

УДК 551.21; 551.311.7 (571.56)

И.И. Никулин¹, И.Г. Коробков², А.А. Самсонов³**РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ПИРОКЛАСТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ НА ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЕ ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ ДЛЯ ПРОГНОЗНЫХ ПОСТРОЕНИЙ ПРИ АЛМАЗОПОИСКОВЫХ РАБОТАХ**

ООО «Норильскгеология», 195220, Санкт-Петербург, Гражданский проспект, 11
АО «Северо-Западное ПГО», 199155, Санкт-Петербург, ул. Одоевского, 24, корп. 1
ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

LLC «Norilskgeologia», 195220, Saint Petersburg, Grajdansky av., 11
JSC «Severo-Zapadnoe PGO», 199155, Saint Petersburg, Odovskogo st., 24/1
Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Изучены породы трапповой формации на территориях алмазоносных районов в пределах восточного борта Тунгусской синеклизы. На основе структурно-формационного анализа изучены состав и особенности строения пирокластических образований базитового комплекса. Основной объем вулканогенных пород, сформировавшихся в результате взрывных процессов, сложен разнообломочными туфами. Площадное развитие пирокластических образований связано с эпицентрами реконструированных вулканоструктур, это негативный прогнозный фактор при алмазопроисловых работах. Выявленная закономерность внедрения валлообразных интрузивных массивов в пределах палеодолин и кимберлитоконтролирующих грабенов рекомендуется при прогнозировании новых коренных и россыпных источников алмазов.

Ключевые слова: трапповая формация, базитовые вулканоструктуры, пирокластические породы, алмазоносные районы, Тунгусская синеклиза.

Studies on the study of the rocks of the trap formation on the territories of diamondiferous regions within the eastern side of the Tunguska syneclise have been carried out. The zoning of pyroclastic formations of the mafic complex is performed on the basis of the structural-formational analysis in. Volcanogenic rocks formed as a result of explosive processes in the main volume are composed of different-fragmented tuffs. Areal development of pyroclastic formations associated with epicenters of volcanic structures, we reconstructed. This is a negative prognostic factor in the exploration for kimberlites. The regularity of implementation shafts intrusive bodies within the paleo valleys and grabens controlling kimberlites. This is recommended for prediction of new diamond deposits.

Key words: trapp formation, mafic structures, pyroclastic rocks, diamondiferous fields, Tunguska syneclise.

Введение. В пределах восточной окраины Тунгусской синеклизы расположен ряд крупных алмазоносных районов Якутской провинции, в том числе Малоботубинский, Моркокинский, Ыгыаттинский и Далдыно-Алакитский. В их пределах, кроме известных кимберлитовых полей, установлены площади, где в верхнепалеозойских отложениях распространены ореолы рассеивания алмазов и других кимберлитовых минералов, не связанных к известными коренными источниками. Важная особенность геологического строения указанных алмазоносных районов — широкое развитие вулканических и интрузивных пород, обусловленных проявлением пермь-триасового траппового магматизма. Поля развития трапповой формации занимают от 60 до 80% территории алмазоносных районов (рис. 1). Входя в состав

перекрывающего комплекса, они вступают в сложные взаимоотношения с отложениями верхнего и нижнего палеозоя, часто бронируя и интрузируя их, что весьма негативно влияет на проведение палеогеологической реконструкции позднепалеозойского седиментогенеза и усложняет проведение поисковых работ, направленных на выделение новых коренных и россыпных месторождений алмазов. При локализации перспективных участков на перекрытых территориях рассматриваемых районов необходимое условие прогнозных построений — восстановление тальвегов позднепалеозойских палеоводотоков, которые и формировали установленные потоки рассеивания алмазов и их минералов-спутников.

