

Механизмы внедрения базитовой магмы в многослойную толщу чехла Восточно-Сибирской платформы и влияние деформационных свойств пород на размещение и морфологию рудоносных трапповых интрузивов (на примере Норильского района)

В.С.ЗВЕЗДОВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение «Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов» (ФГБУ «ЦНИГРИ»); 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1)

Проанализированы возможные механизмы внедрения базитового расплава в многослойную вулканогенно-осадочную толщу верхней части платформенного чехла, приведшие к наблюдаемым особенностям морфологии и внутреннего строения рудоносных трапповых plutонов. Показано, что их форма и положение в геологическом разрезе зависят от термической устойчивости и деформационных свойств вмещающих пород. На нижнем уровне локализации интрузивов главенствующее значение имело «магматическое замещение» (термическая эрозия) карбонатных и солевых пород высокотемпературным сульфидно-силикатным расплавом, что не исключает также их уплотнения в результате пластического «течения» на среднем и верхнем уровнях, где вмещающими являются флишоподобные терригенные и вулканогенные породы, – пластические и хрупкие деформации, о чём свидетельствует хонолитоподобная морфология магматических тел в первом и втором случаях и пластинообразная в третьем. Полученные данные могут быть использованы для совершенствования геолого-генетических моделей расслоенных plutонов и связанных с ними Cu-Ni-МПГ месторождений, а также построенных на их основе прогнозно-поисковых моделей.

Ключевые слова: дифференцированные трапповые plutоны, Cu-Ni-МПГ месторождения, механизмы внедрения расплава, термическая устойчивость, деформационные свойства пород, морфология и строение интрузивов.

Звездов Вадим Станиславович
кандидат геолого-минералогических наук



metallogeny@yandex.ru

Mechanisms of basite magma injection into the East Siberian platform's multilayer cover and rock deformation properties impact on ore-bearing trappean intrusion location and morphology (an example from Norilsk district)

V.S.ZVEZDOV (Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals)

The paper provides an insight into potential mechanisms of basite melt injection into volcanogenic-sedimentary strata of the upper platform cover which led to the observed morphological and structural features of ore-bearing trappean plutons. It is shown that their form and position in a geological section depend on host rock thermal stability and deformation properties. At the lower intrusion localization level, «magmatic replacement» (thermal erosion) of carbonate and saline rocks by high-temperature sulfide-silicate melt prevailed, which does not preclude their consolidation as a result of plastic «flow» at the medium and upper levels with flyschoid terrigenous and volcanogenic rocks as plastic and brittle deformations; this is suggested by chonolith-like morphology of intrusive bodies in the first and second instances and plate-like morphology in the third instance. The data obtained is useful in updating geological-genetic models of layered plutons and associated Cu-Ni-PGM deposits as well as forecasting-prospecting models based on them.

Key words: differentiated trappean plutons, Cu-Ni-PGM deposits, melt injection mechanisms, thermal stability, deformation rock properties, intrusion morphology and structure.

За многолетний период изучения сульфидных медно-никелевых с платиноидами (Cu-Ni-МПГ) месторождений Норильского района, связанных с трапповым магматизмом, выдвигались несколько концепций механизмов внедрения магмы и накопления рассеянных и сплошных (массивных) руд. Для расшифровки этих процессов, определяющих положение рудоносных интрузивов и рудных залежей в геологическом пространстве, в ЦНИГРИ в 1980–1990 гг. были проведены научно-исследовательские работы по созданию геолого-генетических, морфометрических, минералого-геохимических, прогнозно-поисковых и других моделей этих объектов, завершившиеся публикацией монографии «Cu-Ni-МПГ месторождения норильского типа» серии «Модели месторождений благородных и цветных металлов» [15]. Однако некоторые материалы, в частности по петрофизической характеристике рудовмещающей толщи и оценке её влияния на положение и морфологию расслоенных сульфидоносных гипербазит-базитовых интрузивов, в силу ряда причин не были опубликованы, но представляют интерес для дальнейшего совершенствования геолого-генетических основ прогнозирования месторождений названного типа.

На первый взгляд, схема формирования рассматриваемых ортомагматических по природе месторождений отвечает простой последовательности событий: зарождение рудоносной магмы в мантии → подъём расплава в верхний слой земной коры с накоплением в промежуточном очаге → дальнейший подъём и внедрение магмы в многослойный разрез платформенного чехла → гравитационное расслоение в интрузивной камере с обособлением сульфидов. Однако упрощённая модель внедрения расплава, его дифференциации и рудоотложения в режиме «спокойного» гравитационного осаждения «не объясняет» ряд наблюдаемых в природе фактов, а именно: «вставленный» во вмещающую толщу облик рудоносных полнодифференцированных интрузивов и специфические черты их морфологии и строения, отличные от безрудных недифференцированных и слаборудоносных, не полностью расслоенных, плутонов; несоразмерно большие ореолы роговиков и скарнов в их экзоконтактах; ритмичное («пошаговое») распределение залежей сплошных сульфидных руд по удлинению продуктивных интрузивов, причём многие из этих залежей выглядят как самостоятельные тела внедрения, и, главное, гигантские запасы руд, не соответствующие объёмам интрузивов, с которыми они сопряжены. Эти противоречия проанализированы и отчасти «сняты» в моделях, созданных в рамках упомянутых работ, одной из задач которых была оценка влияния деформационной природы вмещающих пород на локализацию и морфологию рудоносных плутонов.

Геологическое строение Норильского рудного района (НРР), выделенных в его пределах рудных узлов, полей и месторождений описано в работах Н.Н.Урванцева, Б.Н.Рожкова, А.Е.Воронцова, А.А.Кордакова, П.Н.Кабанова, Г.Г.Моора, М.Н.Годлевского, В.К.Котульского, Г.М.Маслова, Г.Б.Роговера, В.Ф.Кравцова, В.А.Люлько, А.Д.Генкина, В.В.Дистлера, Д.А.Додина, О.А.Дюжикова, В.М.Струнина, А.В.Тарасова, А.П.Лихачева, Е.С.Заскинда, В.В.Золотухина, О.М.Конкиной, В.И.Кочнева-Первухова, В.К.Степанова, Д.М.Туровцева, В.А.Федоренко и многих других исследователей.

Рудный район выделен в северо-западной части Сибирской трапповой провинции. Он ограничен крупными глубинными разломами системы триасовых рифтов: на северо-западе и западе – Енисей-Гулинским и Малохетским, отделяющими район от структур Западно-Сибирской платформы и Таймырской складчатой области, на востоке – Кета-Ирбинским, отделяющим район от западного борта Тунгусской синеклизы [12]. Эксплуатируемые Cu-Ni-МПГ месторождения и рудопроявления НРР приурочены к ареалам развития трапповых вулканоплутонических ассоциаций, формирование которых в позднепермское–раннетриасовое время, по общепринятым представлениям, связано с процессами рифтогенеза и тектономагматической активизации окраины Восточно-Сибирской платформы. В структурном отношении эти ареалы представляют собой отчётливо выраженные эллипсовидные вулканотектонические депрессии (ВТД) с амплитудой погружения основания до 4 км, традиционно называемые «мульдами». Выделенные Вологодчанская (ВМ), Хараелахская (ХМ) и Норильская (НМ) ВТД отделены от Тунгусской синеклизы валообразным Хантайско-Рыбинским поднятием СВ простирания, сложенным осадочными толщами палеозоя и погружающимся с юга на север, между собой – Пясинским ответвлением этого поднятия, имеющим СЗ ориентировку, а на западе – Дудинским выступом основания (рис. 1). Все ВТД заложены на мощной (8–10 км) толще платформенных отложений венда–поздней перми Норильско-Хараелахского прогиба, прослеживающегося с ЮЗ на СВ на протяжении более 350 км. Доступная для изучения в районе (по данным бурения) средняя часть его геологического разреза сложена сульфатно-карбонатными и глинисто-карбонатными формациями девонского возраста мощностью до 800–1000 м, а верхняя – с трансгрессивным несогласием залегающей на них лимнопаралической угленосной терригенной формацией – тунгусской серией (C_2-P_2), мощность отложений которой убывает по мере приближения к валообразным поднятиям – Дудинскому и Хантайско-Рыбинскому

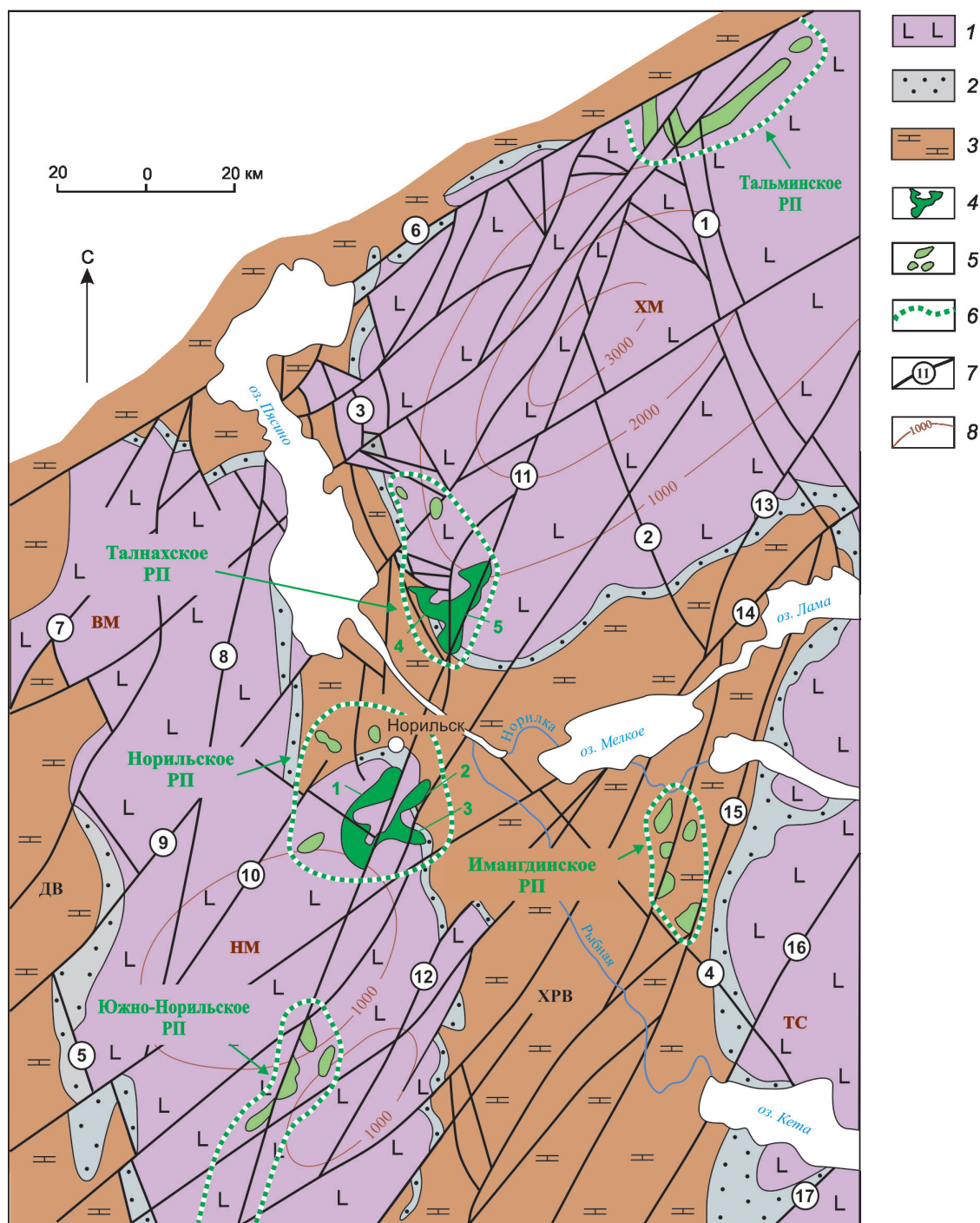


Рис. 1. Геологическая схема центральной части Норильского рудного района. Составлена с использованием [12, 20, 31]:

1 – вулканогенные образования трапповой формации (P_3-T_2): Норильской (НМ), Вологочанской (ВМ) и Хараелахской (ХМ) мульд и Тунгусской синеклизы (ТС); 2 – терригенные угленосные отложения тунгусской серии (C_2-P_2); 3 – карбонатные, сульфатно-карбонатные, терригенно-карбонатные отложения ($R-D_2$) Хантайско-Рыбинского (ХРВ) и Дудинского (ДВ) валов; 4–5 – проекции сульфидоносных интрузивов норильско-талнахского типа: 4 – Норильского (1 – Норильск I, 2 – Норильск II, 3 – Черногорский), Талнахского (4 – Хараелахский, 5 – Талнахский), 5 – Тальминского, Имангдинского, Южно-Норильского; 6 – границы рудных полей; 7 – разломы: С-СЗ простирания (1 – Кыстыктахский, 2 – Кумгинский, 3 – Водораздельный, 5 – Краевой), 4 – Пясинско-Кетский глубинный разлом, СВ и С-СВ простирания (6 – Северо-Хараелахский, 7 – Дьянги-Боганидский, 8 – Пясинский, 9 – Тангаралахский, 10 – Далдыканско-Хараелахский, 11 – Норильско-Хараелахский, 12 – Кулгатахский, 13 – Хенюляхский, 14 – Микчандинский, 15 – Имангдинский, 16 – Кета-Ирбинский, 17 – Кулимбинский); 8 – изопакиты базальтов, м

с 350–500 м до 70–80 м (на западе до 200 м), а западнее Вологодчанской мульды – до полного выклинивания [10, 15 и др.].

Основной магмавыводящей структурой района, контролирующей положение рудоносных полнодифференцированных трапповых плутонов и связанных с ними крупнейших Cu-Ni-МПГ месторождений – Норильского, Талнахского и Октябрьского, является Норильско-Хараелахский глубинный разлом – зона повышенной проницаемости С-СЗ простирания шириной 10–20 км, прослеживающаяся в магнитном поле на 350 км и, по данным глубинного сейсмического зондирования, достигающая мантии. Главный шов этого разлома сбросо-сдвиговой природы в виде зоны милонитов и тектонических брекчий имеет ширину до 100 м. Вертикальное смещение по нему до 400–1000 м, горизонтальное – 4–6 км, иногда до 20 км [7, 27]. На всём протяжении его опирают менее крупные разломы СВ и СЗ простирания, составляя структуру типа «битой тарелки» [31], отдельные блоки которой часто имеют ромбовидные в плане очертания (см. рис. 1).

Вулканогенные и интрузивные породы НРР отнесены к коматиит-толеитовой серии. Выделены 5 фаз (этапов) проявления траппового магматизма: одна позднепермская и четыре раннетриасовых [15, 23, 27 и др.]. По фаціальным, петрологическим и петрохимическим особенностям лав и туфов вулканогенная толща, выполняющая ВТД, разделена на ряд свит (снизу вверх): нижнепермскую ивакинскую и нижнетриасовые сыверминскую, гудчихинскую, хаканчанскую, туклонскую, надеждинскую, моронговскую, мокулаевскую, хараелахскую, кумгинскую и самоедовскую. В нижней части вулканогенного разреза установлены относительно выдержанные вертикальные фаціальные ряды (снизу вверх): щелочные базальты → субщелочные (или пойкилоофитовые) базальты → пикриты (возможно, комагматы рудоносных интрузивов). В его верхней части в различных пропорциях и последовательности присутствуют порфиновые, афировые, олигофировые, гломеропорфиновые и полифировые базальты с туфовыми прослоями (см. рисунки 2, 3).

Трапповые интрузивы района в своём распространении подчинены внешним ограничениям ВТД. По степени расслоенности они разделены на три группы: недифференцированные, слабодифференцированные и полнодифференцированные, которые различаются морфологией, размерами, внутренним строением и рудоносностью. Выделяются до 10 типов интрузивов пяти фаз магматизма [12, 15, 23, 27 и др.].

К *первым трём фазам* отнесены мощные (до первых сотен м), протяжённые (десятки–сотни км), часто многоярусные, недифференцированные силлы,

редкие штоки, дайки и секущие тела 4-х типов: трахидолеритов и титан-авгитовых долеритов *ергалахского* и субщелочных габбро-долеритов и долеритов *пясинского* (комагматы мафических базальтов ($MgO < 8$ вес.%) ивакинской свиты); безоливиновых, троктолитоподобных и пикритовых долеритов *фокинского* (комагматы пикритовых лав ($MgO = 17–22$ вес.%) гудчихинской свиты); кварцевых и оливинсодержащих габбро-долеритов *огонерского*.

Четвёртая фаза внедрения представлена мезомафическими ($MgO = 10–22$ вес.%) плутонами рудоносного семейства, среди которых по степени дифференциации и продуктивности выделены 4 типа.

Не полностью расслоенные, сульфидоносные, но без промышленных руд интрузивы *нижнеталнахского* (*нижненорильско-нижнеталнахского*) типа широко развиты в районе, имеют плитообразную (пластиновидную) форму, прослежены на 20–35 км по простиранию при ширине до 5–10 км и мощности от нескольких десятков до первых сотен метров. В их разрезе (сверху вниз) выделены: призматически-зернистые габбро-диориты и габбродолериты: безоливиновые, оливинсодержащие, оливиновые, пикритоподобные.

