Записки Ленинградского ордена Ленина и ордена Трудового Красного Знамени горного института, том XXXI, 1955 г.

Доц. А. В. СКРОПЫШЕВ

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ ВУЛКАНИЗМА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ИСЛАНДСКОГО ШПАТА

ВВЕДЕНИЕ

Совокупность магматических образований, связанных с верхнепалеозойским-нижнемезозойским магматическим циклом, близких по геологическому положению, а также по минералогическому и химическому составу, исследователи относят к формации сибирских траппов. В эту формацию включаются интрузивные и эффузивные породы основного состава, пирокластические образования туфогенной толщи ангарской серии (тунгусской свиты), возникшие за счет продуктов ранних фаз вулканической деятельности.

Эти породы в пределах северной и центральной частей Сибирской платформы занимают огромную территорию. Так, например, туфогенные отложения конца палеозоя и начала мезозоя, а также перекрывающие их лавовые покровы располагаются в бассейнах рр. Нижней и Подкаменной Тунгусок, Курейки, Хатанги, верхнего и среднего течения Котуя, Хеты и верховий Оленека. Занимаемая ими площадь составляет не менее 700 000 *км*^{2}.

В настоящее время магматические образования данной территории привлекают большое внимание исследователей в связи с разработкой таких важных вопросов, как стратиграфия и тектоника вулканогенных образований и процессов вулканизма. Изучение указанных вопросов позволит выявить промышленные перспективы этой огромной территории.

Новые данные, полученные в результате работ последних лет, в том числе и наших исследований, позволяют осветить вопросы геологии и вулканизма трапповой формации и привести сведения, свидетельствующие о связи образования полезных ископаемых, в частности месторождений исландского шпата, с вулканическими процессами.

1. ТУФОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Туфогенная толща изучалась рядом исследователей, причем одни из них, например П. К. Яворский [7], отрицают их вулканическую природу, считая эти породы туфоподобными конгломератами, брекчиями и песча-

никами; другие же исследователи — А. Лаврский [1], С. В. Обручев [6], В. С. Соболев [4] — признают вулканическую природу этих образований. А. П. Лебедев [2] убедительно доказывает вулканическое происхождение пород туфовой толщи. Эта точка зрения подтверждается и нашими исследованиями.

Туфовая толща характеризуется большой изменчивостью как по своему строению, так и по мощности, которая колеблется в весьма широких пределах. Для центральной части платформы наибольшая мощность устанавливается в 1000 *м*, для среднего течения рр. Нижней Тунгуски, Таймуры и Чуни — 600—700 *м* и бассейна р. Ангары — около 200 *м*.

Туфы, туфоконгломераты, туфопесчаники и туффиты залегают в форме линз различных размеров и часто характеризуются постепенными переходами от одних разностей к другим как по мощности, так и по простиранию. В обнажениях, располагающихся в береговых склонах р. Нижней Тунгуски и ее левого притока — р. Нидым, нами наблюдались линзы туфоконгломератов, туфов и туффитов, прослеживающиеся по простиранию от десятков метров до 2 *км* и более, и при этом отношение мощности к длине выхода колебалось от 1 : 10 до 1 : 100.

При характеристике состава этих отложений следует прежде всего отметить постоянную перемежаемость вулканогенного и осадочного материала, причем по направлению к верхним частям разреза увеличивается количество первого за счет уменьшения второго. В нижних частях разреза часто наблюдается перемежаемость туфов и туффитов с песчаниками и углистыми сланцами. Верхние горизонты обычно представлены туфами, туффитами и туфоконгломератами с большим количеством обломков подстилающих пород — диабазов, песчаников, глинистых сланцев, известняков и иногда кусочков угля (рис. 1, 2). Размеры этих обломков колеблются в весьма широких пределах (от микроскопических до 3 *м* и более в поперечнике).

При микроскопическом изучении устанавливается, что туфы состоят из вулканического стекла, мелких обломков плотных, темных слабо раскристаллизованных пород, сцементированных более тонким пепловым материалом и частично вторичными минералами (хлоритами, цеолитами и карбонатами). Количество пеплового материала нередко достигает 80% от объема всей породы.

Пирокластический характер образования пород, составляющих основную часть туфовой толщи, доказывается наличием большого количества обломков, имеющих эффузивное происхождение; в составе туфов устанавливается большое количество стекла и пепла. При этом признаков водного переноса вещества на значительные расстояния обычно не обнаруживается.

Большая мощность и широкое площадное распространение этих образований свидетельствуют о грандиозной вулканической деятельности в конце пермского периода, так как основная масса вулканогенных пирокластических образований по возрасту относится именно к этому времени. Начало же вулканической деятельности, вероятно, относится к началу верхней перми, о чем свидетельствует наличие туфов и туффитов в ногинской свите продуктивной толщи, относящейся по возрасту к этому времени.

Учитывая линзообразный характер залегания пород туфовой толщи, быструю смену их состава как по мощности, так и по простиранию, а также большое количество иногда крупных обломков пород, вынесенных из нижележащих горизонтов, можно предполагать, что эти породы являются результатом извержения магматического материала из большого количества вулканических аппаратов центрального типа: при извер-

жении дробились и выбрасывались вместе с вулканическим материалом и те породы, через которые проходили вулканические аппараты. То обстоятельство, что в настоящее время найдено еще очень мало мест, где были бы установлены остатки древних вулканических аппаратов, по на-

