

УДК [551.251+552.321.1]:551.72(234.851)

МЕТАМОРФИЗМ И ГРАНИТООБРАЗОВАНИЕ В ПРОТЕРОЗОЙСКО-РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ ПРИПОЛЯРНОУРАЛЬСКОГО СЕГМЕНТА ЗЕМНОЙ КОРЫ

А.М. Пыстин, Ю.И. Пыстина

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН
167982, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54
E-mail: pustin@geo.komisc.ru

Поступила в редакцию 26 мая 2008 г.

На основе изучения последовательности образования породных и минеральных ассоциаций, а также геохронологических данных обоснована полихронность проявления процессов метаморфизма и гранитообразования в протерозойско-раннепалеозойской истории формирования Приполярноуральского сегмента земной коры. Установлено, что наиболее ранние метаморфические изменения пород в амфиболитовой и, по-видимому, в гранулитовой фации проявились в интервале 2,12–1,64 млрд. лет назад. В рифее имели место еще несколько эпизодов высокотемпературного метаморфизма. Становление метаморфической зональности в условиях амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, в основном определившей современный облик комплекса метаморфических пород Приполярного Урала, произошло в венде, около 600 млн. лет назад.

В вендское время, возможно, с «выходом» в ранний кембрий, сформировалось большинство гранитных массивов, которые в настоящее время объединяются в сальнеро-маньхамбовский комплекс. Процессы гранитообразования, комплементарные с метаморфизмом довендских этапов преобразования пород, диагностируются на основе геологических данных, а также реликтовых датировок цирконов. Выделяются раннепротерозойский николайшорский и предположительно среднерифейский кожимский гранитоидные комплексы.

Ключевые слова: *Приполярный Урал, протерозой, метаморфизм, гранитоидные комплексы, геохронология.*

В палеоконтинентальном секторе Приполярного Урала собственно метаморфические породы распространены исключительно в областях развития докембрия. В палеозойских отложениях, претерпевших низкотемпературный метаморфизм, в нижней части стратиграфического разреза, как правило, хорошо сохраняются структурно-текстурные особенности первичных пород: песчаников, алевролитов, известняков и др. Магматические породы здесь также приурочены исключительно к допалеозойскому разрезу, хотя, как будет показано ниже, верхний возрастной предел кристаллизации магматитов по геохронологическим данным близок к границе среднего-позднего кембрия.

Целенаправленное изучение процессов метаморфизма и магматизма в пределах рассматриваемого района было начато по инициативе М.В. Фишмана в 60-е годы прошлого столетия и первые крупные достижения в решении этих вопросов принадлежат сотрудникам возглавляемого им в 60–80-е годы Института геологии Коми филиала АН СССР (ныне Коми НЦ УрО РАН): Р.Г. Тимониной (в части метаморфизма) и Б.А. Голдину (в части магматизма). Отдельные аспекты обозначенной в заглавии статьи проблемы затрагивались в работах Ю.М. Соколова, Г.А. Кейльмана, В.Н. Пучкова и других геологов.

В 80–90-е годы в северной части Приполярного Урала при нашем участии выполнялись геологосъемочные работы масштаба 1 : 50 000, в процессе которых были получены новые данные по метаморфизму и магматизму. В последнее десятилетие сделан относительно большой объем изотопно-геохронологических исследований, в том числе с использованием малых навесок и единичных зерен цирконов, дающих более объективное представление о последовательности и возрасте эндогенных событий.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Схема стратиграфии метаморфических образований Приполярного Урала приобрела современные черты после работ К.А. Львова [1956, 1959], который относил эти образования к кембрию и подразделял на ряд свит, сформированных, по его мнению, в два цикла седиментации. В более поздних классификациях [Фишман, Голдин, 1963; Фишман, 1971; Белякова, 1972; Вулканические..., 1973, и др.] названия свит, выделенных К.А. Львовым, сохранились, хотя было установлено, что весь разрез