Полнодифференцированные интрузивы продуктивного на Cu-Ni-МПГ руды *норильско-талнахского* типа Норильского (Норильск I, Норильск II, горы Черной) и Талнахского (Талнахский и Хараелахский) рудных полей (РП)¹, где сосредоточены все эксплуатируемые месторождения (Норильск I, Талнахское, Октябрьское), а также Имангдинского, Тальминского и Южно-Норильского РП с рудопоявлениями, сопряжёнными с плутонами предположительно того же типа (см. рис. 1), обладают в основном лентовидной формой в плане, линзо- или хонолитовидной в разрезе. Имеют протяжённость до 15–20 км при ширине от 500 м до 2 км, пережимы и раздувы мощности – от 50 до 350 м и характеризуются извилистыми очертаниями, отражающими «рыскание» сформировавшегося их магматического потока по латерали. Они локализованы на трёх литолого-стратиграфических уровнях: в сульфатно-терригенно-карбонатных отложениях (D_{1-2}), терригенных породах тунгусской серии (C_2-P_2) и в низах вулканогенного разреза – от ивакинской (P_2iv) до нижней пачки надеждинской (T_{1nd_1}) свит; сопровождаются дайками, магматогенными брекчиями, мощными (от 50 до 200 м и более) ореолами контактовых роговиков и скарнов. Внутреннее строение этих интрузивов с описанием дифференциатов и руд приведено ниже.

Слаборасслоенные плутоны *зубовского* типа – субпластовые, пластинообразные с раздувами (до 250 м)

¹ О.А. Дюжиковым с соавторами [12] и рядом других исследователей рассматриваются как рудные узлы.

и ответвлениями, локализованы в девонской осадочной толще: Зуб-Маркшейдерский в Норильском РП, Верхний Тулак-Тасский в Талнахском, Буркан в Южно-Норильском, Мантуровский в Имангдинском. В их строении выделены (сверху вниз): кварцевые диориты, габбро-диориты, габбро-долериты – безоливиновые, оливиновые, троктолитовые, пикритовые и такситовые (с убогой сульфидной вкрапленностью). Обладающие такой же формой интрузивы *курейского* типа (кварцевые, оливинсодержащие и троктолитовые габбро-долериты) ограничено распространены на ЮВ района и принадлежат плутоногенному ареалу Летнинско-Имангдинской тектономагматической зоны.

К *пятой (завершающей) фазе траппового магматизма* отнесены слаборасслоенные плутоны *моронговского* и *далдыканского* типов. Субсогласные и пологосекущие пластообразные тела первого типа встречаются практически на всех рудных полях, имеют мощность до 400 м, залегают в девонской сульфатно-карбонатной толще. В их разрезе выделены (сверху вниз): габбро-диориты, оливиновые, троктолитоподобные, троктолитовые и пикритовые габбро-долериты. Нижняя, насыщенная оливином, кумулятивная часть довольно мощная. Безрудные пластовые, иногда многоярусные тела и дайки второго типа также широко развиты в районе. Они секут весь разрез осадочных и вулканических пород и интрузивы предшествующих фаз, сложены призматически-зернистыми габбро-диоритами и габбро-долеритами – безоливиновыми, оливинсодержащими и оливиновыми.

Независимо от положения в разрезе пологосекущие безрудные, слаборудоносные и рудоносные интрузивы «поднимаются» по восстанию (от центров ВТД к их периферии) с нижних стратиграфических уровней на более высокие.

Интрузивы продуктивного норильско-талнахского типа отличаются от безрудных (силлообразных) и слаборудоносных (плитоподобных) отчётливой вытянутостью в одном направлении и специфической морфологией. Их характерной особенностью также является «вставленный» во вмещающие породы облик (см. рисунки 2, 3). Локализованные на нижнем и среднем уровнях Талнахский и Хараелахский плутоны имеют лентовидную форму в плане и хонолитоподобную (с уплощённой кровлей и прогнутой подошвой) морфологию в поперечных сечениях – с крутыми бортами в первом случае (в девонской сульфатнотерригенно-карбонатной толще) и более «заострёнными» во втором (в терригенных породах тунгусской серии). В продольном разрезе они обладают четковидной морфологией из-за чередования максимумов и минимумов мощности. Раздувы мощ-

ностей «контролируются» прогибами подошвы при плоской кровле магматических тел. Для Талнахского интрузива, например, выделены 12 таких ярковыраженных раздувов (до 200 м), расстояния между которыми от 0,5 до 2,0 км. В пережимах мощность убывает до 100–50 м. Осевые линии максимальных мощностей плутонов, фиксирующие «интрузивные русла», характеризуются извилистыми очертаниями, отражающими «килевую» ундуляцию сформировавшего их магматического потока (рис. 4). Рудоносный интрузив Норильск I верхнего уровня, локализованный в низах траппового вулканогенного разреза (P_2-T_1), обладает линзовидной формой и острыми боковыми ограничениями. Для него также установлено несколько раздувов мощности, но они менее выражены. (Подобные раздувы отмечаются и для сульфидоносных интрузивов нижнеталнахского и зубовского типов).

В вертикальном сечении от кровли к подошве продуктивных интрузивов фиксируется смена пород с нарастанием основности и магнезиальности, отражающие внутрикамерную дифференциацию. В «полном» разрезе, наблюдаемом в средней части плутонов, О.А. Дюжиковым и др. [12] выделены расслоенные серии. *Верхняя (габбровая)*: контактовые габбро-долериты, лейкократовое габбро, хромитоносное такситовое габбро, габбро-диориты; *главная (основная)*: призматически-зернистые габбро-диориты, габбро и габбро-долериты; безоливиновые, оливинсодержащие, оливиновые, биотит-оливиновые и пикритовые габбро-долериты, троктолиты, клинопироксениты; *нижняя (габбровая)*: такситовые оливиновые, контактовые безоливиновые габбро-долериты. В частных сечениях плутонов отмечаются значительные вариации строения. Некоторые из перечисленных горизонтов могут отсутствовать (чаще всего в пережимах мощностей), меняться местами и даже пересекать друг друга, другие – отличаться повышенной мощностью. Так, в раздувах мощность нижнего горизонта такситовых долеритов как в Талнахском, так и в Хараелахском интрузивах возрастает до 40 м и более, уменьшаясь в пережимах до 10 м, что свидетельствует о том, что эти породы в первую очередь заполняли прогибы их подошвы. Вариации мощностей вышележащих пикритового и других горизонтов менее контрастны.

Фронтальные части рудоносных плутонов обладают силлообразной формой и сложены в основном лейкократовым габбро и такситовыми габбро-диоритами (см. рис. 4). Среди порообразующих минералов в них преобладает интрателлурический плагиоклаз анортитового состава. Он кристаллизовался вслед за оливином синхронно с хромшпинелидами, но из-за меньшей плотности выносился

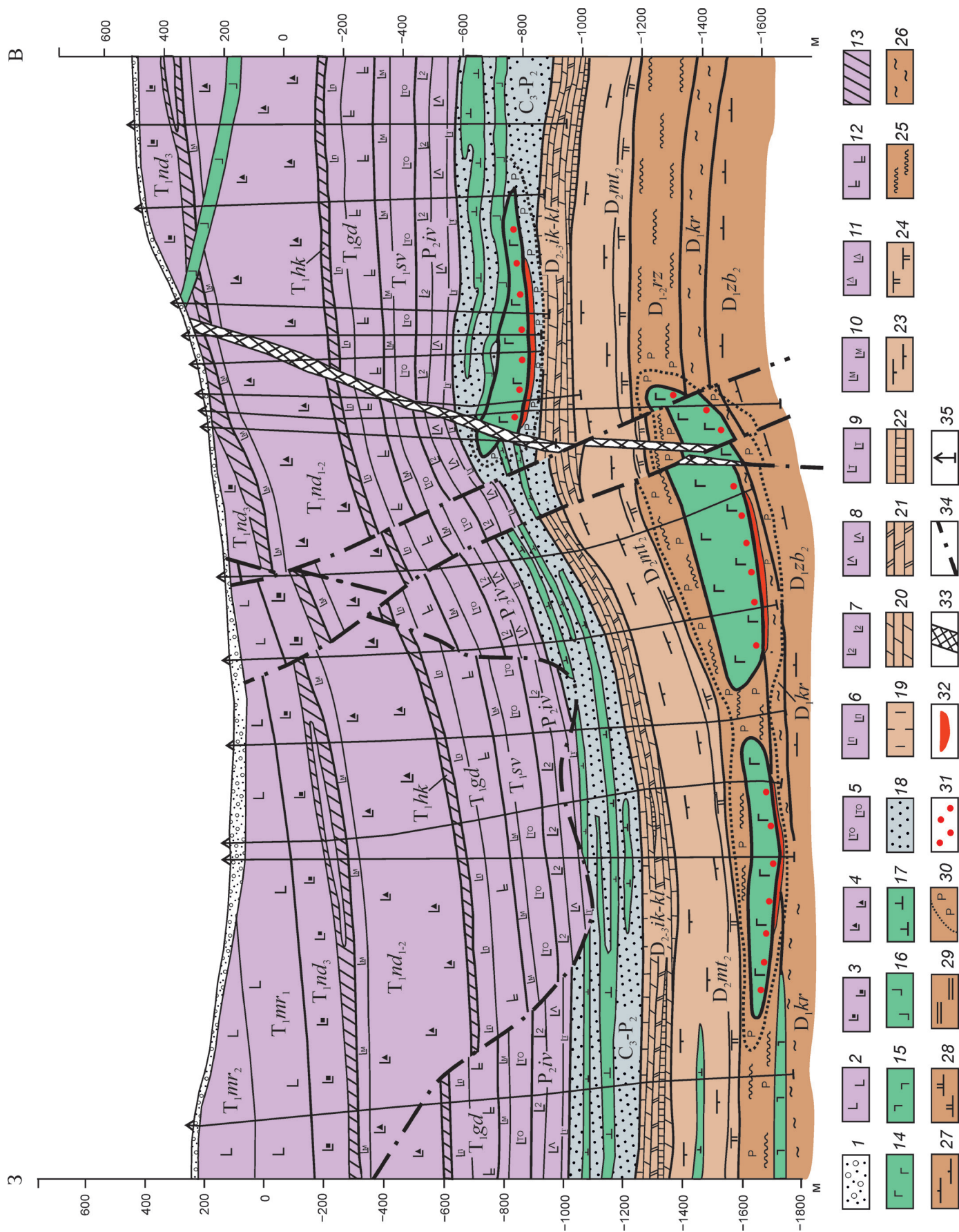


Рис. 2. Геологический разрез Талнахского месторождения по линии 99. Составлен с использованием материалов Норильской ГРЭ:

1 – четвертичные валунные, гравийно-галечные отложения, глины, супеси; 2–11 – породы трапповой формации верхней перми–нижнего триаса: 2–11 – базальты моронговской (верхняя T_1mr_1) и нижней (T_1mr_2) пачки), надеждинской (верхняя T_1nd_1) и нижней (T_1nd_2) пачки), тукулонской (T_1tk), хакачанской (T_1hk), гудчихинской (T_1gd), сыверминской (T_1sv), ивакинской (P_2iv) свит; 12 – порфировые, олигофировые, афировые, олигопорфировые, 4 – полифировые, 5 – толетовые, 6 – пикритовые, 7 – двуплагиоклазовые, 8 – лабрадорные, 9 – титан-авгитовые, 10 – миндалекаменные, 11 – лавобрекчии, туфолавы; 12 – перемежающиеся маломощные покровы порфировых, олигофировых, гламерпорфировых базальтов с прослоями лавобрекчий и туфолав; 13 – туфы, туфиты; 14–17 – интрузивы: 14 – полнодифференцированные рудоносные норильско-талнахского типа, 15–16 – неполнодифференцированные слабо рудоносные: 15 – нижнеталнахского и 16 – далдыканского типов, 17 – недифференцированные безрудные силлы титаноавгитовых долеритов, трахидолеритов; 18 – тунгусская серия (C_2-P_2): аргиллиты, углистые аргиллиты, алевролиты, песчаники, пласты углей; 19–22 – средне-верхнедевонская сульфатно-карбонатная толща юхтинской и каларгонской свит ($D_{2-3}k-kf$): 19 – известняки, 20 – доломиты, 21 – мергели, 22 – ангидриты; 23–29 – глинисто-карбонатная толща нижнего-среднего девона: 23–24 – мантуровская свита: 23 – мергели пестроцветные с единичными прослоями органогенных известняков разведочной свиты пачки (D_2mt_1), 24 – доломитовые мергели нижней пачки (D_2mt_2); 25 – аргиллиты пестроцветные с прослоями органогенных известняков разведочной свиты пачки ($D_{1-2}tz$); 26 – аргиллиты и пестроцветные мергели массивные и плитчатые курейской свиты (D_1kr); 27–28 – зубовская свита: 27 – доломитовые мергели с прослоями ангидритов, гипсов, аргиллитов верхней пачки (D_2zb_1), 28 – мергели пестроцветные с прослоями доломитов нижней пачки (D_2zb_2); 29 – доломитовые мергели, доломиты, аргиллиты, гипсы, ангидриты хребтовской свиты (D_1hr); 30 – околоинтрузивные ореолы ороговирования; 31–32 – медно-никелевые руды: 31 – вкрапленные и гнездово-вкрапленные, 32 – сплошные; 33–34 – дизъюнктивные нарушения: 33 – зона Норильско-Хараслахаского глубинного разлома, 34 – второстепенные разломы; 35 – стволы разведочных скважин

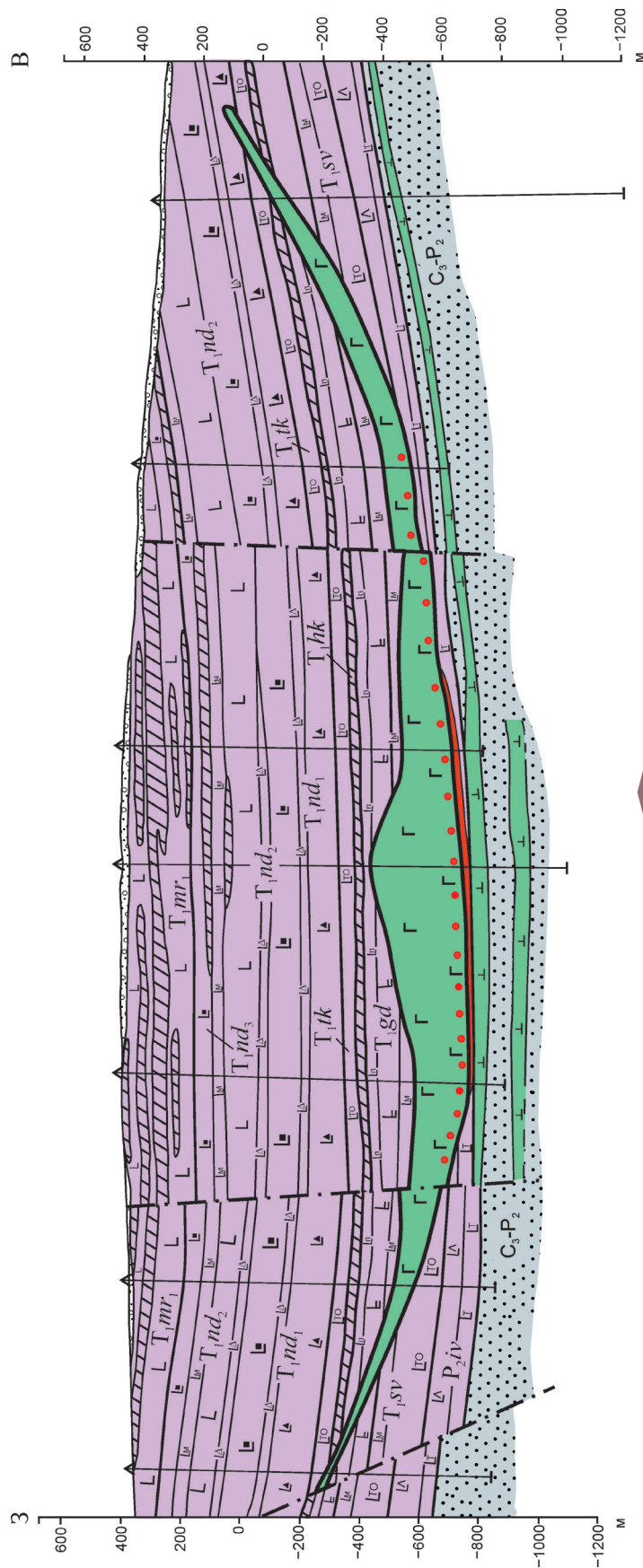


Рис. 3. Геологический разрез Норильского месторождения по линии I. Составлен с использованием материалов Норильской ГРЭ:

см. услов. обозн. к рис. 2

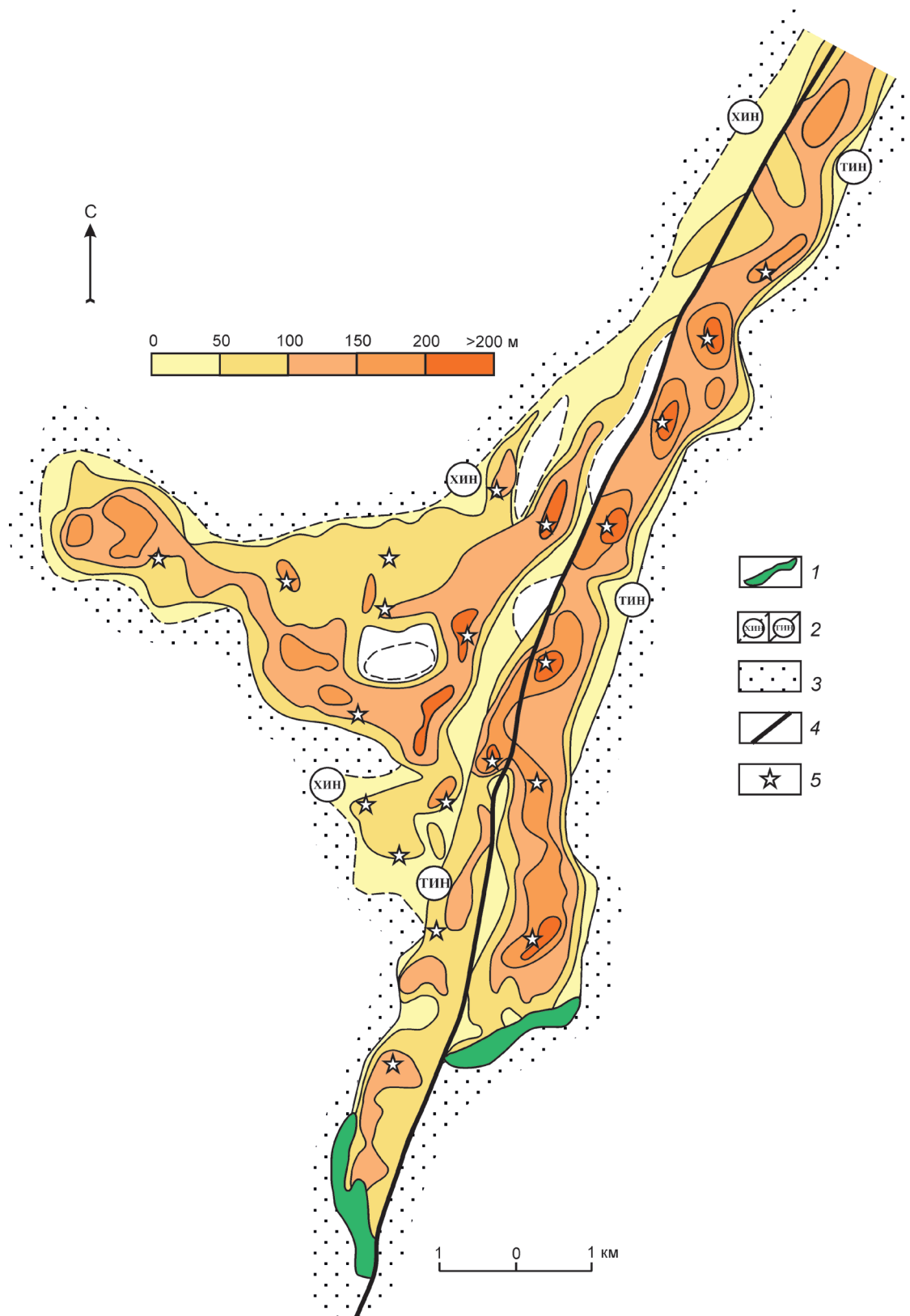


Рис. 4. Распределение мощностей Талнахского и Хараелахского интрузивов и положение залежей массивных медно-никелевых руд. По [15]:

1 – выходы интрузивов под четвертичные отложения; 2 – границы интрузивов на глубине: Хараелахского (ХИН), Талнахского (ТИН); 3 – фланговые силлы лейкократового габбро; 4 – Норильско-Хараелахский разлом; 5 – положение центров залежей сплошных (массивных) руд

магматическим потоком в головные части интрузий. Силлы лейкократового габбро, наиболее приближающиеся к дневной поверхности и иногда наблюдаемые в обнажениях, являются, таким образом, одним из важнейших поисковых признаков периферийных зон продуктивных плутонов. В собственно рудоносной, меланократовой габбро-долеритовой части передовых зон рудоносных интрузивов доля пикритовых габбро-долеритов достигает 55% и более от общей мощности, а оливина в них до 80%, что противоречит модели «спокойного» гравитационного осаждения и может интерпретироваться как накопление кумулятов в результате многооборотной циркуляции движущегося расплава в магматической камере [15, 26].

Сульфидная Cu-Ni-МПГ минерализация располагается на нескольких уровнях (горизонтах) расслоенных интрузивов [12]. Под их подошвой, на участках раздувов, локализованы линзы сплошных Cu-Ni руд, в такситовых габбро-долеритах – вкрапленные, в пикритовых – гнездово-вкрапленные (с овоидными и интерстициальными выделениями сульфидов). Далее вверх по разрезу рудная минерализация постепенно «затухает», полностью исчезая в безоливиновых габбро-долеритах главной серии. Однако в такситовых и лейкократовых габброидах верхней серии вновь появляется в виде вкрапленных малосульфидных руд с повышенными содержаниями платиноидов. В верхнем и нижнем экзоконтактах спорадически отмечаются прожилково-вкрапленные руды. Тела массивных руд, имеющие овальную в плане и линзообразную в разрезе форму, «не выходят» за контуры распространения вкрапленных более высоких уровней, максимальные мощности которых совпадают с раздувами плутонов. На флангах последних с наименьшими мощностями вкрапленные руды отсутствуют. Наиболее рудоносны фронтальные и предфронтальные части интрузивов, где сосредоточены основные запасы норильских месторождений.

Залежи массивных руд Хараелахского и Талнахского плутонов, обеспечивающие львиную долю добычи Норильского ГМК, приурочены к их осевым частям (интрузивным «руслам»), располагаясь с шагом от 0,3 до 1 км и более (до 2 км на северном фланге Талнахского). Центры залежей тяготеют к раздувам интрузивов, но максимумы их мощностей смещены к участкам перехода от пережимов (см. рис. 4). Мощности залежей коррелируют с мощностями придонных пикритовых и особенно такситовых габбро-долеритовых слоёв. Некоторые из залежей локализованы в роговиках лежачего экзоконтакта плутонов, что трактуется одними исследователями [15, 26 и др.] как проникновение («стекание») накапливавшейся сульфидной фазы повышенной плотности в подсти-

лающие породы, а другими [12, 13, 28, 29 и др.] как признак самостоятельного внедрения сульфидного расплава.

Интрузивы всех типов Норильского РР сопровождаются приконтактовыми изменениями, однако масштабы и интенсивность их проявлений, состав новообразованных минеральных ассоциаций у рудоносных плутонов отличаются от безрудных и слабо-рудоносных. Над Хараелахским интрузивом, например, на участках с мощностью от 50 до 100 м мощность ореола ороговикования и скарнирования составляет 150–200 м, в то время как у локализованного на том же литолого-фациальном уровне слаборудоносного Нижнеталнахского плутона при мощности в 400 м – не более 40 м [21]. Как показано Д.М.Туровцевым [30], ореолы приконтактовых преобразований продуктивных интрузивов отличаются наиболее «полным набором» минеральных фаций роговиков (от мусковитовой до пироксеновой) и более сложным составом скарнов (флогопит-периклаз-форстерит-монтичеллит), занимающих до 30% массы ореола, в то время как в экзоконтактах непродуктивных плутонов роговики представлены лишь низкотемпературной мусковитовой и амфиболовой фациями, а магнезиальные скарны обладают простым флогопитовым составом. На их контактах известняки перекристаллизованы, реже превращены в мраморы. В экзоконтактах же рудоносных интрузивов в этих породах развита высокотемпературная спурит-мервинитовая фация роговиков.

Таким образом, интрузивы продуктивного норильско-талнахского типа отличаются от безрудных и слаборудоносных плутонов «вставленным» во вмещающую толщу обликом, морфологией, параметрами и внутренним строением, размерами и минеральным составом ореолов контактовых роговиков и скарнов, а главное наличием залежей промышленно значимых массивных, вкрапленных, прожилково-вкрапленных и гнездово-вкрапленных руд, что свидетельствует о существенных различиях процессов их формирования. Имеются и другие (минералогическо-геохимические, например никеленосность оливинов, и прочие) различия, описанные в многочисленных публикациях, но находящиеся за рамками обсуждаемой проблемы, основными вопросами которой являются следующие.

Каковы механизмы внедрения базитовой магмы, приведшие к наблюдаемым формам и строению рудоносных интрузивов?

Какое влияние на их морфологию и положение в геологическом разрезе оказывала деформационная природа вмещающих пород?

В числе возможных механизмов воздействия внедрявшейся базитовой магмы на вмещающие породы

с высвобождением пространства для размещения рудоносных расслоенных плутонов в ряде работ рассматриваются: гидроразрыв; деформации пород с уплотнением и выталкиванием в боковые пространства (по механизму «гидроклина»); раздвигание пластов при превышении их механической устойчивости при давлении магмы либо региональном сжатии; магматическое замещение (термическая эрозия) с расплавлением (диссоциацией) и выносом материала за пределы формирующихся интрузивов.

Гидроразрыв – наиболее простое объяснение возникновения полостей для базитгипербазитовых интрузий. Гидравлический разрыв пластов (ГРП, fracking) – один из наиболее применяемых методов в нефтегазовой отрасли для повышения отдачи промысловых скважин. Он заключается в создании проводимых зон трещиноватости в нефте- или газоносных пластах под давлением закачиваемой в них жидкости для обеспечения притока добываемого флюида (нефти, природного газа, газоконденсата) к забоям скважин. Однако считать этот механизм ведущим не позволяют параметры получаемых с использованием ГРП трещин, которые далеки от размеров (мощности и протяжённости) трапповых силлов, а также специфическая морфология рудоносных интрузивов, свидетельствующая о деформационном и термальном воздействии магмы на вмещающие породы.

По мнению В.Ф.Кравцова [13], А.В.Тарасова [28, 29], О.А.Дюжикова с соавторами [12] и других исследователей, внедрение гипербазит-базитовой магмы сопровождалось интенсивным тектоническим преобразованием вмещающей вулканогенно-осадочной толщи – возникновением дизъюнктивных дислокаций, выпахиванием пород в придонной части интрузий, их **уплотнением и выталкиванием в боковые пространства по механизму «гидроклина»**. При этом расплав использовал при внедрении участки растяжения, где приоткрывались полости (крылья ВТД, контакты пород с различными деформационными свойствами), проникая в которые он «испытывал» расщепление на апофизы с резкими изменениями мощностей результирующих плутонов. Пережимы и раздувы мощности Талнахского интрузива, например, совпадают с пликативными структурами и разрывами, сопряжёнными с Норильско-Хараелахским разломом, а осевые (русловые) зоны плутона – с их простираем. Его максимальные мощности в раздувах объясняются самостоятельными каналами поступления магматического расплава.

Подобный структурный контроль отмечается и для других рудоносных интрузивов – Хараелахский, Норильск I. Условия растяжения и межслоевые деформации в крыльях отрицательных складок определяют положение участков, наиболее благоприят-

ных для распределения магматических масс, их расслоения и рудоотложения. Предполагается, что ведущее значение в локализации залежей массивных руд имели доинтрузивные и сининтрузивные разрывы, эндо-экзоконтактные зоны повышенной трещиноватости лежащего бока плутонов, причём последние могли играть экранирующую роль при инъекциях сульфидно-силикатного (сульфидного) расплава, накопившегося в результате последовательного флюидно-магматического фракционирования гипербазит-базитового расплава в системе коровых промежуточных очагов.

Описанная модель, однако, не объясняет «вставленный» характер и причудливую морфологию рудоносных расслоенных интрузивов, ундуляцию осевых линий их максимальных мощностей, несоразмерно большие мощности ореолов контактовых роговиков. Предполагаемые отдельные каналы поступления магматического расплава для раздувов мощностей плутонов не подтверждаются геофизическими данными и бурением. Поэтому механизм «гидроклина» с уплотнением вмещающих пород под давлением нагнетаемой магмы, скорее всего, не являлся основным, хотя и имел место, учитывая присутствие в вулканогенно-осадочном разрезе известняков, доломитов, мергелей и аргиллитов, пластично деформирующихся при высоких температурах и давлении.

Более приемлемым для решения проблемы возникновения в многослойном разрезе пологозалегающей межслоевой полости необходимой протяжённости с волнообразным изменением мощности представляется **механизм изгибания пластов с их раздвигом при превышении их механической устойчивости под воздействием внедрявшейся магмы**. Математическая модель этого процесса разработана В.Н.Шараповым, В.Н.Доровским и С.Л.Марковичем (1990).

Граничные условия постановки задачи численного моделирования развития эйлеровской неустойчивости многослойной системы при внедрении расплава определялись исходя из реальной морфологии и параметров рудоносных интрузивов – их поперечник должен быть близок или несколько больше неоднородностей в вулканогенно-осадочной толще и быть одного порядка с мощностью вскрыши, а горизонтальная протяжённость на 1–2 порядка меньше протяжённости вмещающей толщи в том же направлении.

Для выявления характера деформации слоистой толщи под давлением магмы анализировалась механическая устойчивость сцепленного пакета пластин с разными физико-механическими свойствами, а в пределе – единичной пластины с известными начальными и граничными параметрами. В итоге расчётами было показано, что предложенный механизм

образования камеры заданной протяжённости и конфигурации реально осуществим. При приложении к торцу пластины некоторой статической силы, превышающей порог механической устойчивости, происходит «волновое» изгибание пластов. Образуется пологозалегающая межслоевая полость с числом полу-волн, сопоставимых с количеством наблюдаемых раздувов мощности рудоносных плутонов. Возникающий вакуумный эффект способствовал её «мгновенному» (в геологическом смысле) заполнению расплавом с последующим плотностным расслоением. Формирование залежей сплошных руд связывается с «самостоятельным» внедрением «рудной магмы», обладавшей при равных условиях из-за сравнительно низких температуры кристаллизации и вязкости повышенной «способностью» к течению в трещинных каналах, то есть перемещению от очага генерации на значительные расстояния. При этом определённая роль в высвобождении пространства для интрузивов отводится диссоциации вмещающих карбонатных и солевых пород и прежде всего доломитов (до 25% первоначального объёма), наименее термически устойчивых [33] в интервале температур (1025°–625° С) внедрения и становления базитового расплава.

Как и в предшествующей, в данной модели не получили объяснения: наличие у рудоносных интрузивов «извилистого русла» (осевой линии наибольших мощностей); значительные запасы вкрапленных и гнездово-вкрапленных руд в меланократовой кумулятивной части интрузивов и размеры ореолов ороговикования, не сопоставимые с объёмами самих плутонов; присутствие вкрапленных малосульфидных руд с повышенными содержаниями МПГ в такситовых и лейкократовых габброидах верхней серии, что не соответствует «ликвационной» концепции дифференциации расплава и накопления сульфидного вещества в режиме «спокойного» гравитационного осаждения в магматической камере.

По мнению Н.С.Берендеева, Б.П.Некрасова [1] и В.К.Степанова (1991), основной причиной образования полостей при превышении порога механической устойчивости пород в многослойном разрезе могло быть не давление магмы, а *геодинамический фактор*, а именно *региональное сжатие*, в любом варианте трактовки позиции Норильского района (краевая часть платформы, континентальный рифт, зона рассеянного спрединга). Район покрыт густой сетью разломов (см. рис. 1), о чём свидетельствуют дешифрирование аэро- и космоснимков, геологические и геофизические съёмки. Ограниченные ими тектонические блоки имеют ромбовидные в плане очертания, размеры в среднем 40×50 км и могут рассматриваться как ядра устойчивых структур, заложенных ещё в палеозое и окончательно сформировавшихся в триасе

при трапповом магматизме. Каждый из блоков, являясь элементарной геоструктурной ячейкой, испытывал горизонтально направленное давление, что приводило к возникновению вдоль длинной диагонали ромба зоны сжимающих усилий. Под их воздействием в многослойном геологическом разрезе происходила деформация слоёв с многократным «раскрытием» полостей (рис. 5). Внедрение магмы происходило в зоне сжатия в направлении, совпадающем (или близком) с длинной диагональю ячейки. При этом заполнение магмой первой открывшейся полости не снимало напряжений. Продолжавшееся сжатие приводило к «раскрытию» другого горизонта, затем следующего вплоть до окончательной «консолидации» ячейки.

Предполагается, что в первую очередь полости возникали во флексурах, участках изменения мощности или фациального состава слоёв, а их положение и форма определялись распределением этих неоднородностей в пространстве. Последующие раскрытия происходили на соседних горизонтах и в общих чертах повторяли конфигурацию первого, подчёркивая тем самым общий структурный план ячейки. Однако с каждым последующим раскрытием и заполнением возникающих полостей магмой целостность (моноклитность) ячейки всё более нарушалась, что приводило в конечном итоге к взбросо-сдвиговому разрыву её сплошности по большой диагонали. Зона сжимающих напряжений и после этого контролировала размещение последующих интрузий, но формирующиеся при этом магматические камеры имели уже иную, более сложную морфологию.

Наиболее крупные и отчётливо выраженные на грави- и магнитометрических картах тектонические «блоки-ячейки», ограниченные разломами С-СВ и С-СЗ простирания, «совпадают» с мультислойными прогибами (ВТД) – Норильским, Хараелахским, Зологочанским и др. Каждый из них рассечён по большой диагонали глубинным разломом взбросо-сдвигового характера типа Норильско-Хараелахского. Причём наиболее благоприятными для внедрения магмы являлись угловые участки «элементарных ячеек», где создавались максимальные напряжения. К ним тяготеют все рудные поля Норильского РР (см. рис. 1).