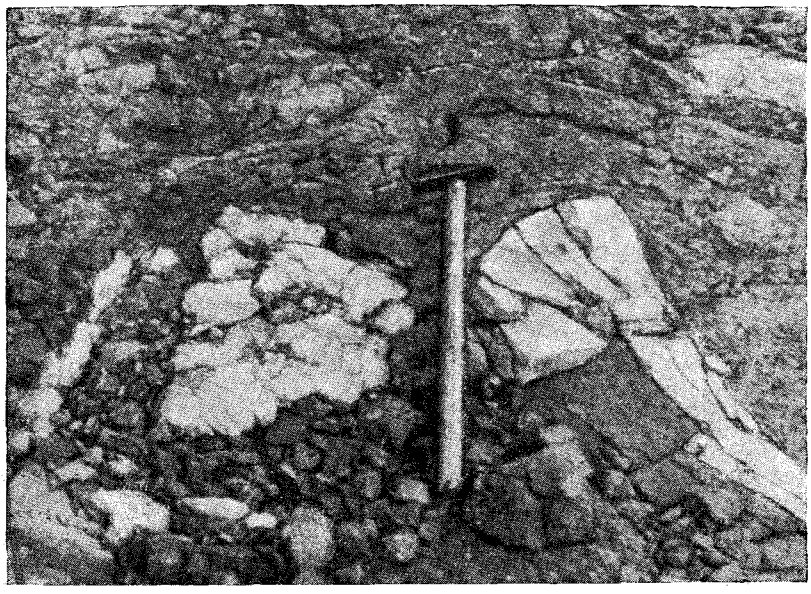


Рис. 1. Обломки известняка в туфах

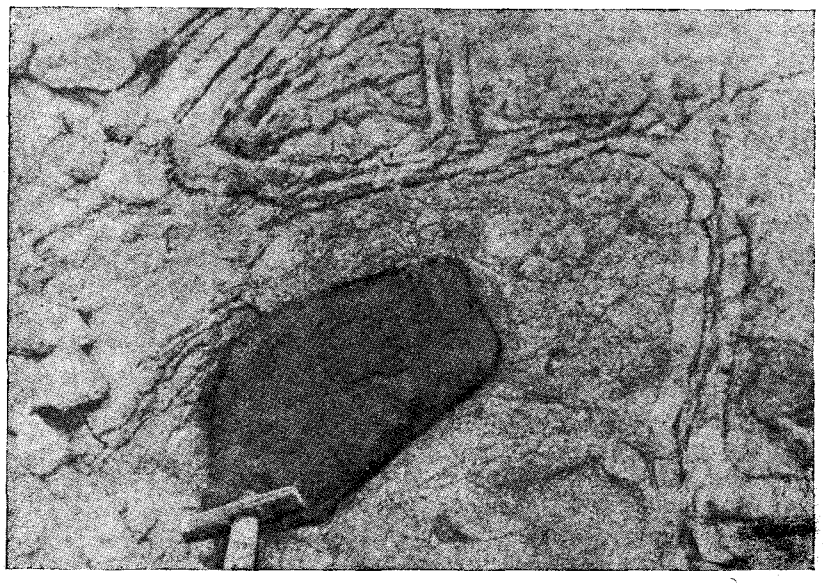


Рис. 2. Глыба диабаза в туфах

шему мнению, не может служить опровержением высказанного выше предположения, как об этом думает А. П. Лебедев [2], а объясняется лишь крайне низкой степенью изученности и плохой обнаженностью области распространения этих пород. Трудность обнаружения вулкани-

ческих жерл объясняется еще и тем, что они несомненно выполнены материалом, близким по составу к вмещающим их туфогенным породам.

В породах ангарской серии часто наблюдаются интрузивные диабазы, залегающие в форме пластовых залежей, а также в виде жил, штоков и лакколитов. Чаще всего они располагаются в пределах глубинных зон разломов, проходящих в направлениях, близких к меридиональному и широтному. Так как интрузивные диабазы не имеют непосредственного отношения к вопросам, разбираемым в настоящей статье, то подробно мы их описывать не будем.

2. ЛАВОВЫЕ ПОКРОВЫ

Туфовая толща перекрывается лавовыми покровами, которые образуют так называемую лавовую толщу, занимающую обширное пространство в бассейне среднего течения р. Нижней Тунгуски, в водосборе ее правых притоков (рр. Виви, Кочечумо, Тутончаны и др.), на водораздельных возвышенностях рр. Нижней Тунгуски, Курейки, Котуя и Вилюя и в верхнем и отчасти в среднем течениях этих рек.

Лавовые покровы занимают в пределах северных частей Сибирской платформы огромную территорию, площадь которой, по приблизительным подсчетам, достигает 350 000—400 000 *км*^{2}.

Наибольшую мощность лавовая толща имеет в центральных частях лавового поля — на водоразделах рр. Котуя, Нижней Тунгуски и Хеты, где располагаются максимальные возвышенности, известные в настоящее время на территории Енисейско-Ленского междуречья.

При движении к периферическим частям обширного поля лав мощность лавовой толщи постепенно уменьшается, достигая на его окраинах 250—300 *м*. Особенно быстрое уменьшение мощности лавовой толщи отмечается в направлении на восток, в сторону Анабарского массива, что связано с затуханием траппового вулканизма при приближении к полю древнепалеозойских пород, окружающему докембрийский кристаллический щит.

Лавовая толща, выходящая на дневную поверхность в среднем течении р. Нижней Тунгуски, имеет весьма сложное строение. Она образована целым рядом отдельных покровов различной мощности, прихотливо перемежающихся друг с другом и слагающих в совокупности мощную эффузивную серию. Лавовые покровы иногда отделены друг от друга тонкими прослоями туфогенных пород (туффитов или туфопесчаников). Однако значительно чаще туфопесчаники отсутствуют, и отдельные покровы обособляются лишь наличием пузырчатых, шлаковидных зон, представляющих верхние части покрова и сложенных мандельштейнами. В отдельных крупных обнажениях число покровов достигает 8—10 (Скалы Хавокипрские, Туринский бык и др.), а иногда и 15 (Скалы Суслова, правый склон долины р. Нижней Тунгуски ниже устья р. Ганальчик, урочище Столбы).