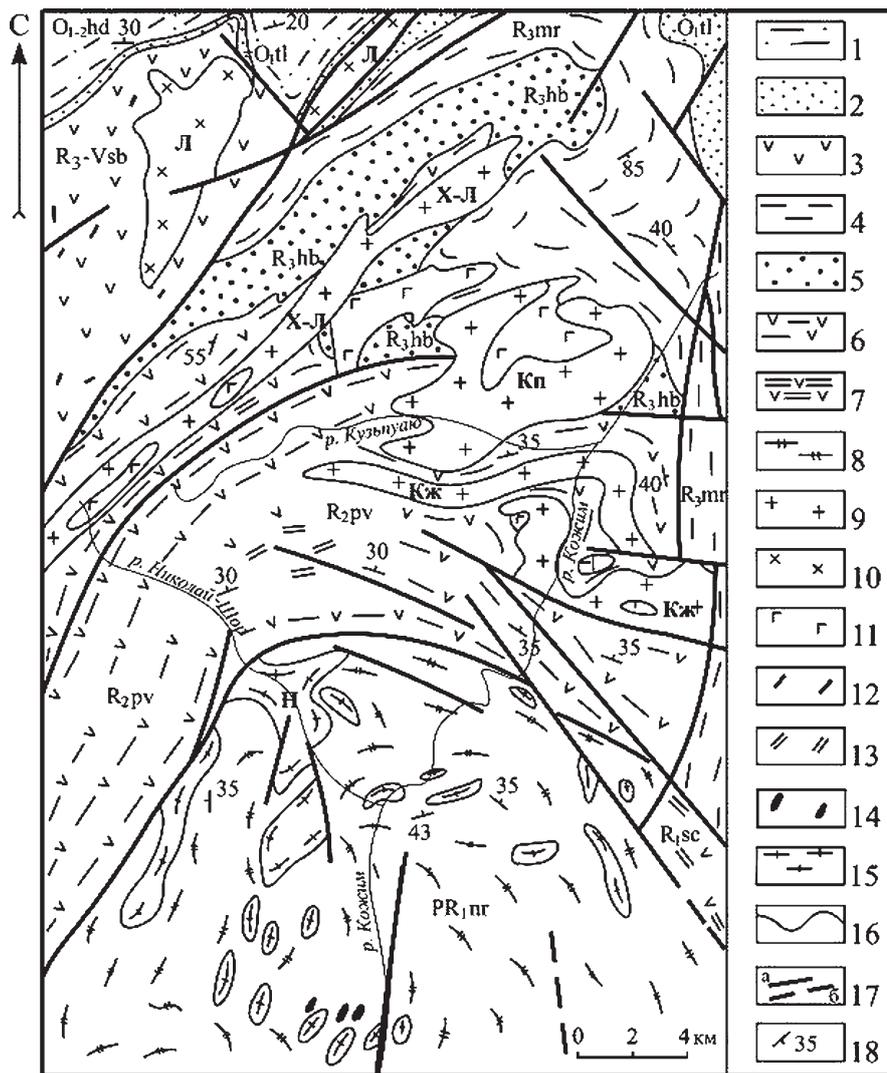


Рис. 1. Геологическая карта северного обрамления няртинского гнейсо-мигматитового комплекса.

1 – хыдейская свита ($O_{1,hd}$): алевролиты, песчаники; 2 – тельпосская свита ($O_{1,t}$): песчаники, гравелиты, конгломераты; 3 – саблегорская свита (R_3-Vsb): дацитовые порфиры; 4 – мороинская свита (R_3,mr): парасланцы, метаалевролиты, металевропесчаники, прослои кварцитов; 5 – хобеинская свита (R_3,hb): кварциты, слюдяно-кварцевые сланцы; 6 – пуйвинская свита (R_2,pv): слюдяно-кварцевые сланцы, зеленые ортосланцы, прослои метаморфитов и кварцитов; 7 – шокуринская свита (R_1,sc): известковистые сланцы, мраморы, кварциты; 8 – няртинский комплекс ($PR_{1,nr}$): биотитовые и двуслюдяные гнейсы, прослои амфиболитов, редко – кварцитов и мраморов; 9, 10 – кожимский комплекс: 9 – граниты, липаритовые порфиры ($\gamma, \lambda, \mu R_3-Vk$), 10 – гранодиориты, диориты ($\gamma, \delta, \delta R_3-Vk$); 11 – хаталамбинский комплекс ($v, v\beta R_3,h$): габбро, габбро-диабазы; 12 – манарагский комплекс ($\beta R_3,m$), диабазы; 13 – верхнекожимский комплекс ($v\beta R_{1,vk}$), метагаббро-диабазы; 14 – апоинтрузивные амфиболиты ($\mu v PR_1$); 15 – николайшорский комплекс ($\gamma-gn, \gamma PR_{1,ns}$): граниты; 16 – границы стратифицированных и интрузивных тел; 17 – разломы (а – установленные, б – предполагаемые); 18 – элементы залегания кристаллизационной сланцеватости, слоистости. Гранитоидные массивы: Н – Николайшорский, Кж – Кожимский, Кп – Кузьмуяюский, Х-Л – Хаталамба-Лапчинский, Л – Лапчавожский.

«кембрия» на самом деле имеет верхнепротерозойский возраст, а низы разреза, возможно, относятся к образованиям нижнего докембрия.

В соответствии с решениями последних Уральских межведомственных стратиграфических совещаний [Стратиграфические..., 1994] в основании доордовикского разреза выделяется няртинский метаморфический комплекс раннепротерозойского возраста. Обрамляющие его верхнедокембрийские и нижнепалеозойские толщи подразделяются на следующие свиты (снизу вверх): маньхобеинскую

(R_1), шокуринскую (R_1), пуйвинскую (R_2), хобеинскую (R_3), мороинскую (R_3), саблегорскую (R_3-V), лаптопайскую (V), обеизскую (O_1), саледскую (O_{1-2}) и кожимскую (O_{2-3}).

Няртинский метаморфический комплекс составляет ядро Хобеизской антиклинали, расположенной на Приполярном Урале, в северной части Ляпинского антиклинория (рис. 1). Он сложен гранатосодержащими биотитовыми и двуслюдяными гнейсами и кристаллическими сланцами, переслаивающимися с амфиболитами и амфиболосодержащими слан-

цами, включающими редкие прослои кварцитов и мраморов. Комплекс подразделяется на две толщи (Пыстин, 1994): нижнюю – амфиболитово-гнейсовую (мощность более 500 м) и верхнюю – плагиогнейсово-сланцевую (мощность более 700 м). Первично-интрузивные породы в пределах няртинского комплекса представлены небольшими массивами гнейсовидных гранитов, объединяемых в николайшорский комплекс, и дайкообразными телами амфиболитов.

В современном структурном плане няртинский комплекс имеет вид вытянутой и утолщенной в северо-восточной части линзы длиной 65 км и шириной от 15 до 35 км. В центральной части комплекса, наименее измененной поздними процессами, отчетливо устанавливается изоклиальная складчатость. Осевые поверхности изоклиальных складок залегают субгоризонтально. Простирающие шарниры изоклиальных складок северо-западное и юго-восточное.