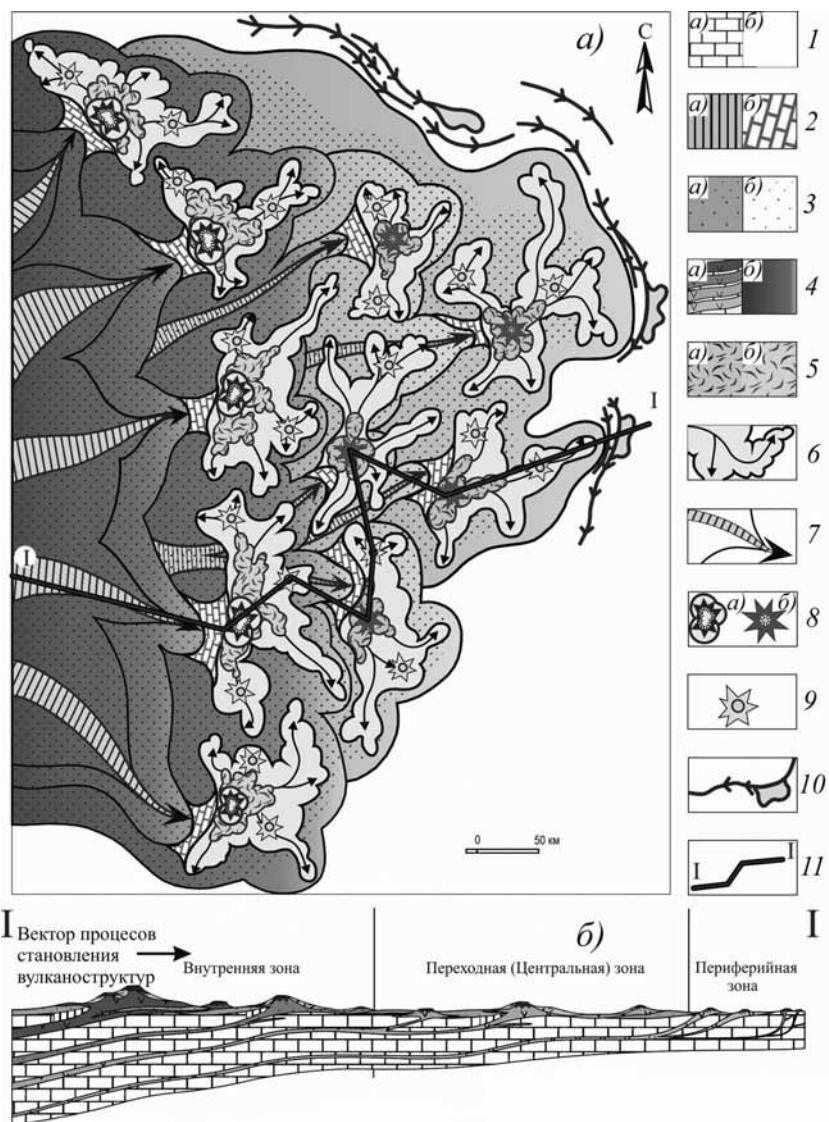
Указанные факторы приводят к необходимости специализированного изучения базитовых

¹ ООО «Норильскгеология», зам. директора по развитию геологоразведочных работ, докт. геол.-минер. н.; e-mail: nikulinii@nornik.ru

² АО «Северо-Западное ПГО», ведущий геолог, докт. геол.-минер. н.; e-mail: i.kobkov57@mail.ru

³ МГУ имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии, геохимии и экономики полезных ископаемых, вед. инженер, канд. геол.-минер. н.; e-mail: samsonov@geol.msu.ru

Рис. 2. Принципиальная схема процессов формирования вулканоструктур на востоке Тунгусской синеклизы: 1 — терригенно-карбонатные отложения нижнего палеозоя на разрезе (а) и в плане (б); 2 — инъективные блоки пород нижнего палеозоя в зонах подводящих каналов на разрезе (а) и в плане (б); 3 — терригенные отложения верхнего палеозоя на разрезе (а) и в плане (б); 4 — разноглубинные внедрения интрузий долеритов на разрезе (а) и в плане (б); 5 — эксплозивные образования эпицентральных областей вулканоструктур на разрезе (а) и в плане (б); 6 — валообразные интрузии долеритов, их осевые линии и векторы движения магматического расплава; 7 — основные направления движения магматического расплава в зонах подводящих каналов; 8 — эпицентры вулканоструктур: многофокусные (а), однофокусные (б); 9 — эпицентры сателлитных вулканоструктур; 10 — корневые части эродированных вулканоструктур; 11 — линия разреза I—I



Результаты исследований и их обсуждение. Изучение эксплозивных образований показало, что среди вулканокластических пород, содержащих незначительное количество ксеногенного материала, выделяются следующие разновидности: глыбовые туфоагломераты, крупнопсефитовые туфобрекчии, лапиллиевые туфы. В мелколапиллиевых туфах отмечены следы спекания.