Это обстоятельство указывает на то, что общее число покровов даже в пределах нижней части лавовой толщи должно быть весьма значительным. Чаще всего встречаются покровы мощностью 8—15 *м*, а в отдельных случаях она колеблется от нескольких до 35 *м*. Приведенные цифры достаточно близки к мощностям покровов и потоков большинства крупных лавовых полей земного шара.

Горизонтальное протяжение покровов весьма различно: одни из них, обычно более крупные, при благоприятных условиях обнаженности (например, в долине крупной реки) могут быть прослежены на значительное расстояние, измеряемое в отдельных случаях десятками километров; дру-

гие (это касается в первую очередь маломощных покровов) довольно быстро выклиниваются или могут сменяться по простиранию туфогенными породами. Поэтому лавовая толща в различных точках лавового поля имеет в общем различное строение, в силу чего сопоставление отдельных разрезов весьма затруднено. Кроме того, к настоящему моменту остается еще недостаточно ясным характер излияний, приведших к образованию мощной лавовой толщи в пределах Сибирской платформы. Здесь, повидимому, имели место трещинные излияния (подводящие каналы которых располагались в различных частях платформы), наблюдаемые в настоящее время в виде секущих даек. Недостаточная и своеобразная обнаженность (вскрыты чаще всего лишь центральные части покровов, сложенные диабазами, тогда как контакты их обычно не обнажены) крайне затрудняет изучение лавовой толщи и позволяет достаточно детально расчленить ее лишь в пределах локальных, ограниченных по площади участков, характеризующихся благоприятными условиями обнаженности.

Значительное однообразие петрографического состава лав как по простиранию, так и (в несколько меньшей степени) по мощности лавовой толщи не позволяет с достаточной уверенностью идентифицировать отдельные покровы.

Очертания территории, занятой лавами, весьма прихотливы: граница области распространения туфов длинными языками вдается в пределы лавового поля, так как крупные реки, дренирующие обширные пространства, сложенные лавовыми образованиями, нередко вскрывают в своих долинах нижележащие туфогенные отложения, в то время как в пределах водораздельных пространств развиты лавовые покровы. В долине р. Нижней Тунгуски граница лав проходит близ устья р. Ямбукан, тогда как в пределах столовых гор, примыкающих к долине Нижней Тунгуски на этом отрезке течения, лавовые покровы встречаются значительно ниже по реке. Так, например, этими лавами сложены верхние части высоких столовых возвышенностей, расположенных близ устья р. Виви и даже несколько ниже по течению, хотя в основании склонов долины р. Нижней Тунгуски (при впадении р. Теймуры) обнажаются туфогенные и осадочные отложения, относящиеся к туфовой толще, а изверженные породы имеют, по сообщению В. С. Соболева и сотрудников Аэрогеологической экспедиции, несомненный интрузивный характер и относятся к пластовым залежам.

Восточная граница лавового поля проходит в долине р. Нижней Тунгуски, несколько выше урочища Столбы. Однако на наиболее возвышенных точках плато выходы лавовых покровов встречаются значительно восточнее. Таким образом, граница лавового поля имеет достаточно сложные очертания: с одной стороны, подстилающие лавы туфогенные отложения далеко заходят в пределы лавового поля по долинам крупных рек, тогда как с другой — лавы занимают обширные водораздельные пространства в областях, сложенных туфогенными отложениями.

К лавовому полю на периферии, вне контуров лавовой области, несомненно примыкает целый ряд отдельных площадей, образованных эффузивами. Эффузивы располагаются в непосредственной близости к лавовому полю, в пределах развития туфогенных отложений, и представляют собой участки некогда значительно более обширного покрова лав, разделенного эрозионной деятельностью на ряд блоков.

Как указывалось выше, лавовая толща представлена в основном горизонтально залегающими отдельными покровами, чередующимися иногда с маломощными пропластками туфогенных пород. Лавовый по-

кров имеет следующее строение. Основание покрова может быть сложено плотным мелкозернистым диабазом, иногда содержащим небольшое количество миндалин; при этом его периферические части нередко образованы афанитовыми диабазами, слагающими корку небольшой мощности (10—20 *см*). Затем в основании покрова можно наблюдать мандельштейны, характеризующиеся глыбовой текстурой. В этом случае они отделены от нижележащего покрова прослойкой туфогенных пород небольшой мощности (порядка 10—15 *см*). Блоки этой пузыристой породы, содержащие большое количество миндалин халцедона, цеолитов и кальцита, иногда в основании покрова имеют округлую форму, а по направлению к центральным его частям постепенно теряют глыбовую текстуру, количество миндалин уменьшается и порода становится типичным диабазом. Пространства между блоками мандельштейна обычно бывают выполнены гидротермальными минералами — халцедоном, кварцем, цеолитами (главным образом морденитом и гейландитом), хлоритом, кальцитом и нередко кристаллами исландского шпата. Такие образования особенно отчетливо видны на месторождении исландского шпата Скалы Суслова (рис. 3).

