки. Псевдоморфозы по оливину составляют 40-60%, форма их угловато-округлая, размер достигает 5 мм. Характерно отсутствие обломочного материала. Кластопорфировый кимберлит занимает почти всю западную половину трубки и является доминирующей разновидностью. Структура плезиопорфировая (количество оливина 30-40%), по преобладающей форме вкрапленников кластопорфировая. Текстура массивная. Количество обломочного материала 5-10%.

Дейтеропорфировый кимберлит прорывает центральную часть трубки в виде клина (с юга на север). Это светло-серая с голубоватым оттенком порода, состоящая из угловато-обломанных и округло-овальных вкрапленников оливина в равных количествах. Размер вкрапленников 1-5 мм, количество 20-25%. Обломочный материал составляет 10-15%. Границы раздела между разновидностями кимберлитов в восточном теле как четкие секущие, так и постепенные (завуалированные).

Представленный материал еще раз подтверждает многофазное внутреннее строение кимберлитовых трубок и их сложное внешнее оформление.

Наличие "козырьков" осадочных пород над трубками (а также "козырьков" кимберлитовых тел друг над другом), существование небольших "слепых" тел, система разноориентированных кимберлитовых жил, сопровождающих трубки, развитие складчатой и трещинной тектоники вблизи кимберлитовых трубок, контактные взаимоотношения их с вмещающими породами позволяют выдвинуть следующие предположения.

Кимберлитовые тела, сближенные по площади и синхронные по времени внедрения, могут располагаться в земной коре на различных гипсометрических уровнях.

Формирование кимберлитовых тел происходит не в результате одноактного взрывного процесса, а путем заполнения тектонических полостей магматической колонной. Объемы разрушенных частей кимберлитовых трубок, рассчитанные из величины денудационного среза, по району в целом не будут соответствовать истинным данным.

Приуроченность кустов и групп тел в Далдынском районе к преобладающей системе тектонической трещиноватости, так же как и факт субпараллельной ориентировки длинных осей трубок, свидетельствует о значительной роли тектонической деятельности в формировании кимберлитовых тел. Магматическая колонна формируется по уже подготовленному тектоническому каналу, имеющему определенную форму и обязанному своим происхождением определенному типу глубинной деформации земной коры. Таким условиям, по мнению автора, отвечает сдвиговая деформация, при которой образуются две системы трещин: с локальными растягивающими напряжениями связаны трещины отрыва, а со сжимающими - скола. В Далдыно-Алакитском кимберлитовом поле трещины отрыва ориентированы в северо-восточном и субширотном направлениях. К ним приурочены группы и кусты кимберлитовых тел. С трещинами скалывания северо-западного простирания связаны дайки долеритов и единичные жилы кимберлита.

Литература

Боткунов А.И. Некоторые закономерности распределения алмазов в трубке Мир. - Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1970, ч. 99, вып. 5, с. 601-603.

Классификация кимберлитов и внутреннее строение кимберлитовых трубок /Владимиров Б.М., Костровицкий С.И., Соловьева Л.В. и др. М.: Наука, 1981. 136 с.

Шалаев И.К., Владимиров Б.М. Структурно-текстурная классификация кимберлитов и особенности строения трубки Мир. – Труды ИРГИредмета, 1972, вып. 24, с. 22-31.

В.К. Маршинцев

ВЕРТИКАЛЬНАЯ ГЕОХИМИЧЕСКАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТЕЛ

Распределение петрогенных и редких элементов в кимберлитовых породах подчеркивает геохимическую специфику этого формационного типа пород, заключающуюся в уникальном сочетании сидерофильных и литофильных элементов, свойственных, с одной стороны, типичным ультраосновным породам, с другой – щелочным базальтоидам. Сравнение кимберлитовых пород с ультрабазитами и базальтоидами позволяет выделить две группы элементов, геохимическое поведение которых неодинаково /Лутц, 1974/. В первом случае это элементы, геохимическая история которых определяется концентрацией в исходном веществе верхней мантии. Другая группа – некогерентные элементы, количество которых в кимберлитовых породах в десятки и сотни раз превышает их среднее содержание в ультраосновных мантийных породах.

При перемещении расплава в вертикальном направлении в магматической колонне большой протяженности (десятки километров) возникает градиент давления, что обусловливает возможность интенсивного разделения элементов в гравитационном поле Земли. Легколетучие перемещаются в апикальные части кимберлитовой колонны. При достижении условий пересыщения и по мере понижения температуры и давления происходит "вскипание" расплава и его дегазация. Содержание CO_2 приводит к "кипению" магмы уже на значительных глубинах и ведет к концентрации H_2O в головной части колонны. Количество H_2O при этом зависит от протяженности магматического столба. При протяженности 10 км разница в концентрациях H_2O в верхних и нижних частях составляет 1-1,5 вес.%, при 50-100 км в нижних частях – 0,1, в верхних – 10-30 вес.% /Кадик, 1972/.

Содержание летучих сохраняется в магме вплоть до давления 1 кбар, при дальнейшем понижении резко изменяется соотношение $CO_2/(CO_2+H_2O)$ с увеличением доли H_2O /Шилобреева, Кадик, 1981/.

Диффузионное перемещение в кимберлитовом расплаве щелочных элементов (K, Na, Li, Rb) и кальция отражается в минеральном составе пород. Видны четкие следы неоднородной концентрации калия и натрия в колонне вследствие различия подвижности этих элементов в гравитационном поле. Диффузионная подвижность калия оказывается значительно выше подвижности натрия /Кадик, 1972/.

Кристаллизация минералов является важным и определяющим фактором эволюции кимберлитового расплава, отражающим закономерное изменение состава расплава, концентрации главных петрогенных и редких элементов.

Идет направленный процесс вхождения основной части одних элементов в состав минералов, других – в остаточный расплав главным образом литофильных элементов, формирующих на заключительных стадиях собственные минералы или повышающих содержание их в минералах, кристаллизующихся в поздние стадии.

Наиболее значительные изменения в кимберлитовом расплаве протекают при кристаллизации и изменении (серпентинизации) основного породообразующего минерала – оливина, слагающего существенную (40–50%) часть объема кимберлита. Парагенетические группы оливина (мега–, макро– и микрокристаллы) в кимберлитовых породах жерловой фации отражают различные этапы эволюции расплава. Железистость оливинов, кристаллизующихся в конце каждого этапа, повышена на 7–8% фаялитового компонента по сравнению с начальными выделениями этого минерала. При кристаллизации оливина связывается значительная часть окислов (SiO_2, MgO, FeO) и элементов–примесей сидерофильной группы. Это находит отражение в железистости кимберлитовых пород, которая наиболее контрастно изменяется при переходе от брекчий к интрузивным кимберлитам и альнеитам. Оливин последних имеет наиболее высокие содержания фаялитового компонента, сопоставимые с составом микрокристаллов оливина кимберлита брекчий, кристаллизующегося на заключительных этапах. Железистость кимберлитовых пород незначительно повышается от девон–карбоновой группы к юрско–меловой. Наиболее четко это прослеживается в кимберлитовых брекчиях с массивной текстурой цемента. Магнезиальность соответственно понижается и наиболее низка в интрузивных кимберлитах и альнеитах (табл. 1).

Изменение щелочности автолитовых кимберлитовых брекчий и кимберлитовых брекчий с массивной текстурой цемента характеризуется противоположными тенденциями в различных эпохах кимберлитопроявления. Понижение щелочности для автолитовых кимберлитовых брекчий, вероятно, является свидетельством уменьшения содержания летучих в апикальной части кимберлитовой колонны, формирующей трубки юрско–меловой группы. Интрузивные кимберлиты обладают несколько повышенной щелочностью, понижающейся к альнеитам. Оба типа пород аномально обогащены Ti, Mn, Sc. В них наблюдается повышенная концентрация Co, V, Zr, Nb, Sr, Ba, Se, Rb. Большинство этих элементов не образует самостоятельных минералов и не входит в состав основных породообразующих минералов или отмечается в ограниченных количествах на заключительных стадиях кристаллизации кимберлитовой магмы. Геохимическое поведение таких элементов, как Co, близко к Ni, кобальт также входит в состав оливина, содержание его составляет 110–120 г/т. Однако Co (в отличие от Ni) имеет тенденцию накапливаться в остаточном расплаве. Ванадий дает повышенные концентрации в позднокристаллизующихся рудных минералах, вследствие чего и он тоже имеет тенденцию накапливаться в породах поздних стадий кристаллизации.

Поведение Li и Rb в кимберлитовых породах свидетельствует, что идет разделение этих элементов в процессе подъема кимберлитового расплава. Наблюдается преимущественное накопление Li в породах апикальной части колонны – автолитовых кимберлитовых брекчиях. С глубиной возрастает содержание Rb. Отношение Li/Rb при этом изменяется от 1,5 до 0,4 в кимберлитовых брекчиях с массивной текстурой цемента. Несмотря на более высокое содержание Rb во флогопите (190 г/т), по сравнению с Li (10 г/т) следует допустить, что значительная часть Li концентрируется в межзерновом материале. Повышенная концентрация Rb отмечается в интрузивных кимберлитах и альнеитах. Отношение Li/Rb соответственно равно 0,62 и 0,18.

Таблица 1

Изменение петрохимических коэффициентов в кимберлитовых породах различных эпох, интрузивных кимберлитах и альнеитах (в молек. кол-вах)

Коэффициент	$Д_3$-$С_1$		$Т_{1-2}$		J_3/K_{1-2}		Интрузивные кимберлиты	Альнеиты
	1	2	1	2	1	2		
Железистости	10,37	10,04	14,87	15,07	11,16	15,12	18,20	16,75
Магнезиальности	89,63	89,95	85,13	84,93	88,83	84,87	81,80	83,25
Щелочности	2,81	1,31	2,65	2,89	0,98	4,41	3,11	2,11

Примечание. 1 – автолитовые кимберлитовые брекчии; 2 – кимберлитовые брекчии с массивной текстурой цемента.

Эволюция состава кимберлитового расплава должна отражаться в изменении химизма и других минералов, таких, как гранаты, хромшпинелиды, ильменит и флогопит. О возможной кристаллизации значительной части этих минералов из кимберлитового расплава писали И.П. Илупин и др. /1961/, В.А. Милашев и др. /1963/, Г.И. Смирнов /1970/, И.П. Илупин /1974/ и др. Однако наличие в кимберлитовых породах большого количества ксенолитов (несущих в своем составе некоторые из этих минералов) побудило многих исследователей допустить, что при переносе из глубины ксенолиты были корродированы и раздроблены и, следовательно, часть минералов (а по мнению некоторых полностью) в кимберлиты попадает из раздробленных ксенолитов. Мы рассматриваем подавляющую часть минералов кимберлитов как продукты кристаллизации кимберлитового расплава. Изменяющийся состав данных минералов, как нам представляется, отражает его эволюцию. Для граната этот состав изменяется от высокохромистых малокальциевых разностей, кристаллизующихся на ранних стадиях, к бесхромистым, более кальциевым, отличающимся повышенной железистостью и высоким содержанием титана на поздних.

Природные хромшпинелиды, представляющие собой сложные окислы типа $Mg^{2+}, Fe^{2+}, (Cr^{3+}, Al^{3+}, Fe^{3+})_2O_4$, являются изоморфными сериями твердых растворов магнезиальных и железистых членов. На ранних стадиях это составы с высоким содержанием Cr_2O_3 и Al_2O_3. На более поздних, в условиях повышения окислительного потенциала кислорода, возрастает роль Fe_2O_3 и TiO_2.

Ильмениты относятся к серии твердых растворов $MgTiO_3$-$FeTiO_3$ – Fe_2O_3 с существенными колебаниями гейкелитового и гематитового компонентов. Общий ход кристаллизации ильменита начинается с составов с высоким содержанием Fe_2O_3, понижением в дальнейшем содержания гематитовой молекулы, повышения MgO и TiO_2.

И обусловлено это, вероятно, инверсией флюидного режима кимберлитовой системы от повышения окислительного потенциала кислорода в начальный период кристаллизации минерала к восстановительным условиям при дальнейшем ходе кристаллизации. В позднекристаллизующемся ильмените основной массы появляется повышенное количество пирофанитового компонента ($MnTiO_3$) при минимальном содержании гематитового.

Наибольшее изменение состава уже частично раскристаллизованной кимберлитовой магмы связано с изменением оливина – серпентинизацией, протекающей в позднемагматическую стадию. Образование достаточного для серпентинизации оливина количества воды следует рассматривать как реакцию окисления водорода газовой составляющей, регулирующейся фугитивностью кислорода и температурой среды. Содержание водорода и метана закономерно увеличивается соответственно от полностью серпентинизированных разностей кимберлитовых пород (0,32 и 0,068 $см^3$/кг) к частично серпентинизированным (3,64 и 0,068 $см^3$/кг) и несерпентинизированным (4,84 и 2,58 $см^3$/кг). Серпентинизация вкрапленников оливина происходит в процессе подъема кимберлитовой колонны при определенной температуре (ниже 500°С) в первую очередь в ее апикальной части, где вследствие диффузии воды следует ожидать значительных концентраций ее и других летучих компонентов.

Согласно расчетам, для полной серпентинизации оливина кимберлитовых пород потребуется около 13% воды. Определенная часть ее необходима для образования серпентина основной массы за счет выщелачивания при серпентинизации вкрапленников оливина избыточных компонентов (MgO, FeO, SiO_2), составляющих вместе около 30%. Необходимое для полной серпентинизации оливина и последующей кристаллизации серпентина основной массы количество воды должно достигать 20%. Первоначальный состав основной массы сложен кальцитом. Содержание H_2O не превышает 2–3%, что, вероятно, близко к истинному его значению для этих пород /Маршинцев и др., 1976; Маршинцев, Барашков, 1979/.

Как следствие процесса серпентинизации оливина, уменьшающегося с глубиной, головная часть поднимающейся кимберлитовой колонны будет неоднородна по своему составу. Геохимическое различие, выражающееся в изменении содержаний петрогенных и редких элементов, хорошо коррелируется с изменением минерального состава. Выше было показано, что идет перераспределение CaO и CO_2 в вертикальном столбе колонны, в связи с этим апикальные части исключительно обогащены данными компонентами. Породы здесь могут приобретать черты карбонатитов с появлением в них повышенных содержаний апатита и редкометальных минералов – бадделеита /Зольников, Маршинцев, 1974/. С глубиной содержание CaO и CO_2 понижается и в неизмененных породах вновь возрастает. Количество K_2O, повышенное в апикальной части колонны, четко коррелируется с содержанием флогопита. С глубиной возрастает роль Na_2O с появлением натрийсодержащего карбоната – шортита.

Изменение содержаний Al_2O_3 в средней части колонны в частично серпентинизированных кимберлитовых породах связано с появлением мелилита в основной массе. Вариации содержаний FeO и Fe_2O_3 определяются степенью окисления железа и, следовательно, имеют непосредственную связь с интенсивностью серпентинизации кимберлитовых пород. Наиболее четко это прослеживается по увеличению содержания FeO на глубину. Резкое повышение Fe_2O_3 в частично серпентинизированных кимберлито-

Таблица 2

Среднее содержание элементов-примесей в кимберлитовых породах, г/т

Элемент	Кимберлитовые породы		Автолитовая кимберлитовая брекчия		Массивная кимберлитовая брекчия		Кимберлиты интрузивных тел		Альнеиты	
Co	69	(441)	73	(101)	67	(135)	80	(15)	89	(16)
Ni	948	(474)	866,5	(111)	1106	(148)	399	(15)	532	(16)
Cr	826	(474)	949	(117)	1219	(148)	752	(15)	968	(16)
V	118	(474)	85	(115)	127	(148)	174	(15)	148	(16)
Ti	8304	(129)	6686,5	(75)	7670	(22)	21047	(15)	23062,5	(16)
Mn	800	(129)	755	(78)	852	(29)	1593	(15)	1887,5	(16)
Sc	15	(493)	14	(166)	14,5	(157)	25	(20)	21	(22)
B	123	(450)	100	(108)	83	(136)	158	(13)	18,4	(15)
Be	1,5	(27)	1,4	(20)	1,9	(7)	2,1	(15)	2,1	(17)
Zr	116	(36)	96	(22)	148	(14)	241	(15)	321	(17)
Nb	118	(32)	101	(22)	156	(10)	236	(15)	189	(17)
Hf	2,7	(39)	2,36	(25)	3,35	(14)	-		-	-
Ta	6,9	(40)	6	(24)	8,2	(16)	-		-	-
Th	9,9	(43)	9,2	(29)	11,4	(14)	12	(3)	7	(2)
U	5,2	(41)	4,2	(25)	6,9	(16)	10	(3)	9	(2)
Sr	572	(80)	533	(42)	616	(38)	861	(12)	1021	(12)
Ba	600	(43)	599	(30)	594	(13)	2425	(12)	1504	(12)
Se	1,5	(23)	2,1	(15)	0,14	(8)	16	(5)	17	(5)
Li	46,7	(57)	64	(33)	23	(24)	31	(2)	9	(4)
Rb	52	(68)	42	(32)	61	(36)	50	(2)	50	(4)
Sn	7,2	(24)	6,5	(13)	8,2	(11)	-		-	-
Mo	1,9	(23)	1,5	(12)	2,3	(11)	-		-	-
Pt	0,39	(16)	0,4	(10)	0,4	(6)	0,129	(3)	0,151	(3)
Au	0,10	(22)	0,06	(11)	0,14	(11)	0,132	(3)	0,035	(3)
Zn	120	(15)	159	(10)	45	(5)	-		-	-
Pb	83	(22)	126	(13)	22	(9)				
Ga	6,1	(21)	5,4	(9)	6,6	(12)	-		-	-

Примечание. В скобках указано количество анализов.

вых породах (до 4,27%) связано с увеличением доли серпентина в составе основной массы. В этой же разновидности повышено содержание TiO_2, определяемое накоплением минералов – носителей этого окисла – ильменита, перовскита. Содержание MgO, SiO_2 постепенно увеличивается с глубиной /Маршинцев и др., 1981/.

Разности кимберлитовых пород, неодинаковые по степени серпентинизации, четко отличаются по содержанию редких элементов. Это разделение элементов в определенной мере соответствует этапности кристаллизации минералов от наиболее ранних к поздним и отражаются в геохимических особенностях пород (табл. 2).

Таким образом, вертикальная геохимическая неоднородность кимберлитовых трубок отражает общий ход эволюции состава кимберлитового расплава от ранних этапов кристаллизации, определяющих специфику состава минералов, до поздних стадий, встречающихся уже в существенно раскристалли-

зованной магме. Рассмотренные вариации элементов в вертикальном плане могут проявляться в составе пород трубок, отвечающих различным зонам глубинности.

Литература

Зольников Г.В., Маршинцев В.К. К проблеме карбонатизации кимберлитовых пород. – В кн.: Новые данные о магматизме Якутской АССР. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1974, с. 32–49.

Илупин И.П. Минеральный состав кимберлитов и генезис глубинных минералов кимберлитов. – Геол. и геофиз., 1974, № 8, с. 150–153.

Илупин И.П., Козлов И.Т., Панкратов А.А. К вопросу о генезисе минералов-спутников алмаза в кимберлитах Якутии. – Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1961, ч. 90, вып. 4, с. 488–492.

Кадик А.А. Отделение воды от магм в процессе их движения к поверхности Земли. – В кн.: Труды I междунар. геохим. конгресса. Т. 1. Магматические процессы. М., 1972, с. 102–115.

Лутц Б.Г. Некогерентные элементы в магмах глубинного генезиса и в мантийном субстрате. – Бюл. МОИП, 1974, № 2, с. 88–103.

Маршинцев В.К., Мигалкин К.Н., Николаев Н.С., Барашков Ю.П. Неизмененный кимберлит трубки "Удачная-Восточная". – Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 4, с. 961–964.

Маршинцев В.К., Барашков Ю.П. Некоторые вопросы серпентинизации кимберлитов. – Геол. и геофиз., 1979, № 11, с. 51–57.

Маршинцев В.К., Колосова Г.И., Попова О.М. Геологические особенности кимберлитовых пород. – В кн.: Парагенезисы минералов кимберлитовых пород. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1981, с. 82–95.

Милашев В.А., Крутоярский М.А., Рабкин М.И. и др. Кимберлитовые породы и пикритовые порфириты северо-восточной части Сибирской платформы. Труды НИИГА. Т. 126, 1963. 215 с.

Смирнов Г.И. Протомагматическая стадия минералообразования в кимберлитах. – Геол. и геофиз., 1970, № 12, с. 14–21.

Шилобреева С.Н., Кадик А.А. Режим воды и углекислоты при подъеме и дегазации базальтов океанического дна. – В кн.: VII Симпозиум по геохимии магматических пород. М., 1981, с. 75–76.

К.Н. Никишов, А.Ф. Сафронов

ЭТАПЫ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В КИМБЕРЛИТОВОМ ПРОЦЕССЕ

Анализ существующих данных по минералогии кимберлитов и ксенолитов ультраосновных пород и эклогитов позволяет выделить несколько парагенезисов, отвечающих соответствующим этапам и стадиям минералообразования /Ковальский и др., 1981/. Эти этапы и стадии резко различаются по своим параметрам. Конечным итогом этого процесса являются кимберлитовые породы, которые характеризуются резкой неравновесностью минеральных ассоциаций.

Этап глубинного минералообразования включает стадию формирования глубинных ультраосновных пород и эклогитов, ксенолиты которых находятся в кимберлитовой брекчии. Причиной выделения этого этапа является зависимость состава минералов из порфировых выделений в кимберлитовых породах от особенностей глубинных пород. Кроме того, имеются указания на более тесную, чем считалось ранее, связь кимберлитового магматизма и пород мантийного происхождения.

Предполагается, что кимберлитовые поля связаны с внедрившимся в земную кору диапиром глубинного вещества /Никишов, 1981/, причем позиция кимберлитов здесь подобна "позиции карбонатитов в концентрически зональных комплексах с дунитовым ядром" /Маракушев, 1981/. Вероятными геологическими аналогами диапиров глубинного вещества могут быть платформенные массивы ультраосновных – щелочных пород, или такие массивы, как Ронда и Бени Бушера. В породах последнего установлены параморфозы графита по алмазу /Слодкевич, 1980/, а в кимберлитовых породах трубки Удачная найдены ксенолиты алмазоносных пироксенитов /Пономаренко и др., 1980/, сходные с породами комплекса бени бушера.

В ходе формирования и подъема диапир глубинного вещества испытывает неоднократное подплавление, признаки которого в ксенолитах эклогитов из кимберлитовых пород описаны ранее /Пономаренко, 1977/. Кроме того, достаточно широко проявлены признаки метасоматоза, среди них амфиболизация /Харькив и др., 1982/* и келифитизация граната в ксенолитах ультраосновных пород, а также образование титан-клиногумита, впервые обнаруженного в кимберлитовых породах Якутии и описанного под названием титан-оливин /Воскресенская и др., 1965/. В ходе метасоматоза глубинные породы диапира могут серпентинизироваться частично или полностью. Изотопный анализ в различной степени серпентинизированных ксенолитов ультраосновных пород показывает, что серпентинизация их происходила задолго до формирования кимберлитовой трубки /Зайцев и др., 1981/. Существуют данные /Геншафт, 1977/, показывающие возможность серпентинизации ультраосновных пород на глубинах верхней мантии и низов коры.

Формирование кимберлитовых пород – закономерное звено эволюции диапира глубинного вещества в пределах земной коры. Предполагается, что образование кимберлитового расплава происходило под воздействием потока летучих компонентов /Перчук, Ваганов, 1981; Никишов, Сафронов, 1981/. Водородно-метановый состав глубинных флюидов /Флюидный режим..., 1980/ обусловливает проявление стадии восстановительного минералообразования на первом этапе формирования кимберлитовых пород в условиях коры. Среди минералов этой стадии алмаз, сульфиды, силикаты и рудно-окисные минералы из ассоциации с алмазом. В последнее время появляются данные о наличии в кимберлитовых породах еще группы минералов этого этапа – самородных металлов и интерметаллидов. В виде включений в алмазе установлено самородное железо /Буланова и др., 1979; Соболев и др., 1981/. Кроме того, широкий набор самородных металлов и интерметаллидов установлен в оливинах из трубки Удачная /Маршинцев и др., 1981/ и в кимберлитовых породах Якутии /Ковальский и др., 1981/.

Этап минералообразования в коровых условиях включает стадию крис-

---

* Данные об амфибол- и флогопитсодержащих глубинных включениях в кимберлитах и гипотеза их метасоматического происхождения на мантийных глубинах опубликованы Б. Хартом и др. /Harte e.a., 1975/.

таллизации порфировых выделений оливина, ильменита, флогопита, граната, циркона. Минералы из порфировых выделений в кимберлитовых породах в большинстве случаев имеют аналоги по составу среди одноименных минералов из ксенолитов ультраосновных пород. Это – основная причина трудности выявления в кимберлитовых породах минералов, относящихся к собственно кимберлитовым парагенезисам. При изучении минералогии кимберлитов многими исследователями изначально принимается, что вероятные минералы кимберлитовых парагенезисов должны отличаться по составу от минералов ультраосновных ксенолитов. Однако практически каждому гранату или оливину из порфировых выделений можно найти аналог среди гранатов или оливинов ксенолитов. Этот метод не решает вопроса о минералах кимберлитового парагенезиса. Как показано выше, формирование кимберлитовых пород является закономерным этапом эволюции массива ультраосновных или щелочно-ультраосновных пород, сформировавшегося при внедрении в земную кору диапира мантийного вещества. При рассмотрении минералогии кимберлитов в таком контексте нет необходимости искать какие-то существенные отличия в составе отдельных зерен одноименных минералов из кимберлитов и ксенолитов.

Результаты изучения гранатов из различных источников в кимберлитовых породах /Сафронов и др., 1981/ показали, что хотя среди гранатов из ксенолитов можно найти аналог любому зерну граната из порфировых выделений, в целом они отличаются от гранатов из ксенолитов. По распространенности гранатов с различным содержанием Cr_2O_3 и по содержанию гранатов неодинаковых парагенетических ассоциаций ксенолиты из отдельных трубок очень неоднородны, а гранаты из порфировых выделений в кимберлитах этих же трубок имеют довольно близкие составы. Конкретные различия между гранатами из порфировых выделений и из ксенолитов ультраосновных пород одной трубки могут заключаться в более высоком среднем содержании окиси титана в гранатах из порфировых выделений. Соотношение средних содержаний окиси хрома в гранатах из порфировых выделений и ксенолитов ультраосновных пород может быть различным. Статический анализ состава оливинов из кимберлитовых пород /Барашков, 1981/ также показал различия между оливинами порфировых выделений и оливинами ксенолитов ультраосновных пород.

Результаты изучения распространенности включений в оливинах из кимберлитовых пород трубки Удачная /Егоров, 1981/ показали, что минеральный состав парагенезисов стадии кристаллизации порфировых выделений был иным, чем это можно предположить по результатам изучения кимберлитовых брекчий. Среди включений в оливинах достаточно широко распространены пироксены, по частоте встречаемости в оливинах сопоставимые с гранатом. Однако порфировые выделения пироксена в кимберлитовых породах редки.

Минеральный состав парагенезисов порфировых выделений изменяется на следующем этапе формирования кимберлитовых пород – кристаллизации остаточных расплавов. Кимберлитовые брекчии образованы двумя неравновесными между собой составляющими – порфировыми выделениями и основной массой. Хотя некоторые конкретные группы минералов, выделяемых по морфологическим или химическим признакам, трудно с уверенностью отнести к той или иной составляющей, в целом они разделяются достаточно четко. Этапы минералообразования в коровых условиях и кристаллизации остаточных расплавов неодинаковы по фугитивности летучих компонентов и температуре, влияние изменения давления, вероятно, менее значительно, чем двух первых факторов. Эти особенности обусловливают широкое распространение

реакционных замещений минералов порфировых выделений на этапе кристаллизации остаточных расплавов. Реакции фиксируются в серпентинизации оливина, появлении перовскита и шпинелидов в каймах вокруг ильменита, флогопита и шпинелидов в каймах вокруг граната. На этом этапе практически полностью замещаются пироксены: энстатит – серпентином, а клинопироксен – карбонатом. *Этап кристаллизации остаточных расплавов в основном завершает* формирование кимберлитовых пород. Особенности этого этапа еще во многом неясны, но следует отметить, что в ходе его сохраняют подвижность и способность давать соединения такие элементы, как хром и титан, входящие в состав окисно-рудных минералов основной массы и флогопита.

Окончательное формирование облика кимберлитовых брекчий происходит на завершающих стадиях этапа минералообразования основной массы и на начальных стадиях этапа гидротермального минералообразования. На этих *стадиях формируются автолитовые кимберлитовые брекчии.* Их формирование связано с проработкой летучими компонентами консолидированной породы.

Этап гидротермального минералообразования завершает кимберлитовый процесс. Изучение гидротермальной минерализации, выполненное Н.В. Павловым, И.И. Чупрыниной /1960/, И.П. Илупиным и др. /Петрология..., 1964/, *показало, что могут быть выделены следующие стадии этапа:* серпентин-сульфидная, карбонатная, сульфатная и кварцевая. Временные соотношения между стадиями четко не установлены. Необходимо отметить, что целенаправленного изучения гидротермальной минерализации в кимберлитовых породах не проводилось.

Температурные условия кимберлитового процесса могут быть оценены в следующих величинах: температура и давление равновесия минералов в ксенолитах гранатовых лерцолитов из кимберлитовых пород определены в 960–1240°С и 29–48 кбар /Carswell,1974/. Г. *Майер и Х. Тсаи* /Meyer, Tsai, 1979/ оценили температуру и давление равновесия минералов, включенных в алмазы. Для минералов эклогитовой ассоциации ими приводятся величины 850–1250°С, для ультраосновной – 1000–1300°С и 45–65 кбар. Давление оценивалось ими по содержанию Al_2O_3 в энстатите. Таким образом, этап глубинного минералообразования, фиксируемый в кимберлитовом процессе в виде реликтов минералов, оценивается температурами выше 800–900°С.

А.В. Уханов и Т.А. Малышева /1973/, по данным мессбауэровских исследований энстатита из лерцолитового включения в кимберлитовой трубке Обнаженная, на основании данных об упорядоченности ортопироксена утверждают, что в лерцолитовом ядре температура не достигала и 600°С, тогда как на поверхности значительно превышала 1000, достигая 1200°С. То есть при зарождении кимберлитовых расплавов температура, возможно, достигала 1000°С, *судя по прогреву ультраосновных ксенолитов.*

К. Уотсон /Watson,1967 / обобщил данные о температуре интрузий щелочно-ультраосновных пород Северной Америки, в том числе и кимберлитовых. Так, для кимберлитовой дайки Файет Кантри по метаморфизму углей оценена температура в 600°С /Sosman, 1938/, для кимберлитовых даек и силлов (?) Иллинойса – менее 725°С /English, Grogan, 1948/. Температура интрузии кимберлитовой дайки штата Нью-Йорк около 880°С /Broughton, 1950/. Кимберлитовые дайки Пенсильвании показывают *температуру и момент внедрения максимум* 600°С /Clegg, 1955/.

П.Макфадден /McFadden, 1973/ оценил температуру кимберлитового вещества в момент формирования трубки Де Бирс по палеомагнитным данным в 620°С. Дж. Харрис и Э.Венс / Harris, Vance, 1972 / заключили на основании изучения алмазов (по явлениям графитизации вокруг твер-

дых включений в алмазах), что температуры не превышали 800–900°С, но они существенно менялись в объеме трубки. Д. Баррет и Г.Берг /Barret, Berg, 1975 / на основании Rb – Sr –изотопных отношений оценили температуру кимберлитового вещества при внедрении его на место залегания в 500°С. Таким образом, судя по приведенным оценкам, кимберлитовое вещество в момент внедрения имело температуру от 500 до 800–900°С.

Температура гидротермального процесса установлена по гомогенизации газово-жидких включений в кальците, целестине и магнетите из прожилков и жеод в кимберлитовых брекчиях. В.А. Милашев /1965/ приводит следующие температурные интервалы гомогенизации включений в кальците: 400°, 190–250° (260–330° для трубки Удачная-Восточная) и 110–140° (150–180° для трубки Удачная-Западная), в целестине – 260–350° (голубой) и 200–260° (розовый). На основании температур декрипитации включений в магнетите из магнетит-серпентинового прожилка в трубке Зарница он считает, что образование магнетита и сингенетичного с ним серпентина происходило в интервале 400–450°С.

Рассмотрены особенности минералообразования интрузивной и субэксплозивной фаз кимберлитового магматизма, при этом кимберлитовый процесс понимался как последовательная смена состояний развития кимберлитовой системы.

Задачей дальнейших исследований является детализация выделенных этапов и стадий для конкретных фаз магматизма, типов и разновидностей пород кимберлитовой формации и уточнение термодинамических параметров кимберлитового процесса.

Литература

Барашков Ю.П. Некоторые вопросы генезиса оливина кимберлитовых пород. – В кн.: Парагенезисы минералов кимберлитовых пород. Якутск, 1981, с. 36–55.

Буланова Г.П., Варшавский А.В., Лескова Н.В., Никишова Л.В. К вопросу о "центральных" включениях в природных алмазах. – Докл. АН СССР, 1979, т. 244, № 3, с. 704–706.

Воскресенская В.Б., Ковальский В.В., Никишов К.Н., Паринова З.Ф. О находке титаноливина в кимберлитах Якутии. – Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1965, № 5, с. 600–603.

Геншафт Ю.С. Экспериментальные исследования в области глубинной минералогии и петрологии. М.: Наука, 1977. 208 с.

Зайцев А.И., Никишов К.Н., Ненашев Н.И. и др. Изотопный состав рубидия и стронция ксенолитов ультраосновных пород кимберлитовой трубки Удачная. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 4, с. 28–36.

Егоров К.Н. О последовательности кристаллизации оливина из кимберлитов Якутии. – В кн.: Геология, алмазоносность и металлогения Сибирской платформы и ее обрамления. Иркутск, 1981, с. 50–51.

Ковальский В.В., Никишов К.Н., Варшавский А.В., Григорьев А.П. Проблема установления минералов кимберлитового парагенезиса и некоторые вопросы генезиса алмазов и минералов кимберлитовых пород. – В кн.: Парагенезисы минералов кимберлитовых пород. Якутск, 1981, с. 5–14.

Ковальский В.В., Олейников О.Б., Махотко В.Ф. Самородные металлы и интерметаллические соединения в кимберлитовых породах Якутии. – В кн.: Самородное минералообразование в магматическом процессе. Якутск, 1981, с. 105–111.

Маракушев А.А. Природа алмазоносных магматических пород кимберлитовых трубок. – Докл. АН СССР, 1981, т. 256, № 5, с. 1208–1211.

Маршинцев В.К., Барашков Ю.П., Лескова Н.В. Самородные элементы в оливинах кимберлитов. – В кн.: Самородное минералообразование в магматическом процессе. Якутск, 1981, с. 103–105.

Милашев В.А. *Петрохимия кимберлитов Якутии и факторы их алмазоносности.* Л.: Недра, 1965. 160 с.

Никишов К.Н. Петролого-минералогическая модель кимберлитового процесса. Автореф. докт. дис., 1981. 33с.

Никишов К.Н., Сафронов А.Ф. Некоторые вопросы генезиса хромитов и магнезиальных гранатов из включений в алмазах и кимберлитовых пород. – Докл. АН СССР, 1981, т. 256, № 5, с. 1215–1217.

Павлов Н.В., Чупрынина И.И. Сравнительное изучение эндогенной минерализации кимберлитов р.Далдын и железорудных трубок Ангаро-Илимского района. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 10, с. 41–53.

Перчук Л.Л., Ваганов В.И. Природа кимберлитов Якутии. – В кн.: *Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука,* 1981, с. 27–48.

Петрология и минералогия кимберлитовых пород Якутии /Бобриевич А.П., Илупин И.П., Козлов И.Т. и др. М.: Недра, 1964. 192 с.

Пономаренко А.И. Частичное плавление эклогитов (природные процессы). – Докл. АН СССР, 1977, т. 235, № 6, с. 1416–1418.

Пономаренко А.И., Специус З.В., Соболев Н.В. *Новый этап алмазоносных пород – гранатовые пироксениты.* – Докл. АН СССР, 1980, т. 251, № 2, с. 438–441.

Сафронов А.Ф., Зольников Г.В., Махотко В.Ф. Сравнение состава гранатов из порфировых выделений в кимберлитовых породах, концентрата обогащения и ксенолитов ультраосновных пород. Якутск, 1981, с. 15–28.

Слоджевич В.В. *Поликристаллические агрегаты графита октаэдрической* формы. – Докл. АН СССР, 1980, т. 253, № 3, с. 697–700.

Соболев Н.В., Ефимова Э.С., Поспелова Л.Н. Самородное железо в алмазах Якутии и его парагенезис. – Геол. и геофиз., 1981, № 12.

Уханов А.В., Малышева Т.В. Прогревание ультраосновных ксенолитов из кимберлитовой магмы. – Геохимия, 1973, № 10, с. 1467–1472.

Флюидный режим формирования мантийных пород. Новосибирск: Наука, 1980. 144 с.

Харькив А.Д., Никишов К.Н., Сафронов А.Ф., Саврасов Д.И. Амфиболизированные ксенолиты глубинных пород из кимберлитовой трубки Обнаженная и вопросы их генезиса. – Докл. АН СССР, 1982, т. 262, № 5, с. 1225–1230.

Barret D.R., Berg G.W. Complementary petrographic and strontium-isotope ratio studies of South African kimberlites. – In: Physics and Chemistry of the Earth, 1975, v. 9, p. 619–635.

Broughton S.C. Observations on the intrusion of rock salt by peridotite. – Trans. Amer. Geophys. Union, 1950, v. 1, p. 229–233.

Carswell D.A. Comparative equilibration temperatures and pressures of garnet lherzolites in Norvegian gneisses and in kimberlites. – Lithos, 1974, v. 7, N 2, p. 113–121.

Clegg K.E. Metamorphism of coal by peridotite dykes in southern Illinois. – Ill Geol. Surv. Rept. Investigations, 1955, v. 178, p. 1–18.

English R.M., Grogan R.M. Omaha pool and micaperidotite intrusives, Gallatin Country, Illinois. - III Geol. Surv. Rept. Investigations, 1948, v. 130, p. 189-212.

Harris J.W., Vance E.R. Included graphitisation around crystalline inclusions in diamond. - Contr. Miner. Petrol., 1972, v. 35, p. 227-234.

McFadden P.L. A palaeomagnetic study of the de Beers diamond mine. - Intern. Conf. Kimberlites, 1973, p. 221-223.

Meyer H.O.A., Tsai H. Inclusion in diamond and the mineral chemistry of the Upper mantle. - In: Physics and Chemistry of the Earth, 1979, v. 11, p. 631-634.

Harte B., Cox K.G., Gurney J.J. Petrography and geological history of mantle xenoliths from Matsoku Kimberlite pipe.- In: Phys. and Chem. of the Earth. Oxford, 1975, v. 9, p. 477-506.

Sosman R.B. Evidence on the intrusion-temperature of peridotite. - Amer. J.Sci., 5th ser., 1938, v. 35, p. 353-359.

Watson K.D. Kimberlites of Eastern North America. - In: Ultramafic and related rocks. New York - London, 1967, p. 312-323.

В.Т. Подвысоцкий, Б.М. Владимиров, И.Г. Егранова

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В КИМБЕРЛИТАХ

Процесс минералообразования в кимберлитах можно разделить на три крупных последовательных этапа: магматический - кристаллизация минералов вкрапленников и минералов основной массы из кимберлитового расплава, метасоматический - замещение первичных минералов вторичными метасоматическими и гидротермальный - отложение (и переотложение) минералов из гидротермальных растворов в трещинах, порах и пустотах.

Рассмотрим метасоматический этап, который чрезвычайно широко проявлен в кимберлитовых породах и по масштабам минералообразования не уступает магматическому. Интенсивное проявление метасоматических процессов, главными из которых являются серпентинизация и карбонатизация, приводит к тому, что существенно оливиновая порода - кимберлит - в основном превращена в типичный метасоматит, на 85-95% сложенный серпентиновыми и карбонатными минералами.

Количество и соотношение серпентина и карбоната в различных кимберлитовых телах значительно варьируют. Если, например, в породах трубки Мир в целом преобладает серпентин, то в породах трубки Айхал - карбонатные минералы. Резкое преобладание карбонатов характерно также для кимберлитовых жил, сопряженных с трубками. Распределение серпентина и карбоната в плане и на глубину в пределах многофазных трубок неравномерное и определяется, с одной стороны, расположением разновидностей кимберлита, с другой - глубиной эрозионного среза. В приконтактовых и приповерхностных участках кимберлитовых тел, как правило, преобладают карбонаты. В однофазных телах в распределении серпентина и карбоната не наблюдается значительных колебаний, однако степень изменения оливина, так же

как и в пределах отдельных разновидностей в многофазных трубках, с глубиной уменьшается.