Описанным механизмом объясняется «смена» силло- и плитобразной формы слаборудоносных плутонов нижнеталнахского и крутогоровского типов хонолитовидной, характерной для продуктивных расслоенных интрузивов норильско-талнахского типа (см. рис. 5). Нижнеталнахские плутоны сформировались при выполнении магмой пологих, щелеобразных полостей раскрытия первой очереди. Основная часть ареала их развития занята силлообразной залежью

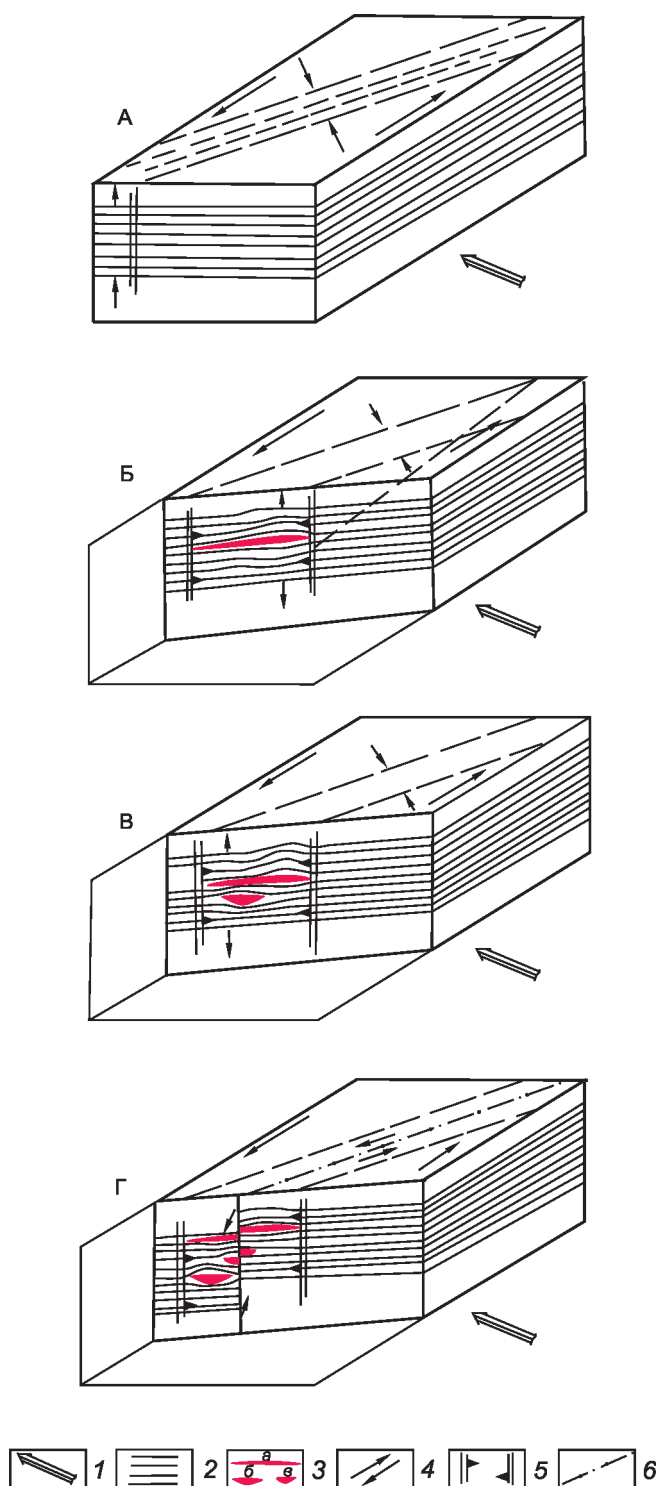


Рис. 5. Модель механизма интрузии в слоистую толщу платформенного чехла. По [1]:

1 – направление регионального давления; 2 – слоистая толща; 3 – трапповые интрузивы: а – силлы, б – пластообразные, в – хонолитоподобные; 4 – векторы напряжений; 5 – зона переуплотнённых пород (зона «сейсмической мутности»); 6 – сбросо-сдвиговая дислокация; А–Г – последовательность событий

малой мощности, и лишь в его центральных частях отмечаются дифференцированные разрезы с раздувом мощности. Силлы лейкократового габбро круглогорского типа, слагающие периферийные участки рудоносных плутонов, образовались ближе к центральной части зоны напряжений (к зоне будущего разлома) при последующем магматическом импульсе в результате заполнения расплавом широкой щелевидной полости второй очереди. В дальнейшем раскрытие полостей происходило в узкой приразломной области. Они и использовались собственно рудоносными интрузиями.

При такой трактовке Норильско-Хараелахский разлом, считающийся главным рудоконтролирующим элементом структуры района, в действительности, как и магматические камеры рудоносных и родственных им интрузий, сформировался при долговременных сжимающих усилиях, деформировавших стабильные (устойчивые) блоки земной коры, и поэтому должен рассматриваться как магмораспределяющий [22].

Два важных следствия, вытекающих из описанной модели, могут быть использованы в прикладных целях. Во-первых, «раскрытие» слоистой толщи с образованием полостей по описанному механизму должно сопровождаться уплотнением пород в выше- и нижележащих слоях на всём протяжении зоны сжатия (по большой диагонали тектонического блока), что должно отразиться в полях силы тяжести и фиксироваться гравиметрической съёмкой. Во-вторых, контрастная плотностная картина, возникавшая в результате всех описанных процессов, должна выявляться в сейсмических разрезах как зона «повышенной мутности» методом МОГТ ОГТ (В.К.Степанов, 1991).

В рассмотренной модели проанализированы геодинамические условия формирования лишь дифференцированных интрузивов рудоносного семейства (нижнеталнахского, крутогоровского и норильско-талнахского типов). В ней нет описания механизмов образования дорудных недифференцированных и слаборасслоенных силлов (часто многоярусных), предполагаемая протяжённость которых оценивается в сотни км, что на порядок превосходит размеры выделенных тектонических блоков (элементарных геоструктурных ячеек). Нет объяснения и простым силло-, пласто- и дайкообразным формам пострудных слаборасслоенных плутонов моронговского и далдыканского типов. Казалось бы, с учётом «консолидации» структурных ячеек в результате предшествующего многократного внедрения магматического расплава их морфология должна быть сложнее. Не учтены также «вставленный» облик рудоносных плутонов, диспропорции объёмов (масс)

интрузивов и сопряжённых с ними рудных залежей и роговиков.

Перечисленные вопросы отчасти решены в *динамических моделях внедрения и дифференциации рудоносного базитового расплава, учитывающих плотностную сепарацию его силикатной и рудной составляющих при движении в полого-залегающем канале, а также структурообразующее воздействие магмы на окружающие породы*. Основным граничным условием этих моделей является допущение открытости системы, то есть постоянной связи интрузий с магматическим очагом, что, в принципе, характерно для крупномасштабных, долгоживущих рудно-магматических систем (РМС), с которыми ассоциируют крупные и гигантские месторождения не только медно-никелевого, но и медно-порфирового, медно-цинково-колчеданного и других геолого-промышленных типов.

В количественной геолого-генетической модели (КГГМ) сульфидно-силикатной системы, созданной А.И.Кривцовым с соавторами [14–17] на основе морфологических, параметрических, концентрационных, градиентно-векторных и других моделей норильских месторождений, возникновение прогибов подошвы интрузий, контролирующих залежи сплошных Cu-Ni руд, связывается с «выпахиванием» пород «русла» магматическим потоком. Отмечено, что рудоносные интрузивы напоминают уплощённые криволинейные трубы переменного сечения. Очевидно, что такая морфология магматического канала влияла на гидродинамические характеристики движущегося расплава. При переходе от суженных участков к раздувам турбулентный характер его течения сменялся ламинарным, о чём свидетельствуют установленная микроструктурным анализом ориентировка оливковых зёрен в пикритовых габбро-долеритах – субгоризонтальная в раздувах и хаотичная в сужениях [19], а также результаты градиентно-векторного анализа плотностной структуры плутонов, показавшие продольные, диагональные и вихревые направления нарастания и убывания плотностей рудоносных дифференциатов. Падение скорости потока на выходе из сужений магматической камеры явилось, по-видимому, основной причиной «выпадения» оливкового кумулуса и частиц (капель) рудного вещества из сульфидно-силикатного расплава и отразилось на особенностях внутреннего строения плутонов, положении линз сплошных руд и их наиболее обогащённых участков.

Расчётами баланса вещества и траекторий движения главных породообразующих и рудных минералов в магматическом потоке установлены различия в скоростях перемещения собственно сульфидной, силикатно-сульфидной и остаточной силикатной

фаз рудоносных базитовых интрузий, которые отразились в латеральной и вертикальной зональности рудных залежей. Наблюдаемое несоответствие между мощностями и массами линзовидных тел сплошных руд и вышележающих рудоносных плутонов объяснено интегральным рудонакоплением в результате подтока сульфидно-силикатного расплава из очага. Рассеянные в нём моно- и полиминеральные частицы (капли) сульфидов, оксидов и платиноидов погружались к донной части магматического потока со скоростями, зависящими от их избыточной плотности. Наиболее лёгкие из них уносились потоком, чем можно объяснить обогащение фронтальных частей интрузий халькопиритом, другие, не достигнув дна, кристаллизовались с возникновением залежей вкрапленных руд, третьи (наиболее тяжёлые) в результате гравитационного осаждения и взаимного слияния образовывали на контакте с подстилающими породами высокоплотностный сульфидный расплав, из которого формировались залежи Cu-Ni сплошных руд.

Для подтверждения основных положений описанной модели в 2000-х годах в ЦНИГРИ под научным руководством А.И.Кривцова была выполнена серия работ [3–5, 11] по компьютерному моделированию дифференциации рудного вещества в расплаве для варианта его ламинарного течения в полого-залегающем трубообразном канале переменного эллиптического сечения. Движущийся рудно-силикатный расплав (с принятыми температурой – 1250° С, вязкостью – 1000 пуаз, плотностью – 3,0 г/см³) рассматривался как однородная вязкая жидкость с диспергированными моно- и полиминеральными частицами (каплями) сульфидов (пирротина, пентландита, халькопирита), оксидов (магнетита, хромита) и платиноидов (изоферроплатина, плюмбопалладинит) с плотностями, превосходящими средневзвешенную по потоку плотность расплава. С использованием компьютерно-графических расчётных алгоритмов были оценены расстояния и траектории перемещения частиц разных плотностей и размера, определены участки их пикового и стабильного накопления в зависимости от конфигурации продольного сечения канала и геометрии его дна. Показано влияние «плотины» на интенсивность скопления рудного вещества, возникновение наиболее бедных и богатых по минеральному и элементному составу рудных обособлений. Расчётами также было показано, что обладающее меньшей вязкостью сульфидное вещество, скапливавшееся в подошве интрузий, могло играть роль своеобразной «смазки» для силикатной составляющей расплава, повышая таким образом скорость его течения, а при достаточной мощности «сульфидного слоя» даже опережать её,

формируя «самостоятельные» тела внедрения. В итоге была получена картина теоретически возможной латерально-вертикальной минеральной зональности рудных залежей, не противоречащая реально наблюдаемой на норильских месторождениях.

К сожалению, механизмам внедрения магмы в описанной модели не было уделено достаточно внимания, а компьютерное моделирование плотностной дифференциации сульфидно-силикатного расплава проведено лишь для его ламинарного однонаправленного течения без учёта турбулентных потоков и конвекции, а также зависимости вязкости магмы от температуры и содержания летучих компонентов, что является предметом постановки специальных исследований и требует мощного компьютерного обеспечения.

Конвекция – важный фактор наряду с потенциалом силы тяжести и скоростью течения магмы, определяющий динамику становления интрузий и их результирующее строение. В работах большинства исследователей рассмотрена только тепловая конвекция. Наиболее полно она описана в конвекционно-кумуляционной модели динамики кристаллизационной дифференциации пластового траппового интрузива М.Я.Френкелем и др. [32]. В ней математически описаны условия образования кумулятивных горизонтов, набор которых в целом соответствует реально наблюдаемому в поперечных сечениях рудоносных плутонов. Механизмы внедрения расплава в ней, однако, не рассмотрены, а для реконструкции процессов дифференциации и рудонакопления во всем объёме интрузий применённые в модели расчётные алгоритмы не достаточны.

Наиболее детально структурообразующая роль магматической плотностной конвекции рассмотрена в работах А.П.Лихачева [19–21 и др.], в которых особенности морфологии и строения норильских рудоносных плутонов и связанных с ними платино-медно-никелевых месторождений объясняются «продольной» циркуляцией высокотемпературного (до 1300°С) сульфидно-силикатного расплава в термоградиентном поле от очага (мантийного плюма) к интрузивным телам-апофизам и обратно. Ведущим механизмом высвобождения пространства для размещения продуктивных расслоенных интрузивов считается магматическое замещение (механическое разрушение, плавление и «вымывание») пород (без существенного изменения их залегания) расплавом, при котором вещество диссоциирующих пород уносится возвратным потоком в верхние зоны очага. В доказательство этого явления приводятся результаты микроскопического изучения клино- и крыловидных протокристаллов оливина и плагиоклаза, показавшие их «встречную» ориентировку в ниж-

них (придонных) и верхних слоях рудоносных интрузивов, а также данные лабораторного визуального моделирования термоконвекции водных растворов при нагревании в кварцевых трубках, запаянных в торцах, диаметром до 20 мм и длиной до 1 м.

Главной причиной специфической формы рудоносных плутонов (лентовидной в плане и хонолитоподобной в поперечных разрезах) предполагается существенное превышение плотности тяжёлой сульфидоносной магмы ($2,8 \div 3,0 \text{ г/см}^3$) над плотностью вмещающих пород ($2,64 \div 2,75 \text{ г/см}^3$), приводившее к продавливанию последних и возникновению «магматического» русла. Другая причина – расплавление и вынос материала окружающих толщ движущимся расплавом на фронте магматической колонны (в области замыкания конвектирующего потока) с образованием однонаправленного канала. Характерное четковидное строение продуктивных плутонов с раздувами и пережимами мощности в продольных сечениях интерпретируется как результат импульсного поступления расплава во фронтальную камеру внедрения из-за чередования периодов накопления магмы в питающем очаге с периодами его «разгрузки» при превышении критических значений давления.

Предполагается, что безрудные и слаборудоносные силло- и пластинообразные интрузивы сформировались при одноактном внедрении расплава. Их становление проходило в режиме «спокойного» гравитационного осаждения кумулятивных фаз без продвижения и продольной термоконвекции расплава в магматической камере. Отсюда сравнительно выдержанные мощности и строение недифференцированных и слаборасслоенных интрузивов, а также незначительные размеры ореолов ороговикования, сопоставимые с параметрами самих магматических тел².

В качестве основной причины столь существенного различия выдвигается глубина зарождения расплавов, определяющая их «энергетические возможности». Источником магмы для безрудных и слаборудоносных плутонов, а также их вулканических коагматов являлись верхние зоны головной части мантийного плюма (очага) с температурами от 1150°С до 1300°С и степенью плавления окружающих пород от 1,5 до 38%, а для интрузивов норильско-талнахского типа – его более глубинные зоны с температурами 1300–1400°С и выше и степенью плавления до 50%. Рудоносная высокотемпе-

² В отношении сульфидоносных плутонов нижнеталнахского и зубовского типов, у которых также отмечаются раздувы и пережимы мощности, пусть и не столь многочисленные и ярко выраженные, как у норильско-талнахских, предположение об одноактном внедрении и становлении неочевидно.

ратурная магма состояла из «смеси» поступающего из глубинного канала сульфидсодержащего расплава пикритового состава, толеитового расплава, возникающего за счёт плавления вещества верхней мантии, и зёрен реститовых минералов – оливина и хромита. Она концентрировалась в боковых частях плюма и проникала в земную кору только после «истощения» вышележащих зон магматического очага [34].

Подъём рудоносного расплава сопровождался его плотностной дифференциацией. В головной, наиболее быстро остывающей части магматической колонны вначале кристаллизовался оливин, затем интрателлурический плагиоклаз анортитового состава и хромшпинелиды. Капли нерастворимой сульфидной жидкости при снижении температуры укрупнялись (сливались). Новообразованные оливин и хромшпинелиды вместе с реститовыми зёрнами оливина и сульфидами из-за плотностей более высоких, чем у силикатного расплава, отставали от головной части магматического потока, попадая в более высокотемпературную область, где заново диспергировались и удерживались во взвешенном состоянии, вследствие чего в магматической колонне возникали участки, в различной степени обогащённые кумулятивными фазами и сульфидным веществом. Плагиоклаз, напротив, из-за меньшей плотности скапливался во фронтальной части колонны [9, 20].

При смене субвертикального течения магмы на субгоризонтальное из-за перепада температур возникала её конвекция, которая обеспечивала поступление «свежих» порций высокотемпературного сульфидно-силикатного расплава и приводила к «сгону» лёгкой плагиоклазовой фракции во фронтальные части интрузий, где возникали силлообразные тела крутогоровского типа, сложенные лейкократовым габбро, габбро-диоритами и такситовыми габбро-долеритами. Затем в результате продольной магматической конвекции, игравшей роль своеобразного конвейера, накапливались кумулятивные минералы и сульфиды, оксиды и хромшпинелиды; сформировалась расслоенная, собственно рудоносная, меланократовая (габбро-долеритовая) часть плутонов с рассеянной минерализацией, а в придонной части интрузивов – залежи сплошных медно-никелевых руд. Длительный прогрев вмещающей среды циркулирующей магмой приводил к возникновению мощных ореолов контактовых роговиков и скарнов, значительно превосходящих размерами сами интрузивы.