Другие вулканокластические породы, содержащие ксеногенные обломочки в повышенном количестве, при тонких исследованиях подразделены на следующие разновидности: витрокластические, литовитрокластические, кристалловитрокластические и кристалловитролитокластические туфы.

Цветовая гамма этих пород в приповерхностных обнажениях и верхних частях разрезов скважин представлена светло-серым, белесым, желтовато-серым, охристо-желтым, зеленовато-серым, зеленым, кирпично-красным, фиолетово-черным и другими оттенками. Такой широкий цветовой спектр вызван прежде всего наложением на туфогенные образования более поздних экзогенных

процессов, например лимонитизации. В наиболее же глубоких частях разреза, вскрытого бурением многочисленных скважин, первичная окраска туфогенных пород, как правило, однотонная и имеет серый, темно-серый цвет с зеленоватым оттенком. В береговых обнажениях туфов нередко отмечены остроугольная тонкоплитчатая, скорлуповатая и шаровая форма отдельности. При этом отпрепарированные размеры шаров и эллипсоидов по разным обнажениям имеют диаметр от 5–10 см до 1–2 м. Максимальные значения мощности туфогенных образований приурочены к понижениям посталяющего траппового рельефа и по данным бурения достигают 150–180 м.

По количественному соотношению эндогенного и экзогенного материала, а также размеру обломков туфогенные и туфогенно-осадочные породы изученных вулканоструктур подразделяются на следующие петрографические типы:

- 1) туфоагломераты (глыбовые и грубообломочные туфы);
- 2) туфы литовитрокластические (крупно- и мелколапиллиевые туфы);

3) мелкопсефитовые туффиты и туфопесчаники;

4) пепловые туфы (туфоалевролиты, туфоаргиллиты).

Туфоагломераты относятся к субжерловой фации и включают в себя как крупнообломочные туфы с размером обломков от 1 до 5 см, так и собственно агломератовые туфы, содержащие обломки пород размером от 5 до 50 см и более. Туфоагломераты характеризуются отчетливо выраженной обломочной структурой. При этом количественно преобладающие размеры обломков пород составляют 5–20 см, распределение их весьма неравномерно и хаотично. Градационного разделения обломков по гранулометрии или вещественному составу не наблюдается. Исключение составляют участки разрезов, где среди крупнообломочных туфов появляются маломощные (1–3 м) прослои и линзы туфопесчаников, туфоалевролитов и мелкообломочных туфов с параллельной наклонной или субгоризонтальной слоистостью, подчеркнутой цветовыми оттенками и обусловленной чередованием слоев с разной гранулометрией обломочного материала.

Форма обломочного материала в агломератовых и крупнообломочных туфах самая различная и изменяется от округлой до угловато-сглаженной и остроугольной. По составу обломки подразделяются на эндогенные, т.е. собственно пирокластические и экзогенные, представляющие собой захваченные ксенолиты осадочных терригенных пород верхнего палеозоя и карбонатных, терригенно-карбонатных пород нижнего палеозоя. Основной объем обломочного материала (до 70–85%) составляют эффузивные породы, представленные гиадобазальтами, порфиоровыми и миндалекаменными базальтами, крупными обломками базальтовых шлаковых корок. Нередко отмечаются обломки пород интрузивного облика, в составе которых присутствуют толеитовые долериты, порфиоровые микродолериты, мелкозернистые долериты с микропегматитом. Очевидно, что эти эруптивные обломки представляют собой фрагменты интрузивов подводящих каналов для самых ранних эксплозивных фаз, разрушенных более поздними взрывными процессами в результате эволюции центров извержений.

В составе ксеногенных обломков осадочных пород, количество которых здесь не превышает 5–20%, выделяются кварц-полевошпатовые и полимиктовые песчаники, углисто-глинистые алевролиты и аргиллиты, обрывки обугленной древесины, карбонатные породы, в том числе мергели, известняки и доломиты. Иногда встречаются гравий и гальки, а также единичные валуны кремней, кварца, кварцитов и кислых эффузивов из разрушенных эксплозиями верхнепалеозойских отложений. Остроугольная, угловатая и плитчатая (неокатанная) форма экзогенных обломков мест-

ных осадочных пород часто свидетельствует о том, что они подверглись деструкции и лишь незначительному субаэральному переносу без последующего размыва и переотложения в водной среде.