Серпентин и карбонат участвуют в строении псевдоморфоз по первичным минералам (главным образом по вкрапленникам оливина, по оливину и пироксену ультраосновных включений), вместе с некоторыми другими минералами слагают основную массу породы и образуют гидротермальные прожилки, желваки и гнезда.

Для ультраосновных включений (апооливиновых серпентинитов) характерна петельчатая структура, псевдоморфозы серпентина не наследуют формы первичных минералов и образуют сплошные массы.

В этом отношении очень четко отличается характер замещения вкрапленников оливина. Здесь псевдоморфозы, как правило, повторяют форму первичных минералов. А.П. Бобриевич и др. /Алмазные месторождения..., 1959/ привели в этой связи результаты гониометрических измерений псевдоморфоз серпентина по оливину. Ими установлено, что элементы симметрии псевдоморфозных кристаллов, а также углы между нормалями к граням полностью соответствуют ромбо-дипирамидальному классу ромбической сингонии кристаллов оливина.

Серпентин, развивающийся по вкрапленникам оливина, в шлифах бесцветный, бледно-зеленый, золотисто- или зеленовато-желтый с просечками магнетита, нередко окрашен гидроокислами железа в бурые тона. По структуре серпентин пластинчатый или сплошной, с намечающейся волокнистостью и реже волокнистый, изотропный, слабодвупреломляющий и анизотропный. Нередко псевдоморфозы сложены несколькими структурными разновидностями серпентина. В строении псевдоморфоз участвует также кальцит, который присутствует в центральных частях зерен, в петлях серпентина или располагается вокруг реликтового оливина. Часто серпентину и кальциту в псевдоморфозах сопутствует магнетит или гидроокислы железа.

Серпентин, входящий в состав основной массы кимберлитов, обычно микрочешуйчатый, микросферолитовый и бесструктурный, иногда микроволокнистый, слабо двупреломляющий или изотропный, нередко представляет собой не полностью раскристаллизованное вещество. В протопорфировых кимберлитах, не подвергшихся наложенной карбонатизации, серпентин изотропный, включает небольшие количества тонкозернистого карбоната, отдельные кубики перовскита и очень мелкие лейсты слюды или кальцита. Все эти минералы распределены по объему равномерно. Исходя из общего структурного рисунка основной массы, можно заключить, что первичным ее веществом могло быть стекло.

Вторая модификация серпентина, развивающегося в основной массе, характеризуется тем, что он находится в тесной пространственной ассоциации с карбонатами, являясь, однако, более поздним по времени выделения. Это, как правило, анизотропная разновидность микрочешуйчатая или микроволокнистая, кристаллизовавшаяся в процессе наложенного метасоматоза. Данный серпентин в некоторых разновидностях кимберлитов замещает не только материал основной массы, но и серпентин, и кальцит ранее измененных вкрапленников. Развивается также серпентин (часто вместе с хлоритом) по мелким обломкам вмещающих пород. Из карбонатных минералов в основной массе обычно преобладает кальцит (d = 3,033-3,038), в подчиненном количестве присутствует доломит (d = 2,885-2,893), иногда сидерит (d = 2,793).

Наиболее поздними выделениями серпентина и карбонатов являются моно- и полиминеральные прожилки, желваки и гнезда. Серпентин нередко заполняет также мелкие поры и пустоты породы, как бы пропитывая ким-

берлит. В тех участках кимберлитовых тел, где низкотемпературная стадия серпентинизации проявилась особенно интенсивно, структура основной массы приближается к толеитовой.

Изучение серпентинов из кимберлитов методами рентгеноструктурного, термографического и электронно-микроскопического анализов показало, что они по ряду признаков отличаются от серпентинов из альпинотипных перидотитов /Подвысоцкий и др., 1981/. Кривые нагревания характеризуются более низкими температурами проявления главных термоэффектов, чем у хризотила или лизардита. Между температурами максимумов эндо- и экзопиков наблюдается значительный разрыв (до 150°С). В ассоциации с серпентином не обнаружен тонкодисперсный брусит.

Характер порошковых рентгенограмм свидетельствует о невысоком совершенстве структуры серпентинов различных генераций и о принадлежности их к ортохризотиловым офитам. Под электронным микроскопом дисперсные частицы серпентина имеют волокнистую или столбчатую форму с осевым просветом, в небольших количествах присутствуют изометричные таблички лизардита. Гидротермальный "серпофит" характеризуется наиболее мелкими (игольчатыми) волокнами, которые, судя по репликам, не имеют закономерной ориентировки и образуют офитовую структуру. Удельный вес серпентинов изменяется от 2,42 до 2,65.

Как можно судить по результатам химических анализов (табл. 1), серпентины, развивающиеся по ультраосновным включениям и по вкрапленникам оливинов, значительно обогащены глиноземом, титаном и железом, но обеднены, по сравнению с гидротермальными серпофитами, магнием и кремнеземом. Эти различия объясняются спецификой физико-химических условий кристаллизации серпентинов неодинаковых генераций. Повышенная железистость петельчатых серпентинов (см. табл. 3), развивающихся по силикатным минералам в условиях еще достаточно высокого температурного режима, значительно обусловлена, видимо, тем, что серпентинизация этой стадии осуществлялась при низкой фугитивности кислорода, в результате чего не все железо, высвобождавшееся из оливина, связывалось в магнетите.

Геохимические особенности серпентинов и карбонатов, как и химический состав, обусловлены их образованием. Как свидетельствуют данные количественных спектральных анализов (табл. 2) и результаты микроспектрального изучения (табл. 3), в кимберлитах присутствует несколько генераций серпентинов и карбонатов, которые довольно часто геохимически различаются.

Метасоматические серпентин и кальцит, замещающие оливин и пироксен в ультраосновных включениях и оливин вкрапленников, значительно обогащены микроэлементами, главным образом элементами группы железа. Причем среди серпентинов различных модификаций в псевдоморфозах самые высокие содержания Ni и Co отмечаются в петельчатом серпентине.

Вопрос о месте и времени начала массовой серпентинизации кимберлитов и взаимоотношении ее с карбонатизацией в настоящее время однозначно не решен. Наиболее распространено мнение о том, что серпентинизация начиналась после консолидации породы в трубочных или трещинных каналах под воздействием гидротермальных растворов /Бобриевич и др., 1959; Ковальский, 1963; Францессон, 1968; Владимиров и др., 1971/. Считается, что карбонатизация следовала за массовой серпентинизацией, проходила в относительно низкотемпературных условиях гидротермального процесса и выражалась в замещении серпентина основной массы и серпентина псевдоморфоз карбонатными минералами /Милашев, 1962/. Имеются также высказывания о глубинном характере процесса серпентинизации кимберлитов. Так,

Таблица 1

Химический состав серпентинов из кимберлитов

Окисел	1	2	3	4	5
	Желвак	Псевдоморфозы		Серпентинит	
SiO_2	39,35	35,90	33,95	35,86	34,61
TiO_2	0,02	0,14	0,13	0,20	0,12
Al_2O_3	0,00	0,53	0,53	2,27	1,20
Fe_2O_3	2,16	5,04	4,28	2,63	5,35
FeO	0,82	2,05	3,45	2,74	1,84
MnO	0,05	0,05	0,087	0,08	0,10
MgO	41,72	34,05	32,44	39,19	38,07
CaO	0,00	4,73	5,61	0,49	0,99
Na_2O	0,034	0,91	0,99	0,086	0,082
K_2O	0,03	0,28	0,39	0,09	0,04
P_2O_5	0,03	0,06	0,05	0,06	0,03
CO_2	0,56	Не опр.	Не опр.	0,56	0,56
SO_3	0,12	0,30	0,39	0,47	0,24
H_2O^+	13,77	Не опр.	Не опр.	13,85	13,24
П.п.п.	0,43	15,90	16,58	0,48	2,20
F	0,42	Не опр.	Не опр.	0,28	0,15
Σ	99,44	99,54	98,49	99,34	99,60
$-Fe_2=O$	0,17	-	-	0,11	0,06
Σ	99,27	-	-	99,79	98,54
H_2O^-	1,66	Не опр.	Не опр.	1,84	2,62

Примечание. 1, 4, 5 – аналитик Т.Н. Анисимова (ИГ ЯФ СО АН СССР); 2, 3 – аналитик С.Я. Болознева (ВСНИИГГиМС).

А.А. Лебедев и Г.И. Смирнов /1963/ считали, что наличие в связующей массе кимберлитов угловатых кристаллов оливина с сохранившимися реликтами серпентиновой каймы, а также совершенно неизмененных оливиновых обломков указывает на серпентинизацию вкрапленников оливина в дотрубочных условиях, где-то на глубине. Мнение о доконсолидационной серпентинизации кимберлитов наиболее последовательно развивается сотрудниками Института геологии ЯФ СО АН СССР, которые рассматривают серпентинизацию оливина как аллохимический процесс, происходивший на глубине в результате реакционного взаимодействия оливина с кимберлитовым расплавом /Маршинцев и др., 1980/. Образование серпентина связующей массы ким-

Таблица 2

Содержание микроэлементов ($n \cdot 10^{-3}$%) в различных генерациях серпентина и кальцита из кимберлитов

Минералы	Ni	Co	Cr	V	Sc	Nb	Zr	Sr	B
Серпентины									
Желвак (1)	0,82	0,00	0,00	2,0	0,00	1,9	Не опр.	21	19
Прожилок (1)	12	4,4	2,5	1,8	0,00	1,6	2,0	11	33
По известняку (2)	4,2	0,7	4,3	12,0	0,22	2,3	5,8	16	20
Серпентиниты (4)	290	16	125	7,6	0,31	3,7	1,9	15	29
Из частично серпентинизированного включения оливинита (2)	220	6,5	100	6,5	0,00	4,9	1,0	8	15
Из серпентин-кальцитовых псевдоморфоз по оливину (9)	153	6,7	32	6,1	0,55	1,8	5,3	6,9	22
Кальциты									
Прожилок (1)	0,62	0,00	3,0	1,6	0,00	0,6	10	24	Не опр.
Псевдоморфозы из жилы 2, трубки Удачная (3)	190	14	69	7,2	0,92	3,6	1,4	18	3,1
Псевдоморфный по оливин-хром-диопсидовому включению (жила 2, трубка Удачная) (1)	184	1,8	280	7,1	1,5	4,0	2,4	41	5,6
Вмещающий известняк (1)	2,6	0,71	4,0	6,7	0,5	1,1	2,8	95	10

Примечание. В скобках дано число анализов.

берлита осуществлялось из остаточного расплава, обогащенного избыточными компонентами, выщелоченными при серпентинизации оливина /Маршинцев, Барашков, 1979/.

Изучение характера распределения различно серпентинизированных разновидностей кимберлитов в объеме трубки Удачная, проведенное совместно с К.Н. Егоровым, подтверждает точку зрения о постмагматической природе серпентинизации кимберлитов. Наличие таких признаков, как зависимость степени преобразования кимберлита от текстурно-структурных особенностей, связь между сохранностью ультраосновных включений и степенью серпентинизации вмещающего кимберлита, отчетливый фронт серпентинизации, наблюдаемый в ряде случаев, и другие свидетельствуют о том, что изменению подвергалась консолидированная порода. Преобразование первичного состава кимберлитов выражалось в замещении вкрапленников, ультраосновных включений, ксенолитов, а также основной массы породы вторичными минералами,

Таблица 3

Отношения концентраций элементов к магнию и их приближенно количественные содержания (под чертой, в %) в различных генерациях серпентина из трубки Удачная (среднее по 2 точкам). Локальность 100 мкм

Модификация серпентина	Номер образца	Ni	Co	Fe	Ca
Гнездообразные выделения серпофита	УВ-99	0,00034 0,004	-	0,035 0,08	0,0044 0,03
Петельчатый серпентин по оливину	222-700	0,096 0,15	0,00018 0,002	0,19 2,5	0,031 0,25
Петельчатый серпентин в серпентин-кальцитовой псевдоморфозе	228-2	0,0059 0,032	0,00029 0,001	0,45 3,0	0,060 0,15
То же	228-125	0,0078 0,12	0,00011 0,002	0,17 3,0	0,028 0,025
Серпентиновая псевдоморфоза по оливину	228-100				
Петли		0,093 0,15	0,00072 0,003	0,19 2,8	0,038 0,15
Ядра		0,00055 0,004	-	0,15 1,5	0,020 0,1
Однородная псевдоморфоза, сложенная эмалевидным серпентином	Т-2	0,0021 0,009	-	0,07 0,4	0,0086 0,025
То же	206-650	0,0032 0,025	-	0,34 2,7	0,11 0,4
"	206-680	0,00066 0,003	-	0,10 0,3	0,11 0,5
Серпентин	УЗ-80				
Петли		0,022 0,10	0,0021 0,005	0,67 6,0	0,18 0,1
Ядра		0,0043 0,04	-	0,042 0,4	-

главным образом серпентином и карбонатами. Изменение вкрапленников оливина происходило в результате его кальцитизации и (или) серпентинизации. В некоторых разновидностях кимберлита изменение оливина начиналось с развития по нему бесцветного или голубоватого петельчатого серпентина, образование которого следует относить, по-видимому, к автометаморфической стадии, что подтверждается изучением изотопии стронция, проведенным различными авторами / Barrett, Berg, 1975; Брандт и др., 1982/.

Однако доля автометаморфического серпентина в кимберлитах незначительна. Шире представлены в них разновидности, в которых отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ значимо отличаются от первичного, группируясь около цифр 0,706 и 0,709. Это позволяет предположить, что при образовании серпентинов данной группы имели место явления смешения ювенильного и корового вещества, и, таким образом, данный тип серпентинизации кимберлитов должен рассматриваться как наложенно-метаморфический. Сюда относятся серпентины, развивающиеся по петельчатому серпентину и кальциту псевдоморфоз, а также по карбонату и другим минералам основной массы и ксенолитам вмещающих пород. Иногда подобный серпентин развивается по оливину в ядрах петель раннего серпентина. М.Ф. Шеппард и Д.Б. Даусон /Sheppard, Dawson, 1975/ по результатам изучения изотопов водорода и кислорода в кимберлитах Лесото и Южной Африки заключают, что массовая серпентинизация вызвана притоком метеорно-гидротермальных вод в кимберлит. Заметим, кстати, что серпентинизация кимберлитов осуществлялась при температурах порядка 50-200°С.

В отдельных разновидностях кимберлита, а также в жилах, сопряженных с трубками, изменение оливина происходило в результате развития по нему кальцита, который мог в дальнейшем замещаться поздним серпентином /Подвысоцкий, Костровицкий, 1980/.

Наблюдения показывают, что интенсивность проявления и соотношение петельчатой серпентинизации, кальцитизации и наложенной серпентинизации в различных кимберлитовых телах и отдельных фазах внедрения резко неравномерные. Некоторые стадии не проявлялись, в результате чего отмечается большое разнообразие кимберлитов, различающихся по степени и характеру изменения главного породообразующего минерала - оливина. Можно выделить характерные проявления метасоматических процессов и соответственно несколько контрастных типов кимберлита по степени изменения оливина.

1. Отсутствие серпентинизации и кальцитизации. Очень редкий и не характерный для кимберлитовых пород случай. Кимберлит с совершенно неизмененным оливином (трубка Удачная-Восточная, глубже 400 м).

2. Частичная серпентинизация с развитием петельчатого серпентина. Кимберлит с очень высоким содержанием свежего оливина (глубокие горизонты трубок Удачная-Восточная, Обнаженная, Оливиновая и др.).

3. Кальцитизация вкрапленников оливина. Наложенная серпентинизация не проявлена или очень слабая. В породе резко преобладает карбонат. Свежий оливин отсутствует (жилы, сопряженные с трубками).

4. Массовая серпентинизация и карбонатизация. Оливин изменен существенно или полностью (наиболее распространенные разновидности кимберлитов). Соотношение серпентина и карбоната в псевдоморфозах, как и в основной массе, сильно варьирует.

а. Петельчатая серпентинизация с последующей кальцитизацией и наложенной серпентинизацией. Кальцит и поздний серпентин развиваются по реликтам оливина в ядрах петель.

б. Кальцитизация оливина с последующей наложенной серпентинизацией. Кальцит в центральных частях псевдоморфоз.

Таким образом, именно метасоматические процессы привели к наблюдающемуся огромному разнообразию кимберлитовых пород. Метасоматические и гидротермальные процессы оказали сильное влияние на петрохимические, минералогические, геохимические, структурно-текстурные и другие особенности кимберлитовых пород, которые отличаются по этим признакам как в неодинаковых кимберлитовых телах, так и в пределах трубок и разновидностей.

Литература

Алмазные месторождения Якутии /Бобриевич А.П., Бондаренко М.Н., Гневушев М.А. и др. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 528 с.

Брандт С.Б., Владимиров Б.М., Мысловская М.Н. О систематике изотопов стронция в кимберлитах Якутии. – Сов. геология, 1982, № 1, с. 94–103.

Владимиров Б.М. Геология и петрография изверженных пород юго-западной части Гвинейско-Либерийского щита. М.: Наука, 1971. 242 с.

Ковальский В.В. Кимберлитовые породы Якутии. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 184 с.

Лебедев А.А., Смирнов Г.И. Серпентинизация кимберлитов. – В кн.: Геология алмазных месторождений. М.: Изд-во АН СССР, 1963, № 9, с. 103–105.

Маршинцев В.К., Зольников Т.В., Никишов К.Н. и др. Карбонаты кимберлитов Сибирской платформы. – В кн.: Эндогенные карбонаты Якутии. Новосибирск: Наука, 1980, с. 18–35.

Маршинцев В.К., Барашков Ю.П. Некоторые вопросы серпентинизации кимберлитов. – Геол. и геофиз., 1979, № 11, с. 51–57.

Милашев В.А. Вторичные изменения кимберлитов. – В кн.: Сборник статей по геологии и нефтегазоносности Арктики. Т. 121. Вып. 18. Л.: Гостоптехиздат, 1962, с. 165–185.

Подвысоцкий В.Т., Костровицкий С.И. Ранний этап карбонатизации кимберлитов. – Сов. геология, 1980, № 1, с. 92–96.

Подвысоцкий В.Т., Владимиров Б.М., Иванов С.И., Котельников В.П. О серпентинизации кимберлитов. – Докл. АН СССР, 1981, т. 256, № 4, с. 946–950.

Франссон Е.В. Петрология кимберлитов. М.: Недра, 1968. 199 с.

Barrett D.R., Berg G.W. Complementary petrographic and strontium-isotope ratio studies of African kimberlite. – In: Phys. and Chem. Earth, 1975, v. 9, p. 619–633.

Sheppard M.F., Dawson J.B. Hydrogen, carbon and oxygen isotope studies of megacryst and matrix minerals from Lesothan and S.African kimberlites. – In: Phys. and Chem. Earth, 1975, v. 9, p. 747–764.

Е.И. Воробьев, Ю.В. Малышонок

ПЕРВАЯ НАХОДКА МЕЗОЗОЙСКИХ КАРБОНАТИТОВ НА АЛДАНСКОМ ЩИТЕ

До последнего времени в районе Алданского щита были известны карбонатитовые массивы, генетически связанные с ультраосновными – щелочными комплексами относительно древнего возраста: арбарастахским (PR_3) и сетте-дабанским (D_3). С широко развитыми в данном регионе вулканогенно-интрузивными мезозойскими (J_3-K_1) щелочными и щелочно-земельными породами карбонатиты не устанавливались /Билибина и др., 1967/.

Впервые мезозойские карбонатиты обнаружены и изучены авторами в

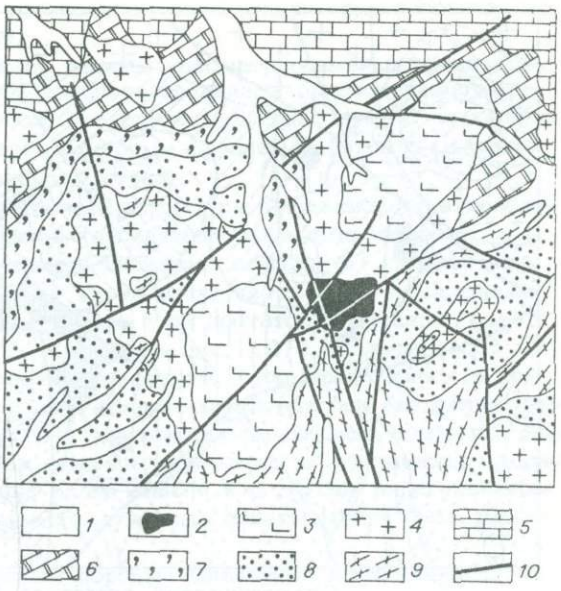


Рис. 1. Геологическая схема Мурунского массива. Составлена авторами.

1 – четвертичные отложения; 2 – 4 – мезозойский щелочной вулканогенно-интрузивный комплекс (2 – карбонатитовая структура, 3 – фельдшпатоидные сиениты, 4 – щелочно-полевошпатовые сиениты); 5 – 9 – осадочные породы (5 – нижний кембрий; известняки и доломиты юдомской свиты; 6 – 8 – верхний протерозой: 6 – известковистые доломиты, мергели торгинской свиты, 7 – верхнесеньская свита мраморизованных, кремнистых доломитов с прослоями кварцитовидных песчаников; 8 – кварцитопесчаники нижнесеньской свиты; 9 – архей; гранитогнейсы, граниты); 10 – разрывные нарушения.

районе Мурунского сиенитового массива (рис. 1), представляющего собой крайне западную ветвь Алданской щелочной мезозойской провинции. Это самый крупный массив данной провинции площадью около 180 км^2. Он залегает на северо-западной окраине Алданского щита, где интенсивно метаморфизованные толщи среднего и верхнего архея, представленные разнообразными гнейсами, погружаются под пологолежащие осадочные породы верхнепротерозойского (кварцевые песчаники, гравелиты, алевролиты, кремнистые доломиты, мергели) и нижнекембрийского (доломиты юдомской свиты) возраста. Активизация в мезозое двух систем региональных разломов: субмеридиональной – Кеме-Кебектинской – и субширотной – Атбастах-Торгойской – обусловила приуроченность Мурунского массива к зоне пересечения этих нарушений. Мезозойский возраст пород массива установлен по данным метода и колеблется в пределах 145-115 млн. лет /Билибина и др., 1967/. Его формирование происходило в несколько стадий, что привело к хорошо выраженной дифференциации щелочных пород. По Т.В. Билибиной /Билибина и др., 1967/, развитие массива представляется следующим образом: 1) внедрение щелочных и нефелиновых сиенитов (главная часть массива); 2) становление близповерхностных и излившихся аналогов щелочных и нефелиновых сиенитов (щелочных трахитов, фонолитов, тингуаитов, их кластолав и туфов), псевдолейцитовых разностей; 3) внедрение эгириновых гранитов, гроудитов и кварцевых сиенитов. На одной из заключительных стадий становления массива произошло внедрение карбонатитов.

Яркой петрологической особенностью пород Мурунского массива является их ультракалиевый характер. В геохимическом аспекте породы массива характеризуются повышенными содержаниями Sr, Ba, Ti и V.

Собственно Мурунский массив разделяется на два блока (или купола) – Маломурунский и Большемурунский – узкой грабенообразной структурой, сложенной измененными верхнепротерозойскими осадочными породами. Выяв-

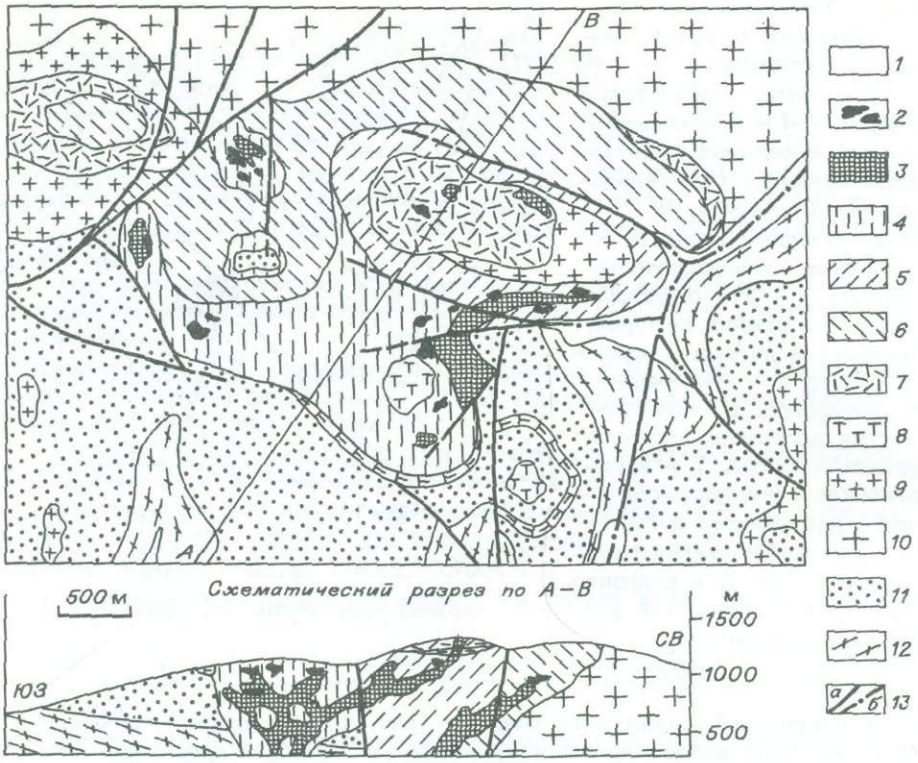


Рис. 2. Схематическая геологическая карта карбонатитовой структуры на Мурунском массиве. Составлена авторами.

1 – четвертичные отложения; мезозойский щелочной комплекс, карбонатитовый подкомплекс: 2 – чароитовые карбонатитоиды, 3 – бенстонитовые, кальцитовые, бенстонит–кальцитовые карбонатиты и фениты по алюмосиликатным породам, 4 – существенно калишпатовые, 5 – эгирин–калишпатовые, 6 – калишпат–эгириновые, 7 – рихтерит–кальцитовые фениты по карбонатным породам; сиенитовый подкомплекс: 8 – трахитовые порфиры, 9 – сиенит–порфиры, 10 – щелочно–полевошпатовые сиениты; 11 – осадочные породы верхнего протерозоя, кварцито–песчаники нижнесеньской свиты; 12 – архей, гранитогнейсы; 13 – разрывные нарушения (а) и рыхлые отложения (б).

ленные выходы карбонатитов приурочены к юго–юго–западному контакту Маломурунского блока с вмещающими породами архея и протерозоя и сконцентрированы в единой геологической структуре (карбонатитовая структура), представляющей изометричный участок площадью около 10 км^2 (рис. 2). Данная структура сложена преимущественно интенсивно измененными (фенитизированными) терригенно–карбонатными породами вмещающей рамы. Незначительно распространены тела щелочных сиенитов, сиенит–порфиров, трахитов и биотитовых меланократовых лампрофиров типа минетт. Тела собственно карбонатитов в виде маломощных жил и штокверков встречаются почти по всей площади структуры, и только на нескольких участках они образуют выходы площадью в тысячи квадратных метров. Главное карбонатитовое тело (карбонатитовый шток) на поверхность не выходит. Его наличие,

параметры и глубина залегания установлены пока только ориентировочно по результатам геофизических работ.

Таким образом, по имеющимся данным рассматриваемая карбонатитовая структура представляет собой слабоэродированный близповерхностный карбонатитовый массив. На дневную поверхность выходит только апикальная его часть, представленная надкарбонатитовым ореолом фенитов с мелкими апофизами собственно карбонатитового штока.

В целом в строении карбонатитовой структуры принимают участие следующие группы пород: 1) терригенно-карбонатные породы протерозоя; 2) мезозойские эффузивно-интрузивные щелочные породы; 3) карбонатиты, фениты и группа сложных по составу и генезису, часто именуемых термином "карбонатитоиды". Первые две группы уже достаточно детально рассмотрены /Билибина и др., 1967; Миронюк и др., 1971/. Среди пород третьей группы существенно превалируют фениты, сформировавшиеся в результате метасоматической проработки вмещающих пород при внедрении карбонатитов. Необходимо отметить, что фенитизация вмещающих пород под воздействием интрузий нефелиновых и щелочных сиенитов на Мурунском массиве и по его периферии несравненно более слабая и с другим парагенезисом новообразованных минералов. Надкарбонатитовые фениты могут быть разделены на два главных типа.

1. Фениты по алюмосиликатным породам (щелочные метасоматиты по кварцевым песчаникам, сиенитам, трахитам и т.д.). Они представляют собой пироксен-калишпатовые, калишпат-пироксеновые, существенно пироксеновые или калишпатовые метасоматические породы с реликтами исходных пород и иногда с признаками плавления (анатектические фениты). Главными минералами в них являются пироксен (эгирин-авгит) и калишпат, а в качестве акцессорных выступают титанит, апатит, кальцит и сульфиды. Данные фениты аналогичны подобным образованиям на многих других карбонатитовых массивах.

2. Фениты по существенно карбонатным породам (щелочные метасоматиты или скарны по мергелям и доломитам верхнего протерозоя). Характерная черта данных пород - широкое развитие в них кальцита и амфибола - калиевого рихтерита. Последний часто представлен маложелезистой тонковолокнистой разновидностью - калиевым рихтерит-асбестом.

Состав этих фенитов варьирует от флогопит-клиногумит-кальцитового, калишпат-амфибол-кальцитового до существенно амфиболового (рихтеритового). Из акцессорных минералов в них установлены гейкелит и галенит.

При крайней степени фенитизации данные породы приобретают существенно пироксен-калишпатовый состав, т.е. аналогичный составу фенитов по алюмосиликатным породам. В них хорошо сохраняется в виде полосчатости первичная слоистость исходных пород, много реликтов слабоизмененных доломитов.

Среди карбонатитов наблюдаются три их главные разновидности. Они не только отличаются по составу карбонатной фазы, но и образуют четко обособленные тела, несущие специфические структурно-текстурные признаки: 1) кальцитовые, 2) бенстонитовые, 3) бенстонит-кальцитовые карбонатиты.

Для всех типов карбонатитов характерна полнокристаллическая структура. Зачастую они крупно- или гигантозернистые, отдельные минеральные индивиды достигают 10 мм и более.

Кальцитовые карбонатиты внешне представляют собой существенно лейкократовые, реже мезократовые породы, обычно крупнозернистые до гигантозернистых, массивные или пятнисто-полосчатые. Они сложены кальцитом (более 50%), калишпатом и пироксеном. Иногда в качестве второстепенного

минерала присутствует кварц. Из акцессорных минералов в них установлены апатит, титанит, торианит, халькопирит и впервые обнаруженные в карбонатитах чароит и тинаксит. Чароит обычно выступает в качестве акцессорной примеси, но в отдельных случаях он может играть роль второстепенного минерала и даже образовывать существенно чароитовые скопления.

Кальцит данных карбонатитов отличается очень высокими содержаниями стронция (до 5,2%), бария (до 2,0%), заметной примесью редких земель (до 0,1% Σ TR) и незначительными количествами Fe, Mg и Mn. Характерная особенность этих кальцитов – наличие в них тонковолокнистых нитевидных выделений чароита (чароит-асбеста). Эти нитевидные включения несколько упорядоченно ориентированы в кристаллах кальцита, образуя густую сеть. Выделенные в чистом виде, они образуют чисто белую войлокоподобную массу. По рентгеноструктурным особенностям и химическому составу данный чароит практически не отличается от обычного сиреневого чароита. Пироксен в кальцитовых карбонатитах по составу соответствует эгирин-авгиту (70% эгиринового минала). Он образует игольчатые, сноповидные, а чаще радиально-лучистые агрегаты черного цвета размером до 10–15 мм и более.

Калишпат представлен высокоупорядоченным микроклином с очень небольшой примесью Na_2O(0,25%), CaO (0,07%) и Ba (0,06%).

Средний минеральный состав кальцитовых карбонатитов следующий: кальцит – 70, калишпат – 18, пироксен – 10, прочие – 2%. В валовом химическом составе данных карбонатитов отмечаются низкая магнезиальность и явное преобладание калия над натрием (K_2O/Na_2O = 1,5). Кроме высоких содержаний Sr и Ba, анализом установлены Ti, TR, Cu и V. Тантал и ниобий в них на уровне содержаний в безрудных кальцитовых карбонатитах.

Рассматриваемые пироксён-калишпат-кальцитовые карбонатиты (иностранные авторы их обычно называют пироксен-полевошпатовыми сёвитами или рингитами) представляют собой довольно обычный тип ранних и высокотемпературных карбонатитов (полевошпат-кальцитовый). Они встречаются на многих карбонатитовых массивах мира, а наиболее широко распространены в субвулканических комплексах Африки. Многие авторы считают их магматическими образованиями. Мы также придерживаемся этого мнения.

Бенстонитовые карбонатиты в СССР обнаружены впервые, а в мире это вторая находка. Ранее Е.И. Семенов /1977/ в Южной Индии в районе сиенитового массива Джогипатти установил и впервые выделил бенстонитовые карбонатиты, очень близкие по минеральному составу данным карбонатитам. Карбонатная фаза в них представлена сложным стронций-кальций-бариевым карбонатитом – бенстонитом. Эти карбонатиты полностью слагают один из самых крупных выходов, где образуют округлое в плане, предположительно штокообразное тело (небольшую апофизу главного карбонатитового штока). Его центральная часть выполнена преимущественно лейкократовыми бенстонитовыми (бенстонита около 70%), а периферическая – меланократовыми карбонатитами, бенстонитизированными и тонкополосчатыми пироксен-калишпатовыми фенитами. Бенстонитовые карбонатиты состоят из бенстонита (50% и более), калишпата и пироксена. В качестве акцессорных минералов в них обнаружены апатит, титанит, халькопирит, галенит, чароит и тинаксит. Последние два минерала в бенстонитовых карбонатитах более редки, чем в кальцитовых.

Бенстонит – очень редкий минерал (третья находка в мире). Впервые он был обнаружен Ф.Липманом / Lippman, 1962 / в 1961 г. в районе щелочного комплекса Магнет-Ков (Арканзас, США) в мелких жилах. Состав

рассматриваемого бенстонита следующий: 32% - BaO , 23 - CaO , 11 - SrO и 32 - CO_2. По всем параметрам он близок бенстонитам Магнетиков и массива Джогипатти, но отличается значительно более высоким содержанием стронция. По сути это новая высокостронциевая разновидность бенстонита. Внешне он схож с кальцитом, но отличается менее совершенной спайностью, значительно более высоким удельным весом, большей устойчивостью к выветриванию. Как минеральная фаза бенстонит очень неустойчив. В шлифах практически всегда наблюдается его распад. Микроаналитические исследования показали, что он распадается на кальцит, баритокальцит и стронцианит.

Пироксен бенстонитовых карбонатитов внешне очень схож с пироксеном из кальцитовых, но содержит значительно меньше эгиринового минала (59%).

Калишпат так же, как и в кальцитовых карбонатитах, представлен микроклином, но меньшей упорядоченности и со значительно большим содержанием бария (1,4% Ba).

Взаимоотношения бенстонитовых и кальцитовых карбонатитов не выяснены, так как они встречены в разных участках. Предполагается, что первые более ранние и высокотемпературные. На это указывает состав их калишпатов и пироксенов, которые в бенстонитовых карбонатитах более близки таковым в сиенитах.

Бенстонит-кальцитовые карбонатиты представлены единственным небольшим выходом в виде коренных обнажений и делювиально-элювиальных свалов. Они развиты вблизи кальцитовых карбонатитов. Это очень невыдержанные по минеральному составу и структурно-текстурным особенностям породы, неравномернозернистые, грубополосчатые или пятнистые. Состоят из кальцита, бенстонита, кварца, калишпата и пироксена. Из акцессорных в них много халькопирита, титана, галенита и тинаксита, количество которых иногда достигает 5-10%. Карбонатная фаза состоит из смеси кальцита и бенстонита и часто очень невыдержанна по составу. Данные карбонатиты обнаружены впервые и пока не имеют аналогов.

Кроме перечисленных трех главных типов карбонатитов здесь же распространена очень пестрая по составу (вероятно, и генезису) группа пород, отнесенных к карбонатитоидам, содержащим менее 50% карбоната и пространственно и генетически тесно связанным с карбонатитами. Среди них особое внимание привлекают чароитовые, сложенные чароитом (50-90%), калишпатом, пироксеном, кварцем, кальцитом и тинакситом, и кварц-кальцитовые биминеральные породы, в которых в качестве второстепенных минералов могут присутствовать пироксен, калишпат и тинаксит. Те и другие имеют переходные разности с кальцитовыми карбонатитами и аналогичные карбонатитам взаимоотношения с вмещающими породами. Для всех этих образований характерно присутствие кальцита с карбонатитовой геохимической спецификой. Результат изучения состава кальцитов из чароитовых пород позволил предположить наличие карбонатитов в данном районе /Воробьев, 1979/.

По всем ведущим признакам (пространственная и генетическая связь с щелочными породами, наличие фенитов, минералого-петрографические и геохимические особенности) рассматриваемые образования соответствуют карбонатитам. В то же время они имеют ряд специфических отличий от обычных карбонатитов, связанных с щелочными массивами натрового типа. Именно генетической принадлежностью к ультракалиевому щелочному массиву могут быть объяснены все особенности данных карбонатитов, включая минеральный и химический состав, своеобразие потенциального комплекса полезных ископаемых. В число последних входят проявления чароита (нового вида камнесамоцветного сырья) /Рогова и др., 1978/, бенстонита (комплексная

карбонатная стронций-бариевая руда), калиевого рихтерит-асбеста и калишпата (керамическое сырье).

Имеющиеся геологические данные свидетельствуют об интрузивном характере рассматриваемых карбонатитов. Отмечаемые признаки метасоматических изменений вмещающих пород на контакте с карбонатитами (эгиринизация и калишпатизация) указывают скорее на то, что метасоматические процессы лишь сопровождали внедрение и кристаллизацию карбонатитовых расплавов. Здесь следует отметить наличие эруптивных брекчий, цемент которых представлен бенстонитовыми, кальцитовыми карбонатитами, кальцит-кварцевыми и чароитовыми карбонатитоидами. Характер обломков силикатных пород в этих брекчиях (их четкие ограничения, угловатая или округлая форма, дезориентировка в пространстве, наличие одновременно обломков разных пород) свидетельствует об интрузивном их образовании.

В заключение необходимо подчеркнуть следующее.

1. Находка карбонатитов, генетически связанных с одним из многочисленных массивов алданского мезозойского щелочного комплекса, убедительно доказывает потенциальную карбонатитоносность других щелочных массивов данного региона. Она позволяет предполагать наличие на Алданском щите мезозойской карбонатитовой провинции.

2. Обнаруженные карбонатиты и связанные с ними проявления новых типов полезных ископаемых повышают перспективы Южной Якутии на многие виды горнорудного сырья.

3. Рассмотренный массив представляет научный интерес как проявление редчайших в СССР калиевых карбонатитов.

В память о выдающемся исследователе Сибири, крупном организаторе геологической науки и педагоге профессоре М.М. Одинцове авторы предлагают назвать данный карбонатитовый массив (или карбонатитовое месторождение) Одинцовским.

Литература

Билибина Т.В. Петрология щелочного вулканогенно-интрузивного комплекса Алданского щита. Л.: Недра, 1967. 264 с.

Воробьев Е.И. Геохимическая специфика кальцитов из карбонатитов как поисковый критерий. – В кн.: Геохимия эндогенных процессов. Иркутск, 1979, с. 93–100.

Миронюк Е.П. Геология западной части Алданского щита. М.: Недра, 1971. 240 с.

Рогова В.П., Рогов Ю.Г., Дриц В.А., Кузнецова Н.Н. Чароит – новый минерал и новый ювелирно-поделочный камень. – Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1978, вып. 1, с. 94–100.

Семенов Е.И. Типоморфизм минералов щелочных массивов. М.: Недра, 1977. 119 с.

Lippman F. Benstonit, $Ca_7Ba_6(CO_3)_{13}$, a new mineral from the barite deposit in Hot Spring Contry, Arkansas. – The Amer. Mineral, 1962, v. 47, N 5, 6, p. 585–598.

Л.В. Соловьева, Б.М. Владимиров, В.Г. Семенова,
В.И. Липская, Л.Л. Завьялова

РЕАКЦИОННЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

В большом количестве образцов, представляющих глубинные включения из кимберлитов Якутии, устанавливаются следы реакционных преобразований, не связанных с непосредственным воздействием на ксенолиты кимберлитового расплава или с более поздним преобразованием твердого кимберлита. Устанавливается целый ряд признаков, свидетельствующих о том, что эти реакции происходили в условиях верхней мантии. Можно выделить три типа реакционных преобразований первичных мантийных субстратов в верхнемантийных условиях: 1) реакции изохимических твердофазовых переходов, связанных с изменением PT-условий; 2) в различной степени проявленное метасоматическое преобразование первичных субстратов, происходящее за счет привноса вещества из более глубоких горизонтов мантии; 3) реакции, связанные с подъемом мантийных диапиров, пропитанных материалом, близким протокимберлитовому расплаву.

