

## О КОНТРОЛЕ КИМБЕРЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА РИФТОГЕННЫМИ СТРУКТУРАМИ

Н.Н.Зинчук

Западно-Якутский научный центр АН РС (Я),  
г. Мирный

*Проведенные исследования и обобщение имеющегося материала показали, что любые проявления магматизма на древних докембрийских платформах – результат рифтогенеза. В постархейской истории геологического развития древних платформ наиболее мощным был раннепротерозойский и мезозойский открытый рифтогenez, связанный с коренными перестройками литосферы. Этой группе рифтовых структур сопутствовал основной, ультраосновной и щелочно-ультраосновной магматизм, представленный фаціальными рядами щелочных базальтоидов, пикритовых порфритов, щелочно-ультраосновных образований и, в меньшей мере, кимберлитов. Кимберлиты чаще всего локализируются в линейных рифтах. Основными эпохами континентального рифтогенеза на древних платформах являются рифейско-вендская, среднепалеозойская, позднемезозойская.*

*Ключевые слова: рифтогenez, кимберлиты и другие магматиты, земная кора, кристаллический фундамент, авлакогены, антеклизы, синеклизы.*

Границы современной Сибирской платформы (СП) обычно проводятся по тектоническим швам, представляющим собой надвиги складчато-глыбовых сооружений на субгоризонтально залегающие платформенные образования [3, 5, 6, 19, 26, 32, 36, 42]. Геоморфологически она выражена резким переходом от горных областей к платформенным плоскогорьям и равнинам.

В геосинклинальное окружение платформы включаются [1, 2, 4, 27–31, 33–35, 37–39] краевые (перикратонные) прогибы – на юге и западе Байкало-Патомский, Восточно-Саянский и Приенисейский. Прогибы классифицированы [7–10, 12–15] как миогеосинклинальные или парагеосинклинальные, которые заложились в пределах консолидированного катархейского кристаллического фундамента. В докембрийский период дроблению подверглись в основном краевые

части СП, что послужило причиной образования обширных седиментационных бассейнов и обособленных внутриплатформенных континентальных поднятий (типа антеклиз) с обнаженным кристаллическим фундаментом, перекрытых в отдельных местах среднепротерозойским протоплатформенным чехлом [16–18, 21–25, 27, 31]. Центральная антеклиза протягивалась в северо-восточном направлении через центральную часть платформы и отделяла северный и западный бассейны от Северо-Восточного и Байкало-Вилуйского. Последний с юго-востока ограничивался Алдано-Становой антеклизой. Заложившаяся в рифее узкая система грабенов, расширяясь, преобразовалась в авлакогены сквозного среднепалеозойского и мезозойского развития. При этом рифейские отложения погребены под образованиями фанерозоя.

В северо-восточной части СП рифейские отложения формировались в Анабаро-Оленекском бассейне, образованном группой грабенов, вклинивающихся в СП со стороны плиты моря Лаптевых [6, 40–42]. Рифтогенное происхождение бассейна позволяет отнести его к входящему авлакогену под названием Уджинский, или Билиро-Уджинский. Уджинский авлакоген сильно раздроблен конседиментационными и инверсионными разломами с амплитудами до 200 м субмеридионального направления, а также пострифейскими разломами меридионального, северо-западного и субширотного направлений. В конседиментационной структуре Уджинский авлакоген состоял из западного Куонамского и центрального глубокого Билиро-Уджинского грабенов. В конце рифея авлакоген претерпел частичную инверсию, проявившуюся в основном в северной его части, которая вследствие этого была преобразована в Сапыйско-Уджинский горст. Горст разделил авлакоген на два прогиба – восточный Харабийский и западный Хастахский. В Уджинском авлакогене известны рифейские интрузии нефелин-сиенитов. Под западным бассейном рифейского осадконакопления исследователи понимают [6, 9–11] территорию, занятую более молодыми отложениями, в различной степени изученными в Тунгусской синеклизе, Ангаро-Тассеевской впадине и других структурах. Данные о рифейских отложениях внутренних районов бассейна весьма ограничены. Отмечены они только в бассейне р. Подкаменная Тунгуска, где вскрыты на глубину до 1 км. Выходы рифейских карбонатных пород известны на северо-западном склоне Анабарского щита, в бассейне нижнего течения р. Котуй. На юге СП в Байкитской антеклизе и на ее склонах они выделяются в комовскую серию доломитового состава мощностью до 2500 м.

Образование седиментационного бассейна центрально-восточной части СП, вытянутого в северо-восточном направлении через всю платформу от оз. Байкал до нижнего течения р. Лена, обусловлено заложением в начале рифея миогеосинклинального прогиба, окаймляющих его перикратонных опусканий и Палеовиллюйского авлакогена. Унаследованные в более позднем структурном плане рифейские перикратонные

опускания именуется [6, 10] Ангаро-Ленским и Березовским прогибами. О составе и мощности рифейских отложений, выполнивших Байкало-Патомский прогиб, можно судить по разрезу Уринского антиклинория, обнажающегося в долине р. Лена, где установлен нижний и средний рифей. К первому относится мариинская свита мощностью до 1900 м (преимущественно гравелиты и песчаники). Верхний отдел представлен жданкуконской (конгломераты до 1000 м), баракунской, уринской, каланчеевской, никольской, ченчинской (циклическая терригенно-карбонатная толща мощностью до 5 км) свитами. В Ангаро-Ленском и Березовском прогибах рифейские отложения представлены только верхним отделом. Наличие рифейских рифтовых структур в основании Виллюйской синеклизы позволяет предполагать [10, 13] расположение на этой же территории среднепалеозойского Патомско-Виллюйского авлакогена. Сквозной Палеовиллюйский авлакоген протягивался через современную Виллюйскую синеклизу от переклинали Уринского антиклинория, погружающихся склонов перикратонных опусканий до передовых складок Западного Верхоянья. Состав и мощность рифейских отложений Палеовиллюйского авлакогена сопоставимы с таковыми Уринского антиклинория и Сетте-Дабанского авлакогена, с которыми он образует единую структуру. Палеовиллюйский авлакоген состоял из двух основных грабенов – северного Линденско-Ыгыаттинского и южного Лунгино-Кемпендяйского, а также разделяющего их центрального горста, которому в современном структурном плане соответствуют Хапчагайский меговал и Сунтарское поднятие. Рифейские отложения развиты и в центральной части Линденско-Ыгыаттинской ветви Палеовиллюйского авлакогена, где они залегают на больших глубинах [14].