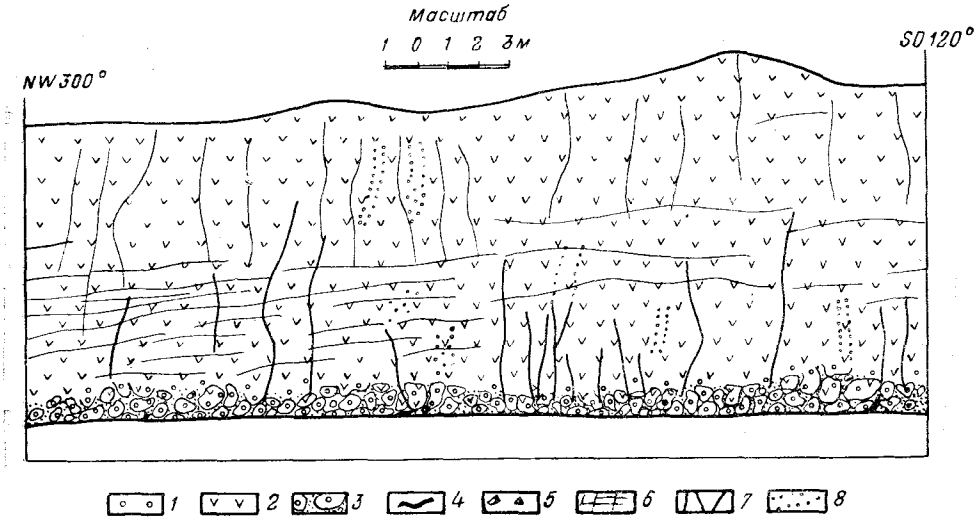


Рис. 3. Центральная часть шпатоносного горизонта месторождения Скалы Суслова
1—мандельштейн; *2*—диабаз; *3*—глыбовый мандельштейн; *4*—кальцито-шпатовые жилы; *5*—кристаллы исландского шпата; *6*—трещины отдельности; *7*—маломощные жилы кальцита; *8*—полости, имеющие форму пузырьков

Образование мандельштейнов глыбовой текстуры в основании покрова можно объяснить особыми условиями остывания, а следовательно — и раскристаллизации лавы. Вероятно, излияние лавы происходило не только на уже остывший нижележащий покров, но и на пирокластические породы — туффиты, туфопесчаники, пропитанные, а может быть, и покрытые водой. При таких условиях основание потока испытывало резкую смену температуры и создавались условия, похожие на подводные излияния, при которых, как известно, образуются шаровые лавы (*pilow lawas*). Бассейн был, видимо, очень мелководный, а лавовые потоки имели большую мощность, и поэтому глыбовая текстура могла образоваться лишь в основании покрова, так как при раскристаллизации вышележащих частей покровов условия были уже обычными.

В тех случаях, когда излияния покровов следовали друг за другом через небольшие промежутки времени, в силу чего верхний покров ложился на еще не успевший вполне затвердеть нижний, граница между ними является расплывчатой и нечеткой. Это объясняется тем, что остывание основания верхнего покрова происходит сравнительно медленно, благодаря чему здесь не образуется плотной афанитовой корки, характерной для быстро застывших покровов. Нижние горизонты таких покровов сложены зернистыми траппами.

Центральные части покровов, особенно крупных, образованы среднезернистыми диабазами. При дальнейшем движении в сторону более высоких горизонтов покрова размеры зерен вновь начинают уменьшаться и появляются миндалины, первоначально мелкие и редкие, затем более крупные и многочисленные.

В верхних частях покрова количество миндалин быстро увеличивается, а его самые верхние горизонты образованы мандельштейнами, состоящими в основном из стекловатой массы и обильных миндалин, сложенных карбонатами, цеолитами, селадонитом, халцедоном, кварцем и др. В ряде случаев на поверхности покровов наблюдаются следы течения лавы в виде ребристой поверхности, напоминающей волноприбойные знаки на осадочных породах (рис. 4).



Рис. 4. Следы течения лавы на поверхности покрова

Такие покровы, вероятно, образовались при трещинных излияниях, о чем свидетельствует наличие подводящих даек диабазового состава, наблюдаемых как в туфовой, так и в лавовой толщах. Огромное распространение отдельных покровов по площади, при сравнительно небольшой их мощности, объясняется особой подвижностью лав, обусловленной помимо состава еще высокой их температурой и большой насыщенностью летучими компонентами.

3. ШАРОВЫЕ АГЛОМЕРАТЫ

Особое место в составе туфогенных и лавовых образований занимают своеобразные шаровые агломераты или, как их называли раньше, глыбовые диабазы, глыбовые мандельштейны. Эти породы хотя и не пользуются широким распространением в районе, но представляют особый интерес в связи с образованием месторождений исландского шпата, и на их характеристике мы остановимся несколько подробнее.

Шаровые агломераты занимают определенное место в разрезе пород ангарской серии. Они совершенно не встречаются в туфовой толще. Этот

вывод можно сделать, исходя из литературных данных и исследований туфовой толщи, произведенных автором по р. Нижней Тунгуске, от с. Ербогачен до р. Виви; шаровые агломераты неизвестны и в более высоких горизонтах лавовой толщи, а располагаются на границе туфовой и лавовой толщ, образуя своеобразную переходную зону от туфовой толщи к собственно лавовой.