Реакции первого типа относятся к зоне шпинель-гранатового перехода и устанавливаются в парагенезисах, характеризующихся реакционными взаимоотношениями между шпинелью, ортопироксеном и клинопироксеном, с одной стороны, и гранатом - с другой. Эти реакции хорошо изучены экспериментально в системе $CaO - MgO - SiO_2 - Al_2O_3$ и в более простых системах /Мак-Грегор, 1968; Рингвуд и др., 1968/. И. Мак-Грегор /1968/ приводит следующие схемы реакций:

$$Fo + En_{Al} + Di_{Al} + Sp \longrightarrow Fo + Ga + Di_{Al} + Sp;$$

$$Fo + Di_{Al} + Sp \longrightarrow Fo + Ga_{SS} + Di_{SS} + Sp;$$

$$Fo + Ga_{SS} + Di_{SS} + Sp \longrightarrow Fo + Ga.$$

Реакционные взаимоотношения этого типа неоднократно отмечались и описывались в ультраосновных включениях из кимберлитовых трубок Якутии и других районов мира /Соболев, Соболев, 1964; Соболев, 1974; Владимиров и др.,1976; Доусон, 1983/.

В ультраосновных включениях из кимберлитов Якутии они проявлены в различных петрографических типах пород (лерцолиты, гарцбургиты, вебстериты, пироксениты, дуниты) и характеризуются смещением реакций вправо - в сторону развития гранатовых парагенезисов. Реликты шпинели в этих образцах окружены каймами реакционно замещающего ее граната. Отмечается также развитие граната по ортопироксену и иногда по клинопироксену. Если в ультраосновных парагенезисах включений происходит развитие шпинели и пироксенов по гранату (в келифитовых каймах), то здесь устанавливается более позднее проявление этого процесса по отношению к реакции шпинель-гранатового перехода. Так, развитие келифитовых каемок из пироксенов и шпинели отмечается на гранате, образующем реакционные оболочки вокруг более ранней шпинели (включения из трубки Удачная).

Наиболее своеобразно реакционный шпинель-гранатовый переход проявляется в крупно- и гигантозернистых вебстеритах и пироксенитах из трубок Обнаженная, Мир и в более редких находках таких образцов из трубки Удачная. В них крупные кристаллы пироксенов состоят из послойного чередования пластинок клино- и ортопироксена с широкими вариациями соотношений этих минералов в пластинчатых кристаллах из разных образцов. По гра-

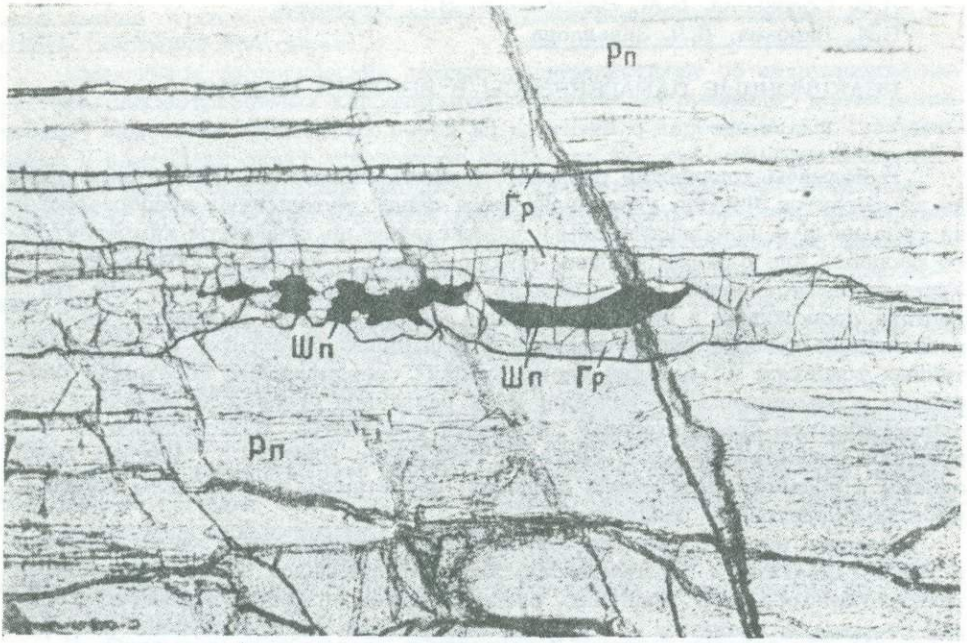


Рис. 1. Реликты от замещения пластинчатых с изъеденными контурами выделений шпинели (Шп) внутри ланцетовидных вростков граната (Гр) в крупных кристаллах ортопироксена (Рп). Гигантозернистый шпинель-гранатовый ортопироксенит с пластинчатым строением ортопироксена. Без анализатора, увел. 100.

ницам между пластинами и реже внутри них параллельно границам пластин развиты более тонкие ламелли шпинели, граната и иногда обоих этих минералов. В последнем случае ламелли шпинели интенсивно резорбируются гранатом, развивающимся в виде правильных ланцетовидных пластинок (рис. 1). В некоторых образцах ламелли шпинели и граната в пластинчатых крупных кристаллах отсутствуют вообще, и гранат в виде заливообразных реакционных внедрений развивается от более мелкозернистой матрицы, окружающей крупные пластинчатые кристаллы (рис. 2). Мелкозернистая матрица состоит из перекристаллизованных и разноориентированных зерен минералов, участвующих в строении крупных кристаллов, ± оливин. Отмечаются все стадии деструктирования и перекристаллизации пластинчатых крупных кристаллов пироксенов – от слабой деструкции и полигонизации пластинок пироксенов через полное замещение пластинок орто- и клинопироксена в крупных кристаллах разноориентированными зернами этих минералов и далее до постепенного замещения, вытеснения краевых частей крупных кристаллов среднезернистой матрицей. В шпинель-гранатовых парагенезисах реакционное замещение шпинели гранатом фиксируется как в ламеллях распада, так и вокруг неправильных зерен шпинели в матрице. Гранат развивается частично по ортопироксену и клинопироксену матричных зерен.

Исследование структур образцов, содержащих крупные пластинчатые кристаллы, позволяет выделить среди них две подгруппы. К первой из них относятся образцы, в которых при повсеместном слабом изогнутии крупных

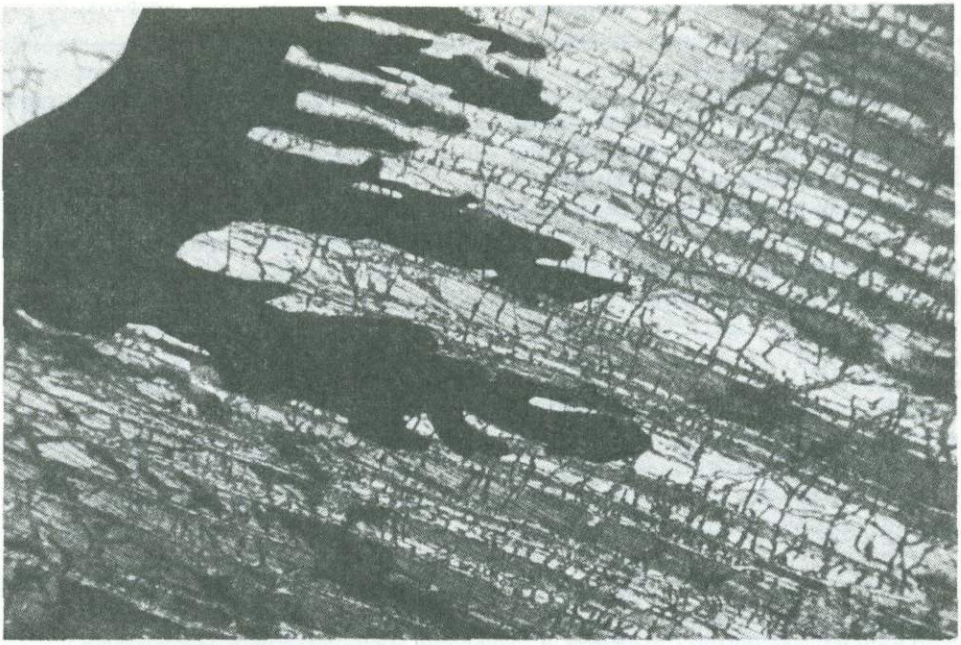


Рис. 2. Реакционное развитие граната (черное) от границ крупного пластинчатого кристалла с менее крупнозернистой матрицей. В крупном кристалле светлые полосы – ортопироксен, темные – клинопироксен. Никели X. Увел. 40.

пластинчатых кристаллов отсутствуют какие-либо признаки структурной ориентировки или сланцеватости минералов матрицы. Во второй группе образцов изогнутие и даже смещение блоков в крупных пластинчатых кристаллах сопровождаются заметной сланцеватостью зерен в матрице.

В.С. Соболев и Н.В. Соболев /1964/, описавшие подобные соотношения в образце из трубки Обнаженная, объяснили развитие граната по вростках ортопироксена и шпинели в клинопироксене реакцией эклогитизации с привносом SiO_2 при увеличении давления: $Sp + En + Di + SiO_2 \rightarrow Ga$, а закономерные сростки двух пироксенов – эффектом снижения температуры.

Для ряда исследованных нами крупно-гигантозернистых пироксенитов из трубок Обнаженная и Мир были проанализированы на рентгеновском микроанализаторе составы минералов из пластинчатых выделений в крупных кристаллах и в более мелких зернах матрицы. Они, как правило, показывают одинаковые составы в одном образце, что свидетельствует об уравновешивании минералов в PT-условиях, соответствующих перекристаллизации матрицы. Установлено также, что в ряде образцов наряду со шпинелью и гранатом в виде структур распада выделяются пластинчатые и игольчатые микровростки (10-200 мкм) ильменита и рутила, выпадавшие после образования пластинок распада двух пироксенов и после выделения ламеллей шпинели. Экспериментальные данные и термодинамические расчеты показали, что на выделение шпинели из пироксенового твердого раствора в поле устойчивости шпинели влияет в основном снижение температуры /Hersberg, 1978/, в то время как на выпадение граната влияют и снижение темпера-

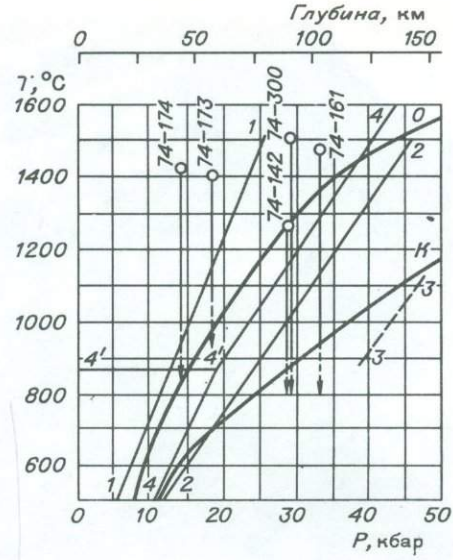


Рис. 3. Предполагаемая эволюция образцов со структурами распада пироксенов в поле PT.

Кружки с номерами – начальная стадия гомогенных "горячих" пироксенов; стрелки соответствуют снижению температуры и стадии распада гомогенных пироксенов на клино– и ортопироксен±шпинель±гранат. О – океаническая, К – континентальная геотермы. 1–1 – линия реакции $Fo + En_{Al} + Di_{Al} + Sp \rightarrow Fo + Ga + Di_{Al} + Sp$ по И.Мак-Грегору /1968/; 2–2 – $Fo + Di_{Al} + Sp \rightarrow Fo + Ga_{SS} + Di_{SS} + Sp$, там же; 3–3 – $Fo + Ca_{SS} + Di_{SS} + Sp \rightarrow Fo + Ca$, там же; 4–4 и 4'–4' – $Ol + Px\ (4{,}5\%\ R_2O_3) \rightarrow Ol + CaPx + En + Ga$ и $Ol + 2Px + Sp \rightarrow Ol + Px\ (4{,}5\%\ R_2O_3)$ по А. Рингвуду и др. /1968/.

Образцы 74–173, 74–174 – крупнозернистые пироксениты с крупными пластинчатыми кристаллами, состоящими из орто– и клинопироксена в равных соотношениях и 0,5% ламеллей шпинели; 74–142, 74–300 – пироксениты с крупными пластинчатыми кристаллами с разным соотношением орто– и клинопироксена, шпинель и гранат отсутствуют в ламеллях распада, гранат развивается по ортопироксену от границ с матрицей; 74–161 – гигантозернистый ортопироксенит; ортопироксен, содержащий в виде пластинок распада клинопироксен, шпинель и реакционно замещающий ее гранат (см. рис. 1).

туры и увеличение давления /MacGregor, 1974/. Предполагаемая эволюция парагенезисов в поле pT для пяти образцов (трубка Обнаженная) показана на рис. 3.

Наиболее высокая температура каждого образца получена по величине $Ca/(Ca+Mg)/\cdot 100\%$ (геотермометр В.Дависа и Ф.Бойда /Davis, Boyd, 1966/ в гомогенном пироксене, состав которого рассчитан по количественному соотношению и составу минералов, участвующих в строении крупных пластинчатых кристаллов. Нижние температуры рассчитаны по составу клинопироксена $(Ca/(Ca+Mg)/\cdot 100\%)$ в пластинках распада крупных кристаллов и в матричных зернах. Давление получено по содержанию Al_2O_3 в ортопироксене из пластинок распада и зерен матрицы по геобарометру Д. Мак-Грегора /MacGregor, 1974/. Стадия высоких температур в образцах соответствует, вероятно, кристаллизации из магматических расплавов, которая происходила на соответствующих PT-уровнях мантии и позднее была затушевана процессами перекристаллизации.

Следует обратить внимание на то обстоятельство, что процентное содержание образцов, имеющих шпинель–гранатовый тип парагенезисов, резко различен в выборках, представляющих мезозойскую мантию Оленекского поднятия и палеозойскую Мало–Ботуобинского и Далдыно–Алакитского полей. Если в ультраосновных включениях из трубки Обнаженной шпинель–гранатовые парагенезисы содержатся в количестве 35–45% от общего числа

образцов, то в трубках Мир и Удачная их содержится не более 3–10%. В наборе коровых ксенолитов из трубки Обнаженной почти полностью отсутствуют эклогитизированные типы гранулитов коры, широко развитые в коровых ксенолитах из южных районов, что может свидетельствовать о более разогретом состоянии мантии под Оленекским поднятием.

К реакционным взаимоотношениям второго типа можно отнести установленные в последнее десятилетие многочисленные примеры метасоматического преобразования мантийных субстратов до их попадания в виде ксенолитов в кимберлитовые расплавы.

К таким наложенным ассоциациям обычно относят парагенезисы с ильменитом, флогопитом, сульфидами (пирротин, пентландит, халькопирит, джерфишерит), цирконом, рутилом, апатитом /Владимиров и др., 1981; Лапин и др., 1980; Boettcher e. a., 1980; Harte, Gurney, 1975; Harte e.a., 1975/. Предполагается, что именно минералы этого наложенного парагенезиса создают участки аномальной мантии, обогащенной целым рядом несовместимых элементов, которые в случае парциального плавления обогащают затем кимберлитовые или щелочно-базальтовые расплавы. На примере ильменитсодержащих с флогопитом включений из кимберлитов Якутии было показано, что эти породы характеризуются неоднородными составом и структурой и более железистым составом минералов с увеличением в них содержаний Ti, Al, Ca /Владимиров и др., 1976; Лапин, Харькив, 1980; Соболев, 1974/.

Обнаружены и исследованы образцы, в которых совмещены ранний безильменитовый и поздний ильменитовый с флогопитом парагенезисы /Владимиров и др., 1981; Harte, Gurney, 1975; Harte e. a., 1975; Lawless e. a., 1979/.

В гранатовых перидотитах из кимберлитов трубки Матсоку (Лесото) ассоциация ильменит + флогопит + рутил + сульфиды развита в виде жилкообразных обособлений и рассеянной минерализации/ /Harte, Gurney, 1975/. В. Харт и И. Герни предполагают, что этот наложенный парагенезис развивался в PT-условиях, близких к условиям формирования главного ансамбля, а источником метасоматических минералов являлся водный флюид, обогащенный Ti, K, S, Ni, Cu, Nb, Zr. Р. Лавлесс и др. /Lawless e.a., 1979/ описали полимиктовые перидотиты из трубок Булфонтейн и Де Бирс (Южная Африка), в которых кластированные обломки гранатовых перидотитов с деформированными структурами, пироксенитов и эклогитов сцементированы материалом из ильменита, флогопита, сульфидов с акцессорным цирконом.

Совмещенные минеральные парагенезисы исследованы нами в ксенолитах гранатовых ортопироксенитов и гранатовых гарцбургитов из кимберлитов трубки Удачная. В ортопироксенитах крупные (2,5–12 см) кристаллы ортопироксена, проявляющие заметную линейную и плоскостную ориентировку, пересечены сетью тонких (0,1–1 мм) прожилков, развивающихся по двум очень косо расположенным друг к другу и к линейной ориентировке крупных кристаллов плоскостям и смещающих отдельные блоки одного кристалла (рис. 4). Выполнение прожилков сложное и многоэтапное. К ранним минералам относятся лиловый хромистый пироп (6–9% Cr_2O_3), хромдиопсид, встречающиеся также в виде пластинок распада в ортопироксене, и акцессорный оливин. По-видимому, можно предположить, что вначале ортопироксен имел гомогенный состав, а выпадение граната и клинопироксена в виде структур распада происходило позднее. Еще позднее, на этапе, соответствующем развитию хрупких деформаций иного плана, гранат и клинопироксен из структур распада выжимались и перекристаллизовывались по сети тонких прожилков.

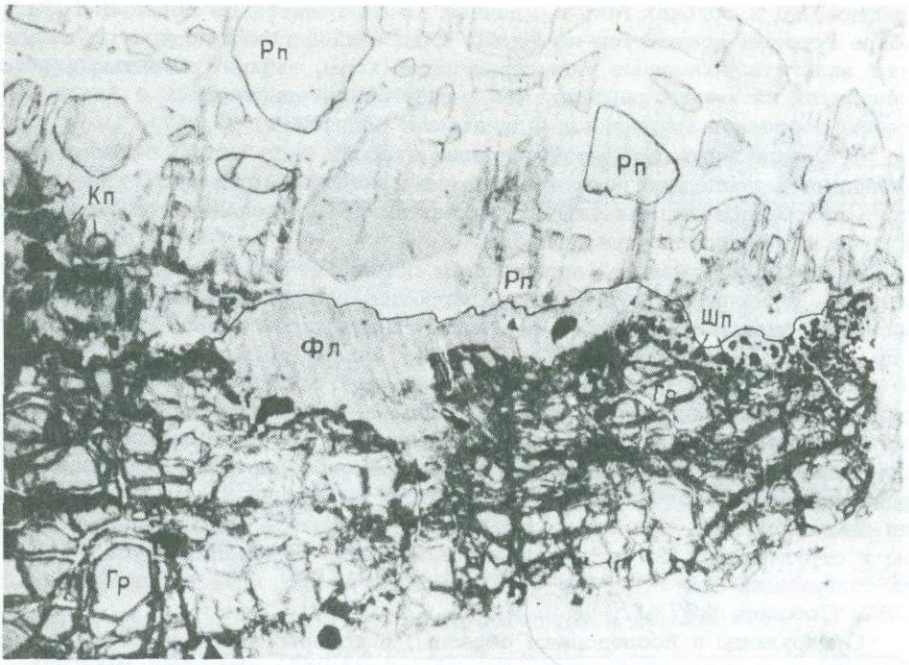


Рис. 4. Тонкий прожилок граната (Гр) с небольшим количеством Cr – диопсида (Кп) пересекает крупное зерно ортопироксена (Рп) из гранатового ортопироксенита. Светлые полосы, окаймляющие прожилок – флогопит (Фл) с полигональными точками черной шпинели (Шп). Без анализатора, увел. 70.

Пластинчатый флогопит образует в прожилках призальбандовые оторочки. Он наряду с акцессорным ильменитом относится уже к более позднему выполнению прожилков. Развитие флогопита приводит к частичной перекристаллизации зерен клинопироксена, часть которых в пластинках флогопита имеет вид растащенных цепочек. По-видимому, с этой стадией связано начало формирования келифитовых кайм на гранате, состоящих из бурого тонковолокнистого агрегата двух пироксенов и шпинели. Кристаллы хромдиопсида имеют, как правило, бесцветную внешнюю зону, замутненную, пористую и заполненную точечными выделениями рудного минерала (магнетит). Пластинки флогопита также обнаруживают зональность – внешние узкие (5–50 мкм) зоны в них окрашены в более густой палевый цвет. Это позволяет выделить самую позднюю стадию процесса выполнения прожилков, к которой относятся резорбционные каймы на хромдиопсиде, часть выделений шпинели и магнетита, узкие темные каймы на флогопите, а также реакционные каемки из тонкого игольчатого амфибола коричневатого оттенка (калиевый рихтерит) и мелких зерен замутненного клинопироксена на ортопироксене, особенно со стороны прожилков. Эта ассоциация, вероятно, соответствует так называемой "поздней вторичной" / late-secondary - Harte, Gurney, 1975; Boyd, Nixon, 1975; Dawson, Smith, 1977/ и более детально описана ниже. В прожилках встречены также изометричные, овальные выделения изотропной фазы, напоминающей стекло.

Детальные исследования состава ортопироксена от границ прожилков к центру кристалла не обнаружили какого-либо значимого изменения, что, по

всей вероятности, свидетельствует о равновесии между ортопироксеном, клинопироксеном и гранатом. Это равновесие оценивается по геотермометру В. Дэвиса и Ф. Бойда /Davis, Boyd, 1966 / и геобарометру Д. Мак-Грегора /MacGregor, 1974 /: $T \sim 1000^{\circ}$ (Ca/(Ca+Mg)/·100% в клинопироксене 46,2) и $P \sim$ 55–60 кбар (содержание Al_2O_3 в ортопироксене 0,33%). Можно предположить, что выполнение трещинок флогопитом и ильменитом происходило в этих же или близких PT-условиях. По низкому содержанию Cr_2O_3 и TiO_2 ($< 1\%$) флогопит соответствует так называемым "первичным метасоматическим" слюдам / Harte, Gurney, 1975; Dawson, Smith, 1977/.

Наложенная ассоциация минералов проявлена также в слюдяных типах гранатовых лерцолитов и гарцбургитов из трубки Удачная. По структурам, текстурам, модальному минеральному составу и составу минералов они полностью аналогичны зернистым гранатовым лерцолитам и гарцбургитам со сланцеватой текстурой и низкими содержаниями граната и клинопироксена (в сумме $\sim$ 3–7%). Сланцеватость пород проявляется в ориентировке зерен оливина (80–90% объема) и ортопироксена (10–20%) и в параллельной им ориентировке неправильных интерстиционных выполнений, занятых ксеноморфными удлиненными зернами граната (1–7%) и клинопироксена (0–3%). В пироксенах из этих пород отсутствуют пластинчатые структуры распада. По количественным соотношениям включения такого типа резко преобладают среди зернистых гранатовых парагенезисов ультраосновного состава (85–90%) и рассматриваются нами как типичные представители истощенной реститовой мантии, претерпевшей метаморфизм. Слюдяные типы этих пород в трубке Удачная довольно редки ($< 1\%$) и характеризуются варьирующими содержаниями флогопита – от 3 до 25%. Флогопит развивается в виде сравнительно крупных пластинок (0,2–2 мм) в интерстиционных промежутках, резорбируя кристаллы граната и клинопироксена.

Как и в описанных выше ортопироксенитах, клинопироксен внутри пластинок флогопита образует цепочки перекристаллизованных зерен с замутненными, очень узкими (50–100 мкм) каймами, содержащими точечный магнетит. Зерна шпинели, широко развитые во внешней части келифитовых кайм на гранате, изменяются по размеру и составу по направлению от внутренней части каймы. Не считая очень узких внешних зон на первичных минералах (50–200 мкм), как правило замутненных и содержащих микровростки других минералов, составы первых и пластинок флогопита гомогенны, что свидетельствует об уравновешивании минералов на этапе развития метасоматического флогопита. Это равновесие для ряда образцов, по геотермометру В. Дэвиса и Ф. Бойда /Boyd, 1966 / и геобарометру Д. Мак-Грегора / MacGregor, 1974 /, оценивается как достаточно глубинное: T = = 1000–1050°C; P = 50–55 кбар. По-видимому, развитие первичного метасоматического флогопита происходило в PT-условиях, соответствующих равновесию между минералами первичного лерцолитового ансамбля. Флогопит в слюдяных типах зернистых лерцолитов по содержанию Cr_2O_3 и TiO_2 ($< 1\%$) соответствует первичным слюдам по классификации Б. Харта и Дж. Герни / Harte, Gurney, 1975/ и Дж. Доусона и Дж. Смита /Dawson, Smith, 1977/.

В образцах присутствует также и более поздний наложенный парагенезис, проявляющий резкую неуравновешенность по отношению к первичным минералам. Этот парагенезис включает амфибол типа К-рихтерита и замутненный клинопироксен из реакционных кайм на ортопироксене, келифитовые

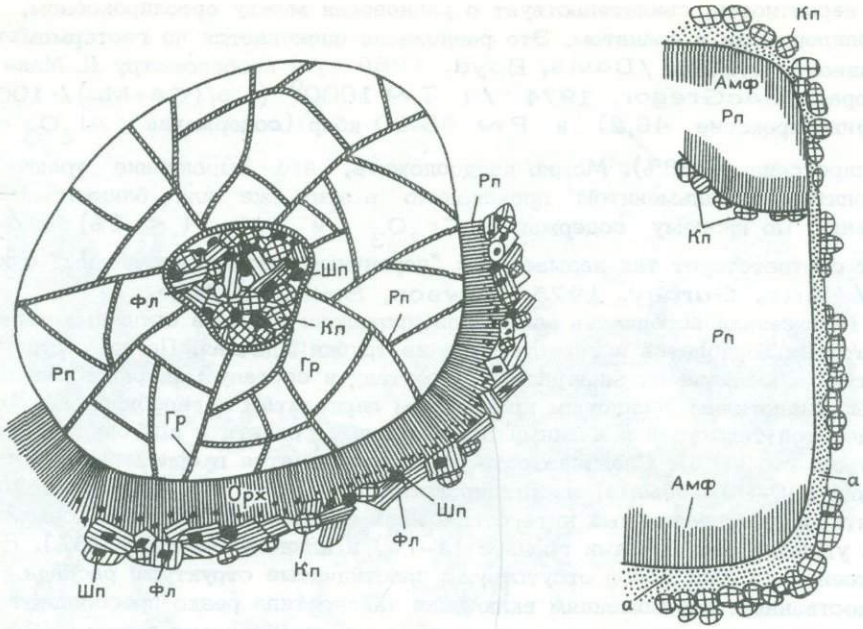


Рис. 5. Состав и строение реакционной каймы на гранате, а также внутренних трещин и выполнений. Показано зональное распределение шпинели по размеру и приуроченность зерен клинопироксена к внешней части каймы. М-б 1:50.

Усл. обозн. см. на рис. 1,4.

Рис. 6. Состав и строение реакционной каймы на ортопироксене (Рп): внутренняя часть каймы сложена тонковолокнистым амфиболом (Амф), развивающимся также по трещинам. Зона а состоит из тонкозернистого материала с точечным магнетитом, внешняя кайма – из мелких (10-200 мкм), замутненных зерен клинопироксена с точечным магнетитом. М-б 1:50.

каймы из двух пироксенов и шпинели на гранате, мутные каемки с точечным магнетитом на клинопироксене и узкие более темноокрашенные каймы на пластинках флогопита. "Поздний вторичный" парагенезис, проявившийся в виде реакционных кайм на минералах, исследован на глубинных парагенезисах из трубки Удачная: гранатовых лерцолитах с зернистой, кластированной и мозаичной структурой, зернистых шпинель-гранатовых и шпинелевых лерцолитах и гарцбургитах (около 150 образцов). Установлено, что наложенный парагенезис "поздних вторичных" минералов, проявленный в виде индивидуальных реакционных каемок на ортопироксенах, не обнаруживает какой-либо зависимости от первичного модального состава и типа структуры. Более того, он не связан со степенью изменения породы еще более поздними процессами – серпентинизацией и карбонатизацией, как это считалось ранее / Boyd, Nixon, 1975; Carswell, 1975 /. Одинаково неравномерно реакционные каймы "позднего вторичного" ансамбля развиты вокруг минералов как в абсолютно свежих включениях из карбонатных типов кимберлитов со свежим оливином из глубоких горизонтов трубки, так и в разной степени серпентинизированных и карбонатизированных образцах с

более высоких горизонтов. Кроме того, реакционные короны "позднего вторичного" ансамбля не обнаруживают какой-либо зональности в распределении от контактов с кимберлитом. Отмечаются случаи срезания реакционных каемок на ортопироксене и гранате линией контакта с кимберлитом.

Реакционные оторочки вокруг граната имеют следующий состав от граната во внешнюю часть каймы: радиально-лучистый ортопироксен и, возможно, клинопироксен, шпинель, включенная в прерывистую кайму из пластинок палевого флогопита (рис. 5), отдельные кучные скопления клинопироксена - если гранат граничит с зерном первичного ортопироксена. Зерна граната разбиты многочисленными равномерно распределенными и соединяющимися трещинами, выполненными белесым или буроватым тонковолокнистым агрегатом (по-видимому, ортопироксеном). Иногда в гранате встречаются изометричные включения, состоящие из мелких кристаллов бурой шпинели, замутненного губчатого клинопироксена и палевого флогопита. Пристеночные участки выполнений сложены тонковолокнистым радиально-лучистым ортопироксеном. Реакционные каймы вокруг зерен ортопироксена также имеют трехслойный вид: внутренняя зона (30-150 мкм) состоит из тонкоигольчатого буроватого по Ng амфибола, ориентированного по удлинению и спайности в ортопироксене (рис. 6). Следующая от ортопироксена кайма (50-200 мкм) сложена тонкозернистым агрегатом слабодвупреломляющих зерен с многочисленными точечными выделениями рудного минерала. Внешняя прерывистая кайма состоит из мелких (50-300 мкм) кристаллов клинопироксена - сильно замутненных, пористых, с обильными точечными включениями рудного минерала (магнетита). Зерна клинопироксена не имеют реакционных кайм, но, как правило, их краевые зоны замутнены и превращены в мелкозернистый частично деструктированный агрегат (50-300 мкм).

В одном образце кластированного гранатового перидотита был детально исследован состав минералов главного и наложенного парагенезисов на рентгеновском микроанализаторе. Установлено, что оливин как в крупных, частично давленых порфирокластах (0,2-2 см), так и в мелких необластах матрицы (0,05-1 мм) имеет одинаковый состав. Содержание фаялитового минала в нем варьирует от 8,2 до 8,5%; NiO - от 0,32 до 0,36%.

Гранат также не обнаруживает зонального изменения состава, достаточно гомогенен и содержит в среднем 20,96% MgO; 5,27 CaO; 0,30 TiO_2; 3,90 Cr_2O_3; 7,06% FeO. Ортопироксен из крупных давленых зерен в целом гомогенен, за исключением очень незначительного увеличения в узкой (50-150 мкм) краевой зоне TiO_2, Al_2O_3, CaO, FeO. Клинопироксен содержит 0,08-0,23% TiO_2; 1,10-1,13 Al_2O_3; 1,10 Na_2O; 2,80% FeO. В узких краевых зонах (50-200 мкм) с характерной для них некоторой полигонизацией кристалла отмечается лишь незначительное возрастание содержаний TiO_2, Al_2O_3, FeO, а в отдельных от главного зерна мелких зернах клинопироксена в оливиновой матрице это возрастание уже более заметно. В свою очередь, мелкие кучные кристаллы клинопироксена из внешней части реакционной зоны по ортопироксену содержат уже 0,75-1,12% TiO_2; 1,45-6,36 Al_2O_3; 3,08-4,20% FeO, а также более высокие содержания CaO и заметно меньшие Na_2O и MgO, чем крупные кристаллы первичного ансамбля.

PT-условия для главного минерального ансамбля достаточно высоки и указывают на его глубинность: $T \sim 1150^{\circ}C$ (Ca/(Ca+Mg)/·100% в клинопироксене равно 42,0) и $P \sim 60$-65 кбар (Al_2O_3 в ортопироксене равно 0,50%).

Шпинель обнаруживает очень сильные вариации составе в разных зернах и в пределах одного зерна. Вариации главных окислов в шпинели следующие: TiO_2 – 0,23–3,92%; MnO – 0,18–1,28; Cr_2O_3 –4,23–43,60; MgO – 2,59–21,05; FeO – 13,20–73,20%. Отдельные кристаллы в самой внешней части реакционной каймы и узкие краевые зоны в некоторых кристаллах шпинели (1–3 мкм) сложены магнетитом. Флогопиты содержат от 1,81 до 2,50% Cr_2O_3 и от 2,74 до 3,39% TiO_2 и по составу соответствуют так называемым вторичным слюдам.

Амфибол в тонких зонках (50–200 мкм) из внутренних частей реакционных кайм по первичному ортопироксену (см. рис. 6) образует кристаллы, имеющие поперечные сечения не более 1–3 мкм. Он характеризуется существенным преобладанием калия над натрием (K_2O варьирует от 3 до 5,1%, Na_2O – от 0,6 до 1,2%), низким содержанием TiO_2 (0,1–0,3%). Количество Al_2O_3 (2,0–3,5%) определено как более высокое, чем в К-рихтеритах из слюдяных амфиболовых и пироксеновых нодулей Южной Африки /Aoki, 1974; Erlank, 1970 /. Окраска амфибола по Ng светло-коричневая, cNg = 8–12°.

Приведенные выше факты не позволяют связать вторичную ассоциацию, проявленную в виде индивидуальных реакционных каемок на минералах, с непосредственным воздействием кимберлитового расплава на включенный в него ксенолит. Реакция замещения граната пироксенами и шпинелью (Ga+ +Ol ⟶ Sp+AlOpx+AlCpx) в келифитовых каймах объясняется снятием давления / Reid, Dawson,1972 /. О равномерном снижении давления свидетельствуют изотропное поле напряжений в гранате и заполнение возникших пустот в нем наложенной ассоциацией минералов (см. рис. 5). Уменьшение давления приводит к уменьшению количества жадеитового компонента в новообразованном клинопироксене при одновременном увеличении содержания в нем Са молекулы Чермака. Развитие флогопита и К-рихтерита, а также более титанистый, железистый характер вторичного клинопироксена указывают на привнос целого ряда компонентов – K, Fe, летучих, возможно, Ti и ряда других, как это предполагают А. Рид и Дж. Даусон / Reid, Dawson, 1972/. Присутствие К-рихтерита ограничивает глубину процесса 100–120 км /Aoki, 1974; Carwell, 1975; Erlank e. a., 1970/. Можно допустить, что поздняя вторичная ассоциация развивалась в верхних частях мантийного диапира, испытывающего подъем в пределах жесткой литосферы и пропитанного жидким материалом, подобным кимберлитовому расплаву, до его выжимания в более крупные очаги.

Представляет интерес также соотношение между проявлением ранней метасоматической и поздней вторичной минеральными ассоциациями, тем более, что они проявлены нередко в одном образце. Петрографические наблюдения в гигантозернистых гранатовых ортопироксенитах и в гранатовых гарцбургитах, несущих признаки наложенного раннего метасоматоза, не позволяют рассматривать в них поздний наложенный парагенезис как совершенно оторванный по времени от раннего. Несмотря на признаки коррозии минералов раннего метасоматического выполнения, к которым можно отнести флогопит, ильменит, возможно гранат и хромдиопсид, поздней минеральной ассоциацией, образование ее, вероятно, нужно рассматривать как продолжение единого процесса с эволюцией PT-условий и химизма среды.

Harte B., Cox K.G., Gurney J.J. Petrography and geological history of upper mantle xenoliths from the Matsoku kimberlite pipe. - In: Phys. and Chem. the Earth Oxford, 1975, v. 9, p. 477-506.

Hersberg C.T. Pyroxene geothermometry and geobarometry experimental and thermodinamic evolution of some subsolidus phase relations involving pyroxenes in the system CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2. - *Geochim. Cosmochim.* Acta, 1978, v. 42, N 7, p. 945-959.

Lawless P.J., Gurney J.J., Dawson J.B. Polimict peridotites from the Bultfontein and De Beers mines, Kimberley, South Africa. - In: The Mantle Sample: Inclusions in kimberlites and other volcanics. Proc. 2nd Int. Kimberlite Conf. Washington, 1979, v. 2, p. 145-155.

MacGregor J.D. The system Mg-Al_2O_3-SiO_2: solubility of Al_2O_3 in enstatite for spinel and garnet peridotite compositions. - Amer. Mineral., 1974, v. 59, p. 110-119.

Reid A.M., Dawson J.B. Olivine-garnet reaction in peridotites from Tanzania. - Lithos, 1972, N 5, p. 115-124.

Л.В. Клопотова

КСЕНОЛИТЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ИЗ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК ЯКУТИИ

В кимберлитовых трубках Сибирской платформы обнаружено большое количество обломков метаморфических пород цоколя платформы. Изучение таких обломков позволяет установить состав пород, слагающих верхние горизонты кристаллического фундамента в тех районах, где он скрыт мощной толщей осадочного чехла.

Общее описание ксенолитов фундамента без разграничения их по районам развития кимберлитового магматизма и отдельным телам было сделано А.П. Бобриевичем и др. /Алмазные месторождения..., 1959/. Впоследствии высказывались предположения о сходстве ксенолитов кристаллических сланцев из кимберлитовых тел с породами, развитыми в пределах Анабарского и Алданского щитов. Так, Б.Г. Лутцем и др., /1962/ проведен сравнительный анализ этих ксенолитов в кимберлитовых трубках северной части Якутской алмазоносной провинции с породами Анабарского массива и установлено, что они тождественны по петрографо-минералогическому и химическому составу. Такое исследование позволило проследить структуры архейских пород, скрытых под осадочным чехлом в юго-восточном и южном направлениях на значительное расстояние до поля развития кимберлитов Далдыно-Алакитского района.

В результате петрографического изучения ксенолитов кристаллических сланцев из четырех кимберлитовых полей Западной Якутии был выявлен широкий комплекс метаморфических пород. Каждый отдельный район характеризуется своим набором минеральных ассоциаций и разной степенью вторичных изменений пород.

Таблица 1

Петрографическая характеристика ксенолитов метаморфических пород из кимберлитов Чомурдахского поля

Порода	Парагенетические ассоциации главных минералов	Акцессорные минералы	Структура; текстура
Амфибол-диопсид-гранатовый основной кристаллический сланец	Гранат+диопсид+роговая обманка	Апатит, магнетит, сфен	Гранобластовая; массивная
Биотит-гранатовый гнейс	Биотит+кварц+плагиоклаз+калишпат+гранат	Магнетит, апатит	Порфиробластовая, лепидогранобластовая; полосчатая
Гранулит	Гранат+плагиоклаз+кварц	Сфен, апатит	Лепидогранобластовая; гнейсовидная
Гранитовый амфиболит	Гранат+роговая обманка	То же	Гранобластовая; массивная

В Чомурдахском поле отмечаются ксенолиты из кимберлитовых трубок Чомур, Дружба и даек Надежная и Каменная. Это гранатовые амфиболиты, гранулиты, гнейсы, парагенетические ассоциации минералов которых приводятся в табл. 1. Ксенолиты этого поля отличаются значительной свежестью и преобладанием гранатовых разновидностей, обедненных полевым шпатом.

Характеристика пород фундамента Омонос-Укукитского района рассматривается на основании ксенолитов из кимберлитовых трубок Русловая и Ленинград. В них встречено значительное количество обломков кристаллических сланцев разнообразного минералогического состава (табл. 2). Наблюдается преобладание полевошпатовых пород над гранатовыми разновидностями. Минералы ксенолитов сильно подвергнуты серитизации, хлоритизации, скаполитизации.

В пределах Куойского кимберлитового поля изучались ксенолиты метаморфических пород из трубок Обнаженная и Русловая (р. Куойка). Кимберлитовая брекчия трубки Обнаженная изобилует ксенолитами различных метаморфических пород, в то время как в кимберлите трубки Русловая преобладают эклогиты. Выделенные минеральные ассоциации пород приведены в табл. 3.

Двупироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы составляют 80% всего объема ксенолитов. Количество плагиоклаза варьирует от 20 до 60%. В лейкократовых разностях отмечается большое количество плагиоклаза, *имеющего пертитовые структуры, тогда как для меланократовых пород характерны* структуры прорастания пироксенов. Нередко в обеих разновидностях наблюдается грануляция плагиоклаза и пироксена.

Эклогиты основного состава содержат от 5 до 40% диопсида и от 13 до 30% граната основной массы, кроме этого, в порфиробластах отмечен гранат, который в некоторых образцах представлен спессартином.

Остальные, отмеченные в табл. 3, разновидности пород имеют подчиненное значение и сложены, как правило, единичными ксенолитами.