К началу девонского периода (каледонская складчатость) оформились границы Сибирской платформы, близкие к современным ее очертаниям, в которых она является частью архейско-раннепротерозойского континента. На СП девонского периода положение и развитие седиментационных бассейнов и областей денудации определялось ее тектоническим развитием в предшествующие байкальский и каледонский

этапы. После эпохи складчатости и орогенеза, имевших место в конце рифея, вендская трансгрессия постепенно распространилась на весь Восточно-Азиатский кратон. Среднепалеозойская история тектонического развития платформы начинается с конца силурийского – начала девонского периода, когда в результате каледонской складчатости и орогенеза на ней установился континентальный режим. Наименьшая продолжительность у континентального перерыва была в центральных частях отрицательных структур, подготовленных еще рифейскими и венд-кембрийскими тектоническими движениями. Широкая трансгрессия началась со среднего девона и достигла максимума к концу фаменского века позднего девона [10]. В начале трансгрессии обособились и в дальнейшем развивались седиментационные бассейны и разделяющие их области денудации.

В северной части СП возникли Анабарская и Оленекская антеклизы, а также Сюгджерская седловина, изолированные друг от друга Билиро-Уджинской континентальной депрессией. Главнейшие тектонические структуры данной территории – Хатанский и Харабийский грабены, разделенные горстом. Часто выделяемая Далдыно-Оленекская зона разломов, соединяющая расположенные примерно на одной прямой линии кимберлитовые поля Муно-Оленекской группы и Далдыно-Алакитского алмазоносного района, не совпадает с разломами Билиро-Уджинской депрессии, а пересекает их под острым углом. Зафиксированные в осадочном чехле не протяженные разломы этого направления [9] относят к Далдыно-Оленекскому линейно-рифтному рифту. Тунгусский бассейн с юга СП ограничивался Иркинсеевским валообразным поднятием, инверсированным рифейским одноименным авлакогеном. В Тунгусской синеклизе выделяется ряд структурно-фациальных районов, каждый из которых имеет свои специфические литолого-стратиграфические особенности. Главными конседиментационными структурами здесь были Курейкская и Котуйская системы грабенов, регенерированных одноименных рифейских авлакогенов. Нередко ветвь грабенов сопровождается дайками долеритов катангского комплекса того же направления, что свиде-

тельствует об их приуроченности к зоне горизонтального растяжения коры.

Комплексные геолого-геофизические исследования [1, 4, 6, 9, 10, 28, 35, 42] свидетельствуют о том, что в районах кимберлитовых полей земная кора обладает различными аномальными геофизическими свойствами, которые вызваны неоднородностью в верхней мантии и фундаменте [15–20, 27, 28, 42]. Высказываются также предположения, что они – результат кимберлитового магматизма. При этом среднепалеозойские кимберлитовые поля СП принадлежат к подобным структурам III порядка. Глубинные свойства таких территорий определяются не только тектоно-магматической активизацией, а в основном их изначальным стоянием над термоблемами [6, 9, 10]. Поэтому геофизические неоднородности нужно рассматривать, прежде всего, не как непосредственные проявления кимберлитового поля, а как признаки термоблем. В качестве примера их выделения как возможных кимберлитовых полей в магнитном поле можно привести [9] термоблемы Тюнгского ортократона – Накынскую, Салакут-Тюнгскую, Эйкскую. Первая является Накынским кимберлитовым полем, в пределах которого открыты [7–11] три кимберлитовые трубки. При определенных термодинамических условиях глубинные кимберлитовые сегрегации (ГКС) и коровые кимберлитовые сегрегации (ККС) продуцируют кимберлитовые поля, состоящие из того или иного количества трубок, даек и силов. Для этого необходимы:

разогрев ГКС и ККС до температур, достаточных для подплавления, с притоком под давлением газовых эманаций и флюидов;

нахождение коры в состоянии горизонтального растяжения, обеспечивающего проникновение кимберлитовой магмы на поверхность по разломам и зонам трещиноватости.

Эти условия возникают в эпохи тектоно-магматической активизации литосферы [4, 11, 27, 30, 34]. Кимберлитовая магма ГКС и ККС насыщалась горячими парами воды, углекислым газом и другими флюидно-газовыми компонентами и под давлением выталкивалась вверх по открытым тектоническим каналам. На подходе к осадочному слою литосферы на разных уровнях процесс заканчивается вулканическими эксплозиями. В

эпохи тектоно-магматической активизации в кимберлитовых полях появились различные структурно-тектонические элементы, находящие отражение на поверхности кристаллического фундамента и в нижних слоях осадочного чехла. В некоторых случаях радиально-концентрическое строение кимберлитовых полей обнаруживается и на аэрокосмоснимках [14, 24, 33, 35].

Основные условия проявления кимберлитового магматизма обеспечиваются рифтогенезом – одним из ведущих факторов развития кратонов в протерозое и фанерозое, особенно авлакогенами – объемными рифтовыми структурами древних платформ мира. Проявлений кимберлитового магматизма непосредственно в пределах авлакогенов не наблюдается, в них часто развит трапповый магматизм, обычно со щелочным уклоном. Однако авлакогенам генетически и пространственно сопутствуют рифтогенные структуры особого типа, именуемые линеаментными рифтами и областями динамического влияния авлакогенов, которые способствуют не только проницаемости коры, но и поступлению теплового потока и газовых флюидов в ГКС и ККС [9, 10]. Такие структуры непосредственно контролируют кимберлитовые поля.