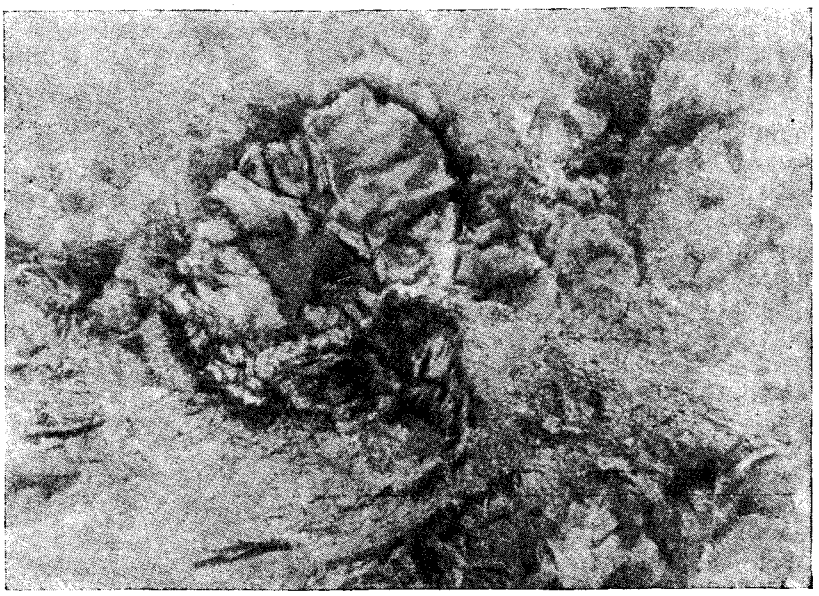


Рис. 5. Округлые блоки диабаза шаровых агломератов

Эти образования представляют собой скопления шарообразных или округлых глыб диабаза размером от 0,2 до 1,5 *м* и редко больше (рис. 5). Полости между этими глыбами выполнены дресвовидной массой, состоящей из гидротермальных минералов (в том числе и исландского шпата), разложенного стекла и глинообразного вещества — монтмориллонита. Глыбы породы сложены в своей центральной части афанитовым диабазом, а поверхность их представляет собой оплавленную корку, иногда с миндалинами гидротермальных минералов. При расколе округлых блоков часто наблюдается радиальная отдельность и обнаруживается уменьшение раскристаллизации породы от центра к периферии.

Образования, подобвные охарактеризованным выше шаровым агломератам, описаны в литературе под различными терминами. Их называли глыбовыми, брекчиевидными лавами и туфо-лавами. Следует отметить, что эти термины нельзя считать удачными, так как к туфам эти образования не имеют никакого отношения, а брекчиевидными их нельзя назвать потому, что блоки породы имеют всегда округлую форму и не связаны с процессами дробления. Термин «глыбовые лавы» является слишком общим. Правильнее, по совету В. А. Николаева, эти породы называть вулканическими шаровыми агломератами.

Шаровые агломераты залегают в форме пластообразных или точнее линзообразных залежей, мощность которых колеблется от долей метра до 40 *м*. К сожалению, проследить их распространение по площади не удалось, так как они встречены только в склонах долин рек.

Наибольшая мощность этих пород была установлена в береговых склонах р. Нидым при впадении в нее левого притока — р. Гурканде. Здесь по обоим склонам долины Нидым и по правому склону долины р. Гурканде наблюдается ряд обнажений, в которых шаровые агломераты доступны изучению.

В обнажении, располагающемся непосредственно против устья р. Гурканде в правом склоне долины р. Нидым, эти образования залегают на туфах, покрываются обычными лавовыми покровами и их мощность достигает 40 *м*. В обнажениях, располагающихся в 3—7 *км* как выше, так и ниже по течению р. Нидым, их мощность резко уменьшается до 5—3 *м*, а в обнажениях, находящихся еще дальше по склонам (в 7—8 *км*), эти образования совсем отсутствуют и на туфах залегают обычные покровы. Таким образом, шаровые агломераты здесь залегают в форме линзообразных тел, разделенных долинами рр. Нидым и Гурканде на отдельные участки. Следует отметить, что шаровые агломераты с туфами образуют угловое несогласие (туфы наклонены на юго-восток под углом 20—40°, а шаровые агломераты лежат на них почти горизонтально).

Такие же образования встречены в следующих пунктах: по р. Нидым — на уч. Гусиная Гора, близ устья р. Нидымкан и в 10 *км* выше устья р. Гурканде; по р. Гончак — на месторождении того же наименования, а также в 3 и 12 *км* выше по течению этой реки; на месторождении Поледжикит; по р. Вйви — в 73 и 84 *км* от ее устья; в левом склоне долины р. Гонча — в 3—4 *км* от ее устья; в склонах долины р. Нижней Тунгуски — на месторождениях Шпат и Скалы Суслова; вблизи пос. Тура — в 50, 55, 61 и 65 *км* выше по течению р. Нижней Тунгуски и в 25 *км* выше урочища Турки. Во всех этих пунктах породы весьма сходны по составу, текстуре и перекрываются обычными лавовыми покровами, представленными мандельштейнами или миндалекаменными диабазами. Однако они отличаются некоторыми особенностями, главнейшими из которых являются следующие.

1. На месторождениях Скалы Суслова, Гончак и Поледжикит, в районе Туры и на некоторых участках выше по течению р. Нижней Тунгуски эти образования располагаются на обычных лавовых покровах, отделяясь от них прослоем туфогенных пород (мощностью 10—15 *см*), а иногда и непосредственно на мандельштейнах нижележащего лавового покрова (месторождения Гончак, Скалы Суслова).

2. Залегание линзообразных тел шаровых агломератов на большинстве участков горизонтальное или близкое к горизонтальному, но на месторождении Шпат тело наклонено на север под углом 40—45°. Еще большее отличие в залегании этих пород наблюдается в обнажении, расположенном на правом берегу р. Нижней Тунгуски в 25 *км* выше урочища Турки. Здесь наблюдается почти вертикальный контакт этих образований с интрузивными диабазами.

Таким образом, шаровые агломераты представляют собой породы, резко отличающиеся от туфов и обычных лавовых покровов, что указывает на своеобразие их образования.

Шаровые агломераты, как указывалось выше, залегают на границе туфовой и лавовой толщ. Следовательно, они занимают определенное стратиграфическое положение среди вулканогенных образований Сибирской платформы, отражая своеобразие вулканических процессов этого периода. С достаточным основанием можно считать, что туфовая толща образована в основном вулканическими извержениями центрального типа и в некоторых случаях — перемывом и переносом продуктов извержений водными потоками. Обычные же лавовые покровы, как указывалось выше, являются продуктами трещинных излияний. Таким образом, шаро-