Взаимоотношения няртинского комплекса с обрамляющими его рифейскими отложениями, по нашему мнению [Пыстин, 1994; Пыстина, 1997; Пыстина, Пыстин, 2002, и др.], тектонические, хотя многие из предшествующих исследователей считали, что рифейские отложения залегают на породах няртинского комплекса (свиты) с размывом [Фишман, Голдин, 1963; Белякова, 1972, и др.].

В основании рифейского разреза выделяется достаточно мощная (около 1500 м) толща слюдястых кварцитов, метапесчаников и мраморов, содержащая прослои амфиболовых и гранат-слюдястых кристаллических сланцев. Она подразделяется на нижнюю, метатерригенную маньхобеинскую и верхнюю, преимущественно карбонатсодержащую шокуринскую свиты. Следует отметить, что принадлежность отмеченных выше отложений к нижнему рифею не является строго доказанной. Во-первых, терригенная природа «базальных» отложений маньхобеинской свиты подвергается сомнению [Пыстин, 1994]. По крайней мере часть из них представлена пластокатаклазитами по породам няртинского комплекса. Во-вторых, судя по минералогическим данным [Пыстина, Пыстин, 2002], вполне вероятно принадлежность к дорифейским, а не к нижнерифейским образованиям также отложений шокуринской свиты.

Следовательно, разрез верхнего докембрия, возможно, начинается не с маньхобеинской, а с пуйвинской свиты (с ошизской толщи), как это предполагали М.В. Фишман и Б.А. Голдин [1963].

В составе пуйвинской свиты среднего рифея преобладают темно-серые, серые и зеленовато-серые хлорит-мусковит-кварцевые сланцы, часто с гранатом. В подчиненном количестве встречаются метапорфиры, полевошпатсодержащие кварциты, слюдяно-кварцевые, известковистые слюдяно-альбит-кварцевые и зеленые альбит-эпидот-

хлорит-актинолитовые сланцы. Среди последних встречаются реликты диабазов и андезитовых порфиритов. В основании свиты выделяется толща слюдястых полевошпатовых кварцитов с прослоями кварц-слюдяных сланцев и конгломератов (ошизская свита). Мощность пуйвинской свиты 1600–2000 м.

Трансгрессивный ряд верхнего рифея начинается конгломератами и мусковит-кварцевыми сланцами хобеинской свиты (700–1000 м) и далее наращивается пестрой по составу мороинской свитой (1000–1500 м). В наиболее хорошо изученном Верхнекожимском районе [Пыстин, 1994] нижняя часть свиты сложена серыми, темно-серыми и зеленовато-серыми мусковит-альбит-кварцевыми и мусковит-хлорит-альбит-кварцевыми сланцами с прослоями ортосланцев основного состава, карбонатсодержащих слюдясто-альбит-кварцевых сланцев и слюдястых мраморов. Вверх по разрезу снижается роль метатерригенных, богатых альбитом сланцев и увеличивается количество карбонатных образований: мраморов, доломитов и доломитизированных известняков. Венчают разрез рифейских отложений базальтовые и андезитобазальтовые порфириты, вулканиты и туфы кислого состава, туффиты и туфобрекчии саблегорской свиты. Мощность свиты колеблется в широких пределах – от 700 до 2000 м.

Ограниченное распространение в докембрии Приполярного Урала имеют слабометаморфизованные грубообломочные породы, переслаивающиеся с эффузивами кислого состава, их туфами и туфобрекчиями. Они выделяются в качестве орогенной молассовой толщи под названием лаптопайской свиты вендского возраста. В Вангырском районе установлено первичное северо-западное простирающие этих отложений [Пучков, Раабен, 1972]. Мощность лаптопайской свиты 600–1000 м.

В северном обрамлении няртинского комплекса отложения лаптопайской свиты, по-видимому, отсутствуют. В процессе проведения здесь геологической съемки масштаба 1 : 50 000 в 1983–1990 гг., с участием авторов настоящей статьи, вулканогенные образования, относимые ранее к лаптопайскому уровню [Белякова, 1972], были включены в состав саблегорской свиты, а существенно терригенные разрезы, на основании их согласного залегания под кварцито-песчаниками обеизской свиты нижнего ордовика и другим признакам, были выделены в качестве базальной алькесвожской толщи, знаменующей начало палеозойского этапа осадконакопления на рассматриваемой территории.

Характерной особенностью базальных отложений алькесвожской толщи является присутствие в цементе и обломках высокоглиноземистых минералов – продуктов размыва материала кор выветривания. Высокая степень изученности толщи дает основание для ее перевода в ранг свиты [Ефанова, 2001]. Возраст отложений, по их залеганию

под охарактеризованной органическими остатками обеизской свитой, принимается в интервале поздний кембрий-ранний ордовик. Мощность свиты колеблется от первых до 150 м.

Обеизская свита нижнего ордовика в своей нижней части сложена грубообломочными породами – конгломератами и гравелитами, которые образуют прослои и линзы среди песчаников. Галька конгломератов и гравелитов в основном кварцевая и кварцитовая. Изредка встречается галька гранитоидов, кварцевых порфиров и филлитовидных сланцев. Цемент хлорит-серицит-кварцевый с альбитом. В средней и верхней частях разреза преобладают кварцито-песчаники, в которых нередко обнаруживается косяя слоистость. Мощность свиты 400–1300 м.

Седледская свита в основании сложена слюдитыми альбит-кварцевыми песчаниками, которые выше по разрезу сменяются серовато-зелеными серицит-хлорит-кварцевыми и серицит-кварц-хлоритовыми сланцами и метаалевролитами, иногда известковистыми. Возраст отложений – ранний-средний ордовик. Мощность свиты от 200 до 900 м.