Преобладающие гипотезы происхождения алмазоносных кимберлитов базируются на фундаментальном предположении о проникновении в земную кору кимберлитовой магмы и ее взрывных производных по глубинным разломам. При этом в зависимости от глубины локализации магматического очага и термобарических условий формируются кимберлитовые расплавы различного фацеального состава. Наиболее глубинная (до 250 км) – алмаз-пироповая фация. Периодичность тектонической и магматической активизации выражается в появлении многочисленных глубинных разрывов земной коры обычно унаследованных от геосинклинального развития. Согласно мобилистским представлениям [22–25, 27–31], древние платформы подвергались лишь глыбово-волновым колебательным движениям, приведшим к горизонтальному (или собранному в пологие изоморфные складки) залеганию осадочного чехла. Исключения из этих правил относятся к некоторым особым направлениям и площадям с рифтовым

режимом. По мере глубинного изучения чехла и фундамента [4–6, 9, 10, 18–20, 28–36, 42] получены сведения о том, что разломы небольших амплитуд, а также площади с рифтовым режимом значительно более распространены, чем предполагалось ранее. Однако слабая нарушенность и тектоническая устойчивость больших регионов древних платформ (антеклиз, седловин и их склонов) еще раз подтверждены и, главное, что именно к таким территориям обычно приурочены кимберлитовые тела. В действительности существует противоречие: с одной стороны, кимберлиты, как предполагается, находятся в зонах мантийных разломов, а с другой – в пределах слабо нарушенных структур. Такое противоречие исследователи объясняют наличием скрытых, не проявляющихся в чехле, разломов, характеризующихся кимберлитовой специализацией.

В кристаллическом фундаменте, прошедшем сложный путь геосинклинального развития, можно найти множество разломов, а по геофизическим данным – аномальных зон, претендующих на роль скрытых фанерозойских глубинных разломов. В результате для исследованных площадей появилось (и появляется) большое количество тектонических схем со множеством глубинных (мантийных и коровых) разломов. Считалось, что эндогенные полезные ископаемые (как и магматические проявления любого типа) связаны с субвертикальными перемещениями по глубинным разломам, многие из которых возникли еще в докембрии и сохранили активность до настоящего времени. Поэтому под термином «глубинный разлом мантийного или корового заложения» (применительно к платформам) понимаются вертикальные или безамплитудные разрывы земной коры, достигающие земной коры или крутопадающие, достигающие мантии или проникающие в нее вплоть до астеносферы. На самом деле на платформах нет фанерозойских разломов такого типа, а есть амплитудные разрывы земной коры, достигающие (или не достигающие) кровли верхней мантии. Они имеют листрическую природу и ступенчатое строение, поскольку их образование связано с периодическими растяжениями или сжатиями земной коры. Выделение глубинных разломов

без привлечения конкретных данных о геологии осадочного чехла ведет к нарушению одного из главных признаков – соответствия вертикальных и латеральных масштабов геологического явления. Фанерозойские глубинные разломы отчетливо выражены в осадочном чехле. При достаточной геологической изученности их выделение как уникальных образований на древних платформах – не проблема, требующая каких-либо умозрительных гипотетических предположений.

Протяженность глубинных разломов, их ширина, величина вертикальных амплитуд соответствуют масштабам региональных и общепланетарных тектонических процессов, их порождающих, являются значительными, исключая отнесение к глубинному разлому элементарной безамплитудной трещины. Геотектоническому масштабу явления соответствует и продолжительность активной жизни глубинного разлома, что находит [10, 22–25] отражение в фаціальном составе отложений седиментационного бассейна, в котором локализован разлом. Таким критериям отвечают на древних платформах краевые разломные зоны рифтов и авлакогенов, крупные грабены и горсты этих структур, а также перикратонных опусканий и краевых прогибов. Рифейские и фанерозойские разломы на древних платформах мира многочисленны, но глубинные редки. Разломы представлены всевозможными кинематическими типами – сбросами, взбросами, надвигами и сдвигами с вертикальными амплитудами от первых десятков до тысячи метров, преобладают разломы с амплитудами <200 м. Разломы древних платформ, картируемые геологическими и геофизическими методами, предлагается [6, 9, 10] разделить на следующие генетические типы:

*рифтогенные пассивных океанических окраин*, непосредственно связанные с океаническими рифтовыми системами (древними и современными); сюда входят разломы континентальных рифтов, являющихся продолжением океанических рифтов, а также трансформных разломов последних, представленных грабенами или их системами, поперечных по отношению к спрединговым зонам;

*рифтогенные внутриплатформенных авлакогенов и других рифтогенных зон*, происхо-

ждение которых связано с тектоническими коллизиями в горно-складчатом обрамлении платформ; крупные авлакогены определяют развитие долгоживущих седиментационных бассейнов – синеклиз, антеклиз;

*перикратонных опусканий и краевых прогибов* – амплитудные сбросы, взбросы, надвиги и сдвиги, прослеживающиеся параллельно краевым швам.