вые агломераты знаменуют собой переход от извержений центрального типа к трещинным излияниям. Они залегают в форме линзообразных тел с быстро меняющейся мощностью и слагают отдельные локальные участки, разобщенные значительными площадями, на которых эти образования отсутствуют. Эти данные позволяют предполагать, что шаровые агломераты являются эффузивными образованиями центрального типа, и нахождение их свидетельствует о наличии на данной территории (вероятнее всего ближе к центру линзовидного тела) вулканического жерла, уходящего на глубину. Видимо, в обнажении, расположенном на правом берегу р. Нижней Тунгуски в 25 *км* выше урочища Турки, где мы наблюдали почти вертикальный контакт шаровых агломератов с интрузивными диабазами, и располагается вулканическая труба. Несомненно, что в горизонтальном сечении площадь подводящих вулканических труб будет значительно меньше по сравнению с площадью, занимаемой продуктами их извержения — шаровыми агломератами. Поэтому мы и не наблюдаем вулканических труб в других местах, где известны линзы шаровых агломератов, так как эрозионный срез (долины рек) вскрывает только продукты извержения этих труб, а сами вулканические трубы или располагаются в русле рек и прикрыты речными отложениями, или не вскрыты еще эрозией и находятся под шаровыми агломератами. Однако вулканические трубы должны быть обнаружены на некоторых площадях развития пород туфогенной толщи, которую они несомненно прорывали, и где вышележащие породы, перекрывавшие вулканические аппараты, эродированы.

Действительно, за последнее время в пределах развития туфогенной толщи в ряде мест обнаружены вулканические аппараты. Так, например, П. Е. Оффман обнаружил более десяти вулканических труб в урочище Кривляки на Подкаменной Тунгуске, ниже с. Ербогачен на берегу р. Нижней Тунгуски, в Туой-хая на р. Чоне и в других местах. Вероятно, вулканическими трубами являются также трубообразные тела, содержащие скопления исландского шпата на месторождениях Джекиндинском и Аламджахском.

В 1952 г. автор посетил месторождение Джекинда. Здесь в береговом склоне р. Джекинды располагается интрузия диабазов, залегающая среди туфогенных пород. Почти в центральной части этой интрузии располагается трубообразное тело, имеющее в плане 60×40 *м*. В настоящее время оно вскрыто карьером на глубину 10—12 *м*.

Породы, слагающие это трубообразное тело, резко отличаются от окружающих интрузивных диабазов прежде всего своей текстурой. Они характеризуются наличием шарообразных или эллипсоидальных глыб размером от десятков сантиметров до 2 *м* в диаметре, в то время как вмещающие это трубообразное тело интрузивные диабазы характеризуются весьма плотной, массивной текстурой.

О первоначальном минеральном составе породы, слагающей трубообразное тело, судить трудно. Возможно, что состав шарообразных глыб был близок к составу вмещающих их массивных диабазов. Сейчас же они очень сильно изменены гидротермальными процессами. Полости между блоками породы выполнены цеолитами (главным образом десмином), кальцитом, в том числе исландским шпатом, отдельные кристаллы которого достигали 2 *т* веса, а также гранатом, вилуитом и др. Гидротермальные растворы проникли и в шарообразные блоки породы, совершенно изменив ее первоначальный состав. Гидротермальной минерализации подверглись не только породы шаровой текстуры, но и те плотные диабазы, которые вмещают это тело и располагаются в непосредственной близости от него. В связи с этим переход от минерализованных диабазов

к неминерализованным в ряде случаев постепенный, т. е. степень их минерализации падает в направлении от пород шаровой текстуры.

На глубине 12 *м* от поверхности в породе дна карьера крупные кристаллы исландского шпата отсутствуют; их не обнаружили и три шурфа глубиной 4 *м* каждый, пройденные с дна карьера. Однако глыбовая текстура, а также кальцито-цеолитовая минерализация попрежнему сохраняются.

На основании изложенного выше можно предположить, что шпатоносное тело Джекиндинского месторождения представляет собой канал, по которому происходил выброс шарообразных блоков породы, подобных тем, которые составляют теперь линзообразные тела шаровых агломератов, встреченные нами в бассейне среднего течения р. Нижней Тунгуски. Таким образом, здесь мы наблюдаем более глубокий эрозионный срез канала, продукты извержения которого смыты эрозионными процессами. В тех районах, где речные долины прорезают нижние горизонты лавовой толщи и верхние части разреза туфовой (бассейн среднего течения р. Нижней Тунгуски и ее притоков — Нидыма, Гончи, Гончака, Поледжикита), вскрываются продукты извержения этих вулканических аппаратов (линзообразные тела шаровых агломератов). Непосредственно вулканические аппараты встречаются значительно реже, так как они имеют небольшую площадь при горизонтальном или даже наклонном эрозионном срезе.

Аламджахское месторождение, располагающееся почти в русле р. Аламджах (левый приток Вилюя), изучено слабо, главным образом из-за сложных гидрогеологических условий, хотя известно оно очень давно и были сделаны неоднократные попытки его эксплуатировать. Известно, что рудное тело в плане имеет округлую форму и залегает среди туфогенных пород. С северо-запада это тело контактирует с диабазовой дайкой, имеющей северо-восточное простирание. По форме рудного тела можно предположить, что оно аналогично месторождению Джекинда.

Изучение шаровых агломератов и вулканических аппаратов, по которым шло извержение этих пород, имеет чрезвычайно важное значение, так как все известные промышленные скопления оптического исландского шпата связаны с этими образованиями. Поэтому исследование шаровых агломератов может дать главные поисковые предпосылки и факторы для оценки перспективных площадей для поисков месторождений исландского шпата, а также при оценке известных месторождений этого сырья.

4. ЗАКОНОМЕРНОСТИ В ПРОСТРАНСТВЕННОМ РАСПРЕДЕЛЕНИИ СКОПЛЕНИЙ ИСЛАНДСКОГО ШПАТА

В пределах среднего течения р. Нижней Тунгуски выделяются следующие четыре морфогенетических типа скоплений исландского шпата.