Таблица 2

Петрографическая характеристика пород фундамента в районе Омонос–Укукитского кимберлитового поля

Порода	Парагенетические ассоциации основных минералов	Акцессорные минералы	Структура; текстура
Двупироксен–плагиоклазовый основной кристаллический сланец	Гиперстен+диопсид+плагиоклаз+биотит	Циркон, апатит, магнетит	Микрогранобластовая, лепидогранобластовая, порфиробластовая; полосчатая
Биотит–гиперстеновый кристаллический сланец	Биотит+гиперстен+плагиоклаз	Апатит, магнетит	Лепидогранобластовая; массивная
Графит–гранатовый гнейс	Графит+гранат+плагиоклаз+биотит+кварц	Апатит, магнетит	Порфиробластовая, лепидогранобластовая; гнейсовидная
Биотит–амфиболовых гнейс	Биотит+роговая обманка+плагиоклаз+кварц	Циркон, апатит, магнетит	Лепидогранобластовая; полосчатая
Диопсид–скаполитовый кристаллический сланец	Диопсид+скаполит++плагиоклаз+гиперстен	Магнетит, апатит	Гранобластовая; массивная
Биотитовый амфиболит	Роговая обманка+биотит	Цоизит, апатит, магнетит	Гранобластовая, лепидогранобластовая, сланцеватая
Амфибол–плагиоклазовый кристаллический сланец	Роговая обманка+плагиоклаз	Апатит, сфен	Гранобластовая; полосчатая
Амфибол–гранатовый кристаллический сланец	Гранат+роговая обманка+плагиоклаз	Циркон, сфен, апатит, магнетит	То же

Кристаллический фундамент Далдынского кимберлитового поля представлен минеральными ассоциациями (табл. 4), изученными по ксенолитам из трубки Удачная. Содержание обломков метаморфических пород в ней достаточно велико и составляет в западном теле от 15 до 23%, а в восточном – от 3 до 9% от общего объема ксеногенного материала.

Амфиболиты являются самыми распространенными среди кристаллических сланцев, встречаемых в трубке. Породы в ассоциации биотит–плагиоклаз–роговая обманка, по-видимому, образуют единый ряд от монокристаллических амфиболитов до почти чистых анартозитов с плагиоклазом среднего состава. Среди этой группы можно встретить как меланократовые (фемических минералов от 40 до 80%), так и лейкократовые, содержащие плагиоклаз до 85%. Довольно редко встречаются гранатовые и пироксеновые амфиболиты, в которых количество граната доходит до 10, а клинопироксена – от 10 до 40%.

Таблица 3

Петрографическая характеристика пород фундамента в районе Куойского кимберлитового поля

Порода	Основные минеральные ассоциации	Второстепенные и акцессорные минералы	Структура; текстура
Двупироксен-плагиоклазовый кристаллический сланец	Ортопироксен+клинопироксен+плагиоклаз	Биотит, микроклин, пертит, магнетит, апатит	Гломеробластовая, гетерогранобластовая, полосчатая
Эклогиты основного состава	Диопсид+гранат	Слюда, роговая обманка, рутил, кварц	Гранобластовая, порфиробластовая; массивная
Гранат-двупироксен-плагиоклазовый с ильменитом кристаллический сланец	Плагиоклаз+ортопироксен+клинопироксен+ильменит	Реакционный гранат, апатит, скаполит	Гетерогранобластовая, пойкилобластовая; слоистая
Гранат-гиперстеновый с ильменитом кристаллический сланец	Гиперстен+гранат+ильменит+биотит	Апатит	Гранобластовая, гетерогранобластовая, участками пойкилобластовая; массивная
Двупироксеновый кристаллический сланец	Ортопироксен+клинопироксен	Реакционная шпинель, апатит	Гранобластовая; массивная
Оливин-гиперстеновый основной кристаллический сланец	Гиперстен+оливин	Биотит	Гетерогранобластовая; массивная
Ставролитовый кристаллический сланец	Ставролит+клинопироксен+роговая обманка+калишпат	Биотит, магнетит, апатит	Гранобластовая; массивная

Широко распространены также породы, состоящие из граната-диопсида-плагиоклаза, которые называются эклогитоподобными. Они обычно содержат клинопироксен (5-80%), гранат (10-15%) и плагиоклаз (10-80%). Среди этих пород встречена ассоциация биотит+керсутит+гранат+диопсид+плагиоклаз, для которой характерен ранний парагенезис плагиоклаз (андезин, андезин-лабрадор) с диопсидом и титаномагнетитом. Следующий по времени - реакционный парагенезис граната с керсутитом. Позднее в породах развивается биотит и иногда калишпат.

Таблица 4

Петрографическая характеристика ксенолитов метаморфических пород из кимберлитов Далдынского поля

Порода	Минеральные ассоциации	Второстепенные акцессорные минералы	Структура; текстура
Амфиболиты	Плагиоклаз+амфибол+биотит	Скаполит, кварц, апатит, магнетит	Гранобластовая, гетерогранобластовая, лепидогранобластовая; полосчатая
Пироксеновый амфиболит	Плагиоклаз+роговая обманка+клинопироксен	Биотит, апатит, магнетит, циркон	Гранобластовая, нематогранобластовая, гетерогранобластовая; полосчатая
Эклогитоподобные	Диопсид+плагиоклаз+гранат	Амфибол, биотит, ортопироксен, калишпат, апатит, магнетит, циркон, сфен	Гранобластовая, порфиробластовая, пойкилобластовая; гнейсовидная
Гранат-биотитовый кристаллический сланец	Биотит+диопсид+гранат	Апатит, магнетит	Гранолепидобластовая; гнейсовидная
Гранат-гиперстеновый кристаллический сланец	Гиперстен+гранат	Рутил	Гранобластовая; массивная
Биотит-плагиоклазовый кристаллический сланец	Плагиоклаз+биотит	Апатит, магнетит	Гетеролепидогранобластовая; полосчатая

Из приведенных выше данных видно, что для каждого отдельного кимберлитового поля характерна своя определенная совокупность ксенолитов метаморфических пород фундамента. Породы ксенолитов в кимберлитовых трубках по петрографическому строению и минеральному составу сходны с породами кристаллического фундамента Сибирской платформы, выходящего на дневную поверхность в районе Анабарского и Алданского массивов /Лутц и др., 1962; Лутц, 1964; Рабкин, Вишневский, 1971/.

Литература

Алмазные месторождения Якутии /Бобриевич А.П., Бондаренко М.Н., Гневушев М.А. и др. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 528 с.

Лутц Б.Г. Петрология гранулитовой фации Анабарского массива. М.: Наука, 1964. 124 с.

Лутц Б.Г., Мокшанцев К.Б., Николаевский А.А. К вопросу о составе и строении фундамента восточной части Сибирской платформы. – Геол. и геофиз., 1962, № 8, с. 41–50.

Рабкин М.И., Вишневский И.Н. Метаморфические фации и субфации Анабарского щита. – В кн.: Метаморфические поля СССР. Л.: Наука, 1971, с. 103–116.

А.А. Немиров

РЕШЕНИЕ ВОПРОСОВ КОРЕННОЙ И РОССЫПНОЙ АЛМАЗОНОСНОСТИ НА ОСНОВЕ МОРФОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА

Основная задача морфоструктурного анализа может быть сформулирована так: выяснить, в какой степени и как отражает рельеф земной поверхности структуру земной коры. Отсюда понятна популярность и практическая его значимость. Данный анализ приобрел функцию одного из геологических критериев. Поэтому он должен включать те методические приемы, которые позволяют выявить соотношения между современным морфоструктурным планом и особенностями его геологической структуры. Результаты анализа содержат информацию: а) о выраженности геологических структур в современном рельефе, их активности либо пассивности в новейший этап тектогенеза; б) об унаследованности либо инверсионности морфоструктур относительно древних геологически (тектонических) структур, вмещающих кимберлитовые тела, либо возможных на проявления таковых; в) о характере денудации и мощности денудационного слоя и, как следствие, срезе коренных источников и размыве древних вторичных коллекторов; г) о направлениях, путях миграции и местах аккумуляции алмазов не только в кайнозойских, но (в случае унаследованного развития морфоструктур) и в более древних толщах.

При проведении морфоструктурного анализа учитывались особенности геолого-геоморфологического строения территорий и выбирался комплекс основных полевых и камеральных структурно-геоморфологических методов исследования.

Эти методы максимально полно обеспечили выявление эндогенно, экзогенно и литогенно обусловленных форм рельефа с привлечением геолого-геофизических, минерагенических данных и данных о составе кайнозойских отложений. По каждому методу составлялась карта или схема, а в конечном результате – итоговая морфоструктурная карта, на которой отражены морфоструктуры самых различных порядков и типов (до литоморфоструктур). Необходимо было выявить связи между морфоструктурным планом и структурно-тектоническими особенностями районов, местоположением и степенью размыва как коренных источников (если они известны либо предполагались), так и древних коллекторов, с одной стороны, и характером современной россыпной алмазоносности и распространением минералов-спутников – с другой.

Ряд методов /Филатов, 1973; Ананьев, 1966; и др./ позволил датировать возраст отдельных морфоструктур за более короткие промежутки времени неотектонического этапа, что имеет важное практическое значение.

Для итоговой морфоструктурной карты была составлена таблица морфоструктур, в которой отражены следующие их характеристики: 1) порядок, 2) тип, 3) название, 4) размеры, 5) контуры (форма), 6) соотношение их

с древними геологическими (тектоническими) структурами, 7) начало ее становления, 8) степень активности в новейший этап, 9) тип морфоструктур по характеру развития кайнозойских отложений, 10) методы, которыми они выявлены, 11) выраженность в физических полях, 12) амплитуды вертикальных перемещений за неоген-четвертичное время, 13) литолого-структурные формы, 14) мощность кайнозойских отложений, 15) структуры центрального типа и вулканотектонические, 16) наличие древних вторичных коллекторов и степень их сохранности, 17) минерагеническая характеристика.

Следует остановиться на важной особенности исследованных районов - широком развитии траппов. Трапповый магматизм оказал существенное влияние на изменение существовавшего структурного плана, а в связи с этим повлиял на сами кимберлитовые тела и тот структурный план, который сформировался после их внедрения. Траппы имеют сложную морфологию, что значительно осложняет их картирование.

Знание морфологии трапповых тел, их сочетаний и взаимоотношений со структурами осадочного чехла и современным морфоструктурным планом позволило реконструировать тектонические планы того или иного района, способствовало выявлению новейших тектонических деформаций и восстановлению дотраппового рельефа.

Форма залегания траппов охарактеризована изогипсами их кровли (в данном случае вершинной поверхностью), подошвы и "остаточными" мощностями.

Траппы слагают различные по ранговости морфоструктуры и несут на себе все структурно-геоморфологические атрибуты, которые позволили судить о том или ином стиле их развития и выделить среди них активные либо пассивные "трапповые" морфоструктуры. Дополнительная информация о природе их активности получена из анализа структурно-морфологической карты траппов. Она дает представление о морфологии и степени деформации трапповых тел, с определенной степенью точности отражает строение поверхности их основания (палеорельефа при покровных телах), несет качественную и количественную информацию о состоянии динамических напряжений в системе пликативных деформаций (дотрапповых и посттрапповых) поверхности основания и современной морфоструктуры района /Немиров, 1977, 1981/.

Применив подход структурно-геоморфологических исследований в различных алмазоносных районах Сибирской платформы, наряду с традиционными геолого-геофизическими методами мы получили в первом приближении ответ на такие интересующие нас вопросы: а) условия формирования россыпей и источник их питания, б) возможности существования коренных источников алмазов, а также другие, касающиеся геоморфологических, неотектонических, палеогеоморфологических и структурно-тектонических особенностей рассматриваемых районов. Так, подобный анализ, проведенный нами в пределах Муро-Ковинского алмазоносного района Присаянской провинции /по М.М. Одинцову, 1965/, позволил установить следующее.

Сопоставление и совокупный анализ геоморфологической, морфоструктурной и структурных карт чехла и фундамента, а также геофизических данных показали наличие тесных связей, существующих между современным морфоструктурным планом, тектоникой чехла и фундамента и унаследованных с палеозоя и наиболее полно - с мезозоя.

Длительно, в целом неравномерное, восходящее поднятие территории

обусловило развитие контрастных морфоструктур, пространственно и генетически связанных с зонами древних разломов, активизированных в кайнозое. Наибольшие амплитуды новейших поднятий характерны для морфоструктур, расположенных в пределах зон глубинных разломов или максимальной насыщенности траппами, сопровождаемых вулканотектоническими структурами (кальдеры оседания). Наиболее активные в новейшее время зоны глубинных разломов находят выражение на земной поверхности в виде флексур, уступов, линейных прогибов и т.п.

Древние структуры, благоприятные для проявления кимберлитового магматизма, на протяжении всего геоморфологического этапа развития рельефа (мезозой – кайнозой) являлись преимущественно областями размыва с той или иной интенсивностью в отдельные его периоды, что привело к максимальному уничтожению древних вторичных коллекторов алмазов не только в их пределах, но и на большей части рассматриваемой территории.

Неоген-четвертичные отложения распространяются в соответствии с морфоструктурным планом. По степени участия отложений в строении основных морфоструктур последние относятся к категории беспокровных и полураскрытых (по Ю.А. Мещерякову). Закрытые (покровные) морфоструктуры отсутствуют.

Наибольшее количество алмазов сосредоточено в зонах сопряжения (районы максимального уничтожения древних коллекторов) крупных положительных и отрицательных морфоструктур, осложненных локальными морфоструктурами. Во впадинах повышенные содержания алмазов отмечаются в пределах участков развития древней озерно-речной сети (первичные бассейны аккумуляции), являющихся областями попеременного размыва и накопления остаточных отложений в результате умеренных и ритмичных неотектонических движений. В пределах крупных поднятий повышенные содержания алмазов отмечаются в локальных впадинах на их встречных склонах. В прогибах они фиксируются на встречных склонах локальных поднятий. В целом по южной части Сибирской платформы сделан вывод о древнем докембрийском возрасте алмазов и отсутствии коренных источников в пределах Муро-Ковинского междуречья. Алмазоносность современных рек связана с размывом древних коллекторов алмазов.

В пределах Далдыно-Алакитского алмазоносного района поля, "кусты" и отдельные трубки приурочены к различным по рангу и типу морфоструктурам. Это плато-возвышенности, понижения-депрессии, валообразные поднятия, склоны-моноклинали и флексуры, склоны-уступы, структурные террасы, прогибы, куполовидные, брахиформные нарушения, кольцевые морфоструктуры (рис. 1). Особое место в этом плане занимают обширные (материнские, по В.В. Соловьеву /1978/), кольцевые (типа овалов – оседаний либо чашеобразных понижений рельефа) морфоструктуры, осложненные локальными (дочерними) разнотипными кольцевыми морфоструктурами. Такие морфоструктуры вмещают в себя как отдельные кимберлитовые трубки и "кусты" трубок, так и целые кимберлитовые поля (рис. 2). К наиболее крупным (материнским) кольцевым морфоструктурам отнесены Далдынская, Айхальская, Моркокинская-I и Моркокинская-II.

Далдынская кольцевая морфоструктура выявлена в бассейне р.Далдын. В целом она представляет собой чашеобразной формы понижение рельефа, осложненное локальными морфоструктурами. В северо-западном направлении (почти по диаметру) морфоструктура рассечена р.Далдын. К ее центру схо-


А
СД
Д
АБ
ВМ
ММ
М-II
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17

Рис. 1. Морфоструктурная схема верховьев рек Мархи – Моркоки. Составил А.А. Немиров.

1 – контуры главных морфоструктур; 2 – контуры крупных кольцевых структур; 3 – поднятия (куполовидные, брахиформные); 4 – отрицательные морфоструктуры: а – прогибы, б – впадины; 5 – структурные террасы; 6 – плато; 7 – флексуры, возникшие в донеотектонический этап и активизированные в новейшее время; 8 – флексуры, возникшие и развивающиеся в новейшее время; 9 – разломы; 10–13 – кольцевые морфоструктуры (купола, котловины, сложные чашеобразные понижения, куполовидные поднятия): 10, 11 – установленные по рисунку гидросети (10 – положительные, 11 – отрицательные), 12 – установленные по замкнутым водораздельным линиям, 13 – по кольцевым понижениям рельефа; 14 – повышенные мощности четвертичных отложений в долинах рек; 15 – зоны повышенной мегатрещиноватости пород; 16 – кимберлитовые трубки; 17 – участки повышенных остаточных мощностей траппов.

ММ – Мархa–Моркокинская глубокорасчлененная плато–возвышенность, бронированная траппами (скульптурно–денудационная); АБ – Ат–Басское валообразное поднятие, осложненное траппами (скульптурно–денудационными плато); СД – Сытыкан–Далдынское валообразное поднятие; Д – Далдынское; ВМ – Верхне–Мархаранское; А – Алакитское понижение – депрессия.

1–17 – поднятия, осложненные траппами (литоморфные): 1 – Верхне–Делингденское, 2 – Средне–Делингденское, 3 – Байтаахское, 4 – Мас–Юрэхское, 5 – Усть–Сохсолоохское, 6 – Алтанское, 7 – Ойнур–Юрэгенское, 8 – Юрэгенское, 9 – Делингденское, 10 – Верхне–Чукотское, 11 – Верхне–Сытыканское, 12 – Халамакатское, 13 – Туман–Кюельское, 14 – Басское, 15 – Улан–Танахское, 16 – Чочурдаахское, 17 – Балаганаахское; 18 – 36 – поднятия в осадочных породах: 18 – Юрэгэнское, 19 – Харыйалаахское, 20 – Верхне–Тамахское, 21 – Сибиктэнское, 22 – Очаконское, 23 – Усть–Сытыканское, 24– Киэнг–Юрэхское, 25 – Орто–Бысыттаахское, 26 – Бысыттаахское, 27 – Лахаалаахское, 28 – Усть–Далдынское, 29 – Килээденское, 30 – Халгайское, 31 – Онхойское, 32 – Джелиндаканское, 33 – Унгуохтаахское, 34 – Далдынское, 35 – Сунгунаахское, 36 – Тамахское. 1–16 – впадины: 1 – Мас–Юрэхская, 2 – Томторуктаахская, 3 – Ого–Юрэгэнская, 4 – Харыйакская, 5 – Веселая, 6 – Гусиная, 7 – Халгайская, 8 – Дабанская, 9 – Верхне–Халамакитская, 10 – Усть–Мархараканская, 11 – Олдондинская, 12 – Средне–Мархараканская, 13 – Джелиндаканская, 14 – Чаастахская, 15 – Усть–Балаганаахская, 16 – Балаганаахская.

I–Y – плато: I – Ого–Кюельское, II – Сохсолоох–Чукукское, III – Мас–Юряхское, IY – Тангхайское, Y – Ат–Басское. YI–XIY – структурные террасы: YI – Халамакитская, YII – Верхне–Мархараканская, YIII – Куччугуй–Балаганаахская, IX – Филиппская, X – Олдондинская, XI – Кюель–Чалбыкская, XII – Сохсолоохская, XIII – Верхне–Алакитская, XIY – Кэрэх–Тээхская. XY–XXIX – прогибы: XY – Тегерюкский, XYI – Джелтулинский, XYII – Делингденский, XYIII – Мас–Юрэхский, XIX – Верхне–Мархинский, XX – Конекский, XXI – Алараа–Делингденский, XXII – Сыгынахтаахский, XXIII – Сибиктэнский, XXIY – Верхне–Далдынский, XXY – Быстаах–Чочурдахский, XXYI – Чалбыкский, XXYII – Чочурдахский, XXYIII – Олдондинский, XXIX – Мархараканский, XXX – Мархаранский.

дятся многочисленные притоки р.Далдын, образующие радиальный центростремительный рисунок гидросети. На геолого–геоморфологических разрезах, составленных вкрест простирания структуры, отчетливо видна прогнутость поверхности рельефа, согласующаяся с деформированной подошвой ордовикских

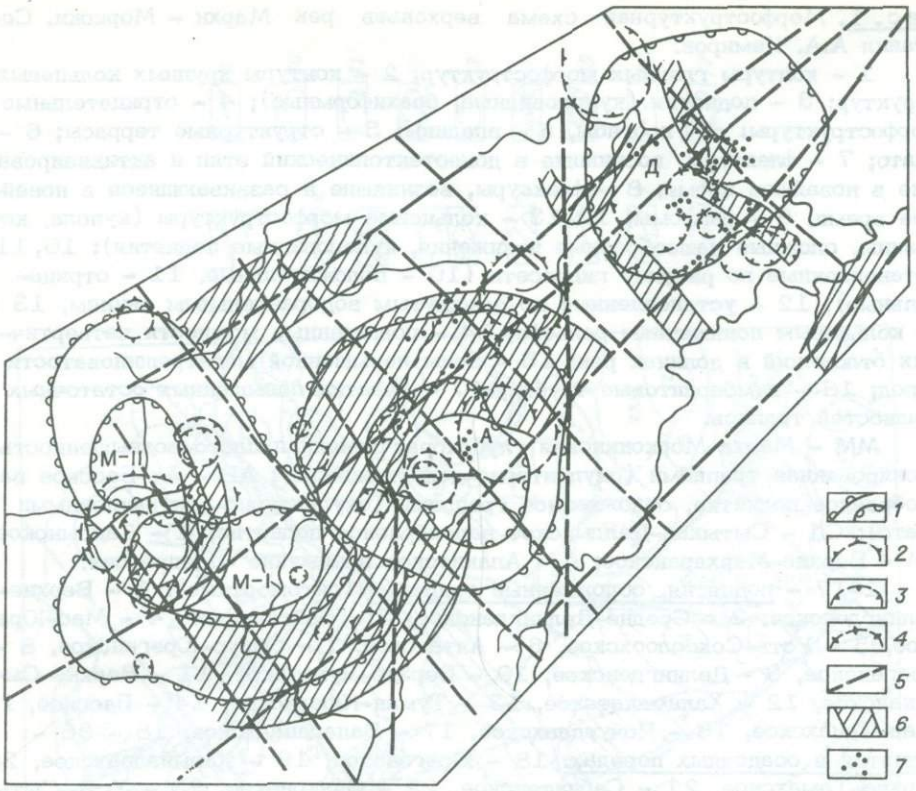


Рис. 2. Кимберлитовмещающие кольцевые морфоструктуры. Составил А.А. Немиров.

1 – контуры главных кольцевых морфоструктур: материнские кольцевые морфоструктуры (Д – Далдынская, А – Алакитская, М-I, М-II – Моркокинская I и II); 2 – 4 – локальные кольцевые морфоструктуры (купола, котловины, сложные чашеобразные понижения, куполовидные поднятия): 2 – положительные (купольные), 3 – отрицательные, 4 – купольно-кольцевые; 5 – разломы, выделенные по комплексу морфоструктурных методов; 6 – зоны повышенной мегатрещиноватости пород; 7 – кимберлитовые трубки.

отложений (олдондинская свита), которая имеет флексурообразные перегибы, осложненные дизъюнктивами. Часть последних залечена дайками траппов. Такое положение пород олдондинской свиты, очевидно, отражает собственно далдынскую флексуру /Зведер, 1971/. В днищах долин рек вскрываются породы кембрия, а на склоне руч. Аппы-Сээнэ выходят пластовые тела траппов. По обрамлению структуры на водоразделах развиты породы олдондинской свиты, мощность которой сокращается в центральной ее части и по северной части полуокружности. По внешней зоне сохранились фрагменты позднемеловой – среднепалеогеновой поверхности выравнивания, рисунок которых подчеркивает ее кольцевой характер. Вследствие регрессивной эрозии боковых притоков внешняя зона местами расчленена на отдельные останцы.

Эта крупная структура осложнена разломами, зонами трещиноватости и кольцевыми морфоструктурами, которые в юго-восточной части представ-

ляют собой как бы зону, вытянутую в северо-западном направлении, согласуясь с простиранием Далдынской флексуры. Структуры как бы налагаются (интерферируют) одна на другую или располагаются рядом друг с другом, образуя вытянутую цепочку (см. рис. 2). Аналогичные структуры развиты также по внешней зоне. Некоторые из них имеют полукольцевой характер. Дайки траппов по отношению к морфоструктурам располагаются радиально, причем более крупные (по протяженности) дайки - к основной, а более мелкие - к локальным.

В целом Далдынское кимберлитовое поле вписывается в контуры крупной (материнской) структуры центрального типа, тогда как отдельные кимберлитовые трубки и "кусты" трубок располагаются либо внутри, либо по периферии ряда локальных структур.

Айхальская кольцевая морфоструктура закартирована в верховьях р.Мархи в пределах полей массового развития траппов и имеет более сложное строение, нежели Далдынская. В поперечном сечении она представляет собой овал оседания. Ограничивающий ее кольцевой вал имеет различную ширину (см. рис. 2). Она осложнена серией локальных структур, многочисленными дизъюнктивами и блоками. Кольцевой вал без резких перегибов переходит в центральную опущенную часть, однако сам осложнен системой разнопорядковых разновысотных блоков нередко кольцевой формы. Осложняющие локальные кольцевые, полукольцевые морфоструктуры по-разному выражены в рельефе (см. рис. 2). Структура разбита системой разноориентированных разрывных нарушений, которые устанавливаются различными методами и подтверждены геологически. Нередко вдоль разломов, пересекающих структуры, можно наблюдать смещения типа сегментов, секторов и даже полуокружностей, что хорошо подчеркивается рисунком гидросети.

На геологических разрезах, составленных вкрест материнской структуры, отмечается блоковое ее строение, причем смещение кровли ордовика (сохсолоохская свита) составляет от 40 до 120 м. Такое явление наблюдается в основном по внешней части структуры, а во внутренней - прогнутость нижнепалеозойских пород, наличие в разрезе, помимо ордовика, силурийских и продуктивных горизонтов - отложений пермокарбона. Однако они и здесь дислоцированы, но несколько слабее.

Локальные положительные морфоструктуры осложнены останцами траппов различной формы (кольцевые гряды, конусы, некки, плоские, округлые останцы и др.). Иногда можно наблюдать остатки концентрически расположенных узких гряд, вписанных одна в другую, в центре которых располагаются небольшие озера. Отрицательные представляют собой замкнутые понижения рельефа, нередко обрамленные крутыми "трапповыми" склонами.

Известные кимберлитовые тела относительно Айхальской морфоструктуры располагаются несколько иначе, чем в Далдынской. Если в последней они полностью вписываются в контуры, то в Айхальской часть трубок располагается на флангах внешней зоны, но все же в контурах локальных кольцевых морфоструктур.

В юго-западном направлении от Айхальской морфоструктуры закартированы сложные кольцевые морфоструктуры в пределах полей массового развития траппов, названные нами Моркокинская-I и Моркокинская-II. На флангах они интерферируют друг на друга, имеют сложную конфигурацию и представляют собой кольцевые валы с различно ориентированными длинными осями.

Моркокинская-I кольцевая морфоструктура вытянута в широтном на-

правлении. В северо-западном направлении она рассечена глубоковрезанной долиной р.Моркоки, которая имеет в плане коленообразные изгибы, в целом используя зону нарушений северо-западного направления. Внешняя зона представляет собой кольцевой вал различной ширины. Вал осложнен блоками, кольцевыми блоками, локальными кольцевыми морфоструктурами. Центральная (внутренняя) часть морфоструктуры плавно понижена относительно внешней зоны. Здесь также выделяются различные кольцевые и линейные формы, однако они почти не нарушают геоморфологической однородности поверхности и по сути дела являются малоградиентными или почти безградиентными.

На северо-запад от Моркокинской морфоструктуры расположена кольцевая морфоструктура Моркокинская-II. Длинная ось ориентирована в северо-западном направлении. Она по своей морфологии аналогична вышеописанной. Внешняя зона также представляет собой кольцевой вал. Однако в ней резко выражена асимметричность, проявленная в более высоком гипсометрическом положении северо-восточной части внешней зоны и ее значительной ширины, по сравнению с юго-западной частью. Вал также осложнен системой блоков и кольцевых блоков. Внутренняя часть морфоструктуры имеет значительную прогнутость. Местами она ограничена крутыми уступами и ступенями. В зоне сочленения с соседней Моркокинской-I отмечается развитие локальных разнотипных кольцевых форм рельефа, а также зоны повышенной мегатрещиноватости пород. В пределах данных морфоструктур известны кимберлитовые трубки.

Анализ мегатрещиноватости показывает, что зоны повышенной густоты трещиноватости отмечаются в пределах склонов положительных либо на участках периклинального замыкания локальных морфоструктур (или обрамляют их), а также на участках флексурных осложнений (см. рис. 1). Относительно материнских кольцевых морфоструктур зоны мегатрещиноватости располагаются по внешним зонам дугообразно либо секут их по диаметру. Дугообразные зоны, как можно предположить, генетически связаны с ними, тогда как линейные являются наложенными (?). В поле силы тяжести материнским морфоструктурам соответствуют изометричные отрицательные аномалии Δg с "мозаичным" рисунком изоаномалии, в магнитном поле - сложные знакопеременные сочетания полосовых и кольцевых положительных и отрицательных аномалий.

Если следовать предположению Э.Н. Эрлиха о том, что групповое распределение кимберлитовых тел, очевидно, отражает морфологические особенности очага взрыва центрального типа, то кольцевые морфоструктуры по всей вероятности, также являются следствием этого процесса. Выделенные кольцевые морфоструктуры самых различных размеров и типов, их связь с ортогональной системой разломов, а также приуроченность к ним полей, "кустов" и отдельных кимберлитовых тел интересны с общегеологических позиций. Представляется возможным (в комплексе с другими методами) провести расчеты определения глубин заложения генерирующих очагов, исходя из параметров и связи с той или иной системой дизъюнктивных нарушений.

Литература

Ананьев Г.С. Связь показателей глубины и густоты расчленения рельефа с проявлением новейшей тектоники. – Вестник Московского ун-та. Сер. Y. География, 1966, № 4, с. 115–117.

Зведер Л.Н. О роли тектонического контроля в распределении траповых даек и силлов на севере Сибирской платформы. – В кн.: Материалы по геологии Сибирской платформы и смежных областей. Иркутск: Вост.-Сиб. книжное издательство, 1971, с. 79–83.

Немиров А.А. Морфоструктурный анализ в пределах полей массового развития траппов (на примере Ангаро-Чунского междуречья). – В кн.: Новые методы прогнозов и поисков полезных ископаемых в условиях Восточной Сибири. Иркутск, 1977, с. 128–130.

Немиров А.А. Структурно-морфологический анализ траппов восточного борта Тунгусской синеклизы. – В кн.: Проблемы палеовулканических реконструкций и картирования в связи с вулканогенным рудообразованием. Ч. 2. Киев: Наукова думка, 1981, с. 74–76.

Одинцов М.М. Геологические предпосылки и перспективы алмазоносности юго-западной части Сибирской платформы. – Сов. геология, 1965, № 5, с. 71–82.

Соловьев В.В. Структуры центрального типа территории СССР по данным геолого-морфологического анализа. Л.: ВСЕГЕИ, 1978. 109 с.

Филатов В.Ф. Методика построения Карты новейшей тектоники платформенной территории (на примере Вилойской синеклизы). – В кн.: Тектоника Сибири. Т. YI. Новосибирск: Наука, 1973, с. 35–38.

А.И. Боткунов

ИЗМЕНЕНИЕ СПУТНИКОВ АЛМАЗА В ПРОЦЕССЕ АЛЛЮВИАЛЬНОГО ПЕРЕНОСА

Россыпное месторождение алмазов четвертичного возраста расположено на террасах нескольких уровней бокового и главного водотока. Основная промышленная часть россыпи приурочена к I – III террасам бокового водотока. Высота террас – 5–7; 8–11; 15–20 м соответственно.

Концентрации спутников алмаза по террасам характеризуются следующими величинами (табл. 1).

С перемещением материала с верхних террас к нижним увеличивается концентрация всех трех спутников, кроме того, происходит изменение их гранулометрических характеристик (табл. 2).

Особенно отчетливо это проявляется при переходе от концентрации и классов крупности к среднему размеру зерен минералов (табл. 3).

От верхних террас к нижним изменяется средний размер зерен, по отдельным минералам этот процесс происходит неравномерно. Так, если по ферримагнитному ильмениту увеличивается средняя крупность на 12%, то по парамагнитному ильмениту она снижается на 11%, а средний размер пиропов уменьшается на 18,1%.

Приведенные данные указывают, что при перемыве (во всяком

Таблица 1

Размеры и содержание спутников в террасах

Терраса	Кол-во проб	Крупность, мм	Содержание спутников, г/м^3			Соотношение ильменита к пиропу
			Ферримагнитный ильменит	Парамагнитный ильменит	Пироп	
III	17	-4+2	-	4,6	4,1	2,21
		-2+1	0,6	7,6	19,4	
		-1+0,5	19,6	75,2	29,4	
		-4+0,5	20,2	87,4	52,9	
II	45	-4+2	-	1,5	3,6	2,07
		-2+1,0	1,3	10,0	22,9	
		-1+0,5	27,8	105,9	53,6	
		-4+0,5	29,1	117,4	80,1	
I	33	-4+2	1,5	1,8	2,6	1,60
		-1,+0,5	37,1	125,7	81,0	
		-4+0,5	40,9	137,0	110,2	

Таблица 2

Характер изменения крупности и содержаний спутников по террасам

Терраса	Крупность, мм	Содержание спутников, %		
		Ферримагнитный ильменит	Парамагнитный ильменит	Пироп
III	-4+2	-	5,2	7,7
	-2+1	2,9	8,6	36,6
	-1+0,5	97,1	84,2	55,7
	-4+0,5	100,0	100,0	100,0
II	-4+2	-	1,2	4,5
	-2+1	4,4	8,5	28,6
	-1+0,5	95,6	91,3	66,9
	-4+0,5	100,0	100,0	100,0
I	-4+2	3,6	0,7	2,3
	-2+1	5,6	6,9	24,1
	-1+0,5	90,8	92,4	75,6
	-4+0,5	100,0	100,0	100,0

случае, парамагнитного ильменита и пиропа) происходит интенсивное механическое разрушение этих минералов.

Изучение химического состава ильменитов, проведенное сотрудниками МГУ В.К. Гараниным и Г.П. Кудрявцевой методом локального рентгеноспектрального анализа на приборе УХА-50А с компьютером ДРД-8f , пока-

Таблица 3

Средние размеры минералов-спутников

Терраса	Условный средний размер минералов, мм		
	Ферромагнитный ильменит	Парамагнитный ильменит	Пироп
III	1,03	1,24	1,60
II	1,04	1,12	1,42
I	1,17	1,11	1,31

Таблица 4

Характер изменения химизма пикроильменитов в террасах различного уровня

Терраса	Кол-во анализов	MgO	Al_2O_3	TiO_2	Cr_2O_3	MnO
Ферримагнитный ильменит						
III	42	4,29	0,58	37,17	2,09	0,09
II	45	4,30	0,56	36,41	2,59	0,09
I	25	5,25	0,53	38,70	1,86	0,09
Парамагнитный ильменит						
III	51	8,18	0,50	47,40	0,30	0,11
II	71	8,04	0,52	47,32	0,43	0,11
I	30	8,02	0,52	46,99	0,37	0,12

Окончание табл. 4

Терраса	Кол-во анализов	FeO	Fe_2O_3	$MgTiO_3$	$FeTiO_3$	Fe_2O_3
Ферримагнитный ильменит						
III	42	25,73	28,71	18,58	63,20	16,16
II	45	25,07	29,69	18,78	62,29	16,8
I	25	25,30	27,17	22,16	61,08	15,04
Парамагнитный ильменит						
III	51	27,9	14,89	31,5	54,59	7,30
II	71	28,02	14,81	31,16	59,92	7,26
I	30	27,77	15,83	31,17	60,29	7,77

Таблица 5

Изменения содержаний (по классам крупности) ильменитов и пиропов при переносе от коренного источника

Расстояние от коренного источника	Кол-во проб	Крупность, мм	Содержание спутников, г/м^3			Соотношение ильменитов к пиропу
			Ферримагнитный ильменит	Парамагнитный ильменит	Пироп	
1	2	3	4	5	6	7
Коренной источник		-4+2		5354,4	1884,4	
		-2+1		2282,6	975,5	2,8
		-1+0,5		1150,0	366,9	
		-4+0,5		9187,0	3226,8	
		-4+2	25,2	258,6	13,5	
		-2+1	60,2	379,5	27,1	
6,0	15	-1+0,5	134,9	405,6	66,9	11,8
		-4+0,5	220,3	1043,7	107,5	
		-4+2	-	36,2	1,0	
		-2+1	12,0	48,2	7,0	
7,5	3	-1+0,5	8,6	45,3	7,0	10,0
		-4+0,5	20,6	129,7	15,0	
		-4+2	10,0	356,3	24,1	
		-2+1	32,1	128,1	21,7	
7,9	4	-1+0,5	52,8	171,8	29,0	10,0
		-4+0,5	94,9	656,2	74,8	
		-4+2	-	-	-	
		-2+1	1,7	5,4	0,2	
8,8	1	-1+0,5	1,3	6,1	0,7	16,1
		-4+0,5	3,0	11,5	0,9	
		-4+2	0,1	11,4	23,5	
		-2+1	70,5	412,6	89,4	
12,5	14	-1+0,5	147,5	491,6	74,0	6,1
		-4+0,5	218,1	915,6	186,9	
		-4+2	-	4,3	12,5	
		-2+1	11,2	117,6	47,2	
13,8	7	-1+0,5	98,4	320,4	85,8	3,79
		-4+0,5	109,6	442,3	145,5	
		-4+2	-	11,3	1,1	
		-2+1	9,4	121,8	30,0	
14,5	9	-1+0,5	65,9	233,9	30,7	7,1
		-4+0,5	75,3	367,0	61,8	
		-4+2	-	6,8	7,2	
		-2+1	11,6	113,9	35,7	
15,3	6	-1+0,5	167,5	382,2	48,2	7,5
		-4+0,5	179,1	502,9	91,1	

Окончание табл. 5

1	2	3	4	5	6	7
		-4+2	-	10,1	4,5	
		-2+1	12,4	66,6	16,3	
17,3	4	-1+0,5	60,1	175,6	21,7	7,6
		-4+2	72,5	252,3	42,5	
		-4+2	-	-	1,0	
		-2+1	1,8	0,5	24,7	
21,0	4	-1+0,5	11,1	64,9	33,8	1,3
		-4+0,5	12,9	66,7	59,5	

Таблица 6

Изменение средних размеров зерен ильменита и пиропа при переносе от коренного источника

Расстояние от коренного источника, км	Средний размер зерен, мм		
	Ферримагнитный ильменит	Парамагнитный ильменит	Пироп
Коренной источник	4,45		
6,0	1,62	2,11	1,63
7,5	1,58	2,21	1,66
7,9	1,65	2,67	2,26
8,8	1,57	1,47	1,22
12,5	1,32	1,49	1,85
13,8	1,11	1,07	1,58
14,5	1,12	1,42	1,54
15,3	1,06	1,27	1,63
17,3	1,17	1,38	1,70
21,0	1,14	1,01	1,46

зало, что при переносе ильменитов с одной террасы на другую перераспределяются количественные соотношения его химических разновидностей (табл. 4).

В ферримагнитном ильмените от верхней террасы к нижней увеличивается содержание MgO, TiO_2 и снижается Fe_2O_3.

Из этих данных намечается последовательный ряд уменьшения устойчивости минералов-спутников алмаза: ферримагнитный ильменит → ("магнетит") → парамагнитный ильменит (ильменит) → пироп.

Все изложенное выше свидетельствует о том, что спутники алмаза ("магнетит"), ильменит, пироп в аллювии в условиях четвертичного периода переносятся на территории Западной Якутии на небольшие расстояния, в пределах 8-10 км.

Подтверждением этому служит распределение концентраций и средней крупности спутников по данной россыпи, образовавшей вышеохарактеризованные террасы, в верхней части размывающей коренной источник (табл. 5, 6).

Из табл. 5 видно, что уже на расстоянии 6 км от коренного источника концентрация спутников резко падает: ильменита в 7, а пиропа в 30 раз; в два с лишним раза падает и средний размер зерен (см. табл. 6). Резко меняется соотношение ильменита к пиропу (см. табл. 5).

Следовательно, данные, приведенные в табл. 5 и 6, хорошо объясняются и согласуются, если предположить, что долинную россыть подпитывают несколько коренных источников.

В.И. Тараненко, Ю.Т. Яныгин

ПАЛЕОТЕКТОНИКА ВОСТОЧНОГО БОРТА ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Изучение палеотектонических условий формирования верхнепалеозойской алмазоносной толщи восточного борта Тунгусской синеклизы имеет большое значение при поисках погребенных месторождений алмазов, так как характер тектонических движений являлся одним из основных факторов, определявших распределение и миграцию ландшафтных зон в пространстве и во времени, состав осадков и их мощность, направление переноса обломочного материала.

Н.Н. Страхов /1957/ писал: "Какую бы из перечисленных выше климатических зон – ледовую, гумидную, аридную – ни взять, осадочное породообразование на ее площади совершается на фоне определенного тектонического режима, который оказывает сильное влияние на различные стороны литогенеза, вызывая в нем проявление некоторых новых качественных признаков, не выводимых из воздействия климата. Отсюда само собой вытекает вторая крупная проблема литологии: выяснение влияния на литогенез тектонического режима земной коры".