Глубинные разломы порождаются движениями внутриплатформенных коровых плит по поверхности верхней мантии или литосферных плит по астеносферному слою. Палеозойская история развития древних платформ определяется авлакогенами и сопутствующими им рифтовыми структурами. При этом понимается [9, 10], что авлакогены – это образования, которые обуславливают наличие таких структур платформы, как антеклизы и синеклизы. Платформы, заложились преимущественно в рифее, усложнялись и преобразовывались, продолжая развиваться и в фанерозое. На их основе возникали обширные синеклизы, где направленный рифтогенез нередко сменялся разносторонним площадным растяжением с массовыми трапповыми излияниями. В других случаях узкие и протяженные рифты инверсировали и превращались в валобразные поднятия. В целом рифтогенез – тот же механизм, посредством которого движения в складчатом геосинклинальном обрамлении передаются на платформы. Периодические горизонтальные растяжения и сжатия земной коры, будучи глобальными явлениями, реализуются как в авлакогенах, так и в кристаллическом фундаменте, который разбит планетарной трещиноватостью различных направлений и порядков. В определенные тектонические фазы по одним системам трещин происходит растяжение. В осадочном чехле наблюдаются многочисленные достаточно протяженные, но малоамплитудные грабены и взбросы. Последние не выходят за границы кристаллического фундамента и являются реакциями на послонные внутрикоровые сдвиги. В течение раннего и позднего протерозоя и фанерозоя сформировалось [6, 9, 10] не менее пяти типов рифтовых и рифтогенных структур:

*аккреционные и коллизионные орогены*, представляющие собой структуры коллизии и

орогенеза широких линейных зон дробления и горизонтального растяжения архейской земной коры;

*линейно-площадные прогибы раннепротерозойских протоплатформ;*

*линейные пояса и площадные рои мафитовых даек*, связанные с умеренным горизонтальным растяжением земной коры и неглубоким проникновением в нее трещин;

*континентальные рифты*, в которые входит ряд линейных структур горизонтального растяжения возрастом от раннего протерозоя до кайнозоя;

*авлакогены* – рифтогенные структуры различных возрастов, распространенные на всех древних платформах мира.

Линеаментные рифты обычно сопровождаются авлакогенами, протягиваясь по их периферии в удалении от центральных зон. Аккреционные и коллизионные орогены на древних платформах являются вещественно-тектоническими единицами кристаллического фундамента. Иногда они выделяются под названием «зоны тектонического меланжа», или «шовные зоны». Коллизионные орогены отличаются от аккреционных тем, что их стадия растяжения была остановлена на ступени формирования континентального осадочно-вулканогенного пояса, после чего последовал процесс горизонтального сжатия. Описываемые орогены прошли через стадию континентальных рифтов, в течение которой в них могли присутствовать характерные для континентальных рифтов интрузии, в том числе алмазоносных кимберлитов. Линеаментный рифт – это грабен или система узких грабенов. Ограничивающие его наклонные сбросы достигают мантии или рассекают кристаллический фундамент на значительную глубину. Линеаментные рифты являются континентальными постседиментационными. Имея незначительные вертикальные амплитуды на закрытых территориях, они с трудом картируются обычными геологическими методами, но хорошо видны на космоснимках [28, 33].

Открытые рифты, согласно классическим представлениям о рифтогенезе [22, 28, 31], образуются над аномально разогретыми линейными зонами астеносферы в результате горизонталь-

ного растяжения и раскола вдоль нее литосферной плиты на две части, расходящиеся во взаимно противоположных направлениях. В верхнюю мантию внедрялся материал с низкой плотностью и пониженными скоростями сейсмических волн, который подпитывался истощенным астеносферным пиролитом, а также газовыми эманациями, состоящими из  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{H}_2$  и  $\text{N}_2$ , с низкими содержаниями  $\text{H}_2\text{O}$ . Застывший на определенном уровне по окончании рифтового процесса поднявшийся магматический материал образует мантийный диапир, который при подъеме служит источником вулканических и интрузивных тел, локализующихся в коре рифта. Под его воздействием образуется полурасплавленная корово-мантийная подушка, а в некоторых рифтах – кислые эффузивы за счет подплавления корового материала. Магматический материал от диапира в кору поступает по подводящим каналам, строение и расположение которых (как и количество) определяются структурой верхней мантии [27–29]. Последняя по составу не полностью однообразна, поскольку в ней имеются локальные геохимически обособленные участки обогащенного и истощенного пиролита. Геохимически неоднородный материал поступал в магматическую колонну и из астеносферы, что приводит к возникновению множества самостоятельных магматических очагов диапира, питающего различного состава интрузивные и эффузивные тела рифтов.

Продукты магматизма рифтов характеризуются повышенной (от слабой до сильной) щелочностью. Кроме того, распространены толеитовые и известково-щелочные типы пород. Преобладание толеитовых или умереннощелочных основных магматитов указывает на высокую степень раскрытости рифта или достижение мантийным диапиром переходного между мантией и корой слоя, или внедрение в нижнюю кору. Возможно, существует закономерная связь между высотой подъема магматического диапира, раскрытостью рифта и характером его магматизма. При равных условиях ширина магматической колонны может быть различной, что обуславливает размеры рифта, но не интенсивность рифтогенеза. Нижняя часть магматической колонны с магматическими очагами, продуциру-

ющими их проявление в рифте, является астеносферным выступом (или магматическим диапиром), а верхняя – колонной термально и механически разуплотненной аномальной мантии, т.е. подушкой корово-мантийной смеси, разделяющей тектонические деформации коры и мантийной колонны.

Отмечается связь [19, 22, 27, 28] высоты нахождения магматического диапира с мощностью поглощенной коры и глубиной грабенов рифтов. При фиксированном положении магматического диапира мощность поглощенной коры может увеличиваться за счет декомпрессионного плавления в ее низах, вызванного автономным, независимым от мантии, растяжением коры. Тектоническое и магматическое состояние коры рифта регулируется магматической колонной и происходящими в ней автономными тектоническими движениями. Распределение магматических образований в рифте, характер их локализации и форма проявления (интрузии, эффузивы) зависят от особенностей его тектонической структуры. Химические свойства магматизма определяются в основном состоянием магматической колонны. Высокое положение магматического диапира, в целом равное всей мощности верхней мантии, генерирует основной магматизм, умеренно высокое – основной магматизм со щелочным уклоном. Однако и при низком положении магматического диапира в условиях автономного добавочного растяжения коры происходят подплавление переходного мантийно-корового слоя, выплавление базальтов и проявление основного магматизма на поверхности. Это подчеркивает многообразие условий рифтогенеза и магматизма, проявившихся при следующих закономерностях – чем ниже магматический диапир, тем выше щелочность и ультраосновность магматитов рифта и, наоборот, чем выше диапир, тем ниже щелочность основных пород этого геологического образования.