1. Гнездовый тип. Кристаллы исландского шпата образуют гнездообразные скопления в шаровых агломератах. Они располагаются в полостях, образующихся между шарообразными блоками диабаза, по два-четыре крупных кристалла весом до 60 *кг* каждый. Кристаллы имеют обычно скаленоэдрические очертания, хотя встречаются и ромбоэдры, а в местах прикрепления к породе образуются весьма неправильные по форме выступы, состоящие из непрозрачного кальцита. В центральной части этих гнезд располагаются кристаллы исландского шпата, а непосредственно у вмещающих пород — минералы группы цеолитов: гейландит, томсонит, морденит, иногда десмин, ломонтит и натролит, а также апофиллит, анальцим, хлориты и халцедон. Часто эти минералы оказываются включенными в кристаллы исландского шпата, что свидетельствует о его более позднем выделении. Степень насыщенности и харак-

тер распределения перечисленных минералов в телах шаровых агломератов различны. При большой мощности шаровых агломератов гнезда с исландским шпатом располагаются в нижних частях горизонта. В верхних частях число гнезд убывает и появляется большое количество томсонита, морденита, десмина, анальцима, апофиллита, хлоритов, тогда как в нижних частях линз шаровых агломератов эти минералы встречаются в меньших количествах.

Количество исландского шпата гнездового типа сравнительно низкое, что объясняется значительной неоднородностью кристаллов.

2. Жильный тип. Этот тип скоплений исландского шпата приурочен только к отдельным участкам мандельштейнов, представляющих собой верхние части обычных лавовых покровов. Кристаллы исландского шпата вместе с халцедоном, кварцем, гейландитом, морденитом, иногда с десмином располагаются в жилообразных телах неправильной и изменчивой формы. Минерализованные участки мандельштейнов пронизаны сетью мелких жил и прожилков, пересекающихся между собой, а в местах их пересечения образуются раздувы, достигающие 1 *м* мощности. В этих раздувах и концентрируются наиболее крупные кристаллы исландского шпата, достигающие 70 *кг*. Кристаллы в большинстве случаев имеют своеобразную форму, представляющую собой два скаленоэдра, разделенные двойниковым швом, при этом оптическая ось одного индивида является продолжением оптической оси другого. Такие кристаллы достигают больших размеров (до 40 *см* по тройной оси). Расположение минералов в жилах обычно закономерное. В зальбандах, как правило, залегают халцедон и кварц, образующие зону мощностью до 15—20 *см*; ближе к центральной части жилы находятся мелкие (до 1 *см* длиной) кристаллы кальцита, имеющие форму вытянутых ромбоэдров и залегающие вместе с ватообразным морденитом; здесь же иногда встречаются гейландит или десмин; центральные части жилообразных тел выполнены крупными кристаллами исландского шпата.

Таким образом, в этом типе, как и в гнездовом, крупные кристаллы исландского шпата кристаллизовались последними. Качество кристаллов исландского шпата весьма высокое, что свидетельствует о спокойных и малоизменяющихся условиях его кристаллизации.

3. Пластообразный тип. Этот тип скоплений исландского шпата приурочен к нижним частям обычных лавовых покровов. Как указывалось выше, в некоторых покровах (месторождение Скалы Суслова) наблюдаются своеобразные зоны мандельштейнов, характеризующиеся глыбовой текстурой. Пространства между блоками мандельштейна выполнены дресвовидной рыхлой массой, состоящей из хлорита, халцедона, морденита, гейландита, непрозрачного кальцита и хорошо ограненных кристаллов исландского шпата. Исландский шпат залегает в этой дресвовидной массе по одному или по нескольку кристаллов, имеющих форму дитригональных скаленоэдров в комбинации с гексагональными призмами и известных в литературе под названием «собачьих клыков». Величина кристаллов различна, но преобладают средние размеры (20—30 *см* по тройной оси). Ромбоэдры встречаются редко и только у непрозрачного кальцита.

Качество оптического материала этих кристаллов более высокое, чем кристаллов гнездового типа, но ниже, чем жильного.

4. Жеодовый тип. Жеодовый тип скоплений исландского шпата приурочен также к мандельштейнам, составляющим верхние части обычных лавовых покровов. Кристаллы выполняют крупные миндалины (точнее жеоды) в мандельштейнах. Вместе с кристаллами исландского шпата здесь располагаются различные модификации кремнезема — халцедон,

кварц, иногда аметист и цеолиты — гейландит, морденит, а также анальцим и некоторые другие. Внутри полостей минералы обычно располагаются закономерно: их периферические части выполнены халцедоном, далее залегает кварц, затем цеолиты, в центральных частях полостей располагаются кристаллы исландского шпата, которые обычно характеризуются весьма сложными формами и наличием большого количества двойников. Размер кристаллов редко превышает 15—20 *см*. В них также нередко содержится оптически годный материал, но так как такие полости встречаются редко, то промышленное значение этого типа весьма мало.

Все перечисленные выше морфогенетические типы скоплений исландского шпата, за исключением жеодового, связаны между собой пространственно и генетически. Этот вывод подтверждается тем, что скопления исландского шпата в значительных количествах встречаются только там, где есть вулканические шаровые агломераты, которые содержат скопления шпата гнездового типа. Другие типы скоплений (жильный и пластообразный) располагаются в непосредственной близости или в некотором отдалении от них, но не далее 100—150 *м*. Эта закономерность наблюдается на всех известных месторождениях среднего течения р. Нижней Тунгуски. Так, например, на месторождении Скалы Суслова шаровые агломераты располагаются на высоте 15—20 *м* над уровнем р. Нижней Тунгуски и достигают 7—8 *м* мощности. Скопления исландского шпата жильного типа встречаются в мандельштейнах, непосредственно перекрывающих шаровые агломераты, и в четырех вышележащих покровах, а в основании четвертого, пятого и шестого покровов (считая от шаровых агломератов располагаются кристаллы исландского шпата пластообразного типа. Суммарная мощность покровов, отделяющих наиболее удаленные по вертикали скопления исландского шпата от шаровых агломератов, равна 60—70 *м*.