Наблюдаемое неравномерное распределение рудной минерализации в продольных сечениях норильско-талнахских плутонов – сосредоточение основных запасов руд в их фронтальных и предфронтальных частях, приуроченность массивных (сплошных) Cu-Ni руд к раздувам интрузивов с наибольшими

мощностями придонных пикритовых и такситовых габбро-долеритов с вкрапленными и гнездово-вкрапленными рудами, а максимумов их мощностей к участкам перехода от пережимов к раздувам, наличие вкрапленных малосульфидных руд с платиноидами в такситовых и лейкократовых габброидах верхней расслоенной серии вертикального разреза плутонов – обусловлено сочетанием нескольких факторов. Главными из них являются пульсационное поступление расплава из глубинного очага и соотношение скоростей: продвижения расплава в магматической камере, прямого и возвратного конвективных потоков, переноса и гравитационного осаждения «лёгкой» лейкократовой и «тяжёлой» меланократовой кумулятивной (с сульфидами) фаз.

В динамических конвективно-рециклинговых моделях наиболее полно освещены механизмы и условия формирования гипербазит-базитовых плутонов и медно-никелевых месторождений. В них объяснены причины специфической морфологии и строения рудоносных расслоённых плутонов, а также несоответствия их размеров (масс) параметрам рудных залежей и экзоконтактовых роговиков. Вместе с тем ряд принятых при их создании допущений требует более строгого физического обоснования, в частности, одно из основных положений модели А.П.Лихачева [20, 21 и др.] о выносе материала диссоциирующих пород возвратным потоком из субгоризонтальной магматической камеры в субвертикальную стволую, а затем в верхние зоны очага (мантийного плюма). Приведённые в его доказательство результаты микроскопического изучения ориентировок протокристаллов оливина и плагиоклаза в различных слоях рудоносных плутонов [18] подтверждают «продольную» термоконвекцию расплава в отдельных сегментах пологозалегающего магматического тела, однако интерполяция этих данных на всю его протяжённость (до 15–20 км) при небольшой мощности (до 50 м) в сужениях, а тем более на их более глубокие стволые части и верхние зоны магматического очага, носят гипотетический характер. То же самое можно сказать и о приводимых в качестве доказательства данных визуального моделирования термоконвекции [18, 20], правомерность интерполяции результатов которого на системы несопоставимых масштабов и *РТ*-условий не столь очевидна.

Следует также отметить, что механизм «магматического замещения» пород при внедрении базитового расплава приложим прежде всего к ситуации нижнего литологостратиграфического уровня локализации Хараелахского плутона, где вмещающей средой являются девонские терригенно-карбонатные и сульфатно-карбонатные отложения, среди которых присутствуют термически «неустойчивые» мергели,

ангидриты, известняки. На среднем уровне, где расположен Талнахский интрузив, в угленосной флишидной толще тунгусской серии таких пород нет, но участвующие в её строении аргиллиты способны к пластическим деформациям, а песчаники и алевролиты – к хрупким. На верхнем же уровне породами, вмещающими интрузивы Норильск I и Норильск II, являются лавы (с туфовыми прослоями) базальтов с температурами плавления, близкими к габбро-долеритам, и сравнительно высокими упруго-прочностными свойствами. В двух последних случаях расплавление (диссоциация) пород, по-видимому, не являлось ведущим механизмом высвобождения пространства для внедрявшейся магмы. В качестве основных механизмов здесь, скорее, можно предположить пластические (для глинистых пород) и упруго-хрупкие (для песчаных и базальтов) деформации при превышении критических значений давления магмы либо региональных сжимающих усилий.

Для оценки **влияния деформационной природы вмещающей среды на локализацию и морфологию рудоносных плутонов** автором настоящей статьи были изучены физико-механические свойства пород по представительным разрезам Норильского (профиль I) и Талнахского (профиля 99 и 102) месторождений. Экспериментальная часть исследований выполнена в лаборатории кафедры полезных ископаемых МГУ им. М.В.Ломоносова по методике В.И.Старостина [2] по образцам керна разведочных скважин (глубиной до 2 км), отобранным при детальной геологической и минералого-петрографической документации. Методом свободного насыщения образцов жидкостью (водой), ультразвуковым просвечиванием и испытанием на шаровом твердоме были определены: плотность (ρ); ёмкостные параметры: эффективная пористость ($P_{эф}$), условно-мгновенное насыщение (A), постоянная насыщения (B); скорости продольных (V_p) и поперечных (V_s) ультразвуковых волн, по которым рассчитаны модули упругости: Юнга (E), сдвига (G) и объёмного сжатия ($K_{сж}$); коэффициент Пуассона (μ); температура Дебая (θ); твёрдость по Бринеллю (HB). По перечисленным показателям, отражающим фильтрационные и упруго-прочностные свойства пород, вычислены значения комплексного петрофизического коэффициента ($K_{пк}$).

По выбранным профилям отстроены петрофизические разрезы месторождений в изолиниях рядовых параметров и $K_{пк}$. В табличной форме разработаны петрофизические модели верхней части платформенного чехла в пределах Норильского и Талнахского рудных полей (рис. 6) и трапповых плутонов – продуктивных на Cu-Ni-МППГ руды полнодифференцированных норильско-талнахского типа, слабурудных нижнеталнахского и далдыканского типов, а

также безрудных габбро-долеритовых силлов (рис. 7). Кроме того, построены разрезы месторождений, характеризующие пространственное положение пород с различным деформационным поведением (см. рисунки 8 и 9), позволяющие, по крайней мере, на качественном уровне судить об их реакции на внедрявшийся магматический расплав и, соответственно, результирующую морфологию интрузивов. Оценка такого влияния проведена по свойствам наименее изменённых (исходных) разностей пород, не подвергнутых существенным метаморфическим или метасоматическим преобразованиям.

По изученным ёмкостным и упруго-прочностным свойствам вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные породы разрезов Норильской и Харае-лахской мульды разделены на 5 групп (см. таблицу), каждая из которых может быть отнесена к какому-либо из трёх обоснованных М.В.Гзовским [8] и В.И.Старостиным [25] петрофизических типов сред структурообразования – *упругому*, *упруго-пластичному* или *упруго-вязкому* (*упруго-прочному*). Прежде, чем перейти к их описанию, необходимо отметить, что деформационное поведение разнотипных сред определяется геодинамическими обстановками, главными факторами которых являются температурный режим, давление и время. Так как анализируется задача внедрения базитовой магмы в многослойную платформенную толщу, а этот процесс в геологическом понимании достаточно быстротечен [20], на первый план выдвигаются *PT*-условия – литостатическое давление и геотермический градиент, с одной стороны,

Рис. 6. Физико-механические свойства пород верхней части платформенного чехла в пределах Норильского рудного района:

цифры в кружках: 1–38 – литологические разности изученных пород: 1, 3, 21 – мелко-, средне- и грубообломочные туфы; 2 – афировые базальты; 4, 8, 16 – гломерпорфировые базальты, в том числе интенсивно хлоритизированные, серпентинизированные (4); 5, 17 – миндалекаменные базальты; 6, 14 – порфировые, олигофировые базальты; 7, 9, 15, 21 – туфолавы, лавобрекчии, туфобрекчии; 10 – полифировые базальты; 11, 18 – толеитовые базальты; 12 – туффиты тонкослоистые; 13 – пикритовые базальты, иддингситизированные; 19 – двуплагиоклазовые базальты; 20 – лабрадоровые базальты; 22 – титан-авгитовые базальты; 23 – песчаники, алевролиты; 24 – ороговикованные алевролиты; 25 – аргиллиты, углистые аргиллиты; 26 – известняки; 27 – мергелистые доломиты; 28 – ангидриты; 29 – мергели пестроцветные, тонкослоистые; 30, 37 – доломитовые мергели; 31 – аргиллиты пестроцветные; 32, 33, 35 – биотит-пироксен-полевошпатовые, пироксен-полевошпатовые, существенно полевошпатовые роговики полосчатой, узорчатой, узловато-пятнистой, пятнистой и массивной текстур; 34 – ороговикованные аргиллиты; 38 – мергели; см. условн. обозн. к рис. 2; названия петрофизических параметров – в таблице

Свита	Лито- логия	<i>n</i>	ρ	$\Pi_{\text{ф}}$	A	B	V_p	V_s	μ	E	G	$K_{\text{сж}}$	θ	HВ	Kпк	Типы пород
T_1mr_1	①	1	2,48	10,17	8,86	0,046	2,56	1,70	0,11	1,56	0,70	0,66	227	32	+1,51	
	②	2	2,85	2,27	0,92	0,063	5,65	3,24	0,25	7,36	2,95	4,92	453	170	-0,16	L L
	③	1	2,44	9,45	3,09	0,063	3,28	2,17	0,11	2,50	1,13	1,07	288	88	+1,33	
T_1nd_3	④	1	2,72	5,22	0,82	0,070	4,85	2,94	0,21	5,58	2,31	3,20	408	152	+0,35	
T_1nd_2	⑤	1	2,56	7,05	2,49	0,098	3,81	2,42	0,16	3,42	1,47	1,69	328	51	+1,12	
	⑥	3	2,84	1,87	0,63	0,055	5,65	3,25	0,25	7,38	2,95	4,97	454	209	-0,31	L L
	⑦	1	2,44	11,47	8,43	0,081	3,27	2,23	0,07	2,54	1,19	0,97	295	44	+1,63	
	⑧	3	2,82	1,37	0,35	0,041	5,78	3,30	0,26	7,60	3,02	5,24	461	216	-0,52	
T_1nd_1	⑨	1	2,52	7,78	1,82	0,094	4,04	2,46	0,21	3,60	1,49	2,04	333	67	+1,03	
	⑩	2	2,83	1,66	0,65	0,055	5,62	3,19	0,26	7,16	2,84	4,99	447	199	-0,30	
T_1tk	⑪	1	2,76	3,26	0,59	0,066	4,86	2,97	0,20	5,75	2,39	3,21	412	164	+0,18	
T_1hk	⑫	2	2,62	4,46	1,03	0,050	3,98	2,56	0,14	3,81	1,68	1,83	348	71	+0,73	
T_1gd	⑬	4	2,76	3,88	1,01	0,071	4,77	2,66	0,27	4,93	1,94	3,61	372	84	+0,33	
	⑭	4	2,80	2,09	0,49	0,040	5,35	3,05	0,24	6,36	2,57	4,48	426	184	-0,25	L L
	⑮	2	2,65	4,35	0,92	0,054	4,39	2,61	0,22	4,37	1,80	2,62	361	81	+0,50	
	⑯	1	2,87	1,01	0,24	0,023	5,88	3,26	0,28	7,65	2,99	5,74	457	255	-0,80	
T_1sv	⑰	3	2,63	6,69	2,27	0,086	4,57	2,66	0,24	4,54	1,83	2,97	366	95	+0,71	
	⑱	3	2,84	1,37	0,42	0,036	5,66	3,14	0,27	7,02	2,75	5,25	440	203	-0,29	
P_2iv	⑲	1	2,66	2,67	1,51	0,051	4,78	2,96	0,19	5,43	2,28	2,91	407	95	+0,42	
	⑳	1	2,84	1,60	0,42	0,051	5,69	3,14	0,28	7,04	2,75	5,36	440	207	-0,39	
	㉑	1	2,40	12,04	3,87	0,103	3,88	2,29	0,23	3,04	1,23	1,90	306	60	+1,32	
	㉒	4	2,82	1,89	0,34	0,034	5,35	3,02	0,27	6,36	2,52	4,58	421	199	-0,37	
C_3-P_2	㉓	4	2,60	2,77	0,49	0,053	4,36	2,71	0,17	4,57	1,93	2,51	370	158	+0,35	
	㉔	1	2,95	1,21	0,20	0,019	6,02	3,38	0,27	8,39	3,30	6,07	474	229	-0,93	
	㉕	3	2,60	3,37	0,58	0,099	4,20	2,59	0,18	4,07	1,74	2,22	354	69	+0,68	
$D_{2-3,jk-kl}$	㉖	1	2,68	0,70	0,41	0,085	5,42	2,99	0,28	6,02	2,35	4,59	417	103	-0,07	
	㉗	1	2,75	1,46	0,25	0,091	5,44	3,28	0,21	7,06	2,91	2,12	455	180	-0,13	
	㉘	1	2,92	0,27	0,20	0,057	5,71	3,13	0,29	7,22	2,81	5,60	439	124	-0,73	
D_2mt	㉙	4	2,73	1,94	0,45	0,095	5,02	3,05	0,21	6,08	2,52	3,50	423	189	+0,09	
	㉚	4	2,74	1,85	0,44	0,096	5,12	3,21	0,17	6,49	2,04	3,39	443	186	+0,09	
$D_{1-2}r^z$	㉛	2	2,73	1,54	0,33	0,084	4,59	2,87	0,18	5,28	2,25	2,72	397	141	+0,15	
	㉜	10	2,72	1,86	0,49	0,070	4,62	2,71	0,25	4,86	1,98	3,12	376	142	+0,15	
D_1kr	㉝	5	2,72	1,43	0,24	0,045	5,32	3,12	0,23	6,45	2,61	4,12	433	182	-0,27	
	㉞	3	2,72	3,36	0,39	0,054	4,94	2,89	0,24	5,53	2,23	3,57	401	161	0,01	
D_1zb_2	㉟	1	2,81	0,23	0,10	0,027	6,02	3,40	0,27	8,08	3,19	5,75	475	260	-1,09	
	㊱	1	2,66	0,47	0,96	0,134	4,23	2,50	0,23	4,01	1,63	2,49	345	93	0,70	
D_1zb_1	㊲	4	2,75	2,87	0,41	0,091	5,01	3,02	0,21	5,98	2,47	3,54	418	148	0,09	
D_1hr	㊳	1	2,86	0,41	0,27	0,075	5,47	2,94	0,30	6,28	2,42	5,15	413	222	-0,58	

А

n	ρ	Π _{эф}	A	B	V _p	V _s	μ	E	G	K _{сж}	θ	НВ	Кпк	Типы пород и руд
3	2,94	1,11	0,59	0,038	5,66	3,25	0,25	7,64	3,04	5,17	455	296	-0,63	Гк
2	2,73	0,87	0,41	0,071	5,44	3,06	0,27	6,37	2,52	4,58	426	114	-0,14	Ф
11	2,99	0,95	0,38	0,058	5,80	3,14	0,29	7,52	2,93	5,94	444	169	-0,62	Гв
8	2,96	0,89	0,37	0,052	5,97	3,32	0,28	8,16	3,21	6,11	466	156	-0,65	Гбо
6	2,96	0,45	0,21	0,057	6,26	3,42	0,29	8,86	3,47	6,76	485	211	-0,99	Гос
8	2,99	0,30	0,14	0,043	6,40	3,45	0,30	9,02	3,48	7,37	485	217	-1,20	Го
1	2,95	0,55	0,27	0,056	6,04	3,46	0,26	8,71	3,47	5,94	484	270	-0,88	Гтрп
1	3,19	1,23	0,51	0,079	5,11	2,86	0,27	6,52	2,56	4,76	402	169	-0,53	Гтр
5	3,04	1,13	0,39	0,055	5,44	3,07	0,28	7,20	2,89	5,05	436	150	-0,56	Гпп
5	2,98	0,62	0,30	0,044	5,42	3,07	0,26	6,97	2,76	4,93	430	119	-0,57	Гп
4	3,01	0,93	0,40	0,071	5,77	3,10	0,30	7,46	2,89	6,01	440	144	-0,56	Гткв
5	2,93	1,05	0,46	0,045	5,70	3,23	0,26	7,57	3,04	5,37	453	142	-0,54	Гтк
4	4,27	1,47	0,44	0,046	4,12	2,44	0,23	6,14	2,48	3,81	336	97	-1,47	

Б

n	ρ	Π _{эф}	A	B	V _p	V _s	μ	E	G	K _{сж}	θ	НВ	Кпк	Типы пород и руд
2	2,97	0,92	0,31	0,059	5,83	3,15	0,29	7,53	2,92	6,10	440	185	-0,73	Д
2	2,93	0,53	0,15	0,046	6,14	3,42	0,28	8,59	3,37	6,35	480	204	-0,93	Дбо
2	3,07	0,23	0,16	0,031	6,23	3,25	0,32	8,32	3,16	7,43	459	297	-1,41	Дос
1	5,01	0,12	0,08	0,033	6,30	3,53	0,27	9,35	3,68	6,81	496	229	-1,44	До
1	3,03	0,17	0,08	0,039	6,07	3,43	0,27	8,84	3,49	6,28	481	164	-1,24	Дпп

В

n	ρ	Π _{эф}	A	B	V _p	V _s	μ	E	G	K _{сж}	θ	НВ	Кпк	Типы пород и руд
2	2,98	0,91	0,25	0,058	5,89	3,17	0,29	7,54	2,92	6,26	446	264	-0,78	Д
3	2,95	0,71	0,26	0,050	6,06	3,37	0,28	8,37	3,29	6,23	473	180	-0,79	Дбо
4	3,10	0,24	0,12	0,055	6,22	3,45	0,28	9,23	3,61	6,69	474	274	-1,35	Дос
2	3,05	0,15	0,10	0,040	6,27	3,43	0,30	9,55	3,69	7,69	495	295	-1,53	До

Г

n	ρ	Π _{эф}	A	B	V _p	V _s	μ	E	G	K _{сж}	θ	НВ	Кпк	Типы пород и руд
1	2,78	1,11	0,59	0,038	5,66	3,25	0,25	7,64	3,04	5,17	455	296	-0,63	Д

Гк Гк	1	Ф Ф	2	Гв Гв	3	Гбо Гбо	4	Гос Гос	5	Го Го	6	Гтрп	7	Гтр Гтр	8	Гпп Гпп	9
Гп Гп	10	Гткв	11	Гтк Гтк	12	Д Д	13	Дбо Дбо	14	Дос Дос	15	До До	16	Дпп Дпп	17	Д Д	18
Дбо Дбо	19	Дос Дос	20	До До	21	Д Д	22	• • •	23		24						

Рис. 7. Петрофизические характеристики трапповых интрузивов Норильского рудного района: полнодифференцированных норильско-талнахского типа (А), слабодифференцированных нижнеталнахского (Б) и далдыканского (В) типов, недифференцированных долеритовых силлов (Г):

1–21 – дифференциаты интрузивов: 1–12 – норильско-талнахского типа: 1 – контактовые габбро-долериты, 2 – лейкократовое габбро, 3 – призматически-зернистые, пегматоидные габбро-диориты, габбро, габбро-долериты; 4–12 – габбро-долериты: 4 – безоливиновые, 5 – оливинсодержащие, 6 – оливиновые, 7 – троктолитоподобные, 8 – троктолитовые, 9 – пикритоподобные, 10 – пикритовые, 11 – такситовидные, 12 – такситовые; 13–17 – нижнеталнахского типа: 13 – призматически-зернистые габбро-диориты; 14–17 – габбро-долериты: 14 – безоливиновые, 15 – оливинсодержащие, 16 – оливиновые, 17 – пикритоподобные; 18–21 – далдыканского типа: 18 – призматически-зернистые габбро-диориты, 19–21 – габбро-долериты: 19 – безоливиновые, 20 – оливинсодержащие, 21 – оливиновые; 22 – силлы недифференцированных титанавгитовых долеритов, трахидолеритов; 23–24 – медно-никелевые руды: 23 – вкрапленные, гнездово-вкрапленные, 24 – сплошные; названия петрофизических параметров см. в таблице

магматическое давление и тепловая энергия интрузий, с другой.