Палеотектоническое районирование рассматриваемой части региона в позднепалеозойское время сильно упрощено, поскольку многие исследователи при реконструкции областей размыва и аккумуляции местного материала и направлений его переноса ограничивали свои задачи анализом современного структурного плана. Палеотектонические реконструкции проводились также на основании анализа суммарных мощностей верхнепалеозойских отложений. Но и они не дают объективных данных, так как не учитывают изменения мощностей, обусловленных внедрением мезозойских пород траповой формации, последующими размывами и т.д. Поэтому нами для реконструкций позднепалеозойских структур применены метод реперных поверхностей и анализ палеофаций. В качестве опорного горизонта использовался угольный пласт или породы, его заменяющие (почвы, подпочвы), образовавшиеся в озерно-лагунной обстановке во второй половине позднепермского времени и имеющие широкое площадное распространение.

Детальные исследования верхнепалеозойских отложений позволили реконструировать тектонические движения этого периода, в том числе время заложения структур и развитие их на площади. Неравномерность тектонического режима отдельных участков рассматриваемой территории являлась основным фактором, определяющим изменение мощностей. Это подтверждается проведенными палеогеографическими и палеотектоническими реконструк-

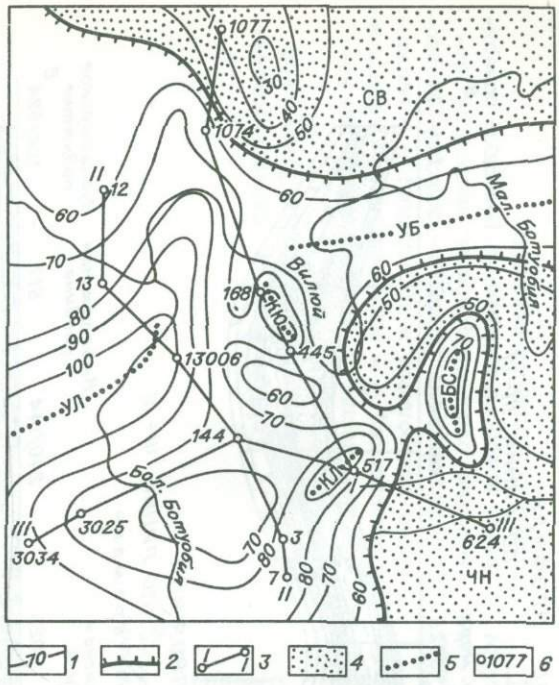


Рис. 1. Палеотектоническая схема восточного борта Тунгусской синеклизы (бассейн среднего течения р. Вилюй) на конец позднепалеозойского времени.

1 – изохроны; 2 – границы поднятий; 3 – линии тектонических профилей; 4 – области поднятий; 5 – приосевые зоны впадин и опусканий; 6 – скважина и ее номер.

Поднятия: СВ – Средне-Вилюйское, ЧН – Чуоналырское; впадины: УЛ – Улардахская, КЮ – Курунг-Юряхская, БС – Бэс-Юряхская, КЛ – Кюэлляхская, УБ – Усть-Ботуобинская.

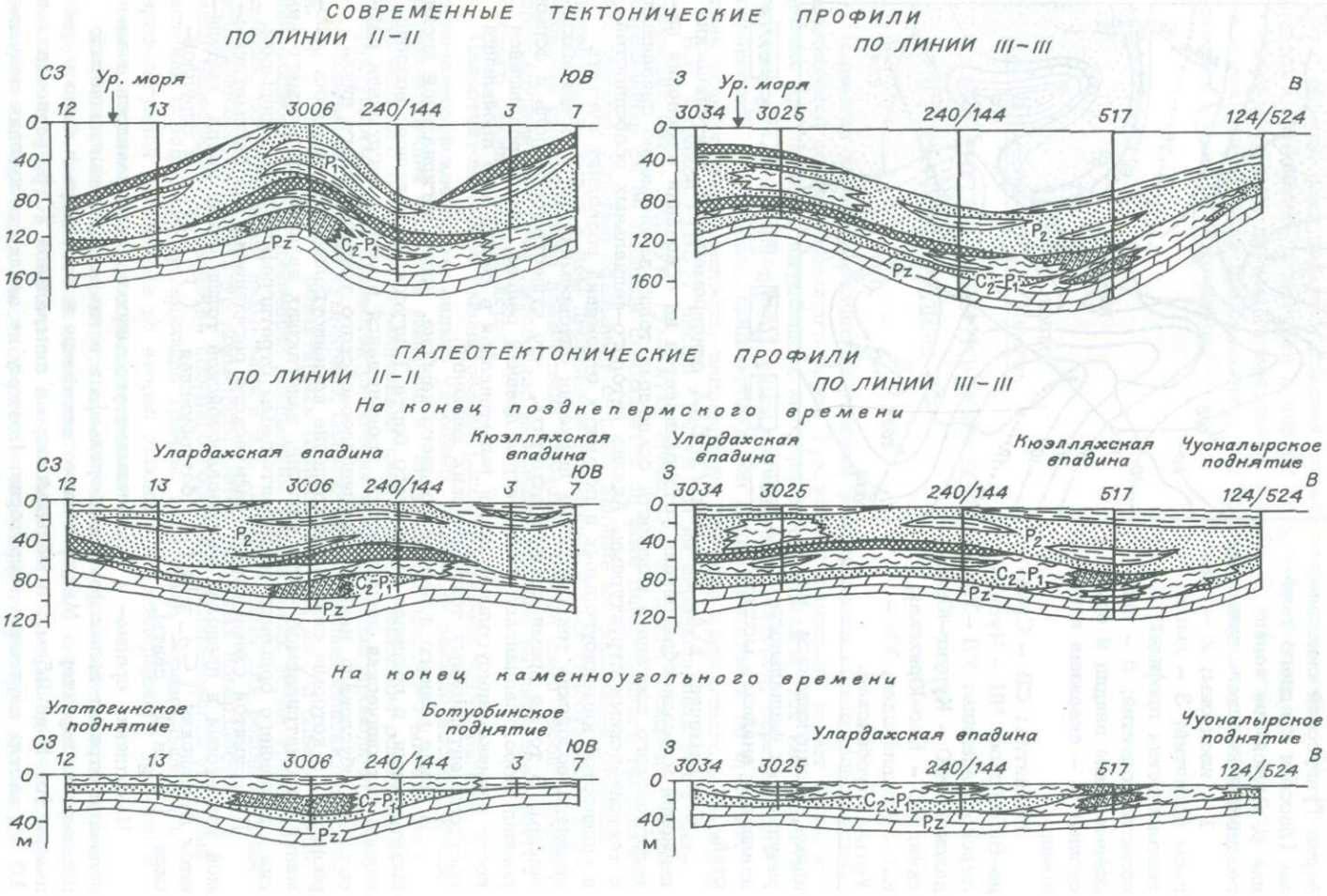
циями, базирующимися на результатах фациального анализа и анализа мощностей.

Как отмечает Ю.А. Косыгин /1958/, одновременность тектонических движений и осадкообразования устанавливается на основании изменения литологического состава и мощности осадочных толщ, закономерно связанных с тектоническими структурами. Анализ литолого-фациальных особенностей и мощностей каменноугольных и пермских отложений позволяет считать позднепалеозойские тектонические движения одновременными с осадконакоплением. В то же время следует отметить, что существенную роль в формировании пород лапчанской свиты играл древний рельеф, сформировавшийся после раннекаменноугольной эпохи выветривания в результате проявления постседиментационных тектонических движений.

В конце раннего и начале среднего карбона, после региональной эпохи выветривания, в пределах восточного борта Тунгусской синеклизы возобновилась тектоническая деятельность, проявившаяся в общем погружении района. Это обусловило начало позднепалеозойского тектонического цикла развития, с которым связано накопление каменноугольных и пермских отложений рассматриваемой части региона, залегающих на породах позднего кембрия или раннего ордовика со значительным стратиграфическим перерывом.

По принятой схеме стратиграфического расчленения для рассматриваемой территории в пределах верхнепалеозойской толщи снизу вверх выделяются лапчанская (C_{2-3} lp), ботуобинская (P_1 bt) и боруллойская (P_2 в rl) свиты.

Накопление средне- и верхнекаменноугольных осадков началось с заполнения отрицательных форм палеорельефа и в начальный этап не носило площадного характера. Максимальное прогибание в этот период было в западной (от 5 до 25 м), в меньшей мере в центральной (0,5, редко до 10 м) частях изученной территории. Поэтому на западе отложения лапчанской свиты имеют значительное площадное распространение. В центральной


СОВРЕМЕННЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРОФИЛИ
ПО ЛИНИИ II–II
ПО ЛИНИИ III–III
СЗ
Ур. моря
ЮВ
З
Ур. моря
В
12
13
3006
240/144
3
7
3034
3025
240/144
517
124/524
0
40
80
120
160
P1
Pz
C2–P1
P2
ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРОФИЛИ
ПО ЛИНИИ II–II
ПО ЛИНИИ III–III
На конец позднепермского времени
Улардажская впадина
Кюэлляхская впадина
Чуоналырское поднятие
На конец каменноугольного времени
Улатогинское поднятие
Ботуобинское поднятие
м

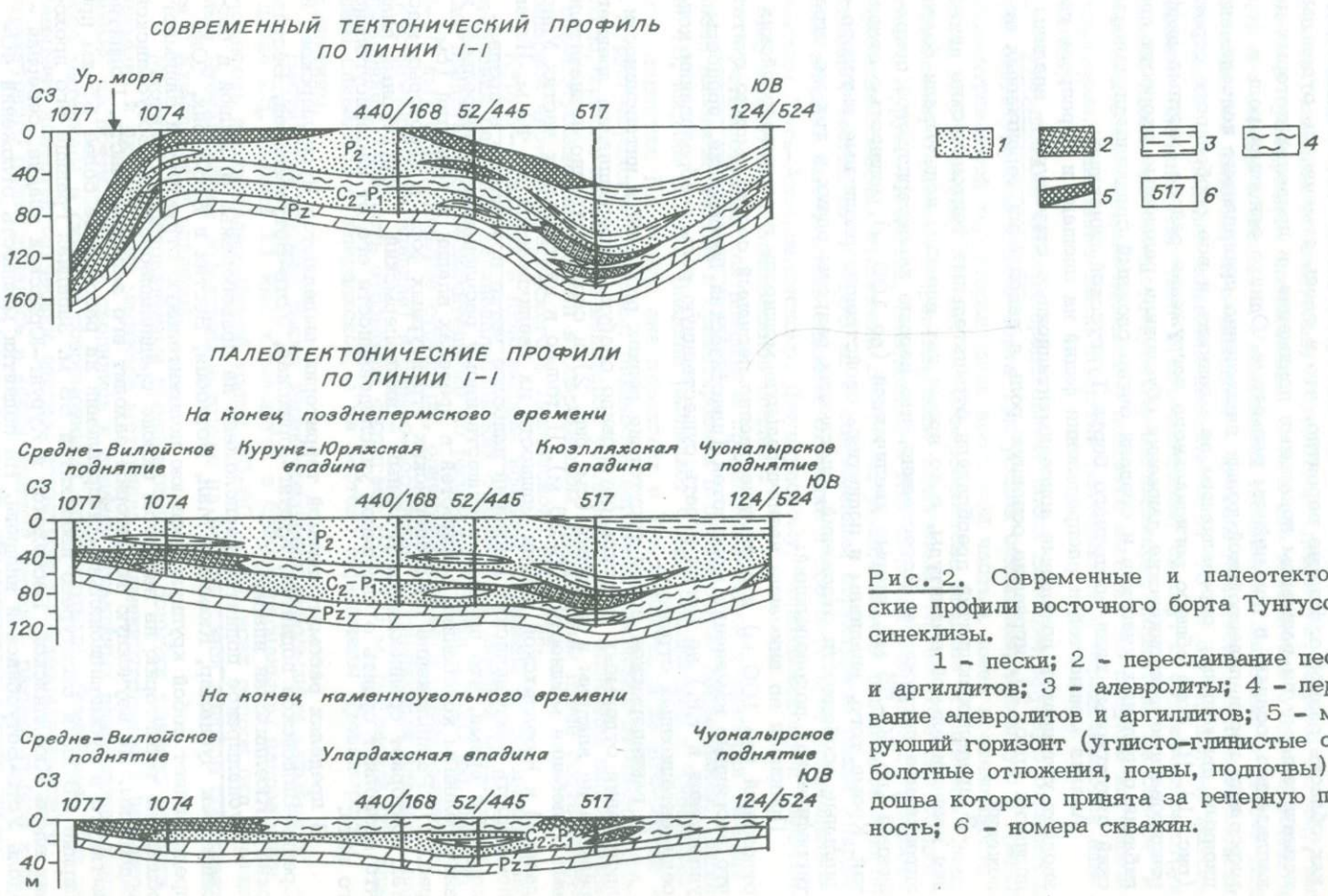


Рис. 2. Современные и палеотектонические профили восточного борта Тунгусской синеклизы.

1 – пески; 2 – переслаивание песков и аргиллитов; 3 – алевролиты; 4 – переслаивание алевролитов и аргиллитов; 5 – маркирующий горизонт (углисто-глинистые озерно-болотные отложения, почвы, подпочвы), подошва которого принята за реперную поверхность; 6 – номера скважин.

части района накопление осадков происходило преимущественно в локальных, часто незначительных по размерам, бессточных впадинах. Восточная часть территории, где амплитуда прогибания была незначительной, существовала как область размыва. Вполне вероятно, что и здесь отмечались отдельные незначительные по размерам локальные понижения, в пределах которых накапливались осадки, в дальнейшем размытые. Однако основная роль в формировании верхнепалеозойской толщи несомненно принадлежит конседиментационным движениям, определявшим ее мощность и все особенности строения (рис. 1). На фоне общего регионального погружения района местные дифференцированные тектонические движения обусловили различные скорости прогибания отдельных участков и создали очень сложный среднепозднепалеозойский структурный план восточного борта Тунгусской синеклизы.

Анализ мощностей и распределения фаций на площади и в разрезе позволяет установить локальные конседиментационные структуры – впадины и поднятия (рис. 2), игравшие основную роль в накоплении терригенных отложений.

В пределах поднятий преобладали отрицательные тектонические движения незначительной амплитуды, в то время как впадины испытывали более интенсивное погружение. Естественно, что первые характеризуются сокращенной (до 50–55 м), вторые увеличенной (до 100 м) мощностью отложений. Кроме того, впадинам и поднятиям свойственны различные литолого-фациальные особенности отложений, слагающих разрезы одних и тех же стратиграфических подразделений.

Принимая во внимание незначительную мощность верхнепалеозойских отложений (до 100 м) и преимущественно песчаный состав, можно считать, что вторичные изменения мощностей (пластическая деформация, процессы уплотнения и т.п.) не могли играть существенную роль в образовании конседиментационных структур.

В раннепермское время отсутствие резких различий в интенсивности прогибания отдельных участков обусловило слабую дифференциацию древнего рельефа на впадины и поднятия (см. рис. 2) и соответственно незначительные колебания мощностей (5–25 м). И только в центральных частях Улардахской и Кюэлляхской впадин мощность их увеличивается до 40 м. Неравномерность тектонических движений наиболее четко проявилась в позднепермское время, что привело к существенному расчленению палеорельефа и значительным колебаниям мощностей в пределах впадин и поднятий (см. рис. 1). Расположение позднепермских структурных форм в некоторых местах повторяет среднекаменноугольный – нижнепермский структурный план, что позволяет судить о частичной унаследованности его от каменноугольного века.

В пределах рассматриваемой территории выделяются Чуоналырское и Средне-Вилойское поднятия, Курунг-Юряхская, Усть-Ботуобинская, Бестяхская и Кюэлляхская впадины.

Чуоналырское поднятие расположено на правобережье р. Вилой в бассейне рек Чуоналыр, Кюэллях, Мал. Ботуобия, Бестях и Бэс-Юрях. Оно представляет собой крупную древнюю положительную структуру и занимает обширную территорию на западном склоне среднепалеозойской Ботуобинской седловины. На изученную территорию заходит его западная часть. Поднятие вытянуто в субмеридиональном направлении на расстояние более 55 км при ширине 35 км и оконтурено изопахитой 55 м. Западная граница его проходит вдоль Кюэлляхской, Бестяхской и Курунг-Юряхской впадин, северная – вдоль Усть-Ботуобинской впадины. На поднятии мощность отложений 40–55 м. Чуоналырское поднятие в современном структурном плане соответствует Улотогинскому и Лапчанскому поднятиям.

Средне-Вилюйское поднятие расположено на левобережье р. Вилюй в бассейнах рек Хатынгнаах, Болуоттаах, Сюльдюкар, а также на правобережье ниже устья р.Мал. Ботуобия. Поднятие представляет собой значительную по размерам положительную структуру (длина 70, ширина 30 км), вытянутую в субширотном направлении. С юга оно ограничено Усть-Ботуобинской, а с юго-запада и запада – Улардахской впадинами. Западный и южный склоны поднятия пологие, юго-западный – крутой. Мощность верхнепалеозойских отложений в пределах поднятия колеблется от 35 до 55 м, причем максимальные значения тяготеют к юго-западному склону. В современном структурном плане оно соответствует Хатынгнаахскому поднятию. На севере и северо-востоке Средне-Вилюйское поднятие выходит за пределы изученной территории. Описанные выше поднятия разделяются и ограничиваются впадинами.

Улардахская впадина представляет собой наиболее крупную отрицательную структуру восточного борта Тунгусской синеклизы, входящую в пределы рассматриваемой территории лишь восточной частью, имея протяженность около 100 и ширину 40 км. С северо-востока впадина ограничена Средне-Вилюйским, с востока – Чуоналырским поднятиями. На востоке она соединяется с Курунг-Юряхской, Бестяхской и Кюэлляхской впадинами. Мощность верхнепалеозойских отложений 55-75 м, увеличивается в западной и юго-западной частях до 80-100 м. В современном структурном плане Улардахская впадина имеет очень сложное строение и соответствует позднепалеозойским Усть-Ахтарандинскому, Джункунскому, Чернышевскому и Сылагинскому поднятиям и одноименной впадине.

Усть-Ботуобинская впадина в пределы изученной территории заходит своей западной частью и ориентирована в субширотном направлении. Длина ее 45, ширина 30 км. Впадина разделяет Средне-Вилюйское и Чуоналырское поднятия. На западе она переходит в Улардахскую, а на юго-западе – в Курунг-Юряхскую впадины. Мощность верхнепалеозойских отложений 55-65 м, причем характерно некоторое увеличение их в западном направлении. Усть-Ботуобинская впадина в современном структурном плане соответствует северной части Улотогинского и Лапчанского поднятий.

Курунг-Юряхская и Кюэлляхская впадины выделены на основании сопоставления разрезов верхнепалеозойских отложений и анализа мощностей. Они представляют незначительные по размерам (длина 15-20 км, ширина 8-10 км) отрицательные структуры, ориентированные в северо-западном (Курунг-Юряхская впадина) и северо-восточном (Кюэлляхская впадина) направлениях. Мощность отложений достигает 85-100 м. На западе обе впадины сливаются с Улардахской, а на востоке ограничены Чуоналырским поднятием.

Бестяхская впадина также характеризуется небольшими размерами (длина 25, ширина 11 км) и вытянута в субмеридиональном направлении. Мощность верхнепалеозойской толщи 55-80 м. Со всех сторон она ограничена Чуоналырским поднятием и только на западе узкой полосой соединяется с Кюэлляхской впадиной.

Многими исследователями предпринимались попытки выявить области размыва и аккумуляции местного материала в каменноугольное и пермское время, но почти все они сводились к анализу возможных направлений переноса материала в связи с современными структурными элементами. Как показывает палеотектонический анализ, перестройка позднепалеозойского структурного плана началась в конце поздней перми – раннем триасе в связи с активизацией тектонических движений, обусловивших начало нового позднепалеозойского – раннемезозойского тектономагматического цикла раз-

вития. Развитие структурных элементов продолжалось на протяжении триаса и юры. Образовавшиеся структуры частично унаследовали основные позднепалеозойские палеоструктурные элементы, некоторые из них оказались наложенными, т.е. не соответствующими структурам карбона и перми (см. рис. 2).

Устойчивое прогибание Тунгусской синеклизы в позднем палеозое обеспечило непрерывное накопление в ней различных осадков: континентальных, переходных от континентальных к морским и морских мелководных. Поскольку общий режим прогибания изученной территории был неравномерным, дифференцированные тектонические движения существенно влияли на процесс осадконакопления. Это проявилось прежде всего в пространственном размещении фациальных обстановок и чередовании в разрезе различных генетических типов отложений. Анализ распределения различных фациальных разновидностей пород позволяет выделить наиболее пониженные и возвышенные участки, что весьма важно для выяснения условий накопления верхнепалеозойских отложений, установления областей размыва и направления переноса обломочного материала. Так, русловые и прибрежно-морские осадки, сформировавшиеся в условиях повышенной гидродинамической активности, тяготеют в основном к наиболее активным в тектоническом отношении участкам, характеризующимся максимальной скоростью погружения. Участки с меньшей интенсивностью погружения являются местами преимущественного накопления элювиально-делювиальных и озерно-болотных отложений с интенсивной концентрацией органических осадков.

На склонах Чуоналырского и Средне-Вилюйского поднятий, на бортах Улардахской, Курунг-Юряхской и Бэс-Юряхской впадин в пределах площади распространения лапчанской свиты выделяются две фациальные зоны - преимущественного развития отложений подножий склонов и конусов выноса, зарастающих озерных водоемов. На восточном борту Улардахской впадины выделена также зона заливно-лагунного прибрежного мелководья бассейна. В пределах поля развития отложений ботуобинской свиты в Курунг-Юряхской и Бэс-Юряхской впадинах, а также на восточном борту Улардахской осадконакопление охарактеризовано зонами заболоченных аллювиально-дельтовых и прибрежно-бассейновых равнин, заливно-лагунного мелководья бассейна, а в центральной части Улардахской впадины - зоной открытого подвижного мелководья бассейна. В пределах площади распространения боруллойской свиты выделены: зона речных долин, пространственно тяготеющая к Чуоналырскому и Средне-Вилюйскому поднятиям и занимающая наиболее пониженные участки древнего рельефа между водораздельными пространствами; зоны заболоченных аллювиально-дельтовых и прибрежно-бассейновых равнин, приберегового сильно подвижного мелководья бассейна, пространственно приуроченные к восточному борту Улардахской впадины; зона осадков открытого мелководья бассейна характеризует осадконакопление в центральной части Улардахской впадины.

В целом на протяжении всего позднего палеозоя распределение фаций на площади было вполне закономерным и контролировалось тектоническим режимом, роль которого заключалась в формировании положительных и отрицательных форм рельефа.

Области сноса, располагающиеся за пределами изученной территории к юго-востоку, претерпели временные поднятия во второй половине среднего карбона и начале поздней перми. В результате этого в базальные горизонты ботуобинской и особенно боруллойской свит было привнесено значительное количество чуждого району обломочного материала.

Таким образом, на основании палеотектонических реконструкций, вы-

полненных на базе фациального анализа и анализа мощностей, на восточном борту Тунгусской синеклизы в зоне сочленения ее со среднепалеозойской Ботуобинской седловиной выделен ряд позднепалеозойских конседиментационных поднятий и впадин, контролирующих направление переноса местного материала. Палеотектонический план изученной территории определял ход процессов осадконакопления и россыпеобразования. Результаты проведенных исследований могут быть использованы при разработке направлений и методики поисков погребенных месторождений алмазов в пределах восточного борта Тунгусской синеклизы.

Литература

Косыгин Ю.А. Тектоника нефтяных областей. Т. I, II. М.: Гостоптехиздат, 1958. 513 с.

Страхов Н.И. О теоретической литологии и ее проблемах. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 11, с. 15–31.

Е.И. Борис

МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ИХ РОССЫПНОЙ АЛМАЗОНОСНОСТИ (МАЛО-БОТУОБИНСКИЙ РАЙОН ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ)

Минерагения терригенных осадочных толщ находится в зависимости от условий их формирования и наличия в областях размыва определенных минеральных ассоциаций или коренных месторождений тех или иных видов полезных ископаемых. Весьма важное значение при этом имеют величина эрозионного среза пород региона и развитие интенсивных процессов корообразования, предшествовавших накоплению рассматриваемых отложений, а также их сохранность в последующие этапы геологической истории, т.е. определяющими в этом отношении являются структурно-тектонические особенности развития изучаемой территории до, во время и после формирования данных осадочных толщ.

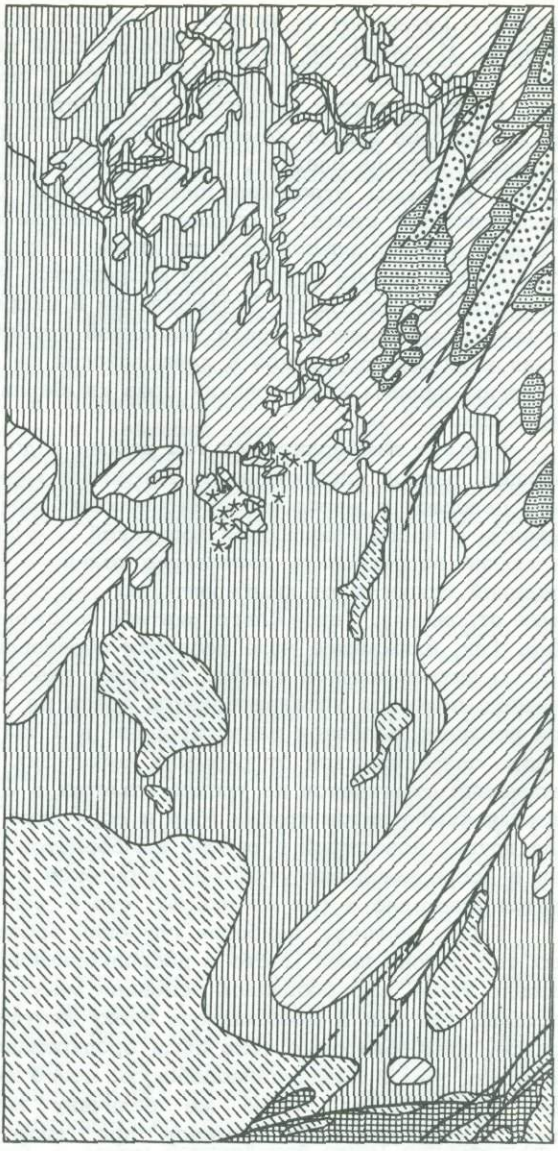
Основное внимание автором уделено анализу верхнепалеозойских терригенных отложений Мало-Ботуобинского района. Специфичность минерагении этих отложений обусловлена особенностями позднепалеозойского этапа геологической истории региона. Так, после каледонской складчатости практически вся Сибирская платформа испытала поднятие и перестала быть морским бассейном, т.е. произошла смена морских условий осадконакопления на континентальные /Павлов, 1974/. Наступивший длительный период континентального развития способствовал значительному размыву осадочных (терригенно-карбонатных) и изверженных (траппов и кимберлитов) пород нижнего – среднего палеозоя территории Западно-Якутской алмазоносной провинции и переносу эродированного материала в формировавшиеся в то время верхнепалеозойские отложения. Подобный размыв указанных пород, в том числе и среднепалеозойских кимберлитов, отмечает-

Предполагаемый разрез пород нижнего – среднего палеозоя юго-западной окраины Ыгыаттинской впадины

Свита, возраст	Подсвита, пачка	Мощность, м	Характеристика
Меикская верхнего силура		80–130	
	Верхняя	0–50	Доломиты
	Нижняя	80	Органогенные известняки
Делингдинская верхнего ордовика		40	Доломиты
Станская среднего ордовика		85–145	
	Верхняя	50–85	Гипсоносные глинистые доломиты
	Нижняя	35–60	Доломиты, алевролиты, аргиллиты
Криволуцкая среднего ордовика		20–45	
	Верхняя	10–15	Песчаники
	Нижняя	10–30	Органогенные известняки
Устькутская нижнего ордовика		120–190	
	Верхняя	0–40	Доломитовые песчаники
	Средняя	70–90	Доломиты
	Нижняя	50–60	Глинистые доломиты

Примечание. Большая часть мощности разреза не сохранилась от размыва.

ся и в пределах Мало-Ботуобинского района. С целью аргументации возможной алмазоносности верхнепалеозойских отложений автором проведена оценка величины денудационного среза известных кимберлитовых трубок района и рассчитано вероятное количество алмазов, поступивших в указанные отложения из эродированных частей трубок. При этом учитывались следующие факты. В кимберлитах трубки Мир обнаружены ксенолиты известняков с фауной меикской свиты нижнего силура, отсутствующие в настоящее время в разрезе вмещающих отложений вблизи данной трубки /Франтессон, 1962/. В современном срезе трубка Мир выходит на дневную поверхность. Вмещающими породами являются терригенно-карбонатные отложения илгинской свиты верхнего кембрия, и только ее сохранившаяся от размыва более высокая юго-восточная часть контактирует с глинисто-доломитовыми отложениями базального горизонта нижней пачки устькутской свиты нижнего ордовика. Более молодые породы нижнего и среднего палеозоя в районе не сохранились. Они отмечаются только на крайнем его северо-востоке, в 50 км от трубки Мир, в пределах погребенной в современной структуре Ыгыаттинской впадины. Здесь разрез палеозойских пород, отсутствующих в районе трубки Мир, начиная с нижнеордовикских до нижнесилурийских, представляется в следующем виде. Из таблицы видно, что минимальная мощ-



Схематичная геологическая карта поверхности пород нижнего палеозоя (покров верхнепалеозойских и мезозойских отложений снят).

1 – меикской свиты нижнего силура; 2 – криволуцкой среднего ордовика; 3 – глинистые и алевритистые доломиты устькутской нижнего ордовика; 4 – мергели и доломитовые алевролиты илгинской верхнего кембрия; 5 – мергели, карбонатные алевролиты и аргиллиты верхоленской верхнего кембрия; 6 – доломиты, известняки, аргиллиты, мергели, ангидриты, гипсы, брекчии метегерской среднего кембрия; 7 – кимберлитовые тела; 8 – разрывные нарушения.

ность этих пород равна 345 м, а максимальная – 550 м. Среднепалеозойские кимберлитовые тела района находятся в сводовой части Ботуобинского поднятия, которое с конца раннего ордовика вновь стало интенсивно проявляться как положительная структура, поэтому мощность формировавшихся здесь вмещающих указанные тела пород ордовика и силура имеет тенденцию к ее уменьшению в сторону осевой линии поднятия. Однако величину такого уменьшения установить трудно, поэтому более правильно будет принимать в расчетах минимальную мощность размытых пород, равную 345 м.

Как известно, с момента внедрения кимберлитовой магмы было три крупных денудационных цикла: позднепалеозойский (досреднекаменноугольный), раннемезозойский (дорэтский) и кайнозойский. Анализ истории развития территории на протяжении этих циклов, а также прямые геологические данные свидетельствуют о том, что наиболее сильная денудация пород произошла в досреднекаменноугольное время. Так, каменноугольно-пермские отложения, развитые преимущественно в северо-западной части района, за-

легают с размывом на разных горизонтах пород илгинской свиты верхнего кембрия. И только на склонах Кюэлляхской верхнепалеозойской впадины под ними присутствуют отложения устькутской свиты нижнего ордовика. Это хорошо иллюстрируется прилагаемой схематичной геологической картой района, на которой покров каменноугольных и более молодых пород снят (см. рисунок). Отсюда следует, что в досреднекаменноугольное время были полностью размыты отложения нижнего силура (меикская свита), верхнего (делингдинская свита) и среднего (станская и криволуцкая свиты) ордовика, а также в значительной степени нижнего ордовика (устькутская свита). От последних в районе трубки Мир сохранились небольшие по площади поля их развития (см. рисунок). Установление в цифрах глубины досреднекаменноугольного эрозионного среза указанной трубки возможно лишь после определения величины дорэтской и кайнозойской ее денудации. По прямым геологическим данным кайнозойский срез кимберлитовой трубки Мир незначителен - около 5 м.

Размыв кимберлитовых тел района в дорэтское время определяется величиной, равной расстоянию по вертикали между подошвой отложений верхнего палеозоя и мезозоя, перекрывающих кимберлиты соответственно перед началом и после завершения дорэтской денудации. Естественно, эту величину можно восстановить достоверно только в том случае, если в непосредственной близости от кимберлитовых тел сохранились от размыва указанные выше отложения. Такое благоприятное положение отмечается вблизи трубки Мир. Так, ближайшее поле развития образований нижней юры находится в 200 м юго-восточнее трубки. Контакт указанных образований с породами нижнего палеозоя устанавливается здесь на уровне отметки 325 м. Отложения верхнего палеозоя закартированы в 1 км северо-западнее трубки Мир в виде сохранившихся от размыва небольших останцов. Здесь подошва этих отложений отмечается на уровне отметки в 365 м. Отсюда следует, что размыв кимберлитов трубки Мир в дорэтское время определяется в 40 м. Для других известных в районе кимберлитовых трубок величина их денудации в досреднекаменноугольное, дорэтское и кайнозойское время устанавливается примерно в тех же цифрах, что и для трубки Мир.

Таким образом, наиболее глубокий эрозионный срез всех кимберлитовых тел района имел место в досреднекаменноугольное время (около 300 м). Именно тогда высвободилась основная масса алмазов, поступившая затем в россыпи, так как в мезозойскую эпоху денудации (в среднем - позднем триасе) кимберлитовые тела были эродированы на глубину, почти на порядок меньшую, чем в позднепалеозойскую, всего на 40 м, а в кайнозойскую - еще примерно на такую же величину меньше (около 5 м). Количество высвободившихся алмазов при этом было меньшим. Однако в районе сформировались мезозойские и кайнозойские россыпи алмазов (подобные россыпи верхнепалеозойского возраста в Западно-Якутской алмазоносной провинции пока не установлены). Приведенные данные позволяют предполагать, что верхнепалеозойские отложения должны содержать значительно большее количество алмазов, чем мезозойские и кайнозойские. Благоприятными условиями для их накопления в отложениях верхнего палеозоя, как уже отмечалось, являются:

1) глубокий денудационный срез кимберлитовых трубок района, имевший место в досреднекаменноугольное (т. е. в раннекаменноугольное) время;
2) малая вероятность выноса основной массы алмазов за пределы Ботуобинского поднятия. На это однозначно указывает тонкообломочный песчано-глинистый состав нижнекаменноугольных образований, развитых в пределах смежных с ним частей Тунгусской синеклизы и погребенной Ыгыаттин-

ской впадины. Эти образования сформировались за счет терригенного материала, поступавшего сюда во время указанного выше значительного размыва пород, которые были развиты на данном поднятии.

Отложения, в которых сконцентрирована основная масса алмазов, высвободившихся в раннем карбоне, должны представлять собой продукты размыва среднепалеозойских кимберлитов, траппов и существенно карбонатных пород ордовика и силура. Сохранность прогнозируемых алмазоносных пород нижнего карбона обеспечивалась тем, что они были погребены либо под несогласно залегающими отложениями лапчанской свиты среднего – верхнего карбона, либо ботуобинской свиты нижней перми и боруллойской верхней /Борис, Константиновский, 1981/. Находки единичных кристаллов алмазов и в различной степени окатанных зерен пиропа и пикроильменита в перечисленных стратиграфических горизонтах следует объяснять главным образом перемывом и переотложением их из нижнекарбоновых пород. В раннем мезозое и кайнозое эти породы не размывались и не участвовали в формировании алмазоносных отложений рэтлейасового и четвертичного возрастов. Это доказывается соотношениями подсчитанных нами количеств алмазов в мезозойских и кайнозойских россыпях с содержанием высвободившихся из эродированных в среднем – верхнем триасе и кайнозое частей кимберлитовых трубок. Объем алмазов в данных россыпях превышает расчетное их количество из эродированных в это время частей кимберлитовых трубок лишь в 1,3 раза. Такой относительно небольшой избыток алмазов объясняется вероятной "подпиткой". Размещение этих сохранившихся от размыва отложений должно определяться эрозионно-тектоническими депрессиями, реконструируемыми нами в пределах Ботуобинского поднятия. Возможно, образования лапчанской свиты в пределах поднятия являлись поставщиками алмазоносного материала в базальные горизонты ботуобинской и боруллойской свит. Эти выводы уточняются результатами проведенных в районе исследований /Борис, Иванив, 1974; Тараненко и др., 1975; Харькив, 1978/, которые подтвердили неоднократный перемыв кластического материала при формировании свит верхнего палеозоя. Поступление минералов кимберлитов в отложениях лапчанской свиты из более древних (нижнекаменноугольных) образований подчеркивается значительной степенью их механического износа, который не мог проявиться во время переотложения этих минералов в указанную свиту, так как она сформировалась в условиях ближнего сноса терригенного материала /Зинчук, Борис, 1981/. Значит, минералы-спутники приобрели такой облик в процессе формирования еще нижнекаменноугольных отложений. О дальнейшем переотложении рассматриваемого кимберлитового материала в более молодые отложения (сначала ботуобинской, а затем борулойской свит) свидетельствуют плохая сохранность и относительно более широкое площадное распространение ореолов рассеяния по сравнению с таковыми для лапчанской свиты. В позднем палеозое лишь часть алмазов могла быть вынесена за пределы Ботуобинского поднятия и сконцентрирована в маломощных конгломератах среди песчаников верхней перми в пределах юго-восточного крыла Тунгусской синеклизы. Вероятно, основная масса алмазов, которые высвободились из эродированных частей кимберлитовых тел, должна находиться в пределах указанного поднятия в россыпях, приуроченных к отложениям нижнего карбона, а на участках, где они размыты – к образованиям среднего – верхнего карбона и перми.

Литература

Борис Е.И., Иванив И.Н. Палеогеографические особенности формирования верхнепалеозойских продуктивных отложений Мало-Ботуобинского алмазоносного района. – В кн.: Геология и полезные ископаемые юга Восточной Сибири. Иркутск: изд. ВостСибНИИГГиМС, 1974, с. 163-165.

Зинчук Н.Н., Борис Е.И. О концентрации продуктов переотложения кор выветривания в верхнепалеозойских осадочных толщах восточного борта Тунгусской синеклизы. – Геол. и геофиз., 1981, № 8, с. 22-29.

Павлов С.Ф. Верхний палеозой Тунгусского бассейна. Новосибирск: Наука, 1974. 169 с.

Тараненко В.И., Борис Е.И., Харькив А.Д., Зинчук Н.Н. Литология и палеогеография верхнепалеозойских отложений бассейна среднего течения р. Вилюй. М.: ВИНИТИ, 1975. 305 с.

Францессон Е.В. Состав и строение кимберлитовой трубки Мир. – В кн.: Петрография и минералогия месторождений алмазов. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 19-38.

Харькив А.Д. Минералогические основы поисков алмазных месторождений. М.: Недра, 1978. 135 с.

В.Г. Рыбаков, Ю.Г. Старицкий

МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И АНГАРО-ВИЛЮЙСКИЙ РУДНЫЙ ПОЯС

Можно выделить две категории минерагенических площадей - собственно минерагенические и рудные.

К минерагеническим следует относить площади, которые выделяются с учетом строения всего разреза доступной для наблюдения части коры - чехла платформы и ее фундамента. Кроме того, минерагенические площади должны иметь крупные размеры. В пределах их локализуются, как правило, месторождения нескольких рудных формаций. Только при соблюдении этих условий можно говорить о том, что выделенные площади отражают закономерности распределения месторождений во времени и пространстве /История развития..., 1981/.

Рудные площади выделяются для определенного (обычно небольшого) отрезка времени, соответствующего образованию формации, комплекса, свиты, горизонта. Поэтому они отражают лишь закономерности распределения месторождений в пространстве. Время для таких площадей как бы останавливается. Рудные площади характеризуются развитием одной или нескольких родственных рудных формаций.

До сих пор нет единого подхода к выделению основных пространственных металлогенических подразделений - поясов, провинций, областей и зон. Однако большей частью металлогенические площади выделяются на основе геолого-географического принципа, когда на той или иной площади охватываются все полезные ископаемые, известные в этом регионе.

Н.С. Маличем и Е.В. Тугановой /1980/ выделены "металлогенические" площади, в действительности являющиеся рудными. Многочисленные разновозрастные и разнотипные провинции (24) и зоны (83) различных этапов и эпох развития платформы приурочены к узкому отрезку времени, определяются площадью развития, как правило, одной геологической формации.

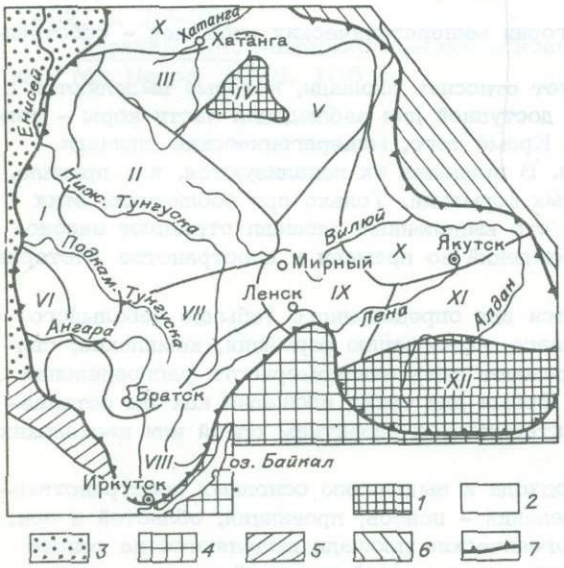
Для Сибирской платформы в целом предлагается схема минерагенического районирования, показанная на рисунке. Всего выделено 12 минерагенических провинций, краткая характеристика которых приведена в табл. 2.