Цементирующая масса в агломератовых и крупнообломочных туфах составляет не более 10–15%. В ее составе присутствуют кальцит, цеолиты, пепловый хлоритизированный материал.

Агломератовые и крупнообломочные туфы среди вулканогенной толщи пользуются относительно ограниченным распространением. Поля их преобладающего развития имеют незначительную площадь и приурочены к эпицентральной части картируемых вулканоструктур.

Максимальная сохранившаяся мощность крупнообломочных туфов по данным бурения редко превышает 15–20 м, а агломератовых — 5–10 м. Однако при этом следует учитывать, что эта группа пирокластических образований слагала наиболее высокие гипсометрические уровни эксплозивных аппаратов, которые в настоящее время уничтожены более поздними эрозионными процессами. Учитывая значительную обводненность позднепермской озерно-болотной низменности, подтапливаемой эпиконтинентальным бассейном на исследуемой территории, при зарождении вулканических построек, несомненно, должны были возникать мощные грязевые потоки (лахары), останцы которых и представляют собой крупнообломочные и агломератовые туфы.

Туфы литовитрокластические имеют незначительную примесь терригенного материала и характеризуются неравномернообломочной структурой. Размеры большинства обломков изменяются от 1 до 10 мм. Форма обломков крупных гранулометрических классов в основном угловато-сглаженная, иногда изометричная. Мелкие обломки часто имеют угловатую, остроугольную форму, изредка угловато-округлую.

Преобладающая текстура пород массивная. В то же время в отдельных вскрытых разрезах выявлены горизонты мощностью до 5–10 м, в которых наблюдается отчетливо выраженная градационная слоистость, подчеркиваемая окраской и обусловленная чередованием слоев (1–5 см) с разной гранулометрией обломочного материала. Границы слоев как четкие, так и слабо выраженные, параллельные, горизонтальные или полого-наклонные.

Состав крупных обломков в классе >2 мм представлен в основном вулканическим стеклом, гиадобазальтами, иногда витрофировыми плагиобазальтами, реже кристаллами измененных клинопироксенов. Вулканическое стекло нередко лимонитизированное — имеет темно-бурую, коричневатую-охристую окраску. Обломки свежего, неизмененного стекла крайне редки. В подавляющем большинстве они замешены красновато-бурым иддингситом, темно-зеленым хлоритом

и зеленовато-серым изотропным палагонитом. В обломках гиалобазальтов и витрофировых плагиобазальтов с гиалиновой структурой основной массы часто присутствуют поры и мелкие (2–5 мм) округлые миндалины, выполненные хлорит-палагонитом, кальцитом и цеолитами. В отличие от обломков вулканического стекла, здесь повсеместно отмечаются порфиновые выделения плагиоклаза, часто замещенного цеолитами, с размером лейст от 0,3–0,5 до 1,0–3,0 мм.

Мелкие обломки в классе крупности <2 мм в целом имеют тот же состав с некоторым преобладанием обломков вулканического стекла. В этом же классе крупности присутствует и основной объем терригенного кластического материала, содержание которого составляет от 5–10 до 15–20%. Ксеногенные зерна в целом отражают литологический состав вмещающих пермских и каменноугольных осадков и представлены кварцем, кремнием, калиевым полевым шпатом, серицитизированным плагиоклазом, биотитом, мусковитом, эпидотом, цоизитом, сфеном и гранатами.

Цементирующая масса в литовитрокластических туфах представлена хлоритизированным и карбонатизированным пепловым материалом. Текстура цемента массивная и нередко пористая. В составе цемента часто присутствуют цеолиты, которые наряду с кальцитом и хлоритом выполняют поры, а также представлены самой связующей массой. В наиболее крупных агрегатах цеолитового цемента ведущую роль играют чешуйчатый гейландит и изотропный анальцим.

Среди вулканогенных образований литовитрокластические туфы пользуются наиболее широким площадным распространением. В плане поля их преобладающего развития занимают промежуточное положение между субжерловыми агломератовыми туфами и туфогенно-осадочными породами. О формировании этих толщ на значительной удаленности от вулканических эпицентров свидетельствуют как небольшие размеры эндогенных обломков и преимущественно рассеянная, в основном мелкозернистая примесь терригенных частиц, так и частое появление в разрезе горизонтов с градиционной слоистостью, свидетельствующей о существенной роли экзогенных факторов переотложения эксплозивного материала при формировании этих толщ.