По имеющимся оценкам [20, 21 и др.], на горизонте внедрения сульфидоносного расплава давление вышележащих пород составляло около 100–125 МПа, а начальная температура вмещающей среды – от 200 до 400° С. В случае полного заполнения порового пространства пород давление содержащихся в них флюидов могло достигать 230 МПа при 200° С, то есть уже превышать литостатическое. Внедрение рудоносной магмы, примерно на 1000° С превышавшей по температуре окружающую среду, приводило к интенсивному прогреву пород, насыщению их магматическими флюидами. Избыточное флюидное давление (до 1000 МПа и более) приводило к интенсивному разрушению пор пород в околоинтрузивном пространстве и миграции высвобождающейся газовой фазы в удалённые области с менее высокими градиентами температур и давлений. Упругие и упруго-вязкие среды с хрупкой деформационной природой растрескивались с образованием ослабленных зон разуплотнения, в то время как упруго-пластичные в результате пластического течения уплотнялись с высвобождением до 1/5 и более своего объёма. Таким образом, помимо соотношения литостатического и магматического давлений важным фактором, влиявшим на характер движения (направленность и скорость) сульфидно-силикатного расплава, являлся объём газовой-жидкой фазы во вмещающих породах, который зависел от их ёмкостных параметров. В дополнение к этому известно [24], что поровые растворы на несколько порядков снижают пределы прочности пород. Поэтому высокопористые проницаемые толщи (упругий тип сред) в целом более благоприятны для хрупких деформаций, чем малопроницаемые, относящиеся к упруго-вязкому или упруго-пластичному типам сред. Для Норильского района, в вулканогенном разрезе которого широко развиты миндалекаменные фации, лавобрекчии и туфы базальтов, туфовые и туффитовые прослои с повышенными фильтрационными свойствами, это обстоятельство нельзя не учитывать.

Существенное влияние на формирование структур норильских месторождений оказывали тектонические подвижки по зонам Норильско-Хараелакского и оперяющих его разломов, а также контракционные явления, сопровождающие становление трапповых интрузий. Они приводили к формированию зон мелкой трещиноватости, осложняющих общую петрофизическую картину. Поэтому количественная интерпретация деформационной реакции пород платформенного чехла на внедрение рудоносного базитового расплава, равно как и обратная задача – оценка влияния свойств среды на характер

его движения и, соответственно, на результирующую морфологию интрузивов, – сложна и неоднозначна, поскольку на данном уровне разработки проблемы учесть все воздействующие факторы практически невозможно. В связи с этим приведённое описание петрофизических групп (см. таблицу), а главное специфики деформаций включённых в них литологических разностей пород, во многом носит качественный характер, хотя и основывается на конкретных количественных показателях физико-механических свойств.

К *упругому типу сред структурообразования* отнесены породы первых двух (из пяти выделенных) петрофизических групп, общей чертой которых является склонность к хрупким деформациям, о чём, в частности, свидетельствуют низкие значения коэффициента Пуассона ($\mu=0,11\div0,23$, в среднем 0,18). Различаются породы этих групп прежде всего пористостью и плотностью. Значения $K_{пк}$ для них всегда больше нуля.

В *группу I* включены миндалекаменные базальты сыверминской и надеждинской свит (для этих свит характерна наиболее значительная мощность миндалекаменных зон лавовых покровов), агломератовые туфы ивакинской, лавобрекчии гудчихинской, туффиты хақанчанской, туфолавы и лавобрекчии надеждинской и грубообломочной туфы оронговской свит. Эти породы отличаются малой плотностью ($\rho=2,4\div2,6$ г/см³), большой пористостью ($P_{эф}=4\div12\%$) и аномально низкими упруго-прочностными характеристиками, что предопределяет хрупкую природу их деформаций в широком интервале температур и давлений. Значения $K_{пк}=0,50\div1,42$ (в среднем 1,01).

При тепловом воздействии интрузий миндалекаменные базальты и вулканогенные обломочные породы, судя по высоким ёмкостным параметрам, интенсивно растрескивались из-за роста избыточного флюидного давления в их поровом пространстве. Возникавшие пологозалегающие зоны густой мелкой трещиноватости в определённых условиях «использовались» рудоносным базитовым расплавом при субгоризонтальном движении, о чём свидетельствует позиция интрузива Норильск I.

В *группу II* объединены песчаники и алевролиты тунгусской серии, двуплагиоклазовые базальты ивакинской и толеитовые базальты туклонской свит. Это менее пористые ($P_{эф}=2,67\div3,26\%$), более плотные ($\rho=2,6\div2,78$ г/см³) породы со сравнительно низкими показателями упругости и твёрдости. Также, как и породы группы I, они склонны к хрупким деформациям, однако пределы их прочности выше. Значения $K_{пк}=0,18\div0,42$ (0,32).

К *упруго-пластичному типу сред* отнесены породы групп III и IV, обладающие двойственной

Петрофизические группы верхней части платформенного чехла в пределах Норильского рудного района

Петрофизические типы сред	Петрофизические группы	<i>n</i>	ρ	$P_{эф}$	<i>A</i>	<i>B</i>	V_p
Упругий	I	13	$\frac{2,40 \div 2,65^*}{2,54}$	$\frac{4,35 \div 12,04}{7,72}$	$\frac{2,92 \div 5,98}{3,10}$	$\frac{0,050 \div 0,103}{0,076}$	$\frac{2,56 \div 4,57}{3,89}$
	II	3	$\frac{2,60 \div 2,75}{2,67}$	$\frac{2,67 \div 3,26}{2,90}$	$\frac{0,49 \div 1,51}{0,86}$	$\frac{0,051 \div 0,066}{0,057}$	$\frac{4,36 \div 4,86}{4,67}$
Упруго-пластичный	III	7	$\frac{2,60 \div 2,75}{2,54}$	$\frac{1,54 \div 4,47}{2,77}$	$\frac{0,33 \div 0,96}{0,51}$	$\frac{0,054 \div 0,134}{0,093}$	$\frac{4,20 \div 5,12}{4,73}$
	IV	3	$\frac{2,68 \div 2,92}{2,78}$	$\frac{0,27 \div 1,46}{0,81}$	$\frac{0,20 \div 0,41}{0,29}$	$\frac{0,057 \div 0,091}{0,078}$	$\frac{5,42 \div 5,71}{5,52}$
Упруго-вязкий (упруго-прочный)	V	23	$\frac{2,80 \div 2,87}{2,83}$	$\frac{1,01 \div 2,27}{1,68}$	$\frac{0,24 \div 0,92}{0,50}$	$\frac{0,023 \div 0,063}{0,044}$	$\frac{5,35 \div 5,88}{5,63}$

Примечание. *n* – число проб; физико-механические параметры: ρ – плотность (г/см³); $P_{эф}$ – эффективная пористость (%); ультразвуковых волн (км/сек); μ – коэффициент Пуассона; модули упругости ($\times 10^5$ кгс/см²): *E* – Юнга, *G* – сдвига, $K_{сж}$ – зический коэффициент; * в числителе – интервал вариаций значений петрофизических параметров выделенных групп,

деформационной природой. При низких температурах и давлениях они растрескивались, при средних и высоких (при внедрении магматического расплава) – пластично деформировались вплоть до проявления в околоинтрузивных областях «пластического течения», наиболее характерного для глинисто-карбонатных и сульфатных отложений. Вместе с тем, породы этих групп заметно различаются плотностью и ёмкостными параметрами и не столь значительно упруго-прочностными (μ в среднем 0,20 и 0,26). Различия в свойствах отражаются в значениях $K_{пк}$ – положительных (0,01÷0,70, в среднем 0,26) для группы III и отрицательных (–0,07÷–0,73, в среднем –0,31) для группы IV.

В группу III включены глинистые и глинисто-карбонатные породы: аргиллиты зубовской, курейской и разведочнинской свит, аргиллиты и углистые аргиллиты тунгусской серии, мергели и доломитовые мергели зубовской и мантуровской свит. Они имеют среднюю плотность ($\rho=2,6 \div 2,75$ г/см³), несколько повышенные параметры насыщения в основном за счёт наложенной в постинтрузивный период микро-трещиноватости ($P_{эф}=1,5 \div 4,5\%$) и относительно невысокие упругость и твёрдость. Значения $K_{пк}$ варьируют в широком диапазоне – от 0,35–0,70 для аргиллитов, до 0,01–0,15 для мергелей.

К группе IV отнесены породы сульфатно-карбонатной толщи юктинской, нахохозской и каларгонской свит. Это известняки, доломиты, мергели, ангидриты. Они характеризуются средней и высокой плотностью (от 2,7 г/см³ у известняков до 2,9 г/см³ у ангидритов), аномально низкой пористостью (особенно ангидриты, для которых $P_{эф}=0,27\%$), средними показателями упругости и сравнительно небольшой твёрдостью. Значения $K_{пк}$ – отрицательны ($K_{пк}=-0,73 \div -0,07$, в среднем –0,31).

Из экспериментальных работ [6, 33 и др.] известно, что глинистые, глинисто-карбонатные и солевые породы в условиях высоких температур и давлений отличаются повышенной способностью к пластическим деформациям. Учитывая, что внедрявшаяся магма превышала температуру вмещающей среды примерно на 1000° и при этом создавала значительное избыточное давление, можно предположить, что породы III и IV групп испытывали преимущественно пластические деформации с частичным расплавлением (диссоциацией) термически «неустойчивых» мергелей, ангидритов, доломитов и в меньшей степени известняков, и перекристаллизации их в биотит-пироксен-полевошпатовые, пироксен-полевошпатовые и полевошпатовые роговики. Эти процессы, приводившие к уплотнению вмещающих толщ (на 25%

V_s	μ	E	G	K_{CK}	θ	НВ	Кпк
$\frac{1,70 \div 2,66}{2,40}$	$\frac{0,11 \div 0,23}{0,18}$	$\frac{2,03 \div 4,54}{3,47}$	$\frac{0,92 \div 1,83}{1,47}$	$\frac{0,87 \div 2,97}{1,91}$	$\frac{258 \div 366}{326}$	$\frac{51 \div 95}{68}$	$\frac{0,50 \div 1,42}{1,01}$
$\frac{2,71 \div 2,97}{2,88}$	$\frac{0,17 \div 0,20}{0,18}$	$\frac{4,57 \div 5,75}{5,00}$	$\frac{0,92 \div 1,83}{1,47}$	$\frac{2,51 \div 3,21}{2,88}$	$\frac{370 \div 412}{396}$	$\frac{95 \div 164}{139}$	$\frac{0,18 \div 0,42}{0,32}$
$\frac{2,50 \div 3,21}{2,88}$	$\frac{0,17 \div 0,24}{0,20}$	$\frac{4,01 \div 6,49}{5,34}$	$\frac{1,63 \div 2,52}{2,12}$	$\frac{2,22 \div 3,57}{3,06}$	$\frac{345 \div 443}{397}$	$\frac{69 \div 189}{141}$	$\frac{0,01 \div 0,70}{0,26}$
$\frac{2,99 \div 3,28}{3,13}$	$\frac{0,21 \div 0,29}{0,26}$	$\frac{6,02 \div 7,22}{6,77}$	$\frac{2,35 \div 2,91}{2,69}$	$\frac{4,12 \div 5,60}{4,77}$	$\frac{417 \div 455}{437}$	$\frac{103 \div 180}{136}$	$\frac{-0,07 \div -0,73}{-0,31}$
$\frac{3,02 \div 3,26}{3,18}$	$\frac{0,24 \div 0,28}{0,26}$	$\frac{6,36 \div 7,65}{7,10}$	$\frac{2,52 \div 3,02}{2,82}$	$\frac{4,58 \div 5,74}{5,06}$	$\frac{421 \div 461}{444}$	$\frac{170 \div 255}{205}$	$\frac{-0,16 \div -0,52}{-0,38}$

A – условно-мгновенное насыщение (%); B – постоянная насыщения (час⁻¹); V_p и V_s – скорость продольных и поперечных объёмного сжатия; θ – температура Дебая (°K); НВ – твёрдость по Бринеллю (кГс/мм²); Кпк – комплексный петрофизический индекс – средние значения параметров.

и более от первоначального объёма), наиболее интенсивно проявились на нижнем уровне становления рудоносных интрузий – в глинистых и сульфатно-карбонатных породах зубовской, курейской и разведочнинской свит на Талнахском месторождении и мантуровской – на Октябрьском, где ореолы ороговикования достигают максимальных (сотни м) мощностей, а сами интрузивы в поперечных сечениях имеют «вставленную» в геологический разрез хонолитоподобную форму с плоской кровлей, прогнутой подошвой и крутыми бортами.

На среднем уровне становления рудоносных интрузий во флишеидной толще тунгусской серии тонкое переслаивание «пластичных» аргиллитов с алевролитами и песчаниками, имеющими хрупкую деформационную природу в довольно широком диапазоне температур и давлений (перекристаллизации они подвергались лишь непосредственно у контактов магматических тел), существенно осложнило общую картину. Петрофизическая гетерогенность разреза «отразилась» в более «острых» выклиниваниях Талнахского плутона в поперечных сечениях (см. рис. 2) и сравнительно меньших мощностях ореолов ороговикования, особенно в лежащих экзоконтактах. Не исключено, однако, что последнее обстоятельство отча-

сти обусловлено экранирующим воздействием Нижнеталнахского интрузива.

К *упруго-вязкому типу* отнесены базальтовые лавы группы V: титан-авгитовые и лабрадоритовые ивакинской свиты, толеитовые сыверминской, гломерпорфировые, порфировые, олигофировые и полифировые гудчихинской, надеждинской и моронговской свит. В сравнении с вышеописанными вулканогенно-осадочными и осадочными отложениями это более крепкие, плотные ($\rho = 2,8 \div 2,87$ г/см³) породы с относительно низкими ёмкостными ($P_{\Sigma\phi} = 1,01 \div 2,27\%$) и повышенными упруго-прочностными свойствами; $K_{пк} = 0,16 \div -0,52$.