Происходящая пульсация магматического диапира порождает разнообразие чередующихся во времени магматических проявлений от ультраосновных со щелочным уклоном до основных. Наиболее глубинные фации продуцируются магматическим диапиром, кровля которого

располагается на предельной глубине существования астеносферного выступа от 80–120 км. Они представлены пикритами, карбонатитами, среди которых встречаются и кимберлитоподобные породы. В открытом рифте происходит полная разгрузка магматического вулканизма отдельных пород, но кимберлиты, как правило, отсутствуют. Массивы ультраосновных щелочных пород (в том числе расслоенных) и карбонатитов связаны с открытыми рифтами. В массивах алмазоносные кимберлиты не отмечены, что подчеркивает отсутствие генетической связи между открытыми рифтами и кимберлитовым магматизмом.

Открытые рифты (в том числе авлакогены) на древних платформах мира располагаются вдоль поясов или по окраинам кратонов, не пересекая их центральные части и тем более ортократоны (за исключением эпиорогенных рифтов), заложившиеся на фундаменте, переработанном позднепротерозойским орогенезом [9, 10, 26]. Естественно, что древний рифтогенез наиболее широко проявлен в крупных синеклизах и по периферии платформ, поскольку в этих регионах размещаются краевые и перикратонные прогибы, механизм образования которых сходен с рифтогенезом и выражается в подъеме корово-мантийной границы и сокращении мощности коры. Линеаментные рифты чаще всего связаны с открытыми рифтами, протягиваясь вдоль их бортов или образуя различного рода ответвления; иногда они берут начало от горно-складчатого или океанического обрамления платформы. Ширина линеаментных рифтов находится в пределах 20–40 км, что значительно уступает ширине открытых рифтов.

Вилюйский девонский седиментационный бассейн, рассматриваемый как Патомско-Вилюйский авлакоген, занимает Вилюйскую синеклизу и Нюйско-Джербинскую впадину Предпатинского перикратонного опускания. На юго-западе он окаймлялся обширным континентальным массивом, включающим Ангаро-Ботуобинскую антеклизу с зоной Приленских складок, Байкало-Патомскую горно-складчатую область и Алданскую антеклизу. Вилюйский бассейн входил в единую систему герцинских прогибов Верхояно-Чукотской эпиплатформенной геосинкли-

нальной области [9, 10, 35]. В позднем палеозое на авлакоген наложилась Вилюйская синеклиза, отложения в которой представлены пестроцветными терригенными и терригенно-карбонатными породами, туффитами. Несколько иной состав имеют отложения Кемпендяйской депрессии, что объясняется ее структурно-фациальной обособленностью и большей глубокководностью условий осадконакопления. Для этой впадины характерно отсутствие базальтовых покровов, широко развитых на других территориях, где они залегают непосредственно на нижнепалеозойских породах.

Патомско-Вилюйский авлакоген ограничивается с запада и северо-запада Чайандинско-Буордахским разломом и Вилюйско-Мархинским тектоно-магматическим поясом, состоящим из грабенов и трещин горизонтального растяжения, заполненных (или не заполненных) дайками долеритов вилюйско-мархинского комплекса. Среди разрывных нарушений Вилюйско-Мархинского пояса выделяется зона Укугутских грабенов (Укугутский линеаментный рифт), являющаяся как бы северо-западным продолжением граничного субмеридионального Буордахского разлома. Мирнинское и Накынское кимберлитовые поля располагаются в зоне Укугутского линеаментного рифта. На формирование структурно-тектонического плана Линденско-Ыгыаттинской ветви авлакогена оказала влияние зона Укугутских грабенов, а также поперечные структуры: разломы, связанные с образованием Чебыдинской моноклинали, Ангаро-Синского рифового барьера, Тербяского грабена и, возможно, других подобных структур северо-западного простирания (Тангнарынского сброса и др.). Тектоническое развитие Патомско-Вилюйского авлакогена начиналось с заложения в рифее Предпатомского краевого прогиба и его продолжения – Кемпендяйско-Келинского прогиба. Инверсия региона сопровождалась горизонтальным поперечным сжатием этой тектонически нестабильной территории СП. Наступившая затем вендская стадия трансгрессии была вызвана его структурным растяжением с расширением территории. В результате образовалась Вилюйская впадина, где нижневендские отложения были представлены наиболее полно. Прогиб с юга

ограничен Ангаро-Ленским и Кемпендяйским разломами, с севера – Вилюйско-Мархинским, выполненным серией пространственно сближенных разрывных и пликативных дислокаций.

В пределах Якутской алмазоносной провинции, в ее платформенной части, нередко исследователями рисуется решетка ортогональных и диагональных глубинных разломов, с которыми связываются широко распространенные на востоке рой базальтовых даек, массивы основных и щелочно-основных пород, траппы и кимберлиты. Глубинные разломы трассировались как на платформах, так и в орогенных областях по гравитационным и магнитным аномалиям. Разломы, выделенные по геофизическим аномалиям, локализованы в пределах кристаллического фундамента (за исключением мантийных аномалий, созданных поясами базитовых даек), и нередко их природу установить не удается. Показано [9, 10, 13–15, 18, 22–25, 28], что существует связь некоторых рифейских и фанерозойских разломов с коллизионными и аккреционными орогенами, зонами тектонического меланжа, но практически это не подтверждено.