Выделенный М.М. Одинцовым и др. /Ангаро-Вилюйский..., 1980/ Ангаро-Вилюйский рудный пояс на основании анализа соподчиненности месторождений и проявлений эндогенных полезных ископаемых зонам глубинных разломов и возраста рудообразующих процессов большей своей частью размещается в пределах Тунгусской минерагенической провинции. Рудный пояс объединяет в себе месторождения различного возраста нескольких рудных формаций и поэтому его правильнее, на наш взгляд, называть минерагенической зоной.

Таблица 1

Схема классификации минерагенических площадей /Минерагения..., 1970/

Для линейных площадей	Для площадей иной формы
Минерагенический пояс	*Минерагеническая страна*
Минерагеническая провинция	
Минерагеническая зона	Минерагеническая область
Рудная провинция	
Рудная зона	Рудный район
Рудное поле	
Месторождение	



Минерагенические провинции Восточно-Сибирской минерагенической страны.

1 – выходы фундамента; 2 – чехол Сибирской платформы; 3 – чехол Западно-Сибирской платформы; 4–6 – области складчатости: 4 – байкальской, 5 – каледонской, 6 – верхоянской; 7 – граница Восточно-Сибирской минерагенической страны. I–XII – номера минерагенических провинций (см. табл. 2).

Геолого-геофизические исследования, проведенные в последние годы в центральной части Ангаро-Вилюйской минерагенической зоны, блестяще подтвердили прогнозы М.М. Одинцова. Здесь установлено несколько десятков новых вулканотектонических структур, которые приурочены к зонам разломов фундамента преимущественно северо-восточного и субмеридионального направлений и к участкам их пересечений. Отдельные вулканотектонические структуры являются рудовмещающими и рудоконтролирующими для эндогенной минерализации и особенно для магнетитового оруденения. Кроме железа, вулканотектонические структуры содержат редкие щелочи, кальцит, цеолиты.

Внутри зоны может быть выделена Ангаро-Тунгусская железорудная провинция, в пределах которой локализуются месторождения магнетитовой формации. Эта провинция, в свою очередь, подразделена на ряд рудных районов – Средне-Ангарский, Ангаро-Катский, Ангаро-Илимский, Непско-Гаженский, Нижне-Тунгусский и др., последние делятся на поля и узлы.

Наибольший интерес представляют два рудных района – Нижне-Тунгусский и Непско-Гаженский. В первом известно более 60 месторождений и

Таблица 2

Краткая характеристика минерагенических провинций Восточно-Сибирской минерагенической страны (без горючих ископаемых)

№ на рисунке	Провинция	Полезные ископаемые					
		Установленные				Предполагаемые	
		Ведущие		Второстепенные		Экзогенные	Эндогенные
		Экзогенные	Эндогенные	Экзогенные	Эндогенные		
I	Приенисейская	Cu	Графит, Ni, Co, Cu, Pt, Au	Соли (бокситы), Fe, Mn	Cu, Fe	Cu, S	B
II	Путоранская	-		-	Sr, Ba	-	Fe, TR
III	Маймеча-Котуйская	Вермикулит	P (апатит), флогопит, Fe, Ti, TR, Ta, Nb	-	Al (нефелин)	-	
IY	Анабарская	-	-	-	Флогопит, Au, Fe	Au	Pt
Y	Оленекская	Алмазы	Алмазы, Fe, P (апатит)	Pb, Zn	Al (нефелин), TR, Ti	Al (бокситы)	-
YI	Енисейская	Fe, Au	Магнезит, тальк, Au, Pb, Zn, Sb, Fe	Al (бокситы), Mn	W, TR	-	Hg
YII	Тунгусская	-	Fe, исландский шпат	Соли, фосфориты	Pb, Zn, Sr, Ba	Al (бокситы)	-
YIII	Ангаро-Ленская	Fe, соли	Fe	Фосфориты, Ti, Mn, Pb	Cu	Al (бокситы)	Fe
IX	Вилюйская	Соли, алмазы	Алмазы	-	Pb, Zn, Fe	Al (бокситы)	P (апатиты)
X	Лено-Хатангская	-	-	Фосфориты	-	-	-
XI	Амгинская	-	-	Fe, Au	-	Pb, Zn	-
XII	Алданская	Au	Флогопит, кварц, Au, Fe	Fe	Флюорит, Pb, Zn, Mo, Cr	Al (бокситы)	Алмазы, Hg

проявлений магнетитовых руд и много высокоинтенсивных магнитных аномалий, перспективных на обнаружение магнетитового оруденения. Непско-Гаженский рудный район содержит несколько месторождений и проявлений железа, магнитные аномалии для него нетипичны. Прогнозные запасы железных руд этих районов оцениваются в 2,5-3,0 млрд. т. Несомненно, здесь будут обнаружены промышленные месторождения железа.

Итак, выделенный М.М. Одинцовым Ангаро-Вилюйский пояс следует считать минерагенической зоной. Он является частью Тунгусской минерагенической провинции. Результаты геологических исследований подтверждают перспективы пояса на железо и другие ископаемые.

Литература

Ангаро-Вилюйский рудный пояс Сибирской платформы / Одинцов М.М., Домышев В.Г., Страхов Л.Г. и др. Новосибирск: Наука, 1980. 109 с.

Малич Н.С., Туганова Е.В. Принципы и методика минерагенического анализа платформ. Л.: Недра, 1980. 287 с.

Минерагения Сибирской платформы / Старицкий Ю.Г., Басков Е.А., Малич Н.С. и др., 1970. 208 с.

История развития и минерагения чехла Русской платформы / Старицкий Ю.Г., Удалова Л.А., Янова Е.О. и др. Л.: Недра, 1981. 224 с.

И.Я. Богатых, В.И. Сафьянников,
В.М. Судаков, М.Г. Контарев

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО ВЗАИМООТНОШЕНИЯ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТЕЛ И ТРАППОВЫХ ИНТРУЗИЙ

В последние годы в Западной Якутии получены достаточно надежные сведения о морфологии кимберлитовых тел, а также об их пространственном взаимоотношении с интурзиями долеритов различного возраста /Борисов, 1974; Малич, 1971; Ненашев, 1970/.

Детально изученная нами группа широко известных кимберлитовых тел № 1, № 2 - жила пространственно совмещена с дорудным глубинным разломом субмеридионального направления (рис. 1). В осевой части этого разлома располагается не выходящая на поверхность крутопадающая дайка долеритов мощностью 30-35 м. Апикальная часть дайки находится на глубине около 300 м от дневной поверхности; по простиранию и на глубину она иногда расщепляется на серию жил, разобщенных галогенно-карбонатными отложениями.

Группа кимберлитовых тел прорывает пластообразную интрузию долеритов, внедрившуюся по контакту ичерской и чарской свит кембрия. Силл располагается на глубине 500 м от современной поверхности; установленная площадь его распространения превышает 10 км^2. Кровля и подошва интрузии слабоволнистые, мощность ее изменяется от 12 до 34 м. По контакту с отложениями ичерской свиты в зоне мощностью 10-15 см долериты раз-

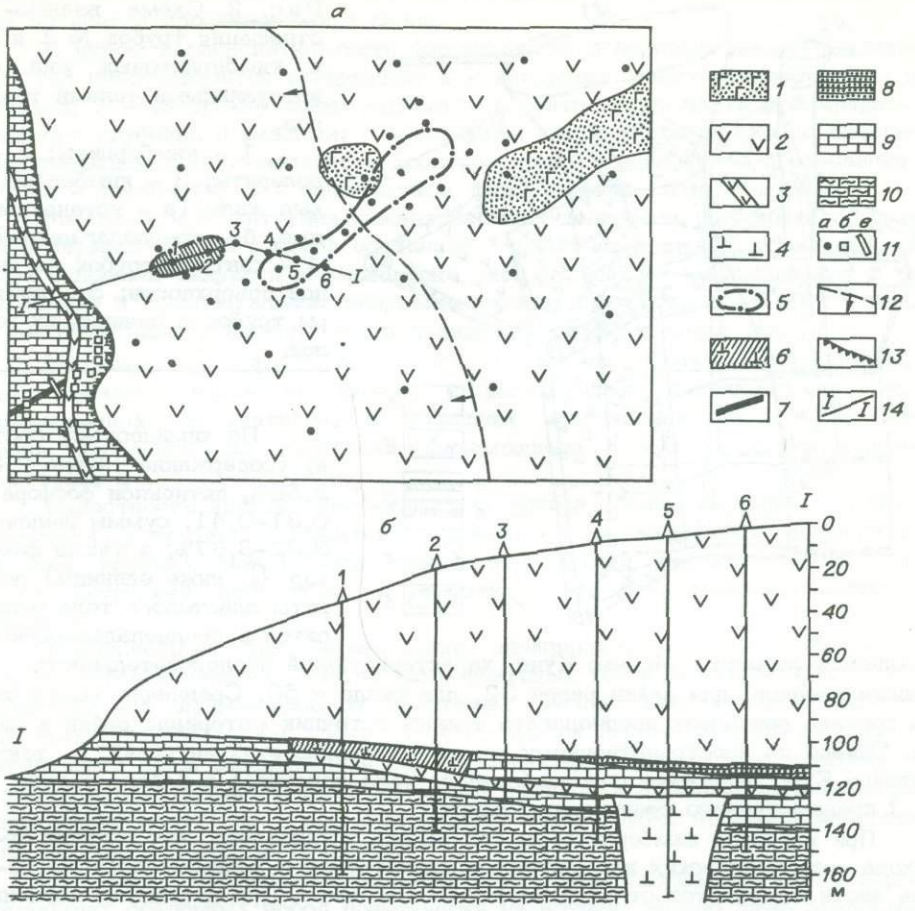


Рис. 1. Схематический план расположения кимберлитовых тел (а) и геологический разрез (б).

1 – туфы триаса; 2 – долериты нижнего триаса; 3 – интрузия долеритов, срезавшая трубку; 4 – кимберлиты верхнего девона; 5 – контур кимберлитовой трубки под траппами; 6 – срезанная часть трубки; 7 – кимберлитовая жила; 8 – песчаники нижней перми; 9 – известняки нижнего силура; 10 – глинистые известняки среднего ордовика; 11 – горные выработки (а – скважины, б – шурфы, в – канавы); 12 – контур интрузии долеритов, срезавшей трубку; 13 – уступ долеритов; 14 – линия геологического разреза. 1–6 – номера скважин.

дроблены. Контактовые изменения в долеритах проявляются маломощными (5–10 см) зонами хлоритизации, соссюритизации, серпентинизации и оталькования. В кровле силла отмечаются включения карбонатных пород размером до 1 м. В центральной части силла встречаются участки брекчированных долеритов. Цемент брекчий представлен гипсом, кальцитом, ангидритом. Нижний контакт силла с галогенно-карбонатными отложениями чарской свиты горизонтальный, слабоволнистый. Контактовые изменения проявляются в маломощных зонах доломитизации известняков, перекристаллизации галита.

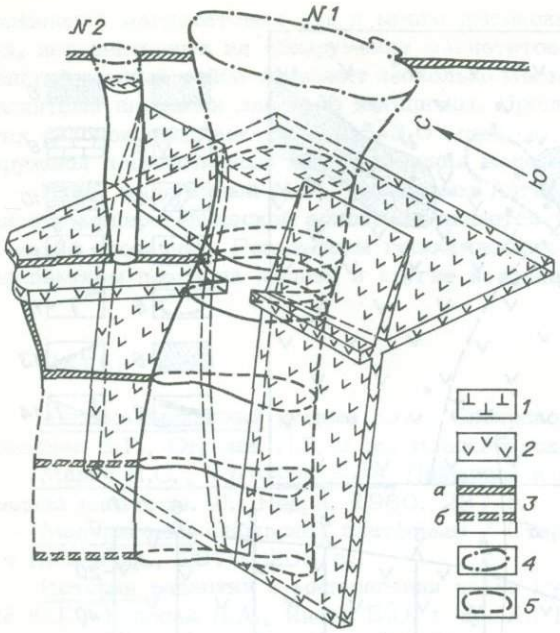


Рис. 2. Схема взаимоотношения трубок № 1 и 2 и кимберлитовых жил с интрузивными телами траппов.

1 – кимберлиты; 2 – долериты; 3 – кимберлитовые жилы (а – установленные, б – предполагаемые); 4 – контуры трубок на дневной поверхности; 5 – контуры трубок в сечении их жилой.

По химическому составу (содержание титана 2,35–2,56%, пятиокиси фосфора 0,31–0,41, суммы щелочей 3,32–3,67%, а также фактор Q ниже единицы) долериты пластового тела относятся к среднепалеозойской траповой формации. Индекс Куно, характеризующий последовательность кристаллизации, для дайки равен 32, для силла – 50. Сравнение химического состава позволяет предполагать единый источник материала дайки и силла. Однако по пространственному взаимоотношению этих интрузий, а также индексу Куно внедрение пластообразного тела долеритов в районе трубки № 1 предшествовало становлению дайки.

При изучении кимберлитовых тел района установлено, что глубина перехода остроконических или цилиндрических трубок в дайкообразные корневые части изменяется от 100 до 1000 м и более. При детальном изучении форма одного из крупных кимберлитовых тел изменилась от остроконической трубочной до дайкообразной на глубине 800–1000 м от поверхности; форма другого, более мелкого, эволюционировала до дайковой на глубине 100–150 м; третье не изменило цилиндрическую форму до глубины 1200 м.

Одна из морфологических особенностей изученных кимберлитовых тел – некоторое увеличение площади их горизонтальных сечений на участках, где вмещающие породы нижнего палеозоя представлены в основном солями. Фиксируются субгоризонтальные апофизы кимберлитового материала, внедрившиеся по межпластовым трещинам и ослабленным зонам во вмещающие породы. Мощность межпластовых внедрений кимберлита изменяется в широких пределах. Наблюдаются признаки "подпружинивания" диатремной части кимберлитовых тел, проявляющиеся в увеличении площади их горизонтального сечения под силлом долеритов и относительное сокращение сечений трубок при прорыве силла.

Основание раструба сателлитной трубки расположено выше долеритового силла; главная трубка приобретает четко выраженную дайковую форму ниже силла, на глубине около 1000 м. Главная трубка сечет субмеридиональную долеритовую дайку, испытывая при этом пережимы в зоне контакта. От корневой части главной трубки в северо-западном направлении прослеживается жила кимберлита. По простиранию она испытывает расщепления и

раздувы. Последние имеют место под долеритовым силлом, и кимберлит из них не всегда проникает выше силла.

В целом последовательность формирования долеритовых и кимберлитовых тел представляется следующей: 1 – внедрение пластообразного тела долеритов; 2 – внедрение дайки долеритов в центральную часть субмеридионального глубинного разлома; 3 – инъекция кимберлитовых жил по оперяющим трещинам северо-западного простирания; 4 – одноактное образование трубки – сателлита; 5 – многоактное формирование главной трубки.

Межпластовые интрузии нижнетриасовых долеритов, как правило, развиты в верхних частях разреза осадочного чехла. Внедряясь в осадочные породы ордовика, силура и пермокарбона, они отслаивают и перемещают в вертикальном и горизонтальном направлениях крупные блоки осадочных пород, а вместе с ними и верхние части отдельных кимберлитовых тел.

Впервые этот факт установлен в районе трубки Подтрапповая, где срезанная часть ее вместе с вмещающими породами оказалась перемещенной от диатремы в западном направлении на 250 м. Смещение произошло по плоскости маломощного (до 9 м) силла долеритов (рис. 2).

Целостность другой кимберлитовой трубки была нарушена секущей пластовой интрузией долеритов, отчленившей от основного рудного тела два крупных блока. Один блок поднят над рудным телом пластовой интрузией долеритов на высоту 30 м без горизонтального смещения.

В дальнейшем факт перемещения обширных по площади блоков осадочных пород и верхних частей кимберлитовых тел в горизонтальном направлении под динамическим воздействием траппов встречен и на других участках. Так, восточная часть одной из трубок Алакит-Мархинского кимберлитового поля, захороненная под отложениями пермокарбона, срезана на глубине 60–70 м маломощной интрузией траппов и перемещена в западном направлении почти на 1 км. Отторгнутая часть трубки выведена на уровень современной дневной поверхности.

Механизм перемещения огромных масс кимберлитовмещающих и перекрывающих осадочных пород практически не изучен. Можно лишь предположить, что породы, непосредственно лежащие над гипабиссальными пластовыми интрузиями траппов, получают возможность перемещаться в том случае, когда фронтальная часть траппового силла выведена на дневную поверхность и продолжает активное движение. Возможно, что силлы долеритов служили лишь плоскостью скольжения, по которой силы гравитации перемещали вышележащие блоки пород.

В краевых частях "сорванных" блоков возникают приповерхностные нарушения, фиксируемые зонами смятия и дробления пород. В тыловой части перемещенного блока на месте образовавшихся понижений рельефа ("провалов") формировались речные долины и обширные мари, заполнявшиеся переотложенным материалом в основном за счет терригенных толщ пермокарбона, выведенных траппами на соседних участках на более высокий гипсометрический уровень.

На поверхности водораздельных пространств среди траппов нередко можно обнаружить реликты перемещенных траппами карбонатных образований ордовика и силура, базальные горизонты пермокарбона и продукты разрушения кимберлитовых тел, поднятых с глубины 100–150 м (рис. 3). Подобные факты отмечены, например, на участках расположения трубок Москвичка, Молодость, в верховьях р. Мархи и т.д.

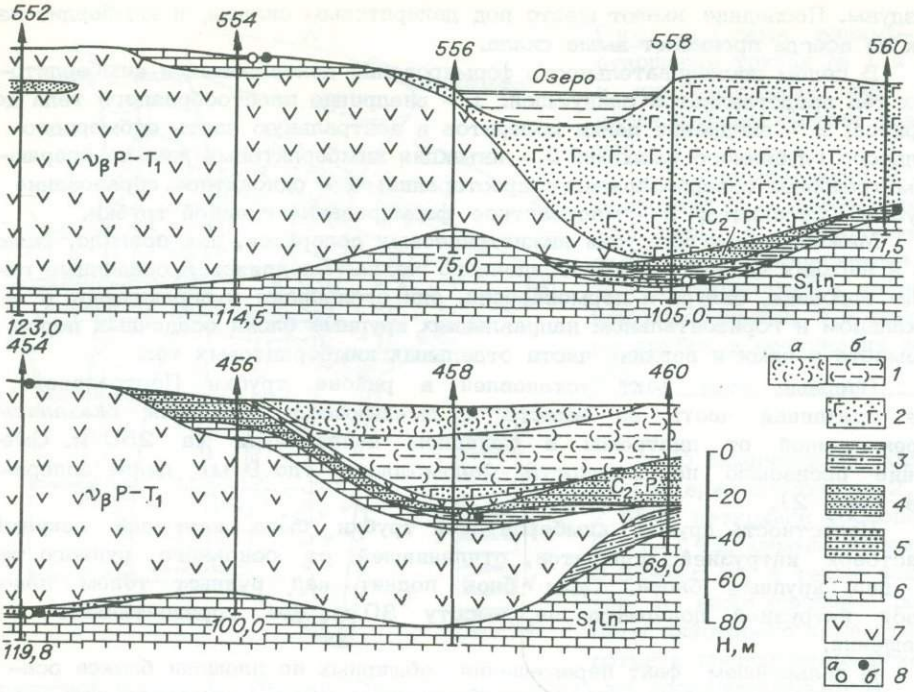


Рис. 3. Расчленение карбонатно-терригенных пород интрузиями долеритов.

1 – туфопесчаники (а), туфоалевролиты (б); 2 – туфы; 3 – алевролиты; 4 – песчаники; 5 – гравелиты; 6 – известняки; 7 – долериты; 8 – минералы-спутники алмаза в шлиховых пробах (а – пироп, б – пикроильменит).

В подобных ситуациях возникают значительные сложности в процессах картирования верхних частей геологического разреза, опознания отдельных структурных элементов и реконструкции структурно-тектонической обстановки, существовавшей не только в период формирования кимберлитовых тел, но и в период, предшествующий внедрению нижнетриасовых долеритов.

Таким образом, установлен факт прямой пространственной связи подводящих каналов кимберлитовых тел и долеритовых интрузий, наличие раздувов кимберлитовых тел под силлами долеритов и межпластовых внедрений кимберлитов в пластичных породах нижнего палеозоя. Внедрение верхнепалеозойских траповых интрузий сопровождалось активным механическим воздействием на кимберлитовые тела и вмещающие их отложения нижнего палеозоя.

Литература

Борисов Г.К. Особенности пространственного размещения кимберлитовых тел в связи с прогнозированием коренных месторождений алмазов. – В кн.: Геология и прогнозирование алмазных месторождений. М., ЦНИГРИ, 1974, с. 11-13.

Малич Н.С. Тектоническое развитие чехла Сибирской платформы. М.: Недра, 1971. 183 с.

Ненашев Н.И. Некоторые вопросы эволюции состава пород траповой формации Сибири и сопредельных районов. – В кн.: Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. М.: Наука, 1970, с. 48–67.

А.Я. Ротман, В.П. Серенко

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БАЗИТОВ ТРУБОК ВЗРЫВА ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ

Мало-Ботуобинский район Западной Якутии характеризуется оригинальным сообществом трубок взрыва базитов и кимберлитов. Трубки выполнены эксплозивными и эруптивными брекчиями с различным содержанием в них обломочного материала. Породы изученных трубок взрыва обладают рядом общих и индивидуальных особенностей. Комплекс общих признаков вулканокластов трубчатых тел района включает в себя абсолютное преобладание обломочных текстур и структур, наличие в разрезах большинства трубок агломератовых разновидностей, преобладание во включениях базальтов порфировой структуры, развитие по связующей массе определенного набора вторичных минералов, существенную (иногда ведущую) роль среди акцессорной примеси рудных минералов, анизотропии физических свойств.

Наряду с чертами сходства породы трубок взрыва имеют ряд отличительных признаков. Прежде всего отдельные трубки и группы характеризуются определенной спецификой петрографического состава. Детальное изучение последнего показало, что в строении тел участвует большое количество разновидностей вулканокластических производных базальтовой магмы. Фиксируются некоторые закономерности в их распределении как в разрезе отдельных трубок, так и между трубками и группами похожих трубок. Установлено, что во многих трубчатых телах отмечается вертикальная зональность, суть которой сводится к следующему. Верхние части трубок сложены многокомпонентными туфами с преобладанием витро- и ксенокластики (первая зона). Ниже разрез более однородный, количество витро- и ксенокластики постепенно уменьшается, и основным преобладающим компонентом становятся литокластические с примесью кристаллолитокластических туфы, слагающие вторую зону.

Сравнивая петрографический состав кимберлитовых и базитовых трубок взрыва, следует отметить, что породы первых двух выделенных зон можно параллелизовать с кимберлитовыми брекчиями верхних горизонтов, обогащенными обломками вмещающих осадочных пород (кимберлитовыми туфами, по А.П. Бобриевичу и др. /Алмазные месторождения..., 1959/), и кимберлитовыми брекчиями с незначительным количеством ксеногенного (траппы, осадочные породы) материала (кимберлитовыми брекчиями с массивной текстурой цемента, по К.Н. Никишову /1981/).

Нижняя часть разреза, вскрытая и изученная в отдельных трубках взрыва основного состава, сложена кластолавой (третья зона), имеющей с литологическими туфами постепенный переход, что отражается на постоянстве физических параметров пород второй и третьей зон. Кластолавы, вероятно, можно сравнивать с автолитовыми кимберлитовыми брекчиями.

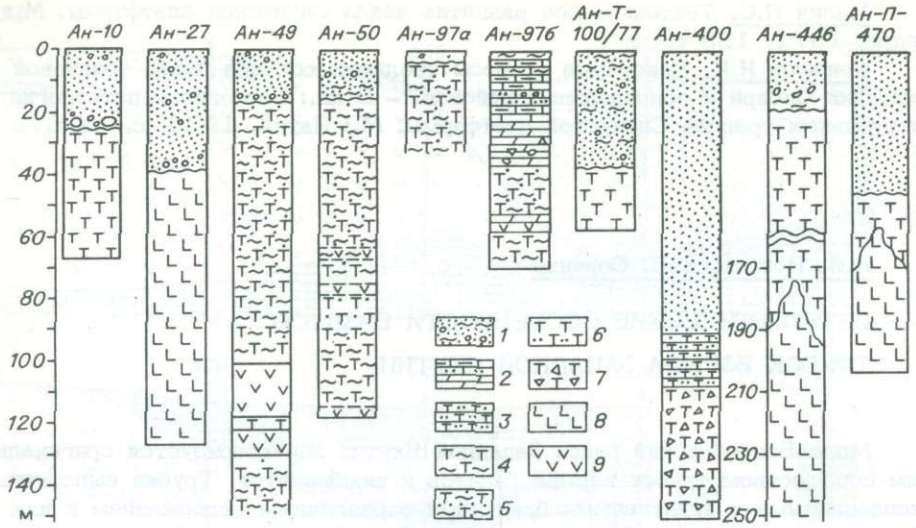


Рис. 1. Геолого-петрографические разрезы базитовых трубок взрыва Западной Якутии по скважинам колонкового бурения (составлены с учетом данных геологов Ботуобинской экспедиции).

1 – терригенные отложения нижнего мезозоя; 2 – терригенно-карбонатные породы нижнего палеозоя; 3 туфогравелиты, туфопесчаники; 4 – туфы литовитрокластические; 5 – туфы кристаллолитовитрокластические; 6 – туфы литокластические и кристаллолитокластические; 7 – ксенотуфы; 8 – кластолава; 9 – базальты, долериты.

Для большинства трубок характерно совмещение пород двух различных зон. Вулканокласты, разбуренные скважинами в трубках Ан-48, Ан-49, Ан-50 и некоторых других, соответствуют породам нижней части первой зоны и верхней части второй (рис. 1). Вскрытые интервалы трубок Ан-190 (Лиственничная), Ан-446, Ан-470 и, вероятно, Мар-Сиэнэ также являются переходными и включают породы нижней части второй и верхней части третьей зон. В разрезе трубки Ан-Т-100/77 участвуют породы только второй, а Ан-27 – третьей зон (см. рис. 1). Обособляются среди изученных тел района породы трубки Ан-400, в верхней части разреза которой залегают вулканогенно-осадочные образования. Их, вероятно, можно параллелизовать с отложениями кратерных озер. Ниже весь разрез сложен ксенотуфами с железисто-карбонатным цементом.

Естественно, что отмеченные зоны не являются обязательными составными компонентами типового вертикального разреза базитовых трубок взрыва района, но могут быть приняты в качестве оптимальной схемы, включающей возможность хаотического чередования разновидностей вулканокластов. Петрографический состав пород трубок взрыва позволяет объединить последние в четыре группы: 1) Ан-47, Ан-48, Ан-49, Ан-50, Ан-97а, Ан-97б, Ан-П-257а; 2) Ан-Т-100/77; 3) Ан-10, Ан-27, Ан-190, Ан-446, Ан-П-470 и Мар-Сиэнэ; 4) Ан-400.

Объем выделенных групп трубок в основном сохраняется и при сопоставлении их минералогических и петрохимических свойств. Минеральный состав вулканокластических производных базальтовой магмы трубок взрыва,

по сравнению с траппами Сибирской платформы, характеризуется резким сокращением количества полевых шпатов, клинопироксенов и оливина за счет значительного объема стекловатого базиса, в большинстве случаев замещенного вторичными минералами (хлоритом, монтмориллонитом, кальцитом и др.). Высокая удлиненность полевых шпатов во вкрапленниках и присутствие титаномагнетита являются показателями повышенных скоростей теплоотдачи, что подтверждает "взрывной" характер образования пород.

Минеральный состав вулканокластов трубок первой группы характеризуется значительным содержанием ксеногенных минералов в легкой и тяжелой фракциях (кварц, кремнистые агрегаты, циркон, дистен, турмалин), которые в породах второй и третьей групп встречаются очень редко. Вулканокластам трубок первой группы свойственны циркон-титаномагнетит-магнетитовая (с существенной ролью гётита и гематита), а представителям третьей - сфен-апатит-пирит-магнетит-ильменит-титаномагнетитовая (Ан-446) и пирит-эпидот-циркон-альмандин-ильменит-титаномагнетитовая (Ан-П-470) минеральные ассоциации. Учитывая факт сквозного развития ильменита, титаномагнетита и магнетита в роли ведущих минералов тяжелых фракций всех выделенных разновидностей трубчатых тел, для пород первой группы трубок выделяются циркон-гётит-гематитовая, а для третьей - сфен-апатит-пиритовая (Ан-446) и пирит-эпидот-циркон-гранатовая (Ан-П-470) ассоциации. Характерные минералы пород трубки Ан-Т-100/77 (вторая группа) - эпидот и пирит, а трубки Ан-400 - пирит и мелкозернистый до микрозернистого апатит. Наличие апатита, часто в значительных количествах, подчеркивает своеобразие пород третьей и четвертой групп. Специфической чертой пород трубки Ан-П-470 является повышение роли граната среди тяжелых минералов. Следует отметить, что породы трубки Ан-П-470 имеют общие минералогические признаки с породами трубок первой группы, что выражается в положительной корреляции распределения рудных минералов и циркона, граната и эпидота. Появление пироп-альмандинов в породах трубки Ан-446, вероятно, связано с захватом их из метаморфических пород фундамента. Не исключен вариант образования гранатов в исходном базальтовом расплаве. Возможность такой кристаллизации отмечали А.В. Округин и В.Ф. Махотко /1979/, Б.В. Олейников и др. /1979/.

Породы выделенных групп трубок отличаются между собой и по направленности постмагматических изменений. Вулканокластам трубок первой группы свойственно развитие монтмориллонита, вермикулита, вермикулит-монтмориллонитовых смешанослойных образований и каолинит-галлуазитовой ассоциации, т.е. формирование магний-железо-силикатных (семейство монтмориллонита) и высокоглиноземистых (группа каолинита) минералов. Замещению в большей степени подвергалась стекловатая масса. За счет гидратации катионов стекло разрушалось (начиная с поверхностной части обломков) с перестройкой силикатного каркаса, что (наряду с ожелезнением) привело к хорошей контрастности частиц витрокластики, отчетливо видимой в шлифах. Сохранение реликтовых витрокластических структур указывает на изменение пород при отсутствии избытка термальных растворов.

Преобразование связующей массы пород трубок третьей группы свелось в основном к развитию смешанослойных минералов, представленных неупорядоченным чередованием пакетов монтмориллонита, хлорита и нередко гидрослюды (появление относительно интенсивного пика 10-10, 1Å на дифрактограммах). Основной причиной развития другой ассоциации вторичных минералов, в отличие от пород трубок первой группы, является повышенная роль катионов K^+ и Mg^{2+} в составе материнского субстрата. При воздействии гидротермальных растворов на связующую стекловатую массу пород раство-

ры обогащались калием, который шел на строительство кристаллической решетки гидрослюды. За счет катионов Mg^{2+} образовывались пакеты монтмориллонита, а при более высокотемпературных условиях – хлорита. Воздействие вулканических углекислых флюидов, вероятно, обусловило появление в породах пятен карбоната. Широкое проявление указанного процесса привело к интенсивной карбонатизации пород трубок Ан-Т-100/77 и Ан-400.

Рассматривая петрохимические особенности пород четырех выделенных групп трубок взрыва, можно констатировать, что каждая из них имеет специфические черты. Наиболее яркие отличительные признаки – количество и соотношение щелочей, содержание извести и магнезии, коэффициент фракционирования. Породы трубок Ан-Т-100/77 и Ан-400 резко отличаются по своему химизму от других тел вследствие широко проявившихся наложенных процессов, в результате чего первичный состав выполняющих трубки пород реставрировать практически невозможно. Поэтому пришлось ограничиться сравнением петрохимических особенностей наименее измененных включений базальтов из вулканокластов трубок взрыва первой и третьей групп.

Базальты, которые в подавляющем большинстве случаев являются гомеогенными включениями, присутствуют в большом количестве и составляют от 20 до 75% обломочного материала. Гораздо реже ксенолиты базитов встречаются в брекчиях кимберлитовых трубок, в которых они распределены крайне неравномерно и в целом не превышают 1,5–4,3% содержания обломочных фрагментов в кимберлитах. В единичных случаях ксенолиты основных пород наблюдаются в кимберлитовых жилах.

Цвет пород серый, темно-серый до черного в зависимости от содержания фемических минералов, плагиоклаза и окислов железа в основной массе базальтов. Форма обломков угловатая и угловато-округлая, поверхность их неровная, шероховатая, размеры самые разнообразные: от долей миллиметра до десятков сантиметров, редко первых метров, но преимущественно 3–8 мм в поперечнике в трубках основных пород и 5–8 см в кимберлитах.

Текстура базальтов массивная, реже миндалекаменная, структура афанитовая и среднезернистая. Автолиты в вулканокластах представлены гиалобазальтами порфировой структуры с гиалопилитовой и интерсертальной основной массой. Ксенолиты базитов из кимберлитов имеют широкий спектр петрографических разновидностей – толеиты, базальты, миндалекаменные толеиты, габбро-диабазы, плагиобазальты и оливиновые базальты. В соответствии с составом в них доминируют офитовые, пойкилоофитовые, толеитовые и порфировые структуры с гиалопилитовой, интерсертальной и микродолеритовой основной массой.

Включения базитов в трубках взрыва, отмеченных выше первой и третьей групп, являются производными двух петрохимических серий основной магмы – толеит-базальтовой и щелочной оливин-базальтовой (пикритобазальтовой). Первые характерны для большинства трубок взрыва основных пород. Представители второй петрохимической серии преобладают среди ксенолитов базитов в кимберлитовых трубках и составляют обломочную часть родственных пород в вулканокластах трубок Ан-446, Ан-10, Ан-27, Ан-190 и "силла" эруптивных брекчий Ан-Т-10/72.

Химические составы автолитов базальтов из трубок взрыва показывают существенные различия между выделенными петрохимическими сериями. Наиболее показательными в этом отношении "макроэлементами" выступают кремний, алюминий, железо, магний, щелочи, кальций и фосфор. Для толеитовых базальтов содержание кремнезема находится в пределах 49–52 вес.% (в пересчете на 100% безводного сухого вещества), тогда как в породах щелочной серии оно составляет в основном 42–49 вес.% (рис. 2). Распре-

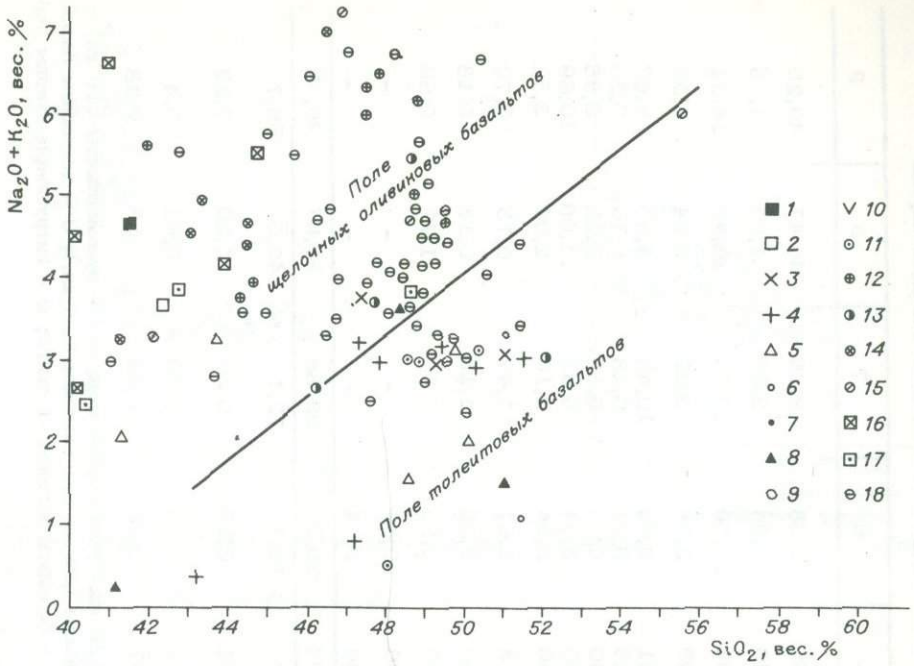


Рис. 2. Диаграмма щелочность – кремнекислотность для включений базальтов из трубок взрыва, диабазов даек из зон разломов и ксенолитов траппов из кимберлитов (в пересчете на 100% сухого вещества).

1 – Ан-10; 2 – Ан-27; 3 – Ан-47; 4 – Ан-48; 5 – Ан-49; 6 – Ан-50; 7 – Ан-97а; 8 – Ан-97б; 9 – Ан-Т-100/77; 10 – Ан-190; 11 – Ан-П-257а; 12 – Ан-446; 13 – Ан-П-470; 14–17 – ксенолиты траппов из кимберлитов трубки Мир: 14 – скв. 50, 15 – скв. 51, 16 – скв. 53, 17 – скв. 54; 18 – диабазы даек из зон разломов.

деление фигуративных точек составов базальтов из трубок взрыва на диаграмме щелочность – кремнекислотность весьма неравномерное. В целом, несмотря на широкий разброс, почти все точки занимают поля в соответствии со своей сериальной принадлежностью. Отдельные составы толеитовых базальтов попадают в поле щелочных оливиновых вследствие пониженного количества кремнезема, обусловленного влиянием постмагматических процессов. Базальтам толеитовой серии в основном свойственно опережающее накопление кремнезема относительно щелочей. В диабазах даек из зон разломов часто происходит обогащение щелочами независимо от поведения кремнезема (см. рис. 2), а в калиевых пикритобазальтах из трубок и ксенолитах траппов из кимберлитов отмечается прямая зависимость между содержаниями щелочей и кремнезема. Кроме того, в толеитовых базальтах фиксируется до 16–17 вес. % глинозема, до 7 окисного и до 6 вес. % закисного железа (см. таблицу). Повышение количества FeO характерно для пород, в которых натрий преобладает над калием.

Вулканокласты толеитовой серии (по сравнению с включениями базальтов из них) обогащены двуокисью титана, глиноземом, окисным железом и летучими компонентами. Они имеют также более высокие значения коэффициента фракционирования, составляющие в среднем 85,6, что является

Средний химический состав производных базальтовых магм из трубок взрыва Мало-Ботуобинского района Западной Якутии

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	40,05	45,62	38,25	44,56	48,58	42,38	48,26	48,47	49,25
TiO_2	2,08	1,71	1,65	2,33	2,40	2,04	3,00	1,95	1,55
Al_2O_3	20,16	16,75	10,52	12,95	13,96	11,59	13,76	13,96	14,31
Fe_2O_3	11,45	6,98	4,54	5,27	2,95	2,94	3,82	5,54	4,38
FeO	4,18	5,99	3,63	4,60	8,31	9,09	10,40	6,85	8,67
MnO	0,09	0,09	0,10	0,03	0,16	0,21	0,18	0,16	0,20
MgO	2,63	5,00	9,13	11,78	7,60	9,36	5,51	7,21	5,95
CaO	3,09	4,09	11,95	2,44	8,50	13,04	9,55	11,09	10,69
Na_2O	0,32	1,13	0,38	0,25	2,60	2,54	2,16	2,06	2,52
K_2O	0,73	0,99	3,34	4,81	1,73	1,67	1,47	0,73	0,70
P_2O_5	0,07	0,13	0,22	0,31	0,40	0,25	1,15	0,18	0,18
H_2O	6,43	4,95	3,31	3,22	1,79	0,23	0,60	1,77	0,98
CO_2	2,07	0,83	5,73	1,13	0,36	0,89	-	-	-
П.п.п.	5,91	5,18	6,30	5,67	0,06	3,14	-	-	-
Σ	99,26	99,44	99,05	99,35	99,04	99,37	99,88	99,97	99,38
КФ	85,6	72,3	47,5	45,7	60,0	56,7	72,1	42,3	68,7
$\frac{Na_2O+K_2O}{Al_2O_3}$	0,05	0,13	0,35	0,39	0,31	0,36	0,26	0,20	0,23
Mg/Fe	0,18	0,41	1,18	1,26	0,72	0,80	0,40	0,61	0,4
K_2O/Na_2O	2,28	0,88	8,79	19,24	0,67	0,66	0,68	0,35	0,28

Примечание..1,2 - вулканокласты (54 ан.) и включения базальтов (28 ан.) толеитовой серии; 3,4 - вулканокласты (19 ан) и включения базальтов (14 ан.) щелочной оливин-базальтовой серии; 5 - диабазы даек из зон разломов (25 ан.); 6 - ксенолиты базитов из кимберлитов (35 ан.); 7 - интрузивные траппы среднего палеозоя; 8 - базальты аппаинской свиты; 9 - интрузивные траппы пермотриаса (7-9 - по Б.В. Олейникову и др. /1979/).