При значительных и длительных по времени воздействиях напряжениях подобные породы могут испытывать пластические деформации [25], однако порог их ползучести достаточно высок (десятки МПа). В обстановке относительно «скоротечного» (тысячи–десятки тысяч лет) внедрения магмы (приложения нагрузок) толща базальтовых лав реагировала, скорее всего, как «упругое тело» по закону Гука, а при превышении механической устойчивости слагающих её слоев (покровов) деформировалась с «волновым» изгибанием пластов и образованием пологозалегающей межслоевой полости, что было подтверждено

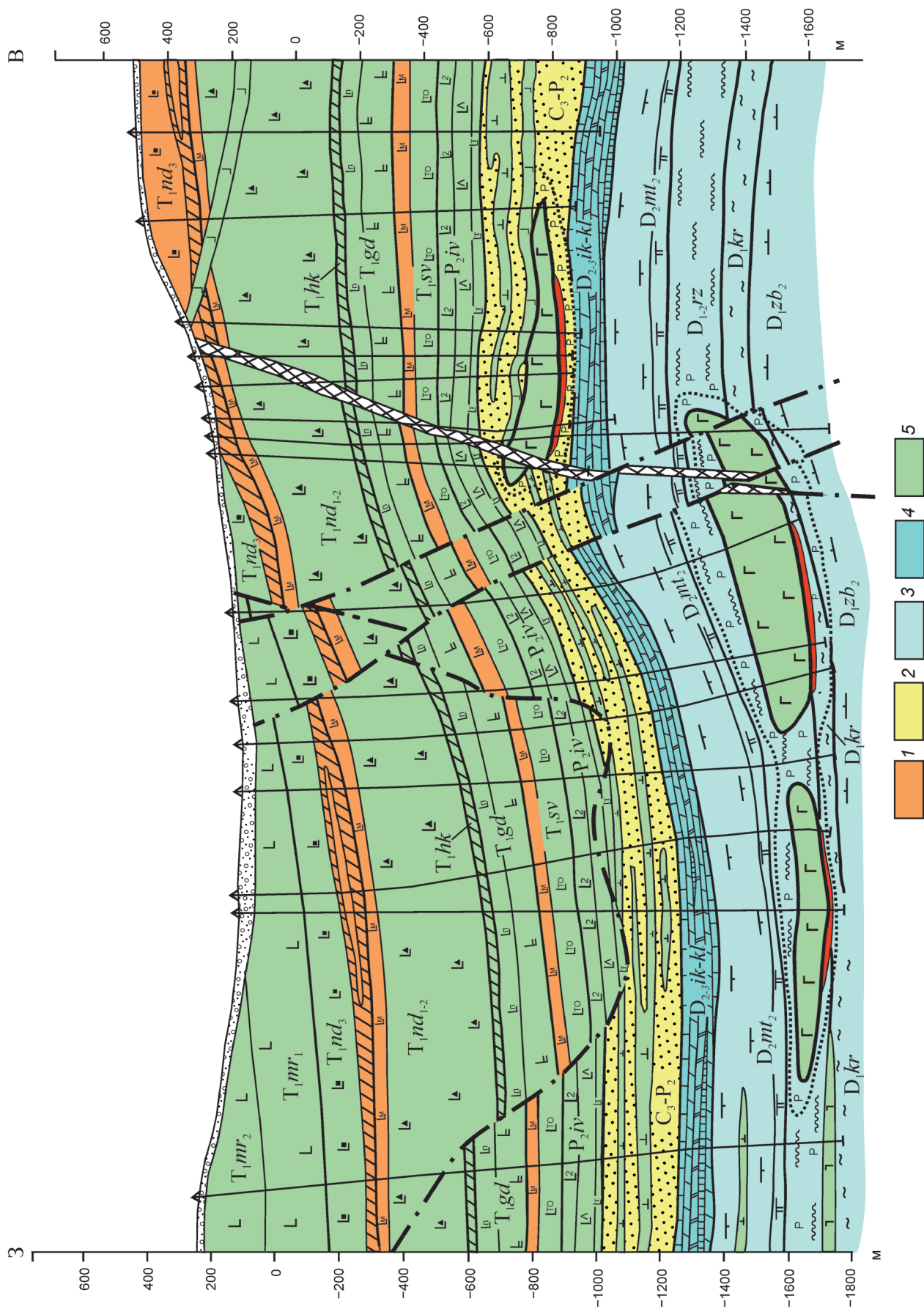


Рис. 8. Петрофизический разрез Талнахского месторождения по линии 99:

1–5 – группы пород, отнесённые по физико-механическим параметрам к различным типам сред структурообразования: упругому: первая (1) и вторая (2), упруго-пластичному: третья (3) и четвёртая (4), и упруго-вязкому: пятая (5), см. услов. обозн. к рис. 2

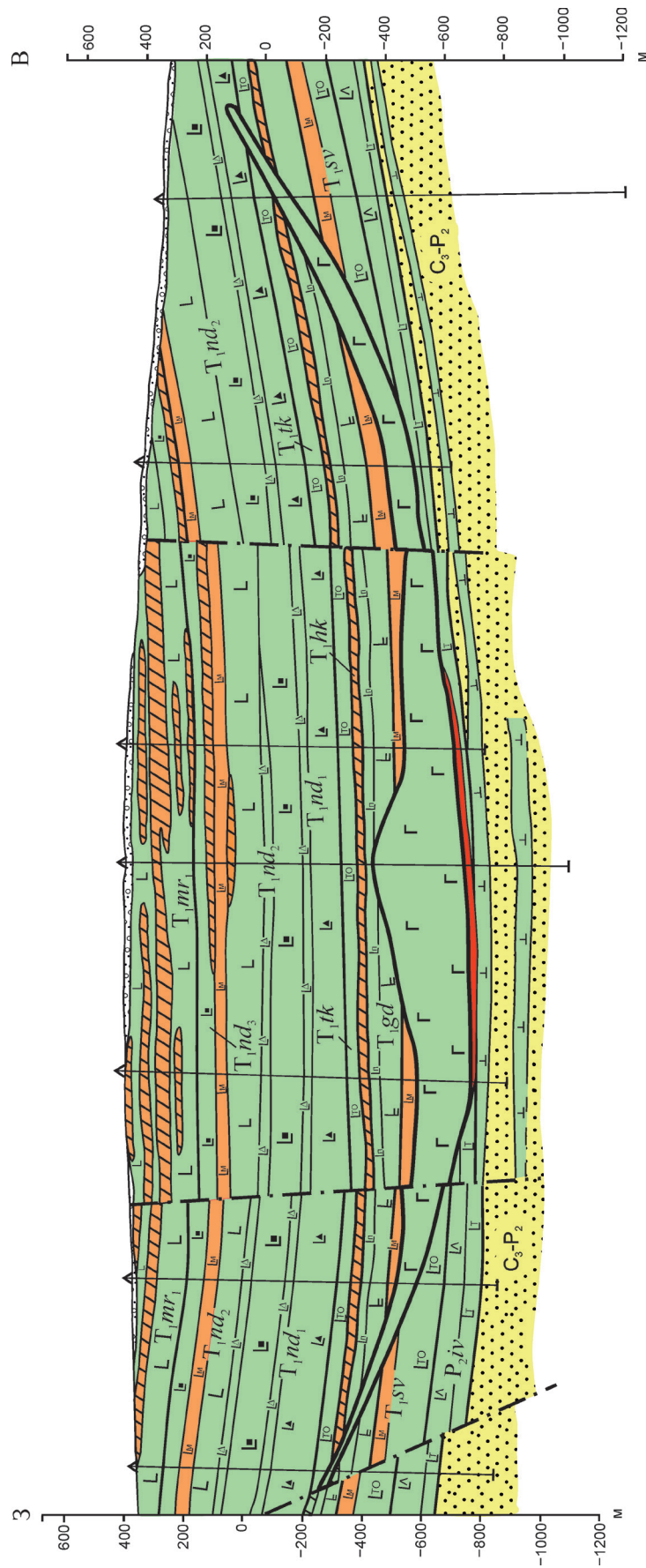


Рис. 9. Петрофизический разрез Норильского месторождения по линии I:

см. услов. обозн. к рисункам 2 и 8

математическим моделированием В.Н.Шараповым с соавторами (1991). Причём наиболее благоприятной областью для возникновения такой полости являлись межформационные границы, то есть контакты сред с различным деформационным поведением, о чём свидетельствует положение центральной, наиболее мощной, части интрузива Норильск I между тунгусской песчано-сланцевой толщей и вышележащими пермско-триасовыми вулканитами.

Таким образом, приведённое петрофизическое описание верхней, доступной для изучения части вулканогенно-осадочного платформенного чехла свидетельствует о различной деформационной природе слагающих его пород. При внедрении магматического расплава песчаники и алевролиты тунгусской серии и вышележащие вулканиты трапповой толщи (петрофизические группы I, II и V), принадлежащие упругому и упруго-вязкому типам сред, испытывали преимущественно упруго-хрупкие деформации. Нижележащая палеозойская осадочная толща, сложенная породами групп III и IV и отнесённая к упруго-пластичному типу сред, реагировала на движущуюся магму в основном пластично. Петрофизическая неравноценность вулканогенной и осадочной частей геологического разреза привела к вышеописанным различиям морфологии продуктивных интрузивов. На верхнем уровне локализации они представляют собой линзовидные тела с изогнутыми вверх, остро выклинивающимися фланговыми частями (северные фланги Норильска I), на нижнем и среднем – лентовидные (в плане) и хонолитоподобные (в поперечных разрезах) тела с плоской кровлей, прогнутой подошвой и тупыми выклиниваниями в первом случае (Хараелакский плутон) и более «заострёнными» во втором (Талнахский интрузив).

Проведённый петрофизический анализ показал, что подавляющее большинство слагающих разрез разностей осадочных и вулканогенных (за исключением массивных лавовых фаций) пород не может служить серьёзным препятствием для прорыва высокотемпературной магмы. Основная причина изменения её субвертикального или наклонно направленного подъёма на субгоризонтальное движение, скорее всего, не петрофизическая. Гипсометрический уровень, на который мог подняться рудоносный базитовый расплав, определялся, по-видимому, соотношением магматического давления в головной части колонны (зависело от флюидонасыщенности) и литостатического давления. При достижении равновесия между ними происходили интенсивная дегазация и кристаллизация расплава, приводившие к «закупориванию» магмавода, что препятствовало дальнейшему подъёму магмы. В какую из толщ, слагающих платформенный чехол, внедрился расплав, уже зависело от их

физико-механических характеристик. В принципе, такой «боковой прорыв» мог произойти ниже кристаллической «пробки». Причём в многослойном разрезе смена субвертикально- или наклонно направленного движения магмы на полого ориентированное осуществлялась, по-видимому, постепенно – в виде небольших последовательных изменений угла её течения по отношению к горизонту при переходе от слоя к слою. При субгоризонтальном внедрении расплава вертикальная петрофизическая контрастность вмещающего разреза в сочетании с разломной тектоникой обуславливала межслоевые и межформационные «переходы» магмы, что можно наблюдать в продольных сечениях интрузива Норильск I и северо-восточной ветви Талнахского интрузива, которые при прослеживании с севера на юг «поднимаются» с нижнего уровня на средний.

Прежде, чем перейти к изложению основных выводов, полученных в итоге проведённых исследований, целесообразно привести краткую петрофизическую характеристику трёх основных групп трапповых интрузивов Норильского района – безрудных недифференцированных, сульфидоносных слабо-расслоенных и рудоносных (продуктивных) полностью дифференцированных. Практически все их дифференциаты отличаются низкими ёмкостными параметрами, большой плотностью, закономерно изменяющейся в зависимости от содержаний оливина и других темноцветных минералов, а главное – оксидов и сульфидов, и довольно высокими показателями упругости при средней и несколько повышенной (для непродуктивных интрузивов) твёрдости. Значения $K_{пк}$ для них обычно не поднимаются выше $-0,5$ (см. рис. 7). По деформационной природе эти породы принадлежат *упруго-вязкому* типу сред структурообразования. Исключением является лейкократовое габбро, для которого характерны сравнительно меньшие плотности, упругость и твёрдость ($K_{пк} = -0,14$), что позволяет отнести данные породы к *упругому* типу сред.

Сопоставление петрофизических моделей (в поперечном срезе) интрузивов – рудоносного норильско-талнахского, нижнеталнахского и далдынского типов, а также силлов титан-авгитовых долеритов – свидетельствует о том, что первые в сравнении с остальными характеризуются отчётливой петрофизической неоднородностью, отражающей глубокую магматическую дифференциацию, а в целом несколько большими пористостью и податливостью хрупким деформациям. По петрофизическим параметрам, рудоносные интрузивы могут быть разделены на три основные части (см. рис. 7, А): *верхнюю* («лейкократовую»), наиболее «хрупкую», *среднюю* с наименьшими фильтрационными и наиболее вы-

сокими упруго-прочностными параметрами и нижнюю (кумулятивную) со «средними» их значениями. В слабонерасчлененных интрузивах нижнеталнахского и далдыканского типов (см. рис. 7, Б), а также силлах недифференцированных титан-авгитовых долеритов (см. рис. 7, В) четкой петрофизической контрастности не установлено. Лишь призматически-зернистые и пегматоидные габбро-диориты и габбро-долериты их прикровельных частей отличаются несколько повышенными ёмкостными параметрами при средних показателях упругости.

Таким образом, вертикальная петрофизическая гетерогенность геологического разреза платформенного чехла могла повлиять на положение и морфологию рудоносных трапповых плутонов. Она, конечно, не определяла гипсометрический уровень подъёма магмы, который зависел, прежде всего, от соотношения магматического и литостатического давлений, но влияла в какую из толщ мог внедриться рудоносный базитовый расплав и на его «межформационные» и «межслоевые» переходы.

Наиболее благоприятными по физико-механическим свойствам горизонтами для полого ориентированного внедрения сульфидоносного расплава являлись девонские сульфатно-глинисто-карбонатные отложения, каменноугольно-пермская флишеидная толща тунгусской серии, а также верхние миндалекаменные части базальтовых покровов и туфовые прослои в низах пермско-триасовой вулканогенной толщи. Названные горизонты соответствуют трём основным литолого-стратиграфическим уровням локализации рудоносных интрузивов – Хараелахского, Талнахского и Норильска I.

Разнотипная реакция вмещающих пород на внедрявшийся магматический расплав – пластическое течение (с частичным расплавлением и ассимиляцией) сульфатно-карбонатных отложений на нижнем уровне, «смешанная» (упруго-хрупкая и пластическая) флишеидной толщи на среднем уровне и упруго-хрупкая миндалекаменных и туфовых фаций вулкаников на верхнем – отразилась в морфологии продуктивных плутонов. В первом и втором случаях это лентовидные хонолитоподобные тела с крутыми и более «заострёнными» бортами; в третьем – линзовидные интрузивы с «острыми» выклиниваниями. Часто внедрение магмы происходило по контакту сред с различной деформационной природой, о чём свидетельствует положение центральной, наиболее мощной, части интрузива Норильск I между тунгусской песчано-сланцевой толщей и вышележащими пермско-триасовыми вулканиками. На флангах этот плутон «поднимается» вверх по вулканогенному разрезу, «используя» его наиболее благоприятные для хрупких деформаций части – миндалекаменные

зоны базальтовых покровов и прослои обломочных пород.

Рудоносные норильско-талнахские плутоны в сравнении с интрузивами других типов отличаются отчётливой петрофизической неоднородностью. По физико-механическим параметрам они могут быть условно разделены на 3 части, по границам которых иногда отмечаются тектонические срывы.

Представленная петрофизическая модель строения верхней части платформенного чехла и сделанные на её основе выводы требуют дальнейшей разработки с привлечением более обширных материалов экспериментальных исследований, в частности по изменению деформационного поведения пород при тепловом и химическом взаимодействии магматического расплава, а также в зависимости от содержания поровых растворов.

Выводы. Ни одна из существующих концепций внедрения и становления базитового расплава «не способна» всесторонне описать процессы формирования уникальных по форме трапповых интрузивов и генетически связанных с ними гигантских Cu-Ni-МПП месторождений Норильского рудного района. Наиболее полное объяснение эти процессы получают в динамических моделях тепломассообмена, в которых «вложенный характер» рудоносных расслоенных плутонов, их специфическая морфология (лентовидная в плане, хонолитоподобная в поперечных сечениях и четковидная в продольных), а также дисбаланс объёмов (масс) интрузивов, руд и контактовых роговиков, связываются с многооборотной циркуляцией магматического расплава (с подтоком его «свежих» порций из очага) и сопряженными с ней длительным прогревом вмещающих пород (с их частичной диссоциацией) и интегральным рудонакоплением. Наблюдаемые вариации во внутреннем строении фронтальных, срединных и тыловых частей плутонов объясняются разными соотношениями скоростей: продвижения расплава в пологозалегающей камере, прямого и возвратного конвективных потоков, переноса и гравитационного осаждения «лёгкой» лейкократовой и «тяжёлой» меланократовой кумулятивной (с сульфидами) фаз, а также пульсационным поступлением магмы из очага. Однако, в этих моделях недостаточно учтено структурообразующее значение давления внедрявшейся магмы, региональные тектонические напряжения, а также деформационная реакция на них пород платформенного чехла, которыми могут быть обусловлены наблюдаемые различия морфологии рудоносных плутонов верхнего, среднего и нижнего уровней локализации, а также «межформационные» и «межслоевые» их переходы с уровня на уровень.

Механизм «магматического замещения» (термической эрозии) пород высокотемпературным расплавом, привлекаемый для объяснения возникновения пространства, необходимого для размещения рудоносных расслоенных интрузивов, приложим, прежде всего, к ситуации нижнего литолого-стратиграфического уровня, где локализован Хараелахский плутон, а среди вмещающих девонских терригенно-сульфатно-карбонатных отложений присутствуют термически «неустойчивые» мергели, ангидриты, доломиты, известняки. При высоких температурах и давлении эти породы также благоприятны для пластического «течения» (с уплотнением до 20%), что необходимо учитывать.

На среднем и верхнем уровнях расположения интрузивов – Талнахского и Норильск I, где вмещающими средами являются петрофизически неоднородная флишеидная толща тунгусской серии и выше-лежащая толща базальтов с температурами плавления, близкими к габбро-долеритам и «упруго-вязкой» (для лавовых фаций) и «упруго-хрупкой» (для миндалекаменных и туфовых фаций) деформационной природой, в качестве ведущих механизмов, скорее, можно предположить пластические (для аргиллитов) и хрупкие (для песчаников и базальтов) деформации пород при достижении закритических нагрузок в результате магматического давления или регионального сжатия. Об этом свидетельствуют описанные различия в морфологии продуктивных плутонов различных уровней локализации, результаты изучения физико-механических свойств вмещающих пород, а также данные математического моделирования развития эйлеровской неустойчивости многослойной среды при внедрении магмы.