Мелкопсефитовые туффыты и туфо-песчаники представляют собой группу пород, относящихся уже к вулканогенно-осадочным образованиям. Они образовались на еще более значительном удалении от вулканических аппаратов, а условием их осадконакопления нередко служила водная среда.

Основная отличительная характеристика их вещественного состава заключается в значительном количестве терригенного материала, содержание которого даже в разрезе одной скважины может

варьировать от 20–30 до 50–70%. Преобладающие структуры этих пород — мелкопсефитовая, псаммитовая и алевроитовая. Характер распределения обломочного и зернистого материала, как правило, неравномерный. В то же время здесь часто появляются прослои мощностью от 1–2 до 5–10 см с относительно выраженным гранулометрическим составом. Наличие этих прослоев обуславливает горизонтальную, параллельную, слабоволнистую, полого-наклонную и другие типы слоистости. Изредка в наиболее тонких разностях туффов встречается мелкая и тонкая косая однонаправленная слоистость, свидетельствующая о переносе и отложении материала водными потоками. Судя по незначительным размерам косослоистых серий, динамика этих потоков не отличалась особенной активностью.

Окатанность эндогенных обломочков, в составе которых по-прежнему ведущую роль играет вулканическое стекло, витробазальты, кристаллокласты плагиоклаза и клинопироксена, самая различная, но в целом она значительно выше, чем в литовитрокластических туфах. Терригенный материал представлен главным образом песчаными и алевроитовыми зернами кварца, кремней, кислых и средних плагиоклазов, эпидота, сфена, граната, чешуйками слюдистых минералов, а также мелкими обломками кварц-слюдистых агрегатов, редким гравием кварца и кварцитов.

Цементирующая масса имеет пепловый или глинисто-пепловый состав. Пепловый материал всегда сильно хлоритизирован. В количественном соотношении он наиболее характерен для прослоев, где преобладают эндогенные обломочки и частицы. Соответственно, глинистый состав цемента наиболее развит в прослоях, обогащенных терригенным материалом, где пепловые частицы присутствуют в подчиненном объеме, нередко обособлены в пизолитовые образования.

Пепловые туфы, в том числе туфо-алевролиты, туфоаргиллиты, характеризуются алевроитовой и алевропелитовой структурой и преимущественно серой окраской пород. В приповерхностных частях вскрытых разрезов за счет наложения окислительных процессов их окраска нередко изменяется до табачно-серой, коричневатой-желтой и охристой.

По данным петрографических исследований состав обломочного материала в них отличается относительным однообразием. Преимущественным распространением здесь пользуются вулканическое стекло, кварц, плагиоклазы, мелкие обломки пироксенов. Цементирующая масса имеет хлоритовый и хлоритово-глинистый состав.

Текстурные признаки пепловых туфов, степень сортировки и окатанности их обломочного материала в различных частях площадного разреза вулканогенных образований имеют свои отличительные особенности. Так, вблизи эпицентров вул-

каноструктур, где преобладают субжерловые фации крупнообломочных и агломератовых туфов, мало-мощные (0,5–1,5 м) прослои и линзы скопления пеплового материала характеризуются комковатой и сгустковой текстурой. Сортировка обломочного материала практически отсутствует. Здесь, среди основной массы пепловых частиц, часто встречаются разноразмерные обломки базальтов, угловатые включения карбонатных пород, крупные рогульки вулканического стекла, кристаллокласты клинопироксена. Степень окатанности обломочного материала во всех гранулометрических классах весьма низкая. Появление среди субжерловых фаций горизонтов пепловых туфов, несомненно, связано с периодическим ослаблением процессов эксплозивной деятельности и развитием грязевых потоков и оползней на склонах вулканических аппаратов.