Терригенный разрез нижнего-среднего ордовика в Кожимском районе сменяется мощной толщей карбонатных отложений широкого возрастного диапазона от среднего ордовика до нижнего девона включительно. Для целей настоящей работы достаточно ограничиться кратким рассмотрением отложений, слагающих нижнюю часть разреза, и выделяемых как кожимская свита среднего-верхнего ордовика. Свита представлена белыми и светло-серыми мраморами и серицит-хлорит-известковистыми сланцами. В ее основании в небольшом количестве присутствуют известковистые песчаники. Мощность ее 750–1300 м.

Интрузивные массивы в обрамлении няртинского метаморфического комплекса приурочены в основном к двум линейным структуроформирующим зонам разломов: Народнинской и Кожимской [Пыстин, 1994]. В их пределах встречаются породы гранитного, диоритового и габбрового составов. Наиболее крупные массивы – Тынаготский, Кожимский, Хаталамба-Лапчинский, Лапчавожский, Малдинский, Народнинский, Хартесский, Неройско-Патокский, Малопатокский.

Гранитоиды, занимающие основной объем перечисленных массивов, обычно объединяют в два или более комплексов (или формаций). Так, по Б.А. Голдину с соавторами [Голдин и др., 1999], гранитоиды на Приполярном Урале входят в состав следующих формаций: риолит-гранитной кожимской ($R_2?$), гранитной сальнеро-маньхамбовской (R_3-V), риолитовой малдинской (R_3-V_1) и гранитной малопатокско-ильязской ($V-C$). Небольшие гранито-гнейсовые массивы, расположенные в пределах няртинского метаморфического комплекса (Николайшорский, Игшорский и др.), большинство исследователей,

включая упомянутых выше авторов, относят к кожимскому риолит-гранитному комплексу (или формации), хотя существует представление и о раннепротерозойском возрасте этих образований [Корреляция..., 1985; Пыстин, 1994, и др.].

МЕТАМОРФИЗМ

Изучение последовательности образования породных и минеральных ассоциаций свидетельствует о проявлении в породах рассматриваемого района нескольких разновозрастных метаморфических событий (рис. 2). Полихронность метаморфизма проявляется прежде всего в том, что няртинский метаморфический комплекс, с одной стороны, и более молодые верхнедокембрийские и палеозойские толщи – с другой, резко различаются по степени метаморфического преобразования и дислоцированности пород. Тем не менее, изучение ранних этапов метаморфизма осложняется тем, что если следы ранних деформаций в рассматриваемых метаморфитах сравнительно хорошо сохранились, то соответствующие им минеральные ассоциации почти полностью уничтожены более поздними процессами диафореза и гранитизации.

Об условиях ранних этапов метаморфизма можно судить по реликтовым минералам. Так, Р.Г. Тимониной с помощью ИК-спектроскопии обнаружены реликты зерен диопсида, заключенные в кристаллы роговой обманки [Тимонина, 1980]. По ее мнению, к реликтовым минералам относится также высокотитанистая роговая обманка. К этой группе минералов можно отнести и высокотитанистый биотит [Пыстин, 1994]. Высокотемпературный характер метаморфизма подтверждается находками цирконов «гранулитового» типа [Пыстина, 1997]. Это темноокрашенные цирконы, имеющие вид округлых («шаровидных») кристаллов. При увеличении в 200–300 раз видны многочисленные мелкие грани; последнее свидетельствует о том, что природа округлости зерен не является следствием механического истирания (окатывания), а определяется ростом в высокотемпературных условиях метаморфизма [Краснобаев, 1986]. Аналогичный циркон описан А.А. Краснобаевым на Южном Урале в гранулитах тараташского комплекса. Позднее он был выявлен в гранулитах многих областей развития докембрия [Pin, Vielzenf, 1988; Юдина, 1989; Biao et al., 1996; Kaulina, 1999, 2000; Пыстина, Пыстин, 2002, и др.].

Судя по составу реликтовых минералов, метаморфизм по РТ-условиям отвечал высокотемпературной амфиболитовой или гранулитовой фации (если принимать во внимание наличие акцессорного циркона «гранулитового» типа). С регрессивной стадией метаморфизма, по-видимому, связывается развитие процессов плагио- и калиевой гранитизации в породах няртинского комплекса и становле-