С учетом изложенного можно сделать следующие выводы:

любые проявления магматизма на древних докембрийских платформах – результат рифтогенеза (горизонтального растяжения земной коры);

в постархейской истории геологического развития древних платформ наиболее мощным был раннепротерозойский и мезозойский открытый рифтогенез, связанный с коренными перестройками литосферы. Этой группе рифтовых структур сопутствовал основной, ультраосновной и щелочно-ультраосновной магматизм, представленный фациальными рядами щелочных базальтоидов, пикритовых порфиритов, щелочно-ультраосновных образований и, в меньшей мере, кимберлитов;

на древних платформах широко развиты открытые континентальные рифты (включая авлакогены), происхождение которых обусловлено тектоническими движениями горно-складчатого обрамления; кимберлиты и кимберлитоподобные породы в них не отмечены;

кимберлиты локализуются в линеаментных рифтах; во многих кимберлитовых полях алма-



зоносных кимберлитов другие магматические проявления, как правило, отсутствуют. Линеаментные рифты, уступая по мощности рифтогенеза открытым рифтам, продуцируют наиболее глубинные магматические образования (включая кимберлиты).

Рассматривая историю развития региона в целом, следует отметить, что основными эпохами континентального рифтогенеза на древних платформах являются рифейско-вендская, среднепалеозойская (с позднедевонским их максимумом) и позднемезозойская (с меловым максимумом). Природа повторяла «попытки» расколота на террейны докембрийский кристаллический фундамент, закончившиеся умеренным его растяжением по рифтовым зонам. Наложённые на раннепротерозойские аккреционные и коллизионные орогены рифты названы возрожденными континентальными открытого или линеаментного характера. Кроме возрожденных, широко проявились континентальные новообразованные рифты на архейском кристаллическом фундаменте. Амплитудные разломы земной коры, сопровождаемые роями мафитовых даек, связаны с наиболее ранней фазой рифейско-вендской эпохи – континентальной раннепротерозойско-рифейской.

В рифее заложилась Предпатомский краевой прогиб и Кемпендяйско-Келинский. Наиболее вогнутые участки прогиба в рифее заполнялись осадками. От тектонически стабильной платформы он отделялся Ангаро-Ленским, Кемпендяйским, Нижне-Алданским разломами. Частичная инверсия Байкало-Патомской области (связанная с байкальской фазой) отразилась на Ангаро-Юдомском прогибе заложением основных антиклинальных и синклинальных зон в перикратонной его части, а также впадин, валов и других форм в Кемпендяйско-Келинском его продолжении.

В конце силурийского периода общее поднятие Лено-Вилюйского прогиба сопровождалось образованием складчато-глыбовых структур. Складчатость в Байкало-Патомской области распространилась и на перикратонные опускания, где продолжалось формирование зоны Приленских складок [6, 10]. Тектонический каркас Лено-Вилюйского прогиба перед вступлением

его в авлакогенный этап развития сформировался вслед за образованием Вилюйско-Хапчайского валобразного поднятия, которое в современном плане представлено Вилюйской седловиной, Сунтарским поднятием и Хапчагайским мегавалом. В конце позднего девона в конседиментационную стадию на фоне медленного поднятия Байкало-Патомской складчатой области происходило интенсивное погружение миогеосинклиналей и авлакогенов Западно-Верхоянской области. Вначале осадками заполнялись впадины восточной части прогиба, затем трансгрессия распространилась и на западную. Осадконакопление контролировалось продольными грабенами, возникшими вследствие растяжения и дробления земной коры и дифференциальных движений тектонических блоков поперечных разломов, приведших к образованию боковых грабенов, нарушающих склоны прогиба и выходящих за их пределы. В Ыгыаттинской впадине выделяются [9–12] следующие конседиментационные структуры: Аппаинская и Укугутско-Балыктахская впадины, Балыктахский и Хампинский горсты.

Развитие Лено-Вилюйского прогиба в пределах Патомско-Вилюйского авлакогена началось с излияния базальтовых лав на всей территории и внедрения даек и силлов вдоль внешней его периферии. Дайки и силлы вилюйско-мархинского комплекса долеритов и габбродолеритов образуют компактную зону, протягивающуюся вдоль северо-западной границы. Юго-восточная его граница сложена магматическими (основного состава) породами чаро-синского комплекса, лакколита и даек сиенитов наманинского комплекса. Дайки вилюйско-мархинского комплекса пересекают Приленские складки, иногда выходят на дневную поверхность в синеклизах среди отложений позднего кембрия и раннего силура. Отложения антиклиналей дайки не прорывают из-за более позднего образования складчатости. С северо-запада и запада Патомско-Вилюйский авлакоген ограничен Вилюйско-Мархинским разломом и Чайандинско-Буордахским грабеном, который пересекает со смещением Приленские складки. Чайандинско-Буордахский грабен ограничивает возможное распространение Патомско-Вилюйского седи-

ментационного бассейна. Через Маччобинский сброс и Укугутско-Балыктахский грабен произошло вхождение Буордахского (Чайандинского) разлома в конседиментационную структуру Ыгыаттинской впадины. В настоящее время названным структурам на Мирнинском кимберлитовом поле отвечают Иреляхский и Верхне-Иреляхский грабены. Каледонские тектонические процессы завершились началом магматизма и вулканизма конседиментационных структур. Инверсия Патомско-Вилюйского авлакогена началась в конце девонского периода и закончилась в начале среднего карбона, что выразилось в общем поднятии и преобразовании сбросов во взбросы и надвиги. Для этой стадии характерен кимберлитовый магматизм.