В совершенно других фациальных условиях формировались пачки пепловых туфов в периферийных частях вулканоструктур, а также на значительном удалении уже за пределами самих структур. Здесь их вскрытая мощность достигает 5–10 м, иногда 20–25 м. Они характеризуются отчетливо выраженной горизонтальной или наклонной параллельной слоистостью. Практически всегда наблюдается высокая степень окатанности и сортировки тонкозернистого вулканогенного и терригенного материала в пределах отдельных слоев, мощность которых варьирует от 0,5–1,0 до 5,0–10,0 см. Характерная черта этих пепловых туфов — также постоянное присутствие пизолитовых обособлений. Очевидно, что образование горизонтов этих туфов связано с переносом мелких вулканических частиц сначала субаэральным способом в виде пепловых туч и выпадением их на поверхность, а затем размывом и переотложением уже в условиях водной среды (рис. 3).

Детальное изучение особенностей строения туфогенных образований рассматриваемого региона показывает их весьма широкую фациальную изменчивость как по площади, так и в вертикальном разрезе. Нередко в керне одной скважины снизу вверх можно наблюдать следующую последовательность вулканогенных осадков: пепловые туфы — туффиты — литовитрокластические туфы с постепенным или резким увеличением размеров обломочного материала вверх по разрезу. Иногда эта последовательность нарушается за счет выпадения из разреза того или иного типа. То же самое относится к размерам и количеству собственно вулканогенного материала. Поэтому при изучении частных разрезов необходимо не только отмечать количественное соотношение выделяемых петротипов, но и фиксировать количественный объем (мощность) каждого из них. Выделение преобладающих в разрезе и на площади петротипов позволило проследить эволюционные этапы формирования эксплозивных образований

для отдельных палеовулканических структур и более точно выполнить реконструкции эпицентров вулканической деятельности.

Изучение характера распределения мощности интрузивных тел палеовулканоструктур, проведенное на основе данных бурения, позволило выявить определенные закономерности их внутреннего строения и условий формирования. Как правило, эти площади относятся к категории перспективных с установленными находками кимберлитовых минералов и алмазов. Ведущую роль при обработке информации на этих площадях играет построение для каждой выделенной палеовулканоструктуры карты изопахит интрузивных массивов. На основе опыта этих построений в пределах многочисленных участков с разной плотностью скважин выделено четко выраженное распределение основных объемов интрузивного комплекса рассматриваемых структур. Отмечено, что максимальные значения мощности интрузивных массивов каждой из таких структур всегда приурочены к эпицентральному куполо-горстам с наиболее высокими отметками современного рельефа. От эпицентров палеовулканоструктур в радиальных направлениях отходят валообразные массивы с повышенной мощностью, которая плавно уменьшается вдоль их длинных осей от эпицентров к перифериям вулканоструктур.

Анализ характера площадного распределения значений мощности интрузивного комплекса с учетом погребенного рельефа карбонатного цоколя позволил установить, что практически все оси валообразных интрузивных массивов ориентированы вдоль тальвегов позднепалеозойской гидросети. В то же время направления движения магматических расплавов, формирующих эти валообразные массивы, всегда направлены вверх по долинам палеоводотоков. Этот вывод, подтвержденный на многих детально разбуренных полигонах на восточном борту Тунгусской синеклизы, весьма актуален при определении путей миграции кимберлитовых минералов и прогнозировании погребенных россыпей алмазов, связанных с древними водотоками.

Сопоставление карт погребенного рельефа карбонатного цоколя, изопахит интрузивного комплекса, а также структурных планов кимберлитовмещающих образований в пределах Алахит-Мархинского кимберлитового поля показало их весьма устойчивую совместимость. Установлено, что практически все палеодолины каменноугольного возраста закладываются и унаследованно развиваются в пределах линейных грабенообразных депрессий, выделяемых в структуре нижнепалеозойских образований.

Следует отметить, что все это также имеет важное значение не только для картирования в целом самих вулканоструктур, но и для прогнозных построений при алмазописковых работах на