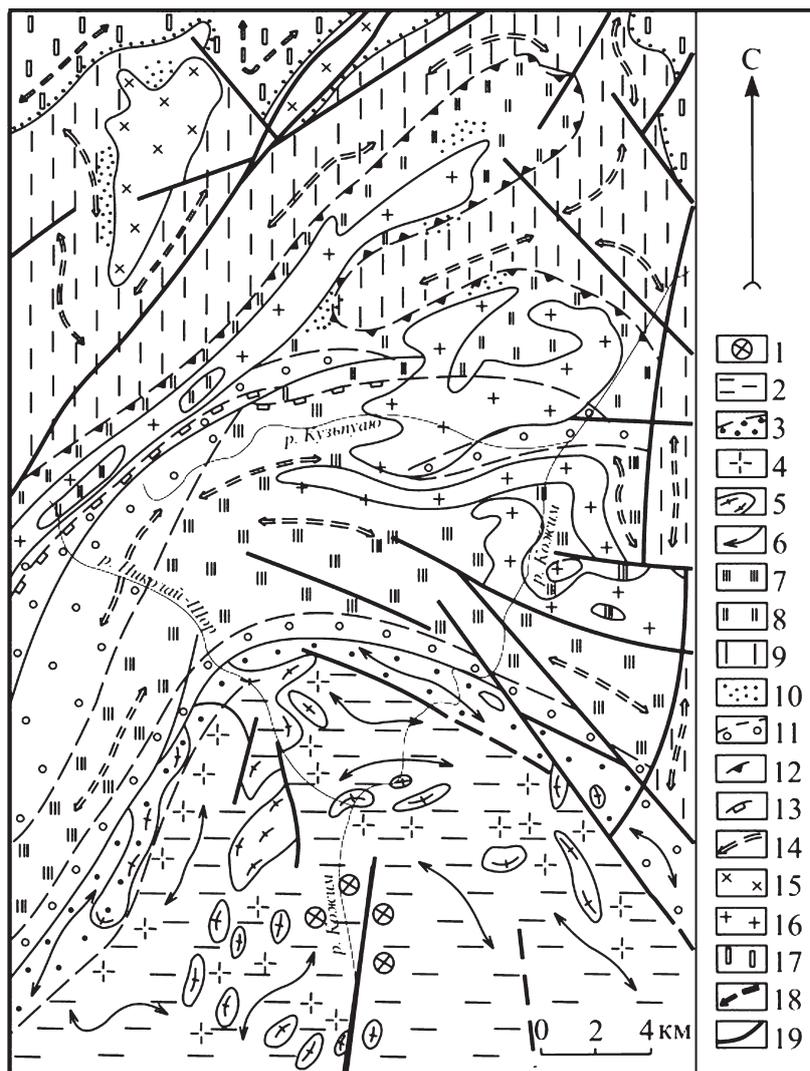


Рис. 2. Карта метаморфизма северного обрамления няртинского гнейсо-мигматитового комплекса.

1–4 – няртинский гнейсо-мигматитовый комплекс (гранат-биотитовые и двуслюдяные гнейсы, амфиболиты, кварциты, мраморы, диафториты хлорит-мусковит-альбит-кварцевого и актинолит-хлорит-эпидотового состава): 1 – раннепротерозойские этап метаморфизма, реликтовая гранулитовая и амфиболитовая фации, нерасчлененные; 2 – рифейско-вендские этап метаморфизма, амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая фации умеренных давлений, нерасчлененные; 3 – палеозойские этап метаморфизма, фация зеленых сланцев повышенных давлений, средне- и высокотемпературная субфация, нерасчлененные; 4 – плагиогранитизация, плагиофельдшпатизация; 5 – гранито-гнейсы, плагиогранито-гнейсы; 6 – структурные линии; 7–13 – рифейские отложения (хлорит-мусковит и мусковит-хлорит-альбит-кварцевые сланцы, мусковит-кварцевые сланцы и кварциты, мраморы и карбонатные сланцы, эффузивы основного и кислого состава и их туфы): 7–9 – рифейско-вендские этап метаморфизма: 7 – эпидот-амфиболитовая фация, 8 – переходная субфация фации зеленых сланцев умеренных давлений, 9 – фация зеленых сланцев умеренных давлений, высокотемпературная и среднетемпературная субфации, нерасчлененные; 10 – контактовый метаморфизм амфибол-роговиковой и мусковит-роговиковой фаций; 11 – палеозойские этап метаморфизма, фация зеленых сланцев умеренных давлений, среднетемпературная субфация; 12 – изограда граната в метапелитах; 13 – изограда граната в metabазитах; 14 – структурные линии; 15 – гранодиориты, диориты; 16 – граниты; 17 – нижнепалеозойские отложения (кварцевые песчаники с линзами гравелитов и конгломератов, алевролиты, серицит-кварцевые сланцы, известковистые сланцы и мраморы), палеозойский этап метаморфизма, фация зеленых сланцев умеренных давлений, среднетемпературная и низкотемпературная субфации, нерасчлененные; 18 – структурные линии; 19 – разломы.

ние параавтохтонных массивов николайшорского комплекса. Не исключено, что процессы плагио- и калиевой гранитизации и синхронные с ними метаморфические явления связаны с самостоятельными этапами эндогенной активности. Во всяком случае, результаты геохронологического датирования пород, приведенные ниже, и особенно в сравнении с

данными, полученными по другим метаморфическим комплексам Урала [Пыстина, Пыстин, 2002], свидетельствуют о проявлении в интервале 2,12–1,66 млрд. лет по крайней мере двух различающихся по возрасту метаморфических событий.

Современный облик метаморфических пород Приполярного Урала определили метаморфиче-

ские процессы, проявившиеся в позднедокембрийское время. Выявляется отчетливая зональность в пространственном и вертикальном распределении метаморфических фаций. При этом нижнедокембрийские образования района изменены в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, верхнедокембрийские – в эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой. Степень метаморфизма верхнедокембрийских пород постепенно снижается вверх по разрезу. Этот факт свидетельствует о становлении наблюдаемой метаморфической зональности в послесаблегорское время – в венде, возможно, с «выходом» в ранний кембрий.

В породах няртинского комплекса диафторический характер процесса определяется тем, что в амфиболитах присутствует эпидот с признаками поздней кристаллизации, а гранат во всех типах пород обнаруживает регрессивную зональность. В гранатах установлено уменьшение концентрации марганца и магния от центральных к краевым частям и резкое обогащение оторочек кальцием [Пыстин, 1994]. Выявленная зональность в составе гранатов не может быть связана с регрессивной ветвью моноциклического метаморфизма, т. к. в этом случае должно наблюдаться повышение концентрации марганца при относительно индифферентном поведении кальция [Петров, 1985]. По мнению В.П. Петрова, обогащение кальцием внешней каймы кристаллов гранатов весьма характерно при повторном проявлении метаморфизма пород в условиях более низких температур и возрастающей роли давления, т. е. при диафторезе.