На месторождении Поледжикит шаровые агломераты залегают в виде небольшой линзы, прослеженной по простиранию на 50 *м* и имеющей максимальную мощность около 2 *м* (очевидно, эрозией вскрыта лишь самая периферическая часть линзы). Здесь встречены скопления исландского шпата гнездового типа. Скопления жильного типа обнаружены в мандельштейнах обычных лавовых покровов. Одни из этих покровов располагаются на том же гипсометрическом горизонте, что и шаровые агломераты, но на расстоянии примерно 120 *м* от места их выклинивания, а другие находятся на 50—70 *м* выше (по разрезу) шаровых агломератов.

Выше по разрезу и на том же гипсометрическом уровне, несмотря на наличие мандельштейнов в тех же лавовых покровах, поисковые выработки не обнаружили более или менее существенных скоплений исландского шпата.

Примерно такая же закономерность наблюдается и на месторождениях Гончак и Шпат.

Скопления исландского шпата жеодового типа, вероятно, не связаны с шаровыми агломератами, так как они встречаются в мандельштейнах, удаленных от шаровых агломератов на большие расстояния. Может быть, их образование, так же как и других, более мелких миндалин мандельштейнов, от которых они отличаются только размерами полостей, обусловлено автометасоматическими процессами, происходившими в самих покровах после их излияния.

5. ВЫВОДЫ

1. Шаровые агломераты, залегающие в форме линзообразных тел на границе туфовой и лавовой толщ, представляют собой вулканические об-

разования центрального типа. Еще неясен механизм их образования, но во всяком случае наличие этих пород свидетельствует о своеобразии вулканического процесса при переходе от массового извержения туфогенного материала к излиянию лав.

2. Трубообразные тела, содержащие скопления исландского шпата на рр. Джекинда и Аламджах, а также встреченные в обнажении на берегу р. Нижней Тунгуски в 25 *км* выше урочища Турки, вероятно, представляют собой вулканические аппараты (жерла или трубы), по которым происходил выброс шаровых агломератов. В среднем течении р. Нижней Тунгуски, где установлены линзовидные тела шаровых агломератов, вулканические аппараты еще не вскрыты эрозией и располагаются, повидимому, под центральными частями этих тел.

3. Вулканические аппараты, по которым выбрасывался на поверхность материал шаровых агломератов, в поствулканическое время явились подводящими каналами для гидротермальных растворов, образовавших скопления исландского шпата, так как они обладали большей проницаемостью.

4. Кристаллы исландского шпата образовались в самих подводящих каналах (Джекиндинское и Аламджахское месторождения), в шаровых агломератах, выброшенных на поверхность и залегающих в форме линзовидных тел (гнездовый тип), а также в полостях мандельштейнов лавовых покровов, располагающихся вблизи шаровых агломератов (жильный и пластообразный тип). Судя по наличию в кристаллах исландского шпата включений сульфидов (пирит, халькопирит, марказит), самородной меди и газово-жидких включений, температура растворов была невысокой. Путем гомогенизации первичных газово-жидких включений было установлено, что температура образования кристаллов колебалась в пределах от 150 до 30°.

При этом в шаровых агломератах (гнездовый тип) кристаллизация шпата происходила быстро, так как растворы были пересыщены. Об этом свидетельствуют пирамиды роста на кристаллах анальцима. Вероятно, по этой причине кристаллы исландского шпата характеризуются большой неоднородностью, что снижает качество оптического материала.

В скоплениях жильного и пластообразного типов исландский шпат кристаллизовался в спокойных условиях, что обусловило большую однородность его кристаллов и отсутствие дефектов, присущих кристаллам гнездового типа.

5. Линзообразные тела шаровых агломератов свидетельствуют о наличии рудоподводящих каналов и, следовательно, территории их распространения являются перспективными площадями для поисков месторождений исландского шпата.

В пределах распространения туфовой толщи, в тех местах, где линзообразные тела шаровых агломератов уничтожены эрозией, могут быть обнаружены их жерла или трубы, содержащие иногда скопления исландского шпата, подобные джекиндинским.

Оснований для установления закономерностей их пространственного положения очень мало. Однако, по данным И. И. Краснова (рукописные материалы), месторождения Джекиндинское и Аламджахское располагаются в пределах глубинной зоны разлома, имеющей северо-восточное направление. Поэтому возможно, что эти трубы следует искать в пределах зон глубинных разломов.

На основании изложенного выше видно, что шаровые агломераты и их вулканические аппараты представляют большой теоретический и практический интерес и нуждаются в дальнейшем, более детальном изучении. Есть все основания утверждать, что с ними существует про-

странственная и генетическая связь месторождений исландского шпата и, следовательно, площади их распространения являются перспективными для поисков месторождений этого сырья.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лаврский А. Плагиоклазово-авгитовые породы между Енисеем и Леной. Труды Общества естествоиспытателей природы, изд. Казанского университета, 1900, т. 34, вып. 1.

2. Лебедев А. П. Некоторые вопросы геологии сибирских траппов в свете новых данных. Известия АН СССР, серия геологическая, 1951, № 4.

3. Скропышев А. В. Парафин из полиметаллической жилы. Доклады АН СССР, новая серия, 1953, т. 88, № 4.

4. Соболев В. С. Геолого-петрографический очерк р. Илимпеи. Известия Географического общества, 1935, № 6.

5. Чекановский А. Л. Дневник экспедиции по рр. Н. Тунгуске, Оленеку и Лене в 1873—1875 гг. Записки Русского географического общества, 1896.

6. Обручев С. В. Тунгусский бассейн. Труды Всесоюзного геологоразведочного объединения, 1932—1933, т. 1, вып. 164; т. 2, вып. 172.

7. Яворский П. К. Геологические исследования на р. Ангаре в 1890 г. Геологические исследования по линии Сибирской железной дороги, 1898, вып. 7.