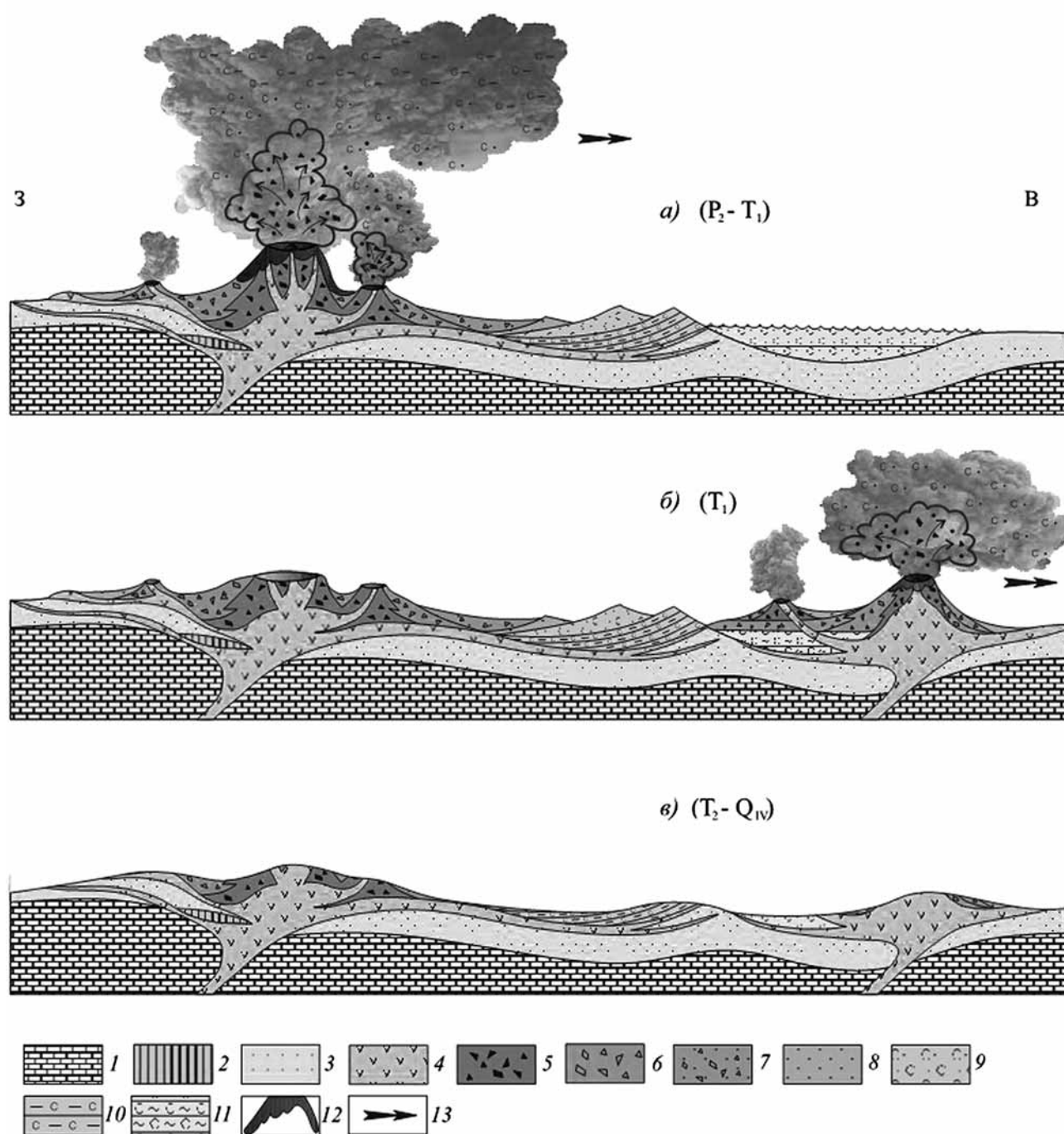


Рис. 3. Модель эволюции туфогенных образований вулканоструктур в пределах восточного борта Тунгусской синеклизы: 1 — терригенные отложения нижнего палеозоя; 2 — инъеكتивные блоки пород нижнего палеозоя в зонах подводящих каналов; 3 — отложения верхнего палеозоя; 4 — интрузии долеритов; 5–11 — туфогенные образования: 5 — глыбовые агломератовые туфы; 6 — грубообломочные агломератовые туфы; 7 — крупнолапиллиевые (крупнопсефитовые) туфы; 8 — мелколапиллиевые крупнообломочные (крупнопсефитовые) туфы; 9 — среднеобломочные (псаммитовые) туфы; 10 — мелкообломочные (алевритовые) туфы; 11 — тонкообломочные (пелитовые) туфы; 12 — лавовые потоки (базальты); 13 — основное направление переноса и отложения туфогенно-осадочных образований

перспективных площадях и участках восточного борта Тунгусской синеклизы.