Кроме описанных выше гранатов, в породах няртинского комплекса отмечаются также гранаты с прогрессивным типом зональности, в которых концентрация магния выше в краевых частях, а кальция – в ядрах. Они отличаются пониженным содержанием пиропового минала (2–4 % против 6–10 % в гранатах с регрессивным типом зональности) и по этому показателю близки гранатам из пород пуйвинской свиты. Известно, что зональность, свойственная малопироповым гранатам няртинского комплекса, наблюдается в породах, подвергшихся одноактному прогрессивному метаморфизму [Лепезин, Королюк, 1985; Соболев, Шацкий, 1986, и др.]. Вероятно, эти гранаты являются новообразованными и сформировались совместно с гранатами из пород пуйвинской свиты.

Р.Г. Тимониной [1980] в области распространения верхнепротерозойских образований выделены ассоциации низкотемпературной зоны (А) эпидот-амфиболитовой фации и двух зон зеленосланцевой фации: биотит-хлоритовой и эпидот-мусковит-хлоритовой. Из приведенной в работе характеристики зоны А можно сделать предположение, что породы здесь представлены диафторитами по более высокотемпературным образованиям. Р.Г. Тимонина пишет, что с переходом из зоны Б (высо-

котемпературной части эпидот-амфиболитовой фации, пространственно связанной с породами няртинского комплекса) в зону А гнейсы и амфиболиты сменяются типичными «серебристыми» сланцами с лепидогранобластовой структурой. Породы неравномернозернистые, на фоне мелкозернистой основной массы слюдисто-кварцевого состава выделяются порфириобласты граната, причем последние интенсивно замещаются хлоритом и кварцем, так что иногда остается лишь «скелет зерна граната» [Тимонина, 1980, с. 78]. В результате проведенных нами работ, в породах зоны А (по Р.Г. Тимониной) установлены реликты гранат-роговообманковых сланцев. Низкотемпературные минеральные ассоциации в этих породах развиваются вдоль осевых поверхностей складок, образованных метаморфической полосчатостью. В более низкотемпературной биотит-хлоритовой зоне, в области, примыкающей к зоне А, также встречены реликты гранат-роговообманковых пород. Они указывают, что и в этой зоне наблюдаемые минеральные ассоциации частично имеют диафторическую природу. Диафторическая природа наблюдаемых минеральных парагенезисов в породах пуйвинской свиты подтверждается находкой в них контрастно-зональных гранатов регрессивного типа [Юдович и др., 1992]. Они установлены в кислых метатугах в юго-западном обрамлении Кожимского гранитного массива.

Таким образом, породы пуйвинской свиты претерпели в докембрии как минимум два этапа метаморфизма. Изучение распределения реликтовых минеральных парагенезисов и критических минералов свидетельствует, что ранний метаморфизм достигал гранат-роговообманковой стадии, т. е. условий амфиболитовой фации.

В породах хобеинской, мороинской и саблегорской свит амфибол представлен исключительно актинолитом, а гранат встречается только в ассоциации с биотитом и мусковитом и отсутствует в амфиболсодержащих породах. Здесь можно выделить две температурные зоны: гранат-биотит-хлоритовую и мусковит-хлоритовую с биотитом. Последний развит локально и обычно обнаруживает признаки посткинematической кристаллизации.

Поздние проявления метаморфизма в допалеозойских породах связаны с прогрессивным низкотемпературным (зеленосланцевым) изменением палеозойских отложений. Несмотря на близкие условия метаморфизма палеозойских и допалеозойских пород, они значительно отличаются друг от друга по степени преобразования первичных структур. В палеозойских (ордовикских) толщах хорошо сохраняются первичные структуры во всех породах, в верхнепротерозойской части разреза они отмечаются только в наиболее грубообломочных осадках – гравелитах и конгломератах, а также иногда в магматических образованиях, в породах

няртинского комплекса они отсутствуют. Более глубокое изменение изофациальных протерозойских отложений по сравнению с палеозойскими породами аналогичного состава обусловлено проявлением в них двух и более этапов метаморфизма и связанных с ними этапов деформации. В допалеозойских толщах низкотемпературный диафторез в той или иной степени проявился повсеместно, но наиболее яркое выражение он получил в зонах вторичного расщепления, связанных с тектоническими нарушениями (рис. 2). Особенно сильно низкотемпературный диафторез проявился вблизи тектонических ограничений Няртинского блока, вдоль которых диафториты прослеживаются почти непрерывной полосой, шириной от первых сотен метров до первых километров. Диафториты также развиты по правобережью р. Народа, на ее широтном отрезке, где они фиксируют тектоническую границу южного и северного блоков няртинского комплекса. Низкотемпературный диафторез привел к частичной или полной низкотемпературной перекристаллизации минерального вещества и сопровождался явлениями будинажа, бластокатаклаза и бластомилонитизации.

Изменение минерального состава пород при диафторезе выражается в замещении граната хлоритом и частично эпидотом, биотита – мусковитом и хлоритом, роговой обманки – актинолитом, хлоритом, кальцитом и альбитом, иногда биотитом, диопсида тремолитом, хлоритом и кальцитом, плагиоклаза – альбитом и эпидотом. В измененных породах появляются обособления, прожилки, линзы и жилы кварцевого, кальцитового, эпидотового, кварц-эпидотового, хлоритового, магнетит-хлоритового составов. Нередко встречаются зональные обособления и жилы, в которых внутренние части сложены кварцем или кальцитом, а внешние – существенно хлоритовым или магнетит-хлоритовым материалом.

ХРОНОМЕТРИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ

Наиболее надежные результаты для установления возраста проявления метаморфических событий могут быть получены при датировании аутигенных (новообразованных, метаморфических) цирконов. Такие цирконы широко представлены в гнейсовых комплексах, которые на Урале относятся к образованиям дорифейского структурного яруса [Кейльман, 1974; Русин, 1980; Пыстин, 1978, 1994; Шалагинов, 1997, и др.]. Более молодые, в том числе и метаморфизованные верхнепротерозойские отложения, в основном содержат аллотигенный (терригенный) циркон с геохронологическими метками пород, слагаемых области сноса терригенного материала. Поэтому при анализе геохронологической

последовательности метаморфических преобразований пород рассматриваемого региона мы будем, прежде всего, опираться на имеющиеся датировки цирконов в метаморфитах няртинского комплекса. Кроме того, учитывая однотипность проявления метаморфических процессов в разных гнейсовых комплексах Урала [Пыстина, Пыстин, 2002], мы будем частично привлекать данные по другим метаморфическим комплексам.

В результате предыдущих исследований [Пыстина, 1997; Пыстина, Пыстин, 2002] в породах няртинского комплекса установлены как аллотигенные, так и аутигенные цирконы. Они представлены несколькими морфологическими типами. В первый морфологический тип выделены окатанные (терригенные) цирконы с шероховатой поверхностью зерен. Они имеют различную окраску – от бесцветной до темно-розовой. Несомненно, что первичное происхождение этих цирконов различное, однако на современном уровне изученности представляется целесообразным их объединение в один морфотип. Второй морфологический тип – в основном округлые цирконы с четко выраженной кристаллографической формой. Они имеют темно-розовую или светло-желтую окраску. Как было сказано выше, такие цирконы типичны для пород гранулитовой фации. В породах некоторых гнейсовых комплексов Тимано-Уральского региона установлены светлоокрашенные (или бесцветные) цирконы неправильной формы, образованные сростками двух или нескольких кристаллов. Они выделены нами в третий морфологический тип. В породах няртинского комплекса такие цирконы пока не обнаружены. Четвертый морфотип – прозрачные и светлоокрашенные цирконы призматического габитуса. В породах няртинского комплекса они резко преобладают над другими морфотипами цирконов. Такие цирконы типичны для пород амфиболитовой фации, особенно для их мигматизированных разновидностей и известны в литературе как цирконы «мигматитового» типа [Краснобаев, 1986]. Пятый морфотип составляют короткопризматические непрозрачные или полупрозрачные цирконы желтой или коричневато-бурой окраски. Отмечается приуроченность минерала к зонам средне-низкотемпературного диафтореза.

Для оценки возраста выделенных морфологических типов цирконов были выполнены датировки U-Pb методом по единичным зернам, а также методом термоионной эмиссии свинца по мелким навескам этого минерала (табл. 1, 2).

Для аллотигенного циркона (тип 1) получена одна датировка – 2210 ± 25 млн. лет, пока единственная для гнейсовых комплексов Урала. Она, как и следовало ожидать, оказалась выше максимального возрастного значения, установленного для «гранулитового» циркона (тип 2) из этих же пород – 2125 ± 25 млн. лет. Однако отметим, что в других гнейсо-

Таблица 1. Результаты изотопного датирования цирконов из гнейсов няртинского комплекса методом термоядерной эмиссии

№ п.п.	Номер пробы	Морфологический тип цирконов	Изотопное соотношение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Возраст, млн. лет
1	3006-3б	2	0,1320±0,0021	2125±25
2	3006-3в	1	0,1384±0,0021	2210±25
3	1158	5	0,0617±0,0007	665±25
4	9905	4	0,0715±0,0015	960±20
5	9906	4	0,1196±0,0014	1950±35
6	9907	4	0,1106±0,0018	1820±30

Примечание. Возрастные определения выполнены в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН (2–4), Геологическом институте Кольского НЦ РАН (1), Университете штата Северная Каролина, США (5, 6). Места отбора проб и названия пород: 1–3 – правый берег р. Кожим, в 1,5 км выше устья ручья Николай-Шор, гранат-биотитовые гнейсы; 4 – ручей Игнатий-Шор, гранат-биотит-мусковитовый гнейс, мигматизированный; 5 – левый берег р. Кожим, в 4,0 км выше устья ручья Кожим-Вож, мусковит-биотитовый гнейс с гранатом; 6 – левый берег ручья Кожим-Вож, в 200 м выше устья, гранат-биотитовые гнейсы.

вых комплексах Урала цирконы второго типа могут иметь более древние возрастные метки [Краснобаев, 1986; Пыстина, Пыстин, 2002; Ронкин и др., 2007]. На основании вышесказанного, казалось бы, можно сделать вывод, что няртинский комплекс сложен

относительно молодыми отложениями в сравнении с другими нижнедокембрийскими метаморфическими комплексами, где установлены «гранулитовые» цирконы с возрастом превышающим 2,21 млрд. лет. Но более вероятно, что установленный для аллотигенного циркона возраст является «омоложенным» в связи с частичной гомогенизацией минерала при метаморфизме. Выполненные нами в последнее время определения возраста кристаллов цирконов из пород различных гнейсовых комплексов Урала на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ надежно подтвердили датировки около 2,1–2,0 млрд. лет для «гранулитового» типа циркона в александровском комплексе (Южный Урал). По няртинскому комплексу были проанализированы цирконы второго и четвертого морфотипов из проб мигматизированного гранат-биотитового гнейса (табл. 2). Результаты датирования цирконов оказались неоднозначными. Рассчитанные возрасты для цирконов второго морфотипа 1746–1722, 960–942 и 752–662 млн. лет едва ли фиксируют реальные этапы метаморфизма гранулитовой фации. По-видимому, это «омоложенные» значения, отражающие время проявления более низкотемпературных процессов (метаморфизма амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций).