Таким образом, среди механизмов интрузии базитового расплава в многослойную толщу платформенного чехла следует назвать практически все из вышеупомянутых, однако, их роль в формировании полостей (магматических камер) в разных частях геологического разреза неравноценна. На нижнем уровне локализации интрузивов главенствующее значение, по-видимому, имело «магматическое замещение» пород, что не исключает также их уплотнения в результате пластического «течения», на среднем и верхнем – пластические и упруго-хрупкие деформации.

Приведённые в статье материалы могут быть использованы для совершенствования геолого-генетических и построенных на их основе прогнозно-поисковых моделей Cu-Ni-МПГ месторождений норильского типа, что необходимо для поисков новых объектов.

Автор выражает благодарность Татьяне Александровне Чуриловой и Анастасии Дмитриевне Юргиной, оказавшим помощь в оформлении иллюстраций.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берендеев Н.С., Некрасов Б.П. Геологическая позиция и глубинное строение Норильского рудного района. – М.: ВИЭМС, 1990. – 71 с.
2. Бородаев Ю.С., Еремин Н.И., Мельников Ф.П. и др. Лабораторные методы исследования минералов, руд и пород. – М.: МГУ, 1988. – 296 с.
3. Вахрушев А.М. Компьютерная модель формирования массивных сульфидных медно-никелевых руд Норильского месторождения // Руды и металлы. – 2012. – № 4. – С. 36–41.
4. Вахрушев А.М. Компьютерные модели обособления рудных масс при субгоризонтальном движении сульфидно-силикатных расплавов // Руды и металлы. – 2010. – № 6. – С. 58–64.
5. Вахрушев А.М. Обособление рудных компонентов в динамике перемещения рудно-силикатных расплавов по горизонтали (абстрактная модель) // Руды и металлы. – 2008. – № 5. – С. 74–82.
6. Волярович М.П., Баюк Е.И., Ефимова Г.А. Упругие свойства минералов при высоких давлениях. – М.: Наука, 1973. – 131 с.
7. Геологическая карта Норильского рудного района. 1:200000 // Под ред. М.Л.Шермана. – СПб.: ВСЕГЕИ, 1995.
8. Гзовский Я.В. Основы тектонофизики. – М.: Наука, 1975. – 536 с.
9. Годлевский М.Н., Лихачев А.П. Условия зарождения и кристаллизации рудоносных магм, формирующих медно-никелевые месторождения // Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. – Новосибирск: Наука, 1997. – С. 109–118.
10. Додин Д.А. Металлогения Таймыро-Норильского региона. – СПб.: Наука, 2002. – 822 с.
11. Дубов Н.В., Звездов В.С. Компьютерная модель переноса сульфидных капель рудоносным силикатным расплавом в трубообразном канале эллиптического сечения // Отечественная геология. – 2002. – № 5–6. – С. 27–32.
12. Дюжиков О.А., Дистлер В.В., Струнин Б.М. и др. Геология и рудоносность Норильского района. – М.: Наука, 1988. – 279 с.
13. Кравцов В.Ф. Некоторые вопросы геологической структуры Талнахского рудного узла // Северо-Сибирский никеленосный регион и его промышленные перспективы. – Л.: НИИГА, 1973. – С. 17–24.
14. Кривцов А.И. Методические основы моделирования рудонакопления в сульфидно-силикатных расплавах // Руды и металлы. – 2008. – № 5. – С. 69–73.
15. Кривцов А.И., Кочнев-Первухов В.И., Конкина О.М. и др. Cu-Ni-МПГ месторождения норильского типа (серия «Модели месторождений благородных и цветных металлов»). – М.: ЦНИГРИ, 2001. – 180 с.
16. Кривцов А.И., Чижова И.М., Егорова И.В. Баланс масс и содержаний в магматогенных сульфидно-силикатных рудообразующих системах // Отечественная геология. – 1996. – № 1. – С. 3–8.
17. Кривцов А.И., Чижова И.М., Евстигнеева Т.Л. Количественные характеристики рудонакопления в сульфидно-силикатных расплавах // Руды и металлы. – 1995. – № 2. – С. 55–66.

REFERENCES

18. Лихачев А.П. К вопросам образования, поведения и фракционирования химических элементов, их изотопов и минералов в природных процессах // Отечественная геология. – 2017. – № 6. – С. 80–93.
19. Лихачев А.П. К динамике становления талнахских рудоносных интрузий и связанных с ними платино-медно-никелевых месторождений // Отечественная геология. – 1996. – № 8. – С. 20–26.
20. Лихачев А.П. Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения. – М.: Эслан, 2006. – 496 с.
21. Лихачев А.П. Специфические особенности норильских рудоносных интрузий, их природа и определяющее значение в открытии Pt-Cu-Ni месторождений // Отечественная геология. – 2019. – № 5. – С. 36–52.
22. Люлько В.А. Геолого-структурные условия формирования дифференцированных никеленосных интрузий // Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. – М.: ЦНИГРИ, 1975. – 11 с.
23. Радько В.А. Фации интрузивного и эффузивного магматизма Норильского района. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. – 226 с.
24. Старостин В.Н. Геодинамика и петрофизика рудных полей и месторождений. – М.: Недра, 1984. – 205 с.
25. Старостин В.И. Палеотектонические режимы и механизмы формирования структур рудных месторождений. – М.: Недра, 1988. – 256 с.
26. Степанов В.К. Динамическая модель внедрения, кристаллизации и рудоотложения рудоносных интрузий Норильска (северо-запад Сибирской платформы) // Тр. ЦНИГРИ. Вып. 162. – М., 1981. – С. 13–19.
27. Струнин Б.М., Дюжиков О.А., Бармина О.А. и др. Геологическая карта Норильского рудного района. Объяснительная записка. – М.: Геоинформмарк, 1994. – 118 с.
28. Тарасов А.В. О механизмах формирования Норильской интрузии и связанных с ней сульфидных тел // Замещение и вторжение при магматизме и рудообразовании. – Новосибирск: Наука, 1976. – С. 123–217.
29. Тарасов А.В. Структурно-геологические условия локализации базит-гипербазитовых интрузивов в промышленных медно-никелевых рудных полях севера Сибирской платформы // Петрологические особенности и прогнозное районирование никеленосных трапповых полей севера Красноярского края. – Л.: Недра, 1983. – С. 81–115.
30. Туровцев Д.М. Контактный метаморфизм норильских интрузий. – М.: Научный мир, 2002. – 319 с.
31. Федоренко В.А. Тектонический контроль магматизма и закономерности размещения никеленосных площадей на северо-западе Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 1991. – № 3. – С. 48–56.
32. Френкель М.Я., Ярошевский А.А., Арискин А.А. и др. Динамика внутрикамерной дифференциации базитовых магм. – М.: Наука, 1988. – 213 с.
33. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. – М.: Недра, 1984. – 448 с.
34. Griffiths R.W., Campbell I.H. On the dynamics of long-lived plume conduits in the convecting mantle // Earth Planet. Sci. Letters. – 1991. – Vol. 3. – P. 214–227.
1. Berendeyev N.S., Nekrasov B.P. Geologicheskaya pozitsiya i glubinnoye stroyeniye Noril'skogo rudnogo rayona [Geological position and deep structure of the Norilsk ore district]. Moscow, VIEMS publ. 1990. 71 p.
2. Borodayev Yu.S., Yeregin N.I., Mel'nikov F.P. et. al. Laboratornyye metody issledovaniya mineralov, rud i porody [Laboratory methods for the study of minerals, ores and rocks]. Moscow, MGU publ. 1988. 296 p.
3. Vakhrushev A.M. Komp'yuternaya model' formirovaniya massivnykh sul'fidnykh medno-nikelevykh rud noril'skogo mestorozhdeniya [A computer model for the formation of massive sulfide copper-nickel ores of the Norilsk deposit]. Rudy i metally. 2012. No. 4. P. 36–41.
4. Vakhrushev A.M. Komp'yuternyye modeli obosobleniya rudnykh mass pri subgorizontal'nom dvizhenii sul'fidno-silikatnykh rasplavov [Computer models of ore mass separation during subhorizontal motion of sulfide-silicate melts]. Rudy i metally. 2010. No. 6. P. 58–64.
5. Vakhrushev A.M. Obosobleniye rudnykh komponentov v dinamike peremeshcheniya rudno-silikatnykh rasplavov po gorizontali (abstraktnaya model') [Separation of ore components in the dynamics of horizontal movement of ore-silicate melts (abstract model)]. Rudy i metally. 2008. No. 5. P. 74–82.
6. Volarovich M.P., Bayuk Ye.I., Yefimova G.A. Uprugiyе svoystva mineralov pri vysokikh davleniyakh [Elastic properties of minerals at high pressures]. Moscow, Nauka publ. 1973. 131 p.
7. Geologicheskaya karta Noril'skogo rudnogo rayona [geological map of the Norilsk ore district]. 1:200 000. Ed. M.L.Sherman. VSEGEI publ. 1995.
8. Gzovskiy Ya.V. Osnovy tektonofiziki [Fundamentals of tectonophysics]. Moscow, Nauka publ. 1975. 536 p.
9. Godlevskiy M.N., Likhachev A.P. Usloviya zarozhdeniya i kristallizatsii rudonosnykh magm, formiruyushchikh medno-nikelevyye mestorozhdeniya. Osnovnyye parametry prirodnnykh protsessov endogennogo rudoobrazovaniya [The conditions of nucleation and crystallization of ore-bearing magmas forming copper-nickel deposits. Basic parameters of natural processes of endogenous ore formation]. Novosibirsk, Nauka publ. 1997. P. 109–118.
10. Dodin D.A. Metallogeniya Taymyr-Noril'skogo regiona [Metallogeny of the Taimyr-Norilsk region]. Saint Petersburg, Nauka publ. 2002. 822 p.
11. Dubov N.V., Zvezdov V.S. Komp'yuternaya model' perenosа sul'fidnykh kapel' rudonosnym silikatnym rasplavom v trubopodobnom kanale ellipticheskogo secheniya [A computer model for the transfer of sulfide droplets by an ore-bearing silicate melt in a pipe-shaped channel of elliptical cross section]. Otechestvennaya geologiya. 2002. No. 5–6. P. 27–32.
12. Dyuzhikov O.A., Distler V.V., Strunin B.M. et. al. Geologiya i rudonosnost' Noril'skogo rayona [Geology and ore content of the Norilsk region]. Moscow, Nauka publ. 1988. 279 p.

13. *Kravtsov V.F.* Nekotoryye voprosy geologicheskoy struktury Talnakhskogo rudnogo uzla. Severo-Sibirskiy nikelenosnyy region i yego promyshlennyye perspektivy [Some questions of the geological structure of the Talnakh ore cluster]. Leningrad, NIIGA publ. 1973. P. 17–24.
14. *Krivtsov A.I.* Metodicheskiye osnovy modelirovaniya rudonakopleniya v sul'fidno-silikatnykh rasplavakh [Methodological foundations for modeling ore accumulation in sulfide-silicate melts]. Rudy i metally. 2008. No. 5. P. 69–73.
15. *Krivtsov A.I., Kochnev-Pervukhov V.I., Konkina O.M.* et. al. Cu-Ni-MPG mestorozhdeniya noril'skogo tipa (seriya «Modeli mestorozhdeniy blagorodnykh i tsvetnykh metallov») [Cu-Ni-MP deposits of the Norilsk type (series «Models of deposits of noble and non-ferrous metals»)]. Moscow, TSNIGRI publ. 2001. 180 p.
16. *Krivtsov A.I., Chizhova I.M., Yegorova I.V.* Balans mass i sodержaniy v magmatogennykh sul'fidno-silikatnykh rudoobrazuyushchikh sistemakh [The balance of masses and contents in magmatogenic sulfide-silicate ore-forming systems]. Otechestvennaya geologiya. 1996. No. 1. P. 3–8.
17. *Krivtsov A.I., Chizhova I.M., Yevstigneyeva T.L.* Kolichestvennyye kharakteristiki rudonakopleniya v sul'fidno-silikatnykh rasplavakh [Quantitative characteristics of ore accumulation in sulfide-silicate melts]. Rudy i metally. 1995. No. 2. P. 55–66.
18. *Likhachev A.P.* K voprosam obrazovaniya, povedeniya i fraktsionirovaniya khimicheskikh elementov, ikh izotopov i mineralov v prirodnykh protsessakh [On the issues of formation, behavior and fractionation of chemical elements, their isotopes and minerals in natural processes]. Otechestvennaya geologiya. 2017. No. 6. P. 80–93.
19. *Likhachev A.P.* K dinamike stanovleniya talnakhskikh rudonosnykh intruziy i svyazannykh s nimi platino-medno-nikelevykh mestorozhdeniy [On the dynamics of the formation of Talnakh ore-bearing intrusions and related platinum-copper-nickel deposits]. Otechestvennaya geologiya. 1996. No. 8. P. 20–26.
20. *Likhachev A.P.* Platino-medno-nikelevyye i platinovyye mestorozhdeniya [Platinum-copper-nickel and platinum deposits]. Moscow, Eslan publ. 2006. 496 p.
21. *Likhachev A.P.* Spetsificheskiye osobennosti noril'skikh rudonosnykh intruziy, ikh priroda i opredelyayushcheye znachenie v otkrytii Pt-Cu-Ni mestorozhdeniy [Specific features of the Norilsk ore-bearing intrusions, their nature and decisive importance in the discovery of Pt-Cu-Ni deposits]. Otechestvennaya geologiya. 2019. No. 5. P. 36–52.
22. *Lyul'ko V.A.* Geologo-strukturnyye usloviya formirovaniya differentsirovannykh nikelenosnykh intruziy [Geological and structural conditions for the formation of differentiated nickel-bearing intrusions]. Avtoref. kand. dis. Moscow, TSNIGRI publ. 1975. 11 p.
23. *Rad'ko V.A.* Fatsii intruzivnogo i effuzivnogo magmatizma Noril'skogo rayona [Facies of intrusive and effusive magmatism of the Norilsk region]. Saint Petersburg, Kartograficheskaya fabrika VSEGEI publ. 2016. 226 p.
24. *Starostin V.N.* Geodinamika i petrofizika rudnykh poley i mestorozhdeniy [Geodynamics and petrophysics of ore fields and deposits]. Moscow, Nedra publ. 1984. 205 p.
25. *Starostin V.I.* Paleotektonicheskiye rezhimy i mekhanizmy formirovaniya struktur rudnykh mestorozhdeniy [Paleotectonic regimes and mechanisms of formation of ore deposit structures]. Moscow, Nedra publ. 1988. 256 p.
26. *Stepanov V.K.* Dinamicheskaya model' vnedreniya, kristallizatsii i rudootlozheniya rudonosnykh intruzii Noril'ska (severo-zapad Sibirskoy platformy) [A dynamic model of the introduction, crystallization and ore deposition of ore-bearing intrusions of Norilsk (north-west of the Siberian platform)]. Tr. TSNIGRI, Moscow. 1981. Is.162, p. 13–19.
- Strunin B.M., Dyuzhikov O.A., Barmina O.A., Komarov V.V.* et. al. Geologicheskaya karta Noril'skogo rudnogo rayona [Geological map of the Norilsk ore district]. Ob'yasnitel'naya zapiska. – Moscow, Geoinformmark publ. 1994. – 118 p.
27. *Tarasov A.V.* O mekhanizmax formirovaniya Noril'skoy intruzii i svyazannykh s ney sul'fidnykh tel. Zameshcheniye i vtorzheniye pri magmatizme i rudoobrazovanii [On the mechanisms of formation of the Norilsk intrusion and associated sulfide bodies. Substitution and intrusion during magmatism and ore formation]. Novosibirsk, Nauka publ. 1976. P. 123–217.
28. *Tarasov A.V.* Strukturno-geologicheskiye usloviya lokalizatsii bazit-giperbazitovykh intruzivov v promyshlennykh medno-nikelevykh rudnykh polyakh severa Sibirskoy platformy. Petrologicheskiye osobennosti i prognoznnoye rayonirovaniye nikelenosnykh trappovykh poley severa Krasnoyarskogo kraya [Structural and geological conditions for the localization of base-hyperbasite intrusions in industrial copper-nickel ore fields in the north of the Siberian Platform. Petrological features and forecast zoning of nickel-bearing trap fields in the north of the Krasnoyarsk Territory]. Leningrad, Nedra publ. 1983. P. 81–115.
29. *Turovtsev D.M.* Kontaktovyy metamorfizm noril'skikh intruziy [Contact metamorphism of Norilsk intrusions]. – Moscow, Nauchnyy mir publ. 2002. 319 p.
30. *Fedorenko V.A.* Tektonicheskiy kontrol' magmatizma i zakonornosti razmeshcheniya nikelenosnykh ploshchadey na severo-zapade Sibirskoy platformy [Tectonic control of magmatism and patterns of distribution of nickel-bearing areas in the northwest of the Siberian platform]. Geologiya i geofizika. 1991. no. 3. P. 48–56.
31. *Frenkel' M.Ya., Yaroshevskiy A.A., Ariskin A.A.* et. al. Dinamika vnutrikamernoy differentsiatsii bazitovykh magm [Dynamics of intracamer differentiation of basic magmas]. Moscow, Nauka publ. 1988. 213 p.
32. *Fizicheskiye svoystva gornykh porod i poleznykh iskopayemykh* [Physical properties of rocks and minerals]. Moscow, Nedra publ. 1984. 448 p.
33. *Griffiths R.W., Campbell I.H.* On the dynamics of long-lived plume conduits in the convecting mantle. Earth Planet. Sci. Letters, 1991. V. 3. P. 214–227.