Данные специализированного фациального анализа туфогенных образований в рамках общего структурно-формационного изучения базитов исследуемой территории показали, что характер распределения их литолого-фациальных комплексов

связан в первую очередь с заложением и эволюцией выделяемых здесь вулканоструктур, а также с постепенным перемещением фронта эпицентров извержений с запада на восток с их последующей деструкцией и размывом (рис. 3).

Вулканогенные породы, сформировавшиеся в результате эксплозивных процессов, играют

ведущую роль в эпицентрах базитовых вулканоструктур [Коробков, Евстратов, 2012]. Основной объем этих пород составляют разнообломочные туфы. Непосредственно вблизи центров извержений картируются крупнообломочные и агломератовые туфы, которые по удалению сменяются средне- и мелкообломочными. В периферийных зонах эпицентральных областей развиты только туфогенно-осадочные породы, представленные мелкопесчистыми туффитами, туфопесчаниками, пепловыми туфами, туфоалевролитами и туфоаргиллитами.

Модель реконструкции эпицентров вулканоструктур указывает на возможное разрушение как кимберлитовмещающих нижнепалеозойских образований [Коробков, Евстратов, 2011], так и верхнепалеозойских осадочных коллекторов алмазов. Все это негативно сказывается на прогнозных построениях при алмазопроисловых работах.

Заключение. Исследования, основанные на фациально-формационном анализе базитовых образований, позволили выполнить районирование и выделить на обширной территории восточного борта Тунгусской синеклизы значительное количество вулканических структур и создать пространственно-объемные модели их становления и эволюции. Изучение поведения базитового расплава при его движении от эпицентров палеовулканоструктур к их перифериям позволило установить наиболее значимые формы отражения морфоструктурных и структурных прогнозных факторов россыпной и коренной алмазности. Отмеченное закономерное внедрение валлообразных интрузивных массивов в пределах палеодолин и кимберлитоконтролирующих грабенов может

быть широко использовано при прогнозировании новых коренных и россыпных источников алмазов.

Исследование структурных и минералогических особенностей выделяемых типов вулканических пород позволило провести литолого-фациальное расчленение разрезов туфовой толщи с выделением генетических типов, формировавшихся на разном удалении от эпицентров извержений. Это оказалось возможным также благодаря тому, что общий генетический фон, т.е. основное наполнение литолого-фациальных комплексов, было достаточно выдержанным, несмотря на присутствие того или иного количества типов пород иного генезиса.

Установлено, что пирокластиты сформировались при накоплении горячего и полустывшего материала с разным количеством ксеногенных обломков прорываемых отложений. Среди них широким распространением пользуются пирокластические породы, состоящие из обломков витро- и гиалобазальтов, вулканического стекла, микродеритов и полнокристаллических деритов. Гранулометрическая сортировка обломков отсутствует.

В ходе исследований отмечено, что мелколапиллиевые туфы часто имеют следы спекания, что свидетельствует о горячем состоянии пирокластиков в этот период.

Таким образом, при проведении дальнейших прогнозных построений на алмазы, палеорекопструкций вулканоструктур и картирования эпицентров их извержений необходимо учитывать особенности строения и вещественный состав вулканических образований, широко развитых на востоке Тунгусской синеклизы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Коробков И.Г., Евстратов А.А. Роль базитовых вулканоструктур в прогнозной оценке алмазности районов на востоке Тунгусской синеклизы // Отч. геология. 2012. № 1. С. 40–47.

Коробков И.Г., Евстратов А.А. Модели базитовых вулканоструктур и их роль в прогнозной оценке закрытых территорий алмазности районов на востоке Тунгусской синеклизы // Руды и металлы. 2011. № 3/4. С. 93–94.

Коробков И.Г., Евстратов А.А., Мильштейн Е.Д. Базитовые вулканоструктуры алмазности районов восточного борта Тунгусской синеклизы / Отв. ред. А.А. Поцелуев. Томск: STT, 2013. 270 с.

Коробков И.Г., Никулин И.И., Коробков Я.С., Лыткин К.А. Новые сведения о вулканических образованиях базитовых вулканоструктур восточной окраины Тунгусской синеклизы // Вестн. ВГУ: Геология. 2017. № 4. С. 64–72.

Поступила в редакцию 28.06.2020

Поступила с доработки 30.06.2020

Принята к публикации 30.06.2020