В раннекаменноугольную эпоху бассейны седиментации сохранились в авлакогенах. При этом суша занимала в основном низкое гипсометрическое положение, что существенно уменьшило денудацию. В Оленекско-Анабарском прогибе проявилась раннекаменноугольная трансгрессия со значительным расширением бассейна седиментации. В Средне-Мархинском алмазодобывающем районе в пределах Накынского кимберлитового поля не исключается денудированность силурийских пород (размыв до 200 м) вместе с находящимися в них кимберлитами, поэтому изначально сохранилась площадь распространения девонских образований. Обломочный материал был снесен в остаточные среднекаменноугольные бассейны. Наиболее интенсивное поднятие СП приходится на середину среднекаменноугольной эпохи, что привело к формированию речной сети и области денудации, приуроченных к основным антеклизам платформы. С позднего карбона (или с начала пермского периода) платформа вступила в новый, герцинский, этап тектонического развития. История палеотектонического развития СП в течение байкальского и каледонского этапов свидетельствует о пространственной и структурно-тектонической связи кимберлитов с авлакогенами и другими рифтогенными структурами, подчеркивает расположение их алмазодобывающих разностей в малоамплитудных линейных рифтах, пересекающих на ортократонах термоблемы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Биезайс Я.Я., Борис Е.И., Максимкина Л.В. Геолого-геофизическая модель Мирнинского кимберлитового поля Якутской алмазодобывающей провинции // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. Воронеж, 2001. С. 4–18.
2. Булин Н.К., Булина Н.В., Драгунов Д.И. Глубинные зоны растяжения Сибирской платформы // Докл. РАН. 2001. Т. 381. № 1. С. 82–87.
3. Ваганов В.И. Алмазные месторождения России и мира (Основы прогнозирования). – М.: Геоинформмарк, 2000.
4. Глуховский М.З. Геологическая эволюция фундаментов древних платформ. – М.: Наука, 1990.
5. Гринсон А.С. Формирование и размещение кимберлитов восточной части Сибирской платформы в связи с особенностями ее глубинного строения // Изв. АН СССР. Сер. Геология. 1984. № 3. С. 54–65.
6. Дукардт Ю.А., Борис Е.И. Авлакогенез и кимберлитовый магматизм. – Воронеж: ВГУ, 2000.
7. Зайцев А.И., Корнилова В.П., Фомин А.С., Томшин М.Д. О возрасте кимберлитовых пород Накынского поля (Якутия) // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. Воронеж, 2001. С. 47–54.
8. Зинчук Н.Н., Борис Е.И., Стегницкий Ю.Б. Структурно-формационное и минерагеническое районирование территории погребенных кор выветривания и продуктов их переотложения в алмазодобывающих регионах (на примере Якутской кимберлитовой провинции) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 7. С. 956–964.
9. Зинчук Н.Н., Дукардт Ю.А., Борис Е.И. Палеотектоническое развитие Сибирской платформы в течение байкальского и каледонского этапов и кимберлитовый магматизм // Геология алмазов – настоящее и будущее (геологи к 50-летию юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России). Воронеж, 2005. С. 86–95.
10. Зинчук Н.Н., Дукардт Ю.А., Борис Е.И. Тектонические аспекты прогнозирования кимберлитовых полей. – Новосибирск: Сибтехнорезерв, 2004.
11. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Особенности коренной алмазодобывающей Сибирской платформы // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. СПб., 2002. С. 586–602.
12. Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Крайнов А.В. Кимберлиты в истории Земли. – Воронеж: ВГУ, 2013.

13. *Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Шевырев Л.Т.* Историческая минералогия. В 3-х томах. – Воронеж: ВГУ, 2005 (Т. 1), 2007 (Т. 2), 2008 (Т. 3).
14. *Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Шевырев Л.Т.* Тектоника и алмазоносный магматизм. – Воронеж: ВГУ, 2004.
15. *Киселев А.И., Попов А.М.* Байкальский рифт как отражение динамических и структурно-вещественных различий между литосферой Сибирской платформы и Центрально-Азиатского подвижного пояса // ДАН. 2000. Т. 370. № 5. С. 651–654.
16. *Кухаренко Н.А.* К проблеме зональности кимберлитовых провинций // Проблемы кимберлитового магматизма. Новосибирск, 1989. С. 16–23.
17. *Логачев М.А., Владимиров Б.С.* Рифтогенез и кимберлитообразование // Проблемы кимберлитового магматизма. Новосибирск, 1989. С. 6–12.
18. *Малич Н.С., Масайтис В.Л., Сурков В.С.* Сибирская платформа. – Л.: Недра, 1987.
19. *Манаков А.В.* Особенности строения литосферы Якутской кимберлитовой провинции. – Воронеж: ВГУ, 1999.
20. *Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В.* Вулканизм и тектоника Патомско-Виллюйского среднепалеозойского авлакогена. – М. Недра, 1975.
21. *Метелкина М.П., Прокопчук Б.И., Суходольская О.В., Францессон Е.В.* Докембрийские алмазоносные формации мира. – М.: Недра, 1976.
22. *Милановский Е.Е.* Рифтогенез в истории Земли. – М.: Недра, 1983.
23. *Милашев В.А.* Кимберлитовые провинции. – Л.: Недра, 1974.
24. *Милашев В.А.* Кимберлиты и глубинная геология. – Л.: Недра, 1990.
25. *Мишин В.М.* Древнее рифтообразование – предвестник внедрения кимберлитов в Якутской алмазоносной провинции // Отечественная геология. 1997. № 1. С. 36–41.
26. *Перспективы коренной и россыпной алмазоносности юго-западной части Сибирской платформы / К.Н.Егоров, Н.Н.Зинчук, С.Г.Мишенин и др. // Геологические аспекты минерально-сырьевой базы АК «АЛРОСА»: современное состояние, перспективы, решения. Мирный, 2003. С. 50–84.*
27. *Похиленко Н.П., Соболев Н.В.* Некоторые аспекты эволюции литосферной мантии северо-восточной части Сибирской платформы в связи с проблемой алмазоносности разновозрастных кимберлитов // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов. Мирный, 1998. С. 65–67.
28. *Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н.* Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. – М.: Научный мир, 2006.
29. *Рундквист Д.В.* Глобальная металлогения // Смирновский сборник. М., 1995. С. 92–123.
30. *Савко А.Д., Шевырев Л.Т.* Новый взгляд на роль авлакогенеза в формировании алмазоносных магматитов // Вестн. Воронежского ун-та. Геология. 2002. № 13. С. 7–18.
31. *Савко А.Д., Шевырев Л.Т., Зинчук Н.Н.* Эпохи мощного корообразования и кимберлитового магматизма в истории Земли. – Воронеж: ВГУ, 1999.
32. *Сафьянников В.И., Сафьянников С.В.* Среднепалеозойские структуры юга Сибирской платформы и прогноз алмазоносности // Методы прогноза и поисков месторождений алмазов на юге Восточной Сибири. Иркутск, 1990. С. 7–9.
33. *Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д., Зуев В.М.* Космические методы при прогнозе и поисках месторождений алмазов. – М.: Недра, 2001.
34. *Смелов А.П., Трофимов В.Ф., Зайцев А.И.* Строе-ние, этапы становления фундамента Северо-Азиатского кратона и фанерозойский кимберлитовый магматизм // Геологические аспекты минерально-сырьевой базы акционерной компании «АЛРОСА»: современное состояние, перспективы, решения. Мирный, 2003. С. 186–191.
35. *Структура и эволюция земной коры Якутии / Г.С.Гусев, А.Ф.Петров, Г.С.Фрадкин и др. – М.: Наука, 1985.*
36. *Тектоническое районирование фундамента Сибирской платформы и этапы становления его континентальной коры / Р.А.Гафаров, А.М.Лейтес, В.С.Федоровский и др. // Геотектоника. 1978. № 1. С. 43–58.*
37. *Трофимов В.С.* Основные закономерности размещения и образования алмазоносных месторождений на древних платформах и в геосинклинальных областях. – Новосибирск.: Наука, 1967.
38. *Францессон Е.В.* Роль авлакогенов в формировании кимберлитов на древних платформах // Геология рудных месторождений. 1986. № 5. С. 91–93.
39. *Францессон Е.В., Лутц Б.Г.* Кимберлитовый магматизм древних платформ. – М.: Недра, 1995.

40. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). – М.: Научный мир, 2001.
41. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов мира. – М.: Недра, 1998.
42. Эринчек Ю.М., Мильштейн Е.Д., Егоркин А.В. Структура литосферы в районах проявления алмазоносных кимберлитов (Сибирская платфор-

ма) // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов. Мирный, 1998. С. 78–80.

Зинчук Николай Николаевич,  
доктор геолого-минералогических наук  
nzninchuk@ramber.ru

## ABOUT CONTROL OF KIMBERLITE MAGMATISM BY RIFT-RELATED STRUCTURES

N.N.Zinchuk

*As established upon the basis of available data, any magmatic event within the limits of ancient Precambrian platforms results from rifting. Palaeoproterozoic and Mesozoic epochs of open rifting related to fundamental restructuring of lithosphere had been the strongest during the course of Post-Archean history of ancient platforms' geological evolution. Basic, ultrabasic and alkaline-ultrabasic magmatism, represented by series of alkaline basaltoids, picritic porphyrites, alkaline ultrabasites and, to a lesser extent, kimberlites, were associated with this group of rift structures. Kimberlites most frequently occurred in the lineament rifts. Other magmatic occurrences are usually absent in many kimberlite fields of diamondiferous kimberlites. Riphean-Vendian, Mid-Palaeozoic, and Neomesozoic had been the key epochs of continental riftogenesis.*

*Key words: rifting, kimberlite, magmatite, Earth crust, crystalline basement, aulakogene, anteklise, basin.*

### ПРАВИЛА ОФОРМЛЕНИЯ СТАТЕЙ, ПРЕДСТАВЛЯЕМЫХ В ЖУРНАЛ «РУДЫ И МЕТАЛЛЫ»

1. Статьи направляются на e-mail: rudandmet@tsnigri.ru, rudandmet@yandex.ru.
2. К тексту прилагаются документы: письмо (разрешение на опубликование) руководителя учреждения, экспертное заключение о возможности публикации в открытой печати, сведения об авторе (авторах) – имя, отчество, фамилия, место работы, должность, ученая степень, ученое звание, телефон, e-mail. В конце статьи ставятся подписи всех авторов.
3. Обязательно наличие УДК, аннотации (5–7 предложений) и ключевых слов на русском и английском языках.
4. Максимальный объем статьи – 20 страниц в редакторе MS Word, включая таблицы, графику, список литературы. Таблицы и рисунки помещаются в отдельные файлы (их максимальный размер 23×16 см).
5. Для набора математических формул рекомендуется использовать MS Equation 3.0. Все используемые символы, сокращения и аббревиатуры необходимо расшифровать. Десятичный символ – запятая (0,47); между цифрами – тире без пробелов (5–10); кавычки – «елочки».
6. Иллюстративные материалы (не более 5–7) представляются в цветном или черно-белом варианте в одном из следующих форматов: CDR для векторной графики, JPG, BMP, TIFF для фотографий, диаграмма MS Excel. Подрисуночные подписи прилагаются на отдельной странице после списка литературы.
7. Список литературы приводится в конце статьи и оформляется в соответствии с ГОСТ Р 7.0.5-2008. Ссылки в тексте на источник даются соответствующим порядковым номером в квадратных скобках. Неопубликованные работы в список не включаются, при необходимости на них делается ссылка в тексте, например (А.А.Иванов, Б.Б.Петров, 2003 г.).
8. Направление в редакцию работ, опубликованных ранее или же намеченных к публикации в других изданиях, не допускается.