Анализы выполнены в химической лаборатории ЦКТЭ ПГО "Якутскгеология".

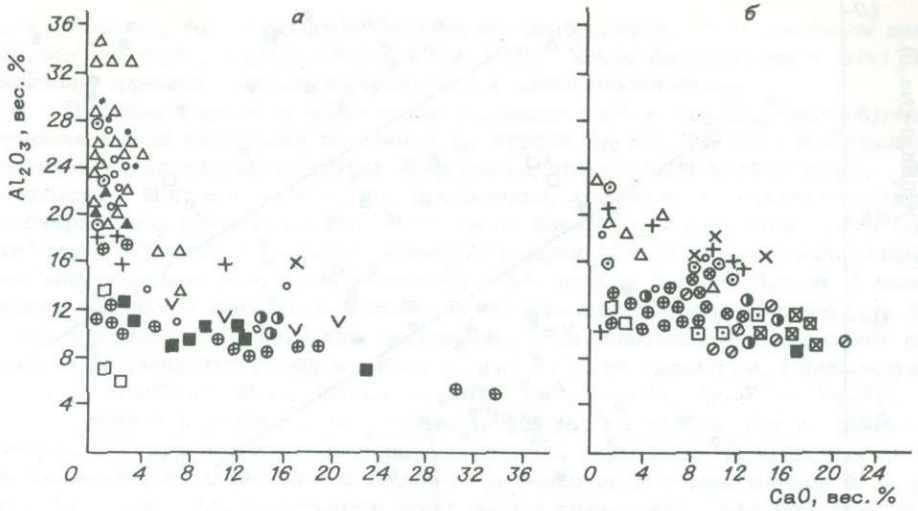


Рис. 3. Соотношение глинозема и извести в вулканокластах трубок взрыва (а), включениях базальтов из них и ксенолитах траппов из кимберлитов (б).

Усл. обозн. см. на рис. 2.

максимальной величиной как для трубок взрыва, так и для интрузивных траппов района (см. таблицу). Глиноземистость вулканокластов в большинстве случаев превышает 20 вес.% (рис. 3,а) при первых процентах содержания извести. Во включениях толеитовых базальтов часто отмечается обратная зависимость между кальцием и алюминием (см. рис. 3,б).

Отличительной чертой щелочных пикритобазальтов является высокое среднее содержание MgO (11,8 вес.%), достигающее в отдельных образцах 17,3–19,5 вес.%, и пониженное CaO (2,4 вес.%), что указывает на недостаток его в щелочных разновидностях по сравнению со средним содержанием (9%) в континентальных оливиновых базальтах /Кутолин, 1972/. Кроме отмеченных выше окислов, породы щелочной серии резко выделяются на фоне базальтов толеитовой серии существенно калиевой специализации: концентрация K_2O находится в пределах 2,1–6,3 вес. %.

В вулканокластах щелочной оливин-базальтовой серии относительно их гомеогенных включений отмечается существенное уменьшение содержания кремнезема, двуокиси титана, глинозема, окисного и закисного железа, магния, калия и фосфора, наряду с повышением количества кальция, натрия, летучих и значений коэффициента фракционирования. Наибольшей концентрацией кальция характеризуются отдельные образцы вулканокластов из трубок Ан-10, Ан-446 (см. рис. 3,а), ксенолиты траппов из кимберлитов трубки Мир и автолиты базальтов из трубок Ан-10 и Ан-П-470 (см. рис. 3,б).

Таким образом, вулканокласты обеих серий, аналогично включениям базальтов из них, контрастно различаются как по поведению петрогенных элементов внутри серий, так и по их средним содержаниям.

Базальты из трубчатых тел района отличаются также по взаимоотношению важнейших петрохимических параметров – содержания кремнезема и величины коэффициента фракционирования. Составы описываемых пород образуют два семейства: а) повышенные содержания кремнезема и величины коэффициента фракционирования (трубки Ан-47, Ан-48, Ан-49, Ан-50, Ан-97а,

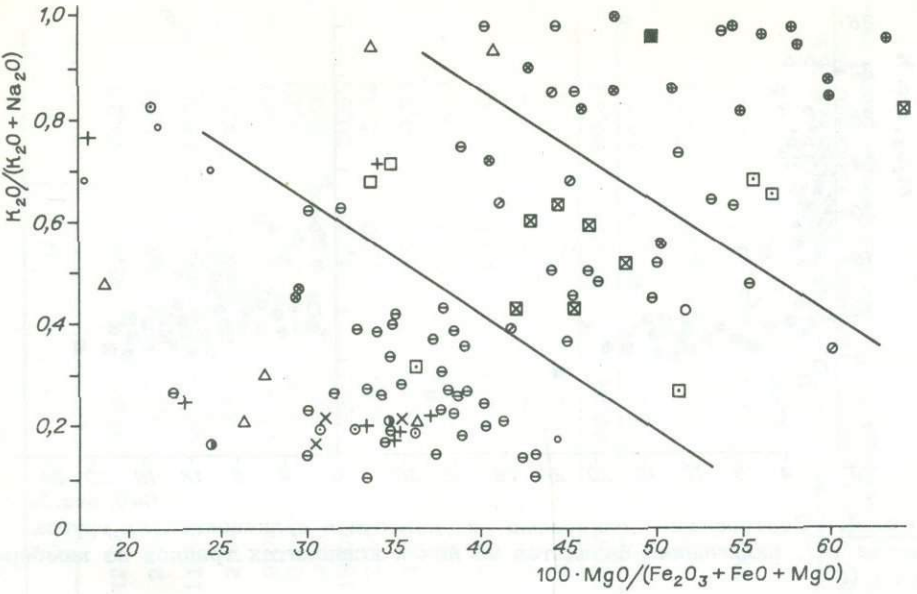


Рис. 4. Диаграмма калиевость – магнезиальность для включений базальтов из трубок взрыва, диабазов даек из зон разломов и ксенолитов траппов из кимберлитов.

Усл. обозн. см. на рис. 2.

Ан–97б, Ан–257а, Ан–П–470); б) пониженные количества кремнезема и пониженные значения коэффициента фракционирования (породы трубок Ан–10, Ан–27, Ан–446, Ан–190 и часть ксенолитов траппов из кимберлитов трубки Мир). Можно полагать, что породы трубок первой выделенной группы являются производными дифференцированной толеитовой магмы, а автолиты калиевых пикритобазальтов отражают специфику недифференцированного исходного расплава.

Информативными при расчленении включений базитов являются также магнезиальность, титанистость, отношения калия к натрию и суммы щелочей к алюминию. Установлено, что в щелочных пикритобазальтах отношение K/Na не опускается ниже 2, тогда как в автолитах толеитовой серии оно обычно меньше 1. Низкие значения величины отношения суммы щелочей к алюминию, выявленные для включений базальтов из вулканокластов трубок Ан–49, Ан–97а и некоторых других, отражают общую тенденцию снижения щелочности и повышения глиноземистости производных толеитовой серии.

Породы трубок Ан–10 и Ан–446 и часть ксенолитов базальтов из кимберлитов выделяются высокой магнезиальностью (рис. 4), образуя на диаграмме самостоятельное поле. В общем плане на диаграмме калиевость – магнезиальность различаются три семейства точек: 1) высокие калиевость и магнезиальность (трубки Ан–10, Ан–446, часть образцов из кимберлитов трубки Мир и отдельные образцы диабазов даек из зон разломов); 2) низкие значения обоих коэффициентов (включения базальтов толеитовой серии – трубки Ан–47, Ан–48, Ан–49, Ан–50, Ан–97б, Ан–П–257а и Ан–П–470, диабазы даек из зон разломов и единичные ксенолиты базитов из кимберлитов); 3) средние (промежуточные) значения калиевости и магнезиально–

сти (большинство ксенолитов базитов из кимберлитов, часть диабазов даек из зон разломов, трубки Ан-27 и Ан-190). Часто фиксируется прямая линейная корреляция между калиевостью и магнезиальностью.

В целом щелочные оливиновые базальты трубок Ан-10, Ан-446, тяготеющие к ним включения базальтов из трубок Ан-27, Ан-190 и ксенолиты базитов из кимберлитов трубки Мир имеют повышенную титанистость, щелочность и магнезиальность при пониженных значениях коэффициента фракционирования, приближающихся к таковым базальтов аппаинской свиты (см. таблицу). Обломки базальтов толеитовой серии обладают высокими значениями коэффициента фракционирования (65-84, иногда более). Для всех включений базальтов из трубок взрыва характерна повышенная окисленность железа при высоком содержании фемической составляющей, что позволяет относить большинство пород к меланократовым разновидностям. Реже встречаются мезобазальтовые породы - базальты из трубок Ан-47 и Ан-48.

Сходные результаты по разбраковке пород из трубок взрыва района получены и при анализе распределения малых элементов. В калиевых пикритобазальтах, по сравнению с базальтами толеитовой серии, наряду с Mg, K, Ti и P, отмечаются повышенные количества Li, Sr, Ba и Cr. Для них характерны также повышенные значения отношения Ni/Co. В толеитах установлено повышение суммарного содержания элементов группы железа (Ni, Co, V) и халькофильных (Cu, Zn, Pb, Ag).

Карбонатизированные породы трубок Ан-Т-100/77 и Ан-400 также различаются между собой. В вулканокластах трубки Ан-Т-100/77 установлено очень небольшое количество значимых положительных связей между элементами. Поведению элементов в породах трубки Ан-400 свойственна обратная картина: большинство элементов показывает многомерные значимые корреляционные связи. Наибольшее количество таких связей у Sr, V, Ni, Co, Ba (положительных) и Mo (отрицательных). Кроме того, породы трубки Ан-400 имеют повышенные содержания бария и радиоактивных элементов.

Трубки взрыва района по вещественному составу можно объединить в следующие четыре группы.

1. Производные толеитовой серии: многокомпонентный состав вулканокластов со значительным количеством витро- и кристаллокластики; циркон-гётит-гематитовая минеральная ассоциация тяжелой фракции с существенной примесью ксеногенных минералов; повышенные содержания элементов группы железа (Fe, Ni, Co) и халькофильных (Cu, Zn, Pb, Ag).

2. Интенсивно карбонатизированные (кристалло- литокластические туфы базальтов: однообразный выдержанный петрографический состав; эпидот-пиритовая минеральная ассоциация тяжелых фракций; незначительное проявление корреляционных связей между элементами.

3. Производные щелочной и известково-щелочной серий; (кристалло-литокластические туфы щелочных оливиновых базальтов (пикритобазальтов), переходящие в кластолавы; сфен-апатит-пиритовая (щелочная) и пирит-эпидот-циркон-гранатовая (известково-щелочная серия) минеральные ассоциации; повышенные количества Mg, K, Ti, P, Li, Sr, Ba и Cr.

4. Ксенотуфы с железисто-карбонатной связующей массой: однообразный выдержанный петрографический состав; апатит-гематит-пиритовая минеральная ассоциация; типоморфные элементы - Fe, Ca, P, Ba и Sr; повышенная радиоактивность.

Включения базальтов щелочной и известково-щелочной серий по многим петрохимическим параметрам проявляют родство с трахибазальтами Ыгыаттинской впадины. На этом основании вулканокла-

сты трубок Ан-10, Ан-27, Ан-446, Ан-190, "силла" эруптивных брекчий Ан-Т-10/72 и ксенолиты базитов из кимберлитов трубки Мир можно отнести к среднепалеозойской трахибазальтовой формации, соответствующей щелочной оливин-базальтовой формации континентов /Кузнецов, 1964/. Производные толеитовой серии трубчатых тел района являются, вероятно, гомологами траппов позднепалеозойско-раннемезозойского тектономагматического цикла Сибирской платформы.

Породы трубок Ан-10, Ан-190 и Ан-446, относимые нами (наряду с породами трубки Ан-27 и аномалии Ан-Т-10/72, а также ксенолитами базитов из кимберлитов) к среднепалеозойской трахибазальтовой формации, представляют собой производные первых порций недифференцированной высокомагнезиальной магмы. Об этом свидетельствуют низкие значения коэффициента фракционирования, высокие отношения Mg/Fe, повышенные количества щелочей при частом преобладании калия над натрием. Появление щелочных высокомагнезиальных пород на ранних стадиях тектономагматических циклов отмечали В.Л. Масайтис /1962/, В.И. Гоньшакова /1961, В.И.Гоньшакова и др., 1968/ и другие исследователи. Породы трубок Ан-10 и Ан-446 отличаются от образований трахибазальтовой формации резко калиевым уклоном щелочей при довольно высокой магнезиальности (в трахибазальтах содержание калия приближается к количеству натрия, редко превышая его, наряду с высокой железистостью). Породы с такими особенностями довольно редкие как для платформенных, так и для геосинклинальных областей. Их петрохимические аналоги отмечены лишь в западной рифтовой зоне Африки /Лутц, 1980/, в Средней Азии /Мушкин и др., 1975/ и некоторых других районах. Повышенная калиевость при высокой магнезиальности является прямым свидетельством больших глубин зарождения первичных расплавов /Йодер, 1979/.

Петрохимические особенности наряду с признаками повышенной глубинности формирования исходных расплавов позволяют выделить породы трубок Ан-10, Ан-446 и, вероятно, Ан-190 как представителей отдельной калиевой пикритобазальтовой субформации трахибазальтовой формации. Их аналогами являются также породы трубок Ан-27, Мар-Сиэнэ, тела Ан-Т-10/72 и значительная часть ксенолитов базитов из кимберлитов трубки Мир.

Надо полагать, что образование семейства производных щелочной оливин-базальтовой магмы (калиевых пикритобазальтов) обусловлено зарождением их первичного магматического расплава в обогащенных щелочами участках верхней мантии, в составе которых, вероятно, существенную роль играют флогопитсодержащие пироксениты.

Состав включений базальтов из трубок взрыва и ксенолитов из кимберлитов свидетельствует о двух тенденциях базитового вулканизма, отличающихся петрохимической эволюцией. Факторы, которые привели к возникновению пород самостоятельных петрохимических серий, связаны прежде всего с различиями в исходном составе мантийного субстрата, степенью его плавления и глубиной заложения магматического очага. Эти обстоятельства привели к автономному развитию базальтовых магм в районе, которые вызвали появление железистых и щелочно-магнезиальных производных.

Литература

Алмазные месторождения Якутии /Бобриевич А.П., Бондаренко М.Н., Гневушев М.А. и др. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 527 с.

Гоньшакова В.И. Трапповый магматизм и магнетитовое оруденение юго-восточной части Сибирской платформы. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 295 с.

Гоньшакова В.И., Егоров Л.С. Петрохимические особенности ультраосновных – щелочных пород Маймеча-Котуйской провинции. М.: Наука, 1968. 98 с.

Йодер Х. Образование базальтовой магмы. М.: Мир, 1979. 238 с.

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 388 с.

Кутолин В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, 1972. 208 с.

Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.

Масайтис В.Л. Траповая формация бассейна р.Вилюй. – В кн.: Петрография Восточной Сибири. Т. I. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с.208-255.

Мушкин И.В., Добрецов Г.Л., Дмитриев Э.А. Глубинные включения в щелочных базитах Средней Азии и Казахстана в связи с проблемой состава верхней мантии активизированных орогенных областей. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 4, с. 33-43.

Никишов К.Н. Петролого-минералогическая модель кимберлитового процесса. Автореф. докт. дис. Л., 1981. 33 с.

Округин А.В., Махотко В.Ф. Протокристаллы гранатов в базитах Сибирской платформы. – В кн.: Минералогия и геохимия кимберлитовых и траповых пород. Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1979, с. 87-99.

Олейников Б.В., Ковальский В.В., Никишов К.Н., Округин А.В. Петролого-геохимические предпосылки образования хромсодержащего пиропа в магматических системах. Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1979. 42 с.

А.И. Скрипин

ЭНДОГЕННАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

В пределах южной части Тунгусской синеклизы установлено несколько сотен раннетриасовых эндогенных проявлений магнетитовых руд, кальцитовой минерализации, сульфидов меди, свинца и цинка, целестина, барита, кварца, поделочных и драгоценных камней. В пространстве они в различных парагенетических сочетаниях образуют самостоятельные обособленные области и зоны, контролируемые длительно развивающимися палеотектоническими структурами. Преобладающее развитие получили проявления железа и кальцитовой минерализации. В разных количественных и качественных соотношениях с ними находятся сульфидные проявления меди, свинца, цинка, сульфатов щелочно-земельных элементов. Повсеместно развиты цеолиты. Выделяются в основном кальцитовая, кальцит-магнетит-сульфидная, магнетит-кальцитовая и магнетитовая рудные ассоциации.

Кальцитовая минерализация с редкими жилами сульфидов меди в основном развита в северной части площади. Проявления кальцита приурочены к вулканогенным образованиям нидымской свиты нижнего триаса и представлены гнездовым типом шаровых лав и мандельштейнов /Андрусенко, 1971; Скропышев, 1960/. Проявления меди и свинца связаны с кальцит-сульфидными жилами, секущими туфолавовую толщу.

Кальцит-магнетит-сульфидная ассоциация несет проявления магнетитовых руд, меди, полиметаллов, целестина и барита. Эта группа обособилась в центральной части площади, охватив бассейны верховьев рек Таймуры и Илимпеи. Характерная особенность этой парагенетической минерализации - широкое развитие в толще вулканогенных образований корвучанской свиты кальцит-магнетитовых жил. Сульфиды меди представлены халькопиритом. Здесь же встречаются кварцевые жилы с полиметаллами.

Проявления барит-целестиновой минерализации в виде жильных и линзообразных тел и залежей представлены целестином и баритом. Гипс и ангидрит в ассоциации с кальцитом замещают вулканогенные породы корвучанской свиты, образуя метасоматические зоны /Домышев, 1974; Семенов, Глухов, 1975; Одинцов, Домышев, 1977/.

Магнетит-кальцитовая ассоциация охватывает окраинную юго-восточную часть Тунгусской синеклизы.

В месторождениях и проявлениях центральной части исследуемой территории, где отмечается наиболее полный комплекс полезных ископаемых, многими исследователями выделяются три главных минеральных парагенезиса: 1) высокотемпературная скарновая минерализация (метасоматический кальцит, гранат, диопсид, магнетит, апатит, хлорит и др.); 2) среднетемпературная минерализация (кальцит, доломит, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, барит, целестин, флюорит, кварц, халцедон и др.); 3) низкотемпературная минерализация (хлорит, анальцим, цеолиты, халцедон, кальцит, монтмориллонит и др.). На основании устанавливаемой последовательности минеральных парагенезисов намечаются три главные стадии гидротермального процесса: скарновая (магнетит-гранатовая), сульфидно-кремнисто-карбонатная и цеолит-кальцитовая.

Анализ размещения эндогенной минерализации в региональном плане позволяет предполагать относительную автономность образования низкотемпературного кальцита, сульфидов и магнетитов.

Распространение железорудных проявлений на северо-западе ограничивается полями базальтовых покровов нидымской свиты. Кальцитовая минерализация на юго-востоке исчезает за пределами распространения позднекорвучанских образований. В зоне их наложения (в центральной части) отмечается наибольшее развитие сульфидов и сульфатов. Эта пространственная зональность указывает на возможную относительную разновозрастность (этапность) эндогенного рудообразования. На основании корреляции нидымских покровов с нерюндинской свитой /Скрипин, 1979/ верхний возрастной предел магнетитового оруденения должен определяться как постнидымский. Но рудообразование во времени отмечается не повсеместно. На севере магнетитовые проявления выше нидымской свиты не встречаются. На юге они широко развиты и в эпоху после образования вулканитов кочечумской свиты.

Кальцитовая минерализация в региональном плане по отношению к магнетитовой поздняя, наложенная в послекочечумское время. В эффузивах нидымской свиты выделяются три основные парагенетические ассоциации: палагонит-хлорит-халцедон-кальцитовая, цеолит-сапонит (боулингит)-кальцитовая, халцедон-кварц-шпатовая. Характерно развитие большого комплекса натриево-кальциевых цеолитов /Андрусенко, 1971/. Для проявлений низкотемпературного кальцита, связанных с субвулканическими интрузиями долеритов и трапповыми некками, характерны минеральные парагенезисы, выделяемые на железорудных месторождениях ангаро-илимского типа /Скрипин, Никулин, 1978/. Минеральный состав проявлений кальцитов,

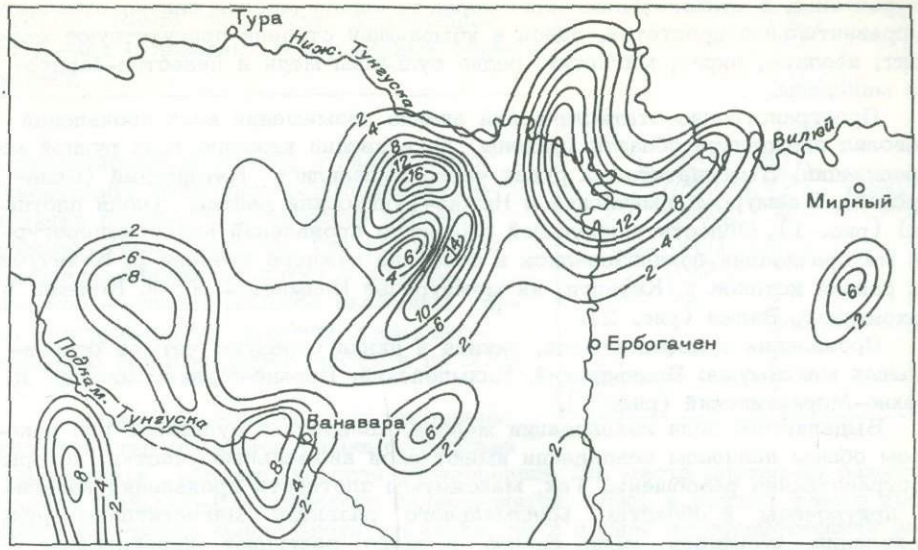


Рис. 1. Карта плотности размещения проявлений магнетитовых руд.

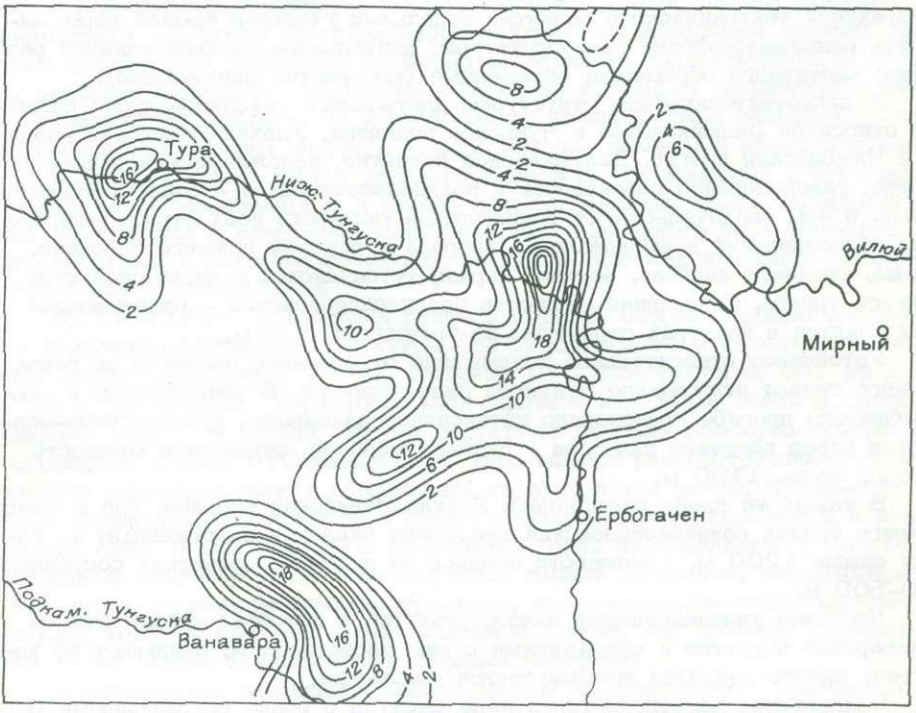


Рис. 2. Карта плотности размещения проявлений кальцита.

приуроченных к вулканообломочным породам корвунчанской свиты, отличается сравнительной простотой. Здесь в убывающей степени присутствуют марказит, цеолиты, пирит, магнетит, редко сульфиды меди и целестин-баритовые минералы.

Пространственно-статистический анализ размещения всех проявлений позволил определить области (районы) локализации каждого типа рудной минерализации. В магнетитовых рудах четко выделились Катангский (Ванаварский), Таймуро-Илимпейский и Нижне-Тунгусский районы (поля плотности) (рис. 1). Области наибольшей плотности проявлений низкотемпературной минерализации локализовались в бассейне нижнего течения р. Кочечума и в районе истоков р. Катанги, на междуречье Илимпея - Нижн. Кочема, в верховьях р. Вилюя (рис. 2).

Проявления сульфидов меди, свинца и цинка образуют четыре относительных максимума: Ванаварский, Илимпейский, Верхне-Мункамбинский и Верхне-Моркокинский (рис. 3).

Выделяемые поля локализации железа, кальцита и сульфидов при некотором общем плановом совпадении имеют свои аномальные участки, которые пространственно разобщены. Так, максимумы плотности проявлений кальцита приурочены к областям минимального развития магнетитовых руд. Проявления сульфидов меди, свинца и цинка занимают периферийное положение по отношению к полям плотности размещения железа. Области проявления кварцевой минерализации сдвинуты в краевую зону развития полей рудных образований.

Проведенный палеотектонический анализ в пределах юго-восточной части Тунгусской синеклизы /Скрипин, 1979/ позволяет по направленности и характеру тектонического развития отдельных участков земной коры выделить раннемезозойские палеоструктуры: длительного унаследованного развития; частичного обращения; обращенные (контрастно наложенные).

К палеотектоническим структурам длительного унаследованного развития относятся Вилюйканское и Чуньское поднятия, Улахан-Вавийская впадина и Чамбинский прогиб. Вилюйканское поднятие, заложившись в раннем палеозое, унаследованно развивалось в позднепалеозойское - раннемезозойское время, о чем свидетельствуют сокращенные мощности всех стратиграфических подразделений и выпадение из разреза отложений нижнего ордовика, девона, среднего карбона, верхней перми, тутончанской и нидымской свит нижнего триаса. Суммарная мощность позднепалеозойских - раннемезозойских осадков в контурах структуры не превышает 300 м.

Устойчивое относительное воздымание от среднего палеозоя до конца нижнего триаса испытывало Чуньское палеоподнятие. В сопряженном с ним Чамбинском прогибе происходило интенсивное накопление вулканогенно-осадочных пород позднего палеозоя - раннего мезозоя, суммарная мощность которых более 1100 м.

В таком же плане развивалась Улахан-Вавийская впадина, где к концу нижнего триаса раннепалеозойский фундамент оказался погруженным на глубину свыше 1200 м, а мощности осадков на смежных поднятиях составляли 300-500 м.

Частично унаследованные палеоструктуры, к которым можно отнести Ванаварское поднятие и сопряженные с ним палеовпадины, занимают по характеру своего развития промежуточное положение.

Ванаварское палеоподнятие в виде выступа с резко сокращенными мощностями хорошо выделилось уже в раннем палеозое. Эта структура продолжала развиваться в том же плане в среднем и позднем палеозое. В раннетриасовое время поднятие испытало заметное погружение и перекрыто че-



Рис. 3. Карта плотности размещения проявлений сульфидных и сульфатных образований.

тырехсотметровой толщей вулканогенных образований. Частичное обращение палеоструктур произошло в бассейне верхнего течения р.Ниж. Тунгуски, где устойчивые раннепалеозойские поднятия в позднем палеозое – раннем мезозое оказались глубоко погруженными. Глубина докаменноугольного размыва здесь местами до 500–700 м.

К числу обращенных палеотектонических структур относится раннемезозойская Таймуринская впадина, которая образовалась на месте длительно развивающегося Таймуро-Илимпейского палеоподнятия. Здесь в раннем триасе произошла не только смена знака движения, но и полная пространственная переориентировка палеозойской структуры. Амплитуда тектонических деформаций достигла 900–1000 м.

Восточный борт Тунгусской синеклизы в течение раннего и среднего палеозоя испытывал устойчивое относительное воздымание. В районе Айхала и Улу-Тогинской петли выделились два палеоподнятия. Эта тенденция сохранилась в позднепалеозойское – раннемезозойское время, на что указывают минимальные мощности пермокарбона в контурах выделявшихся древних поднятий. Отмечается ритмичное прерывистое развитие палеоструктур. В пределах наиболее контрастно выраженных поднятий не только сокращены мощности палеозойских осадков, но и происходили неоднократные размывы – между ордовиком и нижним силуром, между верхним девоном и нижележащими отложениями, а также внутри верхнего палеозоя. Описываемые структуры унаследованно развивались и в раннем триасе. Вулканогенные пирокластические образования и пластовые траповые тела покровного типа оказались приуроченными к позднепалеозойским впадинам, где максимальные мощности траппов – 200–250 м.

Вулканогенные образования раннего мезозоя слагают сложно построенные вулканотектонические структуры (ВТС) купольного и кальдерного типов /Скрипин, Алексеев, 1981/. Размеры ВТС колеблются от 5–7 до 15–20 км в поперечнике. Характерно многократное наложение одних кольцевых вулканоструктур на другие, причем структуры меньших размеров приурочены к окраинным зонам. ВТС кальдерного типа широко распространены в поле развития пирокластических образований корвунчанской свиты. Купольные вулканоструктуры картируются в пределах лавового поля нидымской и кочечумской свит. В контурах ВТС выделяется серия палеовулканов с многочисленными секущими, пластово-секущими телами долеритов, микродолеритов и базальтов. Купольные вулканоструктуры, представляющие собой щитовые вулканы, которые образуют почти сплошной покров, как правило, перекрывают более ранние вулканические туфовые постройки.

В размещении эндогенной минерализации по отношению к палеотектоническим структурам раннего мезозоя устанавливается прямая зависимость – чем выше контрастность тектонического развития участка, тем сложнее, разнообразнее и объемнее проявлена эндогенная минерализация.

В пределах исследованной территории железорудные проявления по

отношению к современной поверхности кристаллического фундамента размещаются в полосе, ограниченной изогипсами рельефа 2,5–5,5 км. Среди палеотектонических структур наибольшее количество проявлений (до 60%) контролируется зонами наложения раннемезозойских поднятий на позднепалеозойские впадины (или наоборот). В унаследованно развивающихся раннемезозойских Вилюйканском, Ванаварском палеоподнятиях и Улахан-Вавийской, Черньшевской и Средне-Кочемской палеовпадинах отмечаются единицы мелких рудопроявлений магнетита. Контрастно выраженные Голусахское, Довогнинское, Верхне-Илимпейское поднятия, Нижне-Кочемская, Чамбинская и Таймуринская впадины сосредоточили в своих контурах всю массу железорудных проявлений и месторождений. К купольным вулканотектоническим структурам приурочено до 25% магнетитовых проявлений, к кальдерам – до 35–40. Внутри вулканоструктур рудопроявления в основном (до 60%) размещаются в их краевых зонах. Рудоносными, как правило, являются вулканоструктуры, испытавшие развитие на протяжении всей корвунчанской эпохи. Геологически они фиксируются на примере рудопроявлений бассейна р.Апки резко выраженным локальным несогласным залеганием пород верхней подсвиты корвунчанской свиты на тутончанских или более древних отложениях. В контурах таких структур вместе с магнетитом наблюдаются проявления кальцита, барита, целестина, меди, титана, ванадия, кобальта, никеля и других элементов.

Аналогичная взаимозависимость рудопроявлений с контрастно выраженными структурами отмечается и для раннекорвунчанской эпохи. На участке Дуихта /Семенов, Глухов, 1975/ магнетитовые жилы приурочены к зонам резко несогласного залегания пород нижнекорвунчанской подсвиты на отложения поздней перми.

Магнетитовые месторождения по типам рудовмещающих структур и морфологии рудных тел существенно различаются. На юге, в пределах Ванаварского палеоподнятия, преобладают изометричные рудные поля, представляющие собой отпрепарированные рудоносные вулканические аппараты или отдельные внутрикальдерные вулканические постройки. Основная масса руд в виде гидротермально-метасоматических образований, замещающих породы жерловых фаций, сосредоточена в вертикальных стволовых структурах. Рудные тела жильного типа, обычно сопровождающие главные рудные столбы, располагаются по периферии чаще во вмещающих верхнепалеозойских породах.

На севере, в пределах Таймуро-Илимпейского и Нижне-Тунгусского рудных районов, магнетитовые проявления образуют линейные зоны или локализуются в виде серии протяженных жил внутри рудоносных вулканотектонических структур.

Проявления кальцита по отношению к структуре кристаллического фундамента располагаются в зоне, ограниченной изогипсами 3,0–7,0 км (максимум приходится на глубины 5–7 км). Как и железорудные месторождения, они в основном (до 45%) приурочены к раннемезозойским впадинам и поднятиям, наложенным несогласно на палеоструктуры позднего палеозоя. Довогнинское, Голусахское, Верхне-Илимпейское поднятия, Таймуринская, Нижне-Кочемская и Чамбинская впадины контролируют до 60% всех известных проявлений карбонатной минерализации. Большая часть их располагается в пределах ВТС купольного, реже кальдерного типа. Проявления сульфидов меди, свинца и цинка в основном сосредоточены в структурах, которые контролируют размещение железорудной и кальцитовой минерализаций, но области их максимальной концентрации не совпадают. В пределах вулканотектонических структур локализуется до 60% всех проявлений, размещающихся в виде небольших маломощных жил в краевых зонах.

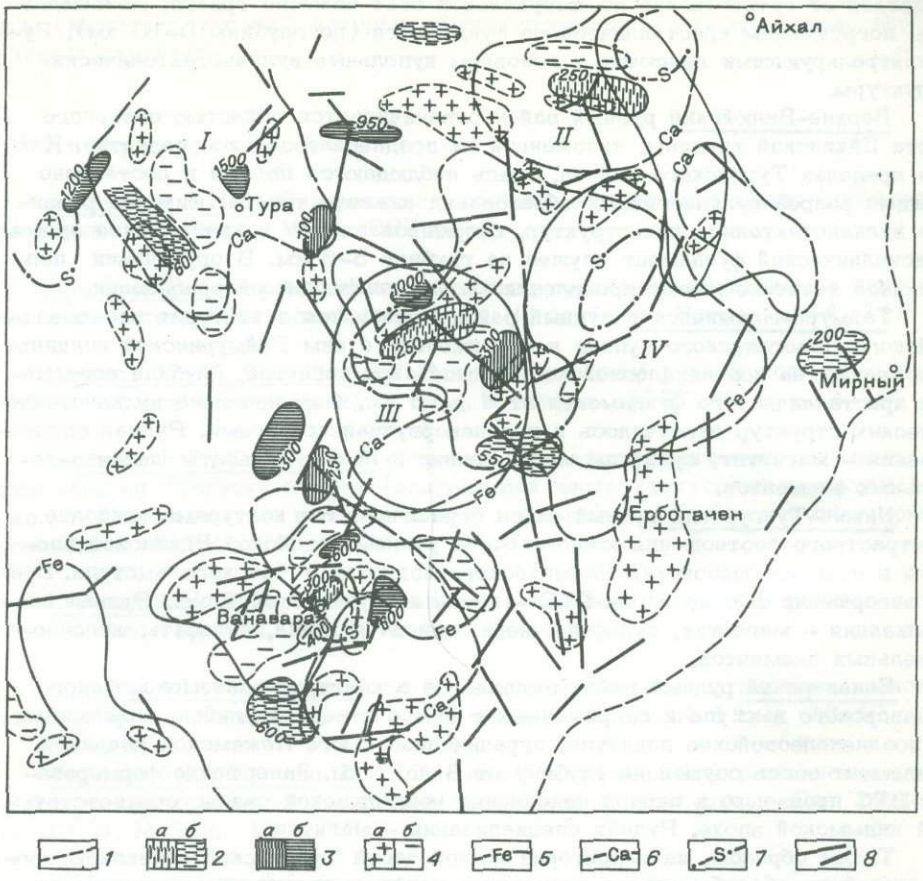


Рис. 4. Карта районирования эндогенной минерализации южной части Тунгусской синеклизы.

1 – граница Тунгусской синеклизы; 2 – своды поднятий (а), ядра впадин (б) позднего палеозоя; 3 – своды поднятий (а), ядра впадин (б) раннего мезозоя; 4 – зоны согласного (а) и несогласного (б) соотношений структур позднего палеозоя и раннего мезозоя; 5 – 7 – контуры полей развития проявлений: 5 – железных руд, 6 – кальцита, 7 – сульфидных образований; 8 – длительно развивающиеся разломы. I – Y – рудные районы: I – Кочечумский, II – Верхне-Вилюйский, III – Таймуро-Илимпейский, IY – Нижне-Тунгусский, Y – Ванаварский.

Таким образом, по составу рудной специализации и типу пространственно разобщенных палеоструктур, контролирующих размещение карбонатной минерализации и рудопроявлений, в пределах юго-восточной части Тунгусской синеклизы выделяются пять областей: Кочечумский, Верхне-Вилюйский, Таймуро-Илимпейский, Нижне-Тунгусский и Ванаварский рудные районы (рис. 4).

Кочечумский рудный район выделяется в границах раннемезозойской Туринской впадины, наложенной на позднепалеозойское поднятие /Андрусенко, 1971; Скрипин, 1979/. Район характеризуется предельно контрастным соотношением структурных элементов, полным разрезом отложений раннего

мезозоя от тутончанской до ямбуканской свит нижнего триаса, максимальным погружением кристаллического фундамента (до глубины 9–10 км). Рудоконтролирующими являются в основном купольные вулканотектонические структуры.

Верхне-Вилюйский рудный район ограничивается областью северного борта Ейкинской впадины, наложенной на позднепалеозойское поднятие. Как и в пределах Туринского района, здесь наблюдаются полный и достаточно мощный разрез вулканогенных образований нижнего триаса, широкое развитие вулканотектонических структур, сформировавшихся в кочечумское время. Кристаллический фундамент опущен на глубину 5–6 км. В оруденении подчиненное значение имеют проявления кварц-сульфидной минерализации.

Таймуро-Илимпейский рудный район выделяется в контурах раннемезозойского Довогнинского купола и сопряженной с ним Таймуринской впадины, наложенных на позднепалеозойское Илимпейское поднятие. Глубина погружения кристаллического фундамента от 4 до 6 км. Формирование вулканотектонических структур закончилось в позднекорвунчанское время. Рудная специализация – магнетит, сульфиды меди, свинца и цинка, сульфаты щелочно-земельных элементов.

Нижне-Тунгусский рудный район ограничивается контурами наиболее контрастного соотношения южного борта раннемезозойской Ейкинской впадины и позднепалеозойских Илимпейского поднятия и Чонского выступа. Время завершения формирования ВТС – конец корвунчанской эпохи. Рудная специализация – магнетит, сульфиды меди, свинца и цинка, сульфаты щелочноземельных элементов.

Ванаварский рудный район выделяется в контурах раннемезозойского Ванаварского выступа и сопряженных с ним с севера прогибов, наложенных на позднепалеозойское поднятие, ограниченное с юга Кежемской впадиной. Фундамент здесь опущен на глубину от 3 до 7 км. Завершение формирования ВТС произошло в период накопления нерюндинской свиты, соответствующей нидымской эпохе. Рудная специализация – магнетит.

Таким образом, на территории южной части Тунгусской синеклизы пространственно обособляются с достаточно четкими структурно-геологическими границами различные по своей рудной специализации металлогенические провинции (на севере – Тунгусская кальцитоносная, на юге – Ангарская железорудная).

Основные закономерности пространственного размещения эндогенных полезных ископаемых в пределах этих провинций сводятся к следующему.

1. Гидротермально-метасоматические рудопроявления магнетита, кальцита, сульфидов меди, свинца и цинка, целестина, барита, цеолитов и других полезных ископаемых, парагенетически связанные с раннемезозойской вулканогенной формацией, не выходят за пределы ее развития. Области их локализации при некотором наложении друг на друга пространственно разобщены. На севере обособилась кальцитовая минерализация, на юге – железорудная, в зоне их сочленения отмечается максимум сульфатно-сульфидного оруденения. Эта зональность, вероятно, обусловлена внутриочаговой дифференциацией базитового вещества и указывает на этапность рудных процессов.

2. Рудные парагенетические комплексы пространственно контролируются длительно развивающимися раннемезозойскими палеотектоническими структурами, в границах которых выделяются Кочечумский и Верхне-Вилюйский кальцитоносные, Таймуро-Илимпейский, Нижне-Тунгусский и Ванаварский

железорудные районы. Рудными узлами являются вулканотектонические структуры (кальдеры, купола), которые обычно приурочены к бортам палеотектонических структур.

Литература

Андрусенко Н.И. Минералогия и генезис исландского шпата Сибирской платформы. М.: Недра, 1971. 267 с.

Домышев В.Г. Пирокластические толщи, трапповый вулканизм и тектоника юго-востока Тунгусской синеклизы. Новосибирск: Наука, 1974. 119 с.

Одинцов М.М., Домышев В.Г. Ангаро-Вилюйский рудный пояс (к металлогении Сибирской платформы). – Геол. и геофиз., 1977, № 1, с. 3-15.

Семенов Б.Г., Глухов Ю.Р. Структура платформенного чехла в междуречье Нижней Тунгуски и Чуни (центральная часть Тунгусской синеклизы). – В кн.: Новые данные по геологии и нефтегазоносности Сибирской платформы. Новосибирск, СНИИГГиМС, 1975, с. 57-61.

Скрипин А.И. Тунгусская синеклиза в позднем палеозое – раннем мезозое. – Сов. геология, 1979, № 4, с. 39-50.

Скрипин А.И., Алексеев Е.Б. Эволюция траппового магматизма южной части Сибирской платформы. – Геол. и геофиз., 1981, № 11, с. 12-17.

Скрипин А.И., Никулин В.И. Основные закономерности размещения магнетитовых месторождений Ангарской железорудной провинции. – Сов. геология, 1978, № 9, с. 110-115.

Скропышев А.В. О генезисе месторождений исландского шпата Сибирской платформы. – В кн.: Материалы по геологии месторождений неметаллических полезных ископаемых. Л., ВСЕГЕИ, 1960, с. 101-129.

А.А. Конев

НОВАЯ ГОРНАЯ ПОРОДА И НОВЫЙ ТИП УЛЬТРАКАЛИЕВОГО ГЛИНОЗЕМНОГО СЫРЬЯ

В 1980 г. автор начал изучение Мурунского щелочного массива, являющегося типичным представителем алданского вулканоплутонического комплекса верхнемезозойского возраста, который характеризуется калиевым химизмом. Геологическое строение и петрология массива отражены в ряде работ /Кравченко, Волкова, 1962; Рогова, 1966; Архангельская, 1974/, и нет необходимости останавливаться на этом подробно. Напомним, что это крупный многофазный плутон площадью более 130 км^2, завершивший свое формирование вулканическими выбросами. Он сложен щелочными сиенитами,

фойяитами, трахитами, псевдолейцитовыми сиенитами, щелочными граносиенитами, туфо- и лавобрекчиями щелочных трахитов. В последнее время здесь выявлены различные типы карбонатитов /Воробьев и др., 1981/, а также ийолит-уртиты /Конев, 1981/, поэтому возникла необходимость уточнения формационной принадлежности Мурунского массива и поисков подобных пород в других регионах Алдана.

Новая горная порода обнаружена автором в составе Мурунского массива и названа якутитом. Вначале якутиты были выявлены на северо-восточной окраине Мурунского массива в пределах так называемой Мартовской геофизической аномалии, а затем - по окраине Мало-Мурунского массива. Якутиты Мартовской аномалии окружены верхнепротерозойскими и кембрийскими доломитами, известняками и мергелями, но ясности в условиях их залегания нет, так как район сильно задернован.

Якутиты - это кальсилитовые аналоги уртит-якупирангитовых пород. Они сложены двумя главными минералами - кальсилитом и пироксеном, соотношение которых сильно варьирует. Намечаются две главные разновидности якутитов, различающиеся по характеру пироксена: в одной из них присутствует эгирин-диопсид, а в другой - эгирин и эгирин-авгит. Разновидности неодинаковы по структурно-текстурным особенностям и могут иметь как магматическое, так и метасоматическое происхождение.

Эгирин-диопсидовые якутиты развиты в пределах Мартовской аномалии. Макроскопически они представлены двумя разностями: среднезернистыми неясно трахитоидными породами черного цвета и плотными массивными или сланцеватыми породами темно-зеленого цвета. Последние представляются кальситизированными скарнами. Обе разности сложены двумя главными минералами, к которым примешиваются в изменчивых количествах меланит и биотит, а иногда и калиевый полевой шпат, развивающийся вокруг зерен кальсилита. Из акцессорных минералов типичен апатит, местами приобретающий характер породообразующего минерала. Рис. 1 дает представление о якутите с эгирин-диопсидом.

Эгириновые и эгирин-авгитовые якутиты развиты в виде узкого прерывистого кольца вокруг Мало-Мурунского массива. Через полевошпатовые разновидности они постепенно переходят в меланократовые сыныриты. Структура якутитов и полевошпатовых якутитов варьирует от порфировой (рис. 2) до гнейсовидной. Помимо пироксена и кальсилита, а также примеси калиевого полевого шпата, в них встречаются акцессорные минералы - лампрофиллит, титанит, таусонит.

Химические анализы нескольких разновидностей якутитов приведены в таблице.

Для эгирин-диопсидовых якутитов и соответствующих им по составу метасоматитов характерно сравнительно низкое содержание кремнезема (43-44% для магматических и 45-47 для метасоматических пород) и резкое преобладание калия над натрием (6-10% окиси калия и 0,5 - 0,8 окиси натрия).

Рассматривая место якутитов среди других горных пород, следует заметить, что среди эффузивов встречаются кальсилитовые разновидности, из которых мафурит (по новой номенклатуре - оливиновый мелакальсилитит) можно считать эффузивным эквивалентом якутита. Однако мафурит - оливиновая порода, поэтому в нем содержится гораздо больше магния по сравнению с якутитами. Среди калиевых пород немало таких, которые по количеству щелочей и соотношению калия и натрия близки к якутитам, но обычно они содержат больше кремнезема. Таковы, например, камафугиты и особенно орендиты. Если их десилицировать, то должны были бы образоваться

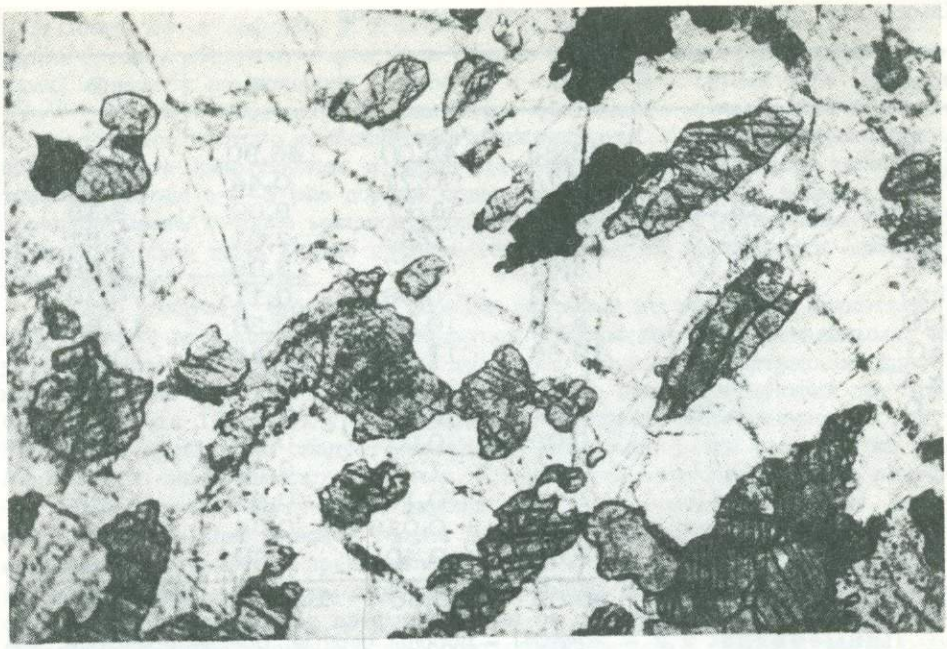


Рис. 1. Трахитоидный среднезернистый якутит черного цвета; шлиф 6420, николи ||, серое – эгирин-диопсид, белое – кальсилит, черное – гранат.

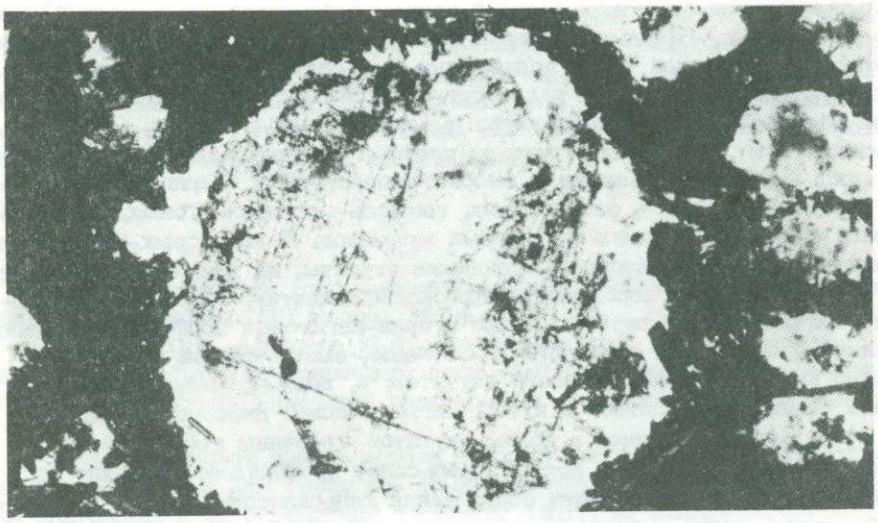


Рис. 2. Порфировый эгирин-авгитовый полевошпатовый якутит. В центре – кальсилит с каймой калиевого полевого шпата по периферии. Шлиф 6563, николи ||.

Химический состав якутитов и родственных пород

Окисел	1	2	3	4	5
SiO_2	44,00	43,33	45,00	46,90	39,06
TiO_2	0,95	0,78	0,77	0,44	4,36
Al_2O_3	13,20	9,27	13,17	9,60	8,18
Fe_2O_3	6,73	3,64	0,83	2,01	4,61
FeO	3,10	3,62	4,47	3,96	4,98
MnO	0,13	0,12	0,06	0,11	0,26
MgO	4,62	8,90	10,46	10,38	17,66
CaO	14,95	19,66	13,61	18,25	10,40
Na_2O	0,80	0,64	0,51	0,58	0,18
K_2O	9,78	6,48	8,67	6,29	6,98
H_2O^-	-	0,09	0,07	0,09	-
H_2O^+	0,91	0,72	1,23	0,53	-
P_2O_5	0,12	1,91	0,19	0,41	0,61
F	Не опр.	0,09	0,016	0,04	-
CO_2	0,22	0,64	0,40	0,49	-
Σ	99,51	99,89	99,60	100,08	97,28

Примечание. 1,2 – якутиты – породы черные, среднезернистые, неяснотрахитоидные; 3,4 – метасоматические кальсилит–пироксеновые породы с биотитом; 5 – мафурит. Анализы 1–4 выполнены в химической лаборатории ИЗК СО АН СССР, аналитик Г.В. Бондарева.

якутиты. Нам представляется, что часть якутитов, особенно эгирин–диопсидовые разновидности, является реакционно–магматическими породами, возникшими при взаимодействии богатой калием фойяитовой (орендитовой) магмы с доломитами. В надынтрузивной зоне доломиты были замещены скарнами, которые в тыловой части подверглись кальсилитизации, что привело к появлению метасоматических кальсилит–пироксеновых пород. В тыловой зоне они расплавлялись и превращались в магматическую породу. Об этом свидетельствуют бластовая структура плотных зеленых кальсилит–пироксеновых пород и развитие различных высокотемпературных скарнов внутри и вокруг якутитового тела – фассаитовых, шпинель–монтичеллитовых, волластонитовых и апопериклазовых бруситовых мраморов. В некоторых скарнах наблюдается кальсилит. Эгирин–диопсидовые якутиты, на наш взгляд, не являются магматическими породами чистой линии развития, а произошли реакционно–магматическим путем. Однако эгирин–авгитовые порфировые разности, особенно переходные к сыннырытам, очевидно, имеют другой генезис. Не случайно есть эффузивные аналоги якутитов, и, видимо, магма подобного состава может образоваться и путем магматической дифференциации.

Среди меланократовых в целом якутитов отмечены небольшие шлиры лейкократовых разностей, в которых кальсилит преобладает. Наличие их свидетельствует о возможности образования кальсилитовых аналогов уртитов. Очевидно, такие лейкократовые якутиты могли бы представить практический интерес, если бы масштабы их развития оказались значительными. Следует заметить, что бесполевошпатовые кальсилитовые породы имеют перед сыннырытами такое же преимущество, как йолиты перед нефелиновыми сиенитами – в них нет технологически трудно разложимого полевого шпата.

Кальсилит, как и нефелин, в отличие от щелочных полевых шпатов легко разлагается и содержит в два раза больше (сравнительно с полевыми шпатами) полезных компонентов – щелочей и глинозема в сумме 60% (28% K_2O и 32 глинозема). Механическое обогащение может легко приводить к образованию чистого кальсилитового концентрата. Кальсилит-пироксеновые породы имеют преимущество и перед уртит-ийолитами при равной меланократовости. Поташ в 3–5 раз дороже соды, следовательно, есть возможность перерабатывать и более меланократовые сравнительно с уртит-ийолитами якутиты. Кроме того, можно принять такую схему их переработки, которая даст калийные удобрения.

Надо полагать, что первая находка якутитов не останется единственной, а новые проявления могут оказаться и более высококачественными, чем установленные на Муруне. Стоило, например, открыть на Витимском плато ийолит-уртиты Сайжи в 1955 г., как в течение пяти последующих лет здесь было выявлено 10 новых уртитсодержащих массивов. Естественно, что и Мурунское проявление следует разведать, поскольку район развития якутитов Мартовской аномалии плохо обнажен. Кроме того, есть возможность развития лейкократовых якутитов на глубине под меланократовыми зонами, что следует как из классической теории Д.С. Коржинского, так и из высказанных выше генетических представлений. Если якутиты являются реакционно-магматическими и метасоматическими породами, возникшими над калиевой фойяитовой интрузией при взаимодействии ее с доломитами, то архимономинеральные кальсилитовые породы должны развиваться в тыловой части реакционной колонны. Последняя может иметь значительную мощность и измеряться сотнями метров. Не исключено, что на нынешнем эрозионном срезе мы видим лишь внешнюю, меланократовую часть – зону базификации (скарны и кальсилитизированные скарны).

При комплексной переработке нового ультракалиевого комплексного сырья попутно мог бы извлекаться и апатит, содержание которого в якутитах повышено.

Поскольку данная новая горная порода одновременно является и новым типом комплексного сырья, следует обратить особое внимание на ее поиски. Естественно, что перспективны прежде всего районы, где широко развит калиевый магматизм, такие как Алданский щит, Северное Прибайкалье и др. Особенно интересны участки, в которых калиевые породы залегают среди доломитов и есть возможность их десиликации.

Литература

Архангельская В.В. Редкометальные щелочные комплексы южного края Сибирской платформы. М.: Недра, 1974. 127 с.

Воробьев Е.И., Алексеев Ю.А., Малышонок Ю.В. Первая находка мезозойских карбонатитов на Алданском щите. – В кн.: Геология, алмазоносность и металлогения Сибирской платформы и ее обрамления. Иркутск, 1981, с. 53.

Конев А.А. Новая горная порода и новый тип ультракалиевого глиноземного сырья. – В кн.: Геология, алмазоносность и металлогения Сибирской платформы и ее обрамления. Иркутск, 1981, с. 93.

Кравченко С.М., Власова Е.В. Щелочные породы центрального Алдана. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 189 с.

Рогова В.П. Псевдолейцитовые породы Мурунского щелочного массива.– Докл. АН СССР, 1966, т. 169, № 2, с. 445–448.

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ

В.Г. Беличенко, В.Г. Домышев, В.А. Лащенов, М.М. Одинцова, С.Ф. Павлов, Ю.Б. Тржицинский, Г.Х. Файнштейн, А.П. Шмотов. Роль учения М.М. Одинцова в познании геологии и полезных ископаемых Восточной Сибири 3

ГЕОЛОГИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

М.М. Одинцов. Геологические условия проявления кимберлитов 12

П.М. Хренов. Особенности тектономагматической активизации древних платформ 34

С.М. Замараев, О.В. Грабкин. Эндогенные режимы развития Сибирской платформы 45

КИМБЕРЛИТЫ И РОССЫПИ

Б.М. Владимиров. Раннедокембрийские алмазоносные породы – свидетельства особых условий эволюции тектоносферы на ранних этапах геологической истории Земли 53

С.И. Костровицкий, Л.В. Фивейская. О месте зарождения кимберлитового расплава и кристаллизации протоминералов 59

Б.И. Прокопчук, М.П. Метелкина. Докембрий – основная эпоха проявления первичных источников алмазов юго-запада Сибирской платформы 63

Г.Х. Файнштейн. Локальное прогнозирование и поиски погребенных месторождений алмазов на Сибирской платформе 68

А.Д. Харькив. Вертикальная неоднородность пород верхней мантии и вопросы происхождения кимберлитовой магмы 71

Ю.Д. Молчанов, Д.И. Саврасов. Физико-геологическая характеристика кимберлитоконтролирующих разломов Мирнинского кимберлитового поля 78

В.В. Готовцев. Геология и структура кимберлитового поля трубки Удачная 91

В.К. Маршинцев. Вертикальная геохимическая неоднородность кимберлитовых тел 98

К.Н. Никишов, А.Ф. Сафронов. Этапы минералообразования в кимберлитовом процессе 103

В.Т. Подвысоцкий, Б.М. Владимиров, И.Г. Егранова. Метасоматические процессы в кимберлитах 109

Е.И. Воробьев, Ю.В. Малышонок. Первая находка мезозойских карбонатитов на Алданском щите 116

Л.В. Соловьева, Б.М. Владимиров, В.Г. Семенова, В.И. Липская, Л.Л. Завьялова. Реакционные парагенезисы в верхней мантии 123
Л.В. Клопотова. Ксенолиты метаморфических пород из кимберлитовых трубок Якутии 134
А.А. Немиров. Решение вопросов коренной и россыпной алмазоносности на основе морфоструктурного анализа 139
А.И. Боткунов. Изменение спутников алмаза в процессе аллювиального переноса 147
В.И. Тараненко, Ю.Т. Яныгин. Палеотектоника восточного борта Тунгусской синеклизы 152
Е.И. Борис. Минерагенические особенности верхнепалеозойских отложений в связи с проблемой их россыпной алмазоносности (Мало-Ботуобинский район Западной Якутии) 159

ТРАППОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

В.Г. Рыбаков, Ю.Г. Старицкий. Минерагеническое районирование Сибирской платформы и Ангаро-Вилюйский рудный пояс 165
И.Я. Богатых, В.И. Сафьянников, В.М. Судаков, М.Г. Контарев. Некоторые особенности пространственного взаимоотношения кимберлитовых тел и траппових интрузий 168
А.Я. Ротман, В.П. Серенко. Петрологические особенности базитов трубок взрыва Западной Якутии 173
А.И. Скрипин. Эндогенная минерализация в южной части Тунгусской синеклизы 183
А.А. Конев. Новая горная порода и новый тип ультракалиевого глиноземного сырья 191

ГЕОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Утверждено к печати
Институтом земной коры СО АН СССР

Редактор издательства А.М. Самсоненко
Художественный редактор М.Ф. Глазырина
Художник Н.А. Пискун
Технический редактор Л.Г. Филина
Корректоры Н.Н. Крохотина, В.А. Бирюкова

ИБ № 23765

Сдано в набор 04.07.84. Подписано к печати 28.06.85.
МН-02030. Формат 70x100 1/16 Бумага офсетная.
Офсетная печать. Усл. печ. л. 16,9. Усл.кр.-отт. 17,2.
Уч.-изд. л. 20. Тираж 750 экз. Заказ № 341.
Цена 3 руб.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука",
Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.

4-я типография издательства "Наука".
630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

Опорный разрез р. Мойеро силура Сибирской платформы /Тесаков Ю.И., Предтеченский Н.Н., Хромых В.Г. и др. – 18 л.

В монографии рассмотрена проблема Общей стратиграфической шкалы силура, положение силурийских отложений в современной и древней структуре Сибирской платформы, дано литолого-тафономическое описание регионального для Сибирской платформы опорного разреза силура на р. Мойеро, проведена корреляция силурийских разрезов Мойеронского района, приведено послойное распространение всех групп фауны и флоры с обоснованием возраста местных подразделений и дано развитие силурийского бассейна в Мойеронском районе.

Для геологов, стратиграфов, палеонтологов, биогеоценологов.

В СИБИРСКОМ ОТДЕЛЕНИИ
ИЗДАТЕЛЬСТВА "НАУКА"
ГОТОВЯТСЯ К ВЫПУСКУ
СЛЕДУЮЩИЕ КНИГИ:

Золотухин В.В., Виленский А.М., Дюжиков О.А. Базальты Сибирской платформы. – 20 л.

Монография представляет собой первое крупное обобщение главнейших особенностей геологии, состава и генезиса разнотипных базальтов и базальтоидов Сибирской платформы и Таймыра. Делаются выводы о специфике состава, комагматичности и вероятном генезисе рассматриваемых ассоциаций базальтоидов в различных частях этого обширного региона.

Для геологов и петрологов.

Чиков Б.М. Основы методологии тектонического районирования. – 12 л.

Дан методологический анализ теоретических концепций районирования, рассмотрены пути его становления и перспективы совершенствования, проанализированы научные принципы и методологические направления тектонических исследований, разработана систематика научных методов геотектоники применительно к задачам тектонического районирования.

Для геологов.

ДЛЯ ПОЛУЧЕНИЯ КНИГ ПОЧТОЙ
ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ
ПО АДРЕСУ:
630076, Новосибирск, 76,
Красный проспект, 51.

Шарапов В.Н., Черепанов А.Н. Динамика дифференциации магм. – 18 л.

Рассмотрены количественные модели динамики разделения компонентов в эвтектических и котектических магмах. Дано описание тепловой эволюции магматических систем при интрузии магмы из очага генерации и охлаждении интрузивных массивов. Впервые получены решения задач динамики отделения летучих при развитии гетерофазных зон в интрузивных породах, ритмической кристаллизации и пузырения расплавов.

Для петрографов, вулканологов, геохимиков, геологов-рудников.

УДК 551.73 (78:551.242:553.3) 571.5

Роль учения М.М. Одинцова в познании геологии и полезных ископаемых Восточной Сибири. Беличенко В.Г., Лащенко В.А., Одинцова М.М., Павлов С.Ф., Тржицинский Ю.Б., Файнштейн Г.Х., Шмотов А.П. Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1985.

Показана роль М.М. Одинцова в исследовании геологии Восточной Сибири, в прогнозировании и открытии месторождений полезных ископаемых. Особенно подчеркнута его роль в открытии сибирских алмазов, в геологической оценке минеральных ресурсов трассы БАМ, перспектив их развития и освоения. Отмечено значение философских работ М.М. Одинцова в решении вопросов науки и, в частности, геологии. Библиогр. 24.

УДК 551.51:552.323.6:553.81

Геологические условия проявления кимберлитов. Одинцов М.М. Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1985.

Описывается, что кимберлиты распространены исключительно на древних платформах, причем массовое распространение их отмечается на древних платформах Гондвано-Сибирского типа.

Кимберлитовый магматизм представляется как самостоятельная форма участия протоплатформы в общем структурном развитии земной коры, не связанная с геологическими событиями в смежных геосинклиналях.

Кимберлитовые провинции и поля тяготеют к зонам глубинных разломов фундамента платформы, со значительными блоковыми движениями, преимущественно положительного знака. Библиогр. 35.

УДК 551.242. 51:552.3

Особенности тектономагматической активизации древних платформ. Хренов П.М. Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1985.

Рассмотрены процессы тектономагматической активизации (ТМА) наиболее крупных древних платформ мира, которыми они были охвачены в докембрии. Выделены характерные тектонотипы – удоканский (ареальный), акитский (линейный), кивобинский (ареальный – метаморфогенный). Архейский фундамент древних платформ начал подвергаться процессам ТМА уже в раннем протерозое, затем широкие процессы этой активизации проявились в континентальных условиях в среднем протерозое, когда почти на всех образовывались своеобразные вулканоплутонические пояса. Своеобразной активизацией некоторые древние платформы были охвачены в среднем и раннем рифее. С ТМА древних платформ связан большой комплекс важнейших полезных ископаемых. Библиогр. 13.

УДК 551.24.03+552.3.+55 (571.5)

Эндогенные режимы развития Сибирской платформы. Замараев С.М., Грабкин О.В. Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1985.

Представляется последовательность эндогенных режимов, проявившихся на Сибирской платформе: начальный (ранний архей), нуклеарный (поздний архей), протоплатформенный (поздний архей – ранний протерозой), раннеплатформенный (средний – поздний протерозой), типично платформенный

(венд – поздний силур, поздний триас – ранняя юра, поздний мел – палеоцен), тектономагматической активизации платформы (девон – поздний триас, ранняя юра – мел, эоцен – голоцен). Библиогр. 22.

УДК 551.24

Раннедокембрийские алмазоносные породы – свидетельства особых условий эволюции тектоносферы на ранних этапах геологической истории Земли. Владимиров Б.М. Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1985.

Обсуждаются проблемы тепловых режимов формирования континентальной мантии под протократонами древних платформ. Использованы данные по особенностям распределения петрогенных и радиоактивных элементов в древнейших мантийных породах, а также экспериментальные и расчетные данные по PT-условиям фазовых переходов в системе графит – алмаз. Сделан вывод о двух типах тепловых режимов в раннем докембрии – высоко- и умеренноградиентном. Формирование позднеархейских магматогенных пород алмазоносной фации связывается с умеренноградиентным тепловым режимом и наличием достаточно мощной литосферы (более 120 км). Представления о двух типах древних ядер, эволюционировавших по самостоятельным направлениям, предлагается учитывать при типизации древних платформ, разработанной ранее М.М. Одинцовым. Ил. 2, библиогр. 29.

УДК 552.323.6+549.6

О месте зарождения кимберлитового расплава и кристаллизации протоминералов. Костровицкий С.И., Фивейская Л.В. Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1985.

Обсуждаются вопросы источника и места кристаллизации кимберлитового расплава. Комплекс геохимических, морфологических и чисто геологических особенностей пространственного распределения таких протоминералов, как оливин и пикроильменит, указывает на то, что они кристаллизовались в основном из кимберлитового расплава. Показано, что первичный кимберлитовый расплав был гетерогенен по составу – его происхождение связано с частичным плавлением разноглубинных участков верхней мантии. Ил. 1, библиогр. 7.

УДК 551.72:553.81(571.5)

Докембрий – основная эпоха проявления первичных источников алмазов юго-запада Сибирской платформы. Прокопчук Б.И., Метелкина М.П. Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1985.

Установлено, что алмазы из аллювия современных рек юго-западной части Сибирской платформы сходны с алмазами из россыпей Бразилии, Ганы и Берега Слоновой Кости, возраст которых считается докембрийским. По этим параметрам древние алмазы четко отличаются от алмазов из кимберлитов фанерозоя. Обнаружены баллас, который наряду с карбонадо является типоморфным для докембрия, минералы группы гамлинита – флоренсита и сванбергит, сопутствующие докембрийским алмазам в Африке и Южной Америке. Возраст алмазоносных кимберлитовых жил Присаянья датирован 1100–1200 млн. лет. Библиогр. 14.

УДК 553.81 (571.5)

Локальное прогнозирование и поиски погребенных месторождений алмазов на Сибирской платформе. Файнштейн Г.Х. Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1985.

Изучены возраст и мощность осадочного чехла платформы, величина эрозионного среза (с момента внедрения кимберлитов), характер палеорельефа, эпохи формирования, генетический тип, минералогический состав, окатанность и размер кластического материала отложений коллектора. Отмечены благоприятные и неблагоприятные минералогические, кристаллографические, геохимические особенности кристаллов алмаза и минералов-спутников.

УДК 550.312 (571.56)

Вертикальная неоднородность пород верхней мантии и вопросы происхождения кимберлитовой магмы. Харькив А.Д. Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1985.

По данным изучения более 5 тысяч ксенолитов глубинных пород в кимберлитах реконструирован состав пород верхней мантии от Мало-Ботуобинского на юге до Нижне-Оленекского районов на севере. Сделан вывод, что кимберлитовый расплав образуется в результате смешения выплавок из различных по составу слоев мантии. В его составе участвуют расплавы ультраосновных, основных и щелочных пород. Ил. 1, табл. 2, библиогр. 15.

УДК 551.243+550.312+550.382(571.56)

Физико-геологическая характеристика кимберлитоконтролирующих разломов Мирнинского кимберлитового поля. Молчанов Ю.Д., Саврасов Д.И. Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1985.

Проведено изучение геофизических материалов по тектоническому строению Мало-Ботуобинского района. Обосновывается выделение разломов, ориентированных в северо-восточном, северо-западном и субмеридиональном направлениях. Дается морфологическая и геофизическая характеристика разломов. Детально характеризуется пространственная взаимосвязь кимберлитового магматизма с разломной тектоникой. Подтверждается кимберлитоконтролирующая роль субмеридиональных разломов. Ил. 4, библиогр. 8.

УДК 552.323.6:551.243(571.56)

Геология и структура кимберлитового поля трубки Удачная. Готовцев В.В. Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1985.

Изложены результаты изучения трещинной тектоники вмещающей рамы кимберлитовых тел в пределах карьерного поля трубки Удачная. По структурно-текстурным признакам среди кимберлитов выделено несколько разно-

видностей. Изучены и прослежены контакты кимберлитовых тел с вмещающими породами и между собой по вертикали и горизонтали. На основании изложенного сделаны выводы, что кимберлитовые тела располагаются на разных гипсометрических уровнях; основную роль при формировании трубок имеет сдвиговая деформация. Ил. 1, библиогр. 3.

УДК 550.4:552.323.6

Вертикальная геохимическая неоднородность кимберлитовых тел. Маршинцев В.К. Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1985.

Дается характеристика геохимическим процессам, обусловившим закономерное распределение петрогенных и редких элементов в кимберлитовых породах. Рассматриваются геохимические особенности разновидностей кимберлитовых пород: автолитовых из апикальной части магматической колонки и массивных – из более глубинной. Каждой из них соответствует определенный комплекс геохимических признаков. Вертикальная геохимическая неоднородность кимберлитовых пород трубок является отражением общего хода эволюции состава кимберлитового расплава от ранних этапов кристаллизации минералов до поздних стадий, проявившихся в существенно раскристаллизованной магме. Табл. 2, библиогр. 11.

УДК 549.552.323.6(571.56)

Этапы минералообразования в кимберлитовом процессе. Никишов К.Н., Сафронов А.Ф. Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1985.

Рассматриваются этапы и стадии минералообразования, а также отвечающие парагенезисы и ассоциации минералов кимберлитовых пород. На основании литературных данных дается оценка изменения температуры в ходе кимберлитового процесса. Библиогр. 35.

УДК 552.323.6(571.56)

Метасоматические процессы в кимберлитах. Подвысоцкий В.Т., Владимиров Б.М., Егранова И.Г. Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1985.

Для кимберлитов характерно развитие метасоматических процессов, главные из которых – серпентинизация и карбонатизация. Описывается, что метасоматические процессы оказали сильное влияние на петрохимические, минералогические, геохимические, структурно-текстурные особенности кимберлитовых пород. Преобразование кимберлитов осуществлялось в послемагматический этап и выражалось в замещении первичных минералов, главным образом оливина, серпентином и кальцитом. Выделяется несколько генераций этих минералов, которые четко различаются по геохимическим особенностям. Отмечается, что интенсивность проявления и соотношение петельчатой серпентинизации, кальцитизации и наложенной серпентинизации резко неравномерные в различных кимберлитовых телах и отдельных фазах внедрения, что привело к наблюдающемуся разнообразию среди кимберлитовых пород. Табл. 3, библиогр. 13.

УДК 553.0(235.36)

Первая находка мезозойских карбонатитов на Алданском щите. Воробьев Е.И., Малышонок Ю.В. Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1985.

Впервые установлены породы, геологическое положение и минералого-геохимические особенности которых позволяют умеренно относить их к семейству карбонатитов. Специфическая черта этих карбонатитов – генетическая связь их с щелочными породами ультракалиевого типа, что обусловило целый ряд особенностей, включая минеральный состав и комплекс проявлений полезных ископаемых. Выделяются, по крайней мере, три главных типа карбонатитов: кальцитовые, бенстонитовые и бенстонит-кальцитовые, различающиеся по составу карбонатной фазы. Данная находка свидетельствует о потенциальной карбонатитоносности других многочисленных массивов этого комплекса карбонатитов. Это существенно расширяет перспективы минерально-сырьевой базы Южной Якутии. Ил. 2, библиогр. 6.

УДК 552.13.

Реакционные парагенезисы в верхней мантии. Соловьева Л.В., Владимиров Б.М., Семенова В.Г., Липская В.И., Завьялова Л.Л. Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1985.

На основании изучения парагенезисов из ультраосновных включений в кимберлитах Якутии выделяются три типа реакционных взаимоотношений. Первый тип характеризует реакции изохимических фазовых переходов, связанных с изменением PT-условий и, по всей вероятности, с процессом общего охлаждения мантии. Ко второму типу относятся взаимоотношения, при которых отмечается развитие метасоматических ассоциаций минералов (ильменит, сульфиды, флогопит, рутил, циркон), явно наложенных на первичные парагенезисы.

Минеральные реакции третьего типа заключаются в развитии вторичного флогопита в келифитовых каймах вокруг граната, тонкозернистых агрегатов из мелких зерен пироксенов, калиевого рихтерита и шпинели. Они свидетельствуют об общем подъеме блоков мантии, пропитанных материалом, близким по составу к кимберлитовому расплаву до его обособления в виде отдельных самостоятельных очагов. Ил. 6, библиогр. 21.

УДК 552.43(571.56)

Ксенолиты метаморфических пород из кимберлитовых трубок Якутии. Клопотова Л.В. Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1985.

Дается петрографическая характеристика ксенолитов метаморфических пород из кимберлитов Чомурдахского, Омонос-Укукитского, Куойского и Далдынского кимберлитовых полей. Для каждого кимберлитового поля характерна определенная совокупность ксенолитов метаморфических пород фундамента. Установлено сходство по петрографо-минералогическому составу ксенолитов метаморфических пород из кимберлитов с породами кристаллического фундамента Сибирской платформы (Анабарский и Алданский массивы). Табл. 4, библиогр. 4.

УДК 553.81:550.812.1(571.5)

Решение вопросов коренной и россыпной алмазоносности на основе морфоструктурного анализа. Немиров А.А. Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1985.

Установлено, что отдельные поля и кусты трубок приурочены к различным по рангу и типу морфоструктурам. Особое место в этом плане занимают разных размеров и типов кольцевые морфоструктуры, они вмещают в себе как отдельные кимберлитовые трубки и "кусты" трубок, так и целые кимберлитовые поля. К наиболее крупным таким морфоструктурам отнесены Далдынская, Айхальская, Моркокинская-I и Моркокинская-II. Делается вывод о возможности и необходимости построения на основе морфоструктурных и геолого-геофизических данных геолого-геоморфологических моделей рудных полей. Ил. 2, библиогр. 7.

УДК 553.81:549.211

Изменение спутников алмаза в процессе аллювиального переноса. Боткунов А.И. Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1985.

Приводятся новые данные о сохранности спутников алмаза в процессе их аллювиального переноса. Исходя из химических, гранулометрических особенностей минералов-спутников алмаза и их соотношений в пределах различных террасовых уровней, делается важный вывод о том, что одну из долинных россыпей района подпитывают несколько дополнительных коренных источников. Табл. 6.

УДК 551.83+553.81 (571.56)

Палеотектоника восточного борта Тунгусской синеклизы. Тараненко В.И., Яныгин Ю.Т. Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1985.

Анализ мощностей и распределения фаций верхнепалеозойских отложений на территории восточной части Тунгусского бассейна позволил установить локальные конседиментационные структуры, игравшие основную роль в накоплении каменноугольных и пермских осадков и контролировавшие направление переноса местного и чуждого обломочного материала. Результаты исследований могут быть использованы при разработке направлений и методики поисков погребенных месторождений алмазов. Ил. 2, библиогр. 2.

УДК 551.735.9:553.068(553.7)

Минерагенические особенности верхнепалеозойских отложений в связи с проблемой их россыпной алмазоносности (Мало-Ботуобинский район Западной Якутии). Борис Е.И. Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1985.

Проведена оценка величины денудационного среза известных кимберлитовых трубок региона для трех крупных денудационных циклов: позднепалеозойского, раннемезозойского и кайнозойского. Установлено, что позднепалеозойский денудационный срез является наиболее значительным и оценивается примерно в 300 м, в то время как раннемезозойский и кайнозойский денудационные срезы составляли соответственно 40 и 5 м.

Ил. 1, табл. 1, библиогр. 6.

УДК 553.061 (571.5)

Минерагеническое районирование Сибирской платформы и Ангаро-Вилюйский рудный пояс. Рыбаков В.Г., Старицкий Ю.Г. Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1985.

Определены две категории минерагенических площадей – собственно минерагенические и рудные, приведена их классификация. Предложена схема минерагенического районирования Сибирской платформы, в пределах которой отмечено 12 минерагенических провинций. Выделенный ранее М.М. Одинцовым Ангаро-Вилюйский рудный пояс, по мнению авторов, следует повысить в своей значимости и считать минерагенической зоной, которая является частью Тунгусской минерагенической провинции. Ангаро-Вилюйская зона последовательно подразделена на рудные провинции, рудные районы, рудные поля и узлы. Ил. 1, табл. 2, библиогр. 4.

УДК 551.1+553.81(576.56)

Некоторые особенности пространственного взаимоотношения кимберлитовых тел и траповых интрузий. Богатых И.Я., Сафьянников В.И., Судаков В.М., Контарев М.Г. Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1985.

Рассматриваются морфологические особенности системы кимберлитовых тел: главная трубка – сателлит – кимберлитовая жила на примере трубок Мало-Ботуобинского района. Приводится последовательность формирования кимберлитовых тел и пространственно совмещенных с ними пластообразных интрузий и даек долеритов. Установлено перемещение обширных по площади блоков осадочных пород и верхних частей кимберлитовых тел в горизонтальном направлении под динамическим воздействием траппов. Сделан вывод о прямой пространственной связи подводящих каналов кимберлитовых тел и долеритовых интрузий. Ил. 3, библиогр. 3.

УДК 552.11:552.323.5(571.56)

Петрологические особенности базитов трубок взрыва Западной Якутии. Ротман А.Я., Серенко В.П. Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1985.

Установлены многочисленные трубки взрыва основных пород. В строении базитовых трубок участвуют разновидности вулканокластов (разнообразные туфы, кластолавы), в распределении которых отмечаются некоторые закономерности. Среди пород трубок преобладают представители двух серий – толеит-базальтовой и щелочной оливин-базальтовой. Между производными обеих серий обнаружены существенные различия по вещественному составу. Производным толеитовой серии свойственны существенно плагиоклазовый состав вкрапленников во включениях базальтов и повышенные содержания элементов группы железа и ряда халькофильных элементов.

Вулканокласты щелочной оливин-базальтовой серии характеризуются плагиоклаз-оливин-калишпатовой ассоциацией фенокристов во включениях базальтов при повышенных количествах Mg, K, Ti, P, Zi, Sr, Ba, Cr. Калиево-магнезиальная специфика пород из отдельных трубок дает основание выделять их в качестве калиевой пикрито-базальтовой субформации трахибазальтовой формации континентов. Ил. 4, табл. 1, библиогр. 12.

УДК 549:552.113(571.56)

Эндогенная минерализация в южной части Тунгусской синеклизы. Скрипин А.И. Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1985.

В южной части Тунгусской синеклизы установлено несколько сотен раннетриасовых эндогенных проявлений магнетитовых руд, кальцитовой минерализации, сульфидов меди, свинца и цинка, целестина, барита, кварца и др. Выделяются кальцитовая, кальцит-магнетит-сульфидная, магнетит-кальцитовая и магнетитовая рудные ассоциации. Пространственно-статистический анализ размещения всех проявлений позволяет определить области локализации каждого типа рудной минерализации. Палеотектонический анализ выделяет раннемезозойские структуры длительного унаследованного развития, частичного обращения и обращенные. В размещении эндогенной минерализации устанавливается прямая зависимость – чем выше контрастность тектонического развития, тем сложнее, разнообразнее и объемнее проявлена эндогенная минерализация. Определены основные закономерности пространственного размещения эндогенных полезных ископаемых. Ил. 4, библиогр. 8.

УДК 552.33(549.621.4)

Новая горная порода и новый тип ультракалиевого глиноземного сырья. Конев А.А. Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1985.

В пределах Мурунского щелочного массива, являющегося типичным представителем Алданского вулканоплутонического комплекса верхнемезозойского возраста, автором обнаружен новый тип горной породы (кальсилит-пироксеновый), названной якутитом. Якутиты являются кальсилитовыми аналогами известного уртит-якупирангитового ряда и плутоническим эквивалентом эффузивных мафуритов. Они развиты в виде узкого прерывистого кольца по периферии Маломурунского купола. Породы могут представить интерес как комплексное калий-глиноземное сырье, если будут обнаружены в достаточном объеме. Приведены четыре оригинальных химических анализа. Ил. 2, табл. 1, библиогр. 5.

4418

3 руб.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