Значительный разброс возрастных определений (1748–498 млн. лет) устанавливается для цирконов

Таблица 2. Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов из гранат-биотитовых гнейсов няртинского комплекса (образец № 3006-3)

№ п/п	Номер зерна циркона	$^{206}\text{Pb}_c, \%$	Содержание, мкг/г			Изотопные соотношения			Возраст, млн. лет	
			U	Th	^{206}Pb	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm \%$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm \%$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm \%$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1	3006-3.1	0,01	574	164	151	0,10681±0,37	4,51±0,56	0,3062±0,42	1722,1±6,3	1745,8±6,9
2	3006-3.2	0,49	161	68	21,9	0,0711±2,8	1,542±2,9	0,1573±0,76	942±6,7	960±57
3	3006-3.3	0,13	316	7	29,4	0,0654±1,5	0,96±1,9	0,1081±0,7	662±4,0	752±37
4	3006-3.4	0,10	196	76	50,8	0,10693±0,74	4,457±0,95	0,3023±0,59	1702,8±8,9	1748±14
5	3006-3.5	0,02	205	148	52	0,10695±0,67	4,356±0,89	0,2954±0,58	1668,4±8,6	1748±12
6	3006-3.6	0,01	161	144	40,6	0,10266±0,76	4,159±0,99	0,2938±0,62	1660,7±9,1	1673±14
7	3006-3.7.1	0,16	444	166	98,9	0,0988±0,7	3,47±0,90	0,2587±0,5	1483±6	1574±17
8	3006-3.7.2	0,45	313	104	51,1	0,0916±1,0	2,28±1,9	0,1889±0,6	1115±6	1376±35
9	3006-3.8	0,13	402	212	76,4	0,0987±0,8	2,97±1,1	0,2208±0,5	1286±6	1578±19
10	3006-3.9	0,14	67	29	15	0,0929±1,5	3,308±1,7	0,2584±0,9	1481±12	1485±28
11	3006-3.10	0,27	90	51	18,3	0,0884±1,6	2,886±1,8	0,2367±0,81	1370±10	1392±31
12	3006-3.11	0,21	360	104	64,2	0,0855±1,0	2,39±1,6	0,2073±0,6	1215±6	1284±30
13	3006-3.12.1	0,03	229	74	41,8	0,08312±0,9	2,434±1,1	0,2123±0,57	1241,3±6,4	1272±18
14	3006-3.12.2	0,04	225	52	37,2	0,0803±1	2,13±1,2	0,1924±0,6	1134,4±6,2	1204±21
15	3006-3.13	0,36	123	36	22,4	0,0845±1,6	2,37±2,6	0,2113±0,9	1236±10	1233±47
16	3006-3.14	0,31	289	25	32,2	0,0769±1,6	1,32±3,2	0,1290±0,9	782±7	1051±62
17	3006-3.15.2	0,64	66	44	4,6	0,0661±4,0	0,67±7,1	0,0804±1,6	498±8	634±152
18	3006-3.15.1	0,00	91	66	6,4	0,0650±4,6	0,73±4,9	0,0811±1,7	503±8	775±97

Примечание. Анализы 1-3 относятся к циркону «гранулитового» типа, остальные – к циркону «мигматитового» типа. В зернах цирконов под номерами 3006-3.7, 3006-3.12 и 3006-3.15 сделано по два анализа: первый относится к центральной части зерна, второй – к краевой. Анализы выполнены в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ. Аналитик А.Н. Ларионов.

«мигматитового» типа (тип 4). Цифры в интервале 1,75–1,66 млрд. лет (табл. 2, пробы 4–6) хорошо согласуются с наиболее древними датировками цирконов четвертого типа в других гнейсовых комплексах Урала – 1,96–1,64 млрд. лет [Пыстина, Пыстин, 2002]. Этот возрастной интервал фиксирует время проявления раннего этапа метаморфизма амфиболитовой фации. Определения в интервале 1,58–1,37 (табл. 2, пробы 7–11) могут быть связаны с «омоложением» ранних популяций цирконов «мигматитового» типа при метаморфизме, который в гнейсовых комплексах Урала датируется выборкой цирконовых возрастов с модальным значением 1,375 млрд. лет [Пыстина, Пыстин, 2002]. Остальные возрастные значения, укладываемые в интервал 1284–498, вероятно, соответствуют не менее чем двум генерациям цирконов четвертого морфотипа, ранняя из которых сформировалась при прогрессивном метаморфизме пород пуйвинской свиты среднего рифея, поздняя – при прогрессивном метаморфизме верхнерифейско-вендских отложений и диафторезе всех более древних образований. В этот же возрастной интервал попадает датировка циркона пятого морфотипа (табл. 1, проба № 4). Аналогичный отмеченному выше циркон из пород париквасьшорской свиты харбейского комплекса (Полярный Урал) имеет возраст 590–550 млн. лет [Пыстина, Пыстин, 2002]. С учетом данных по другим гнейсовым комплексам Урала [Пыстина, Пыстин, 2002], раннее метаморфическое событие в среднерифейско-вендской истории геологического развития рассматриваемого региона могло проявиться в интервале 1,25–0,9 млрд. лет. В венде, возможно, с «выходом» в кембрий (640–550 млн. лет) метаморфические процессы, охватившие весь разрез приполярноуральского докембрия, привели к формированию метаморфической зональности в условиях амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций.

В цирконовой летописи метаморфизма пород Приполярного Урала не зафиксированы низкотемпературные процессы, с которыми связан прогрессивный метаморфизм палеозойских отложений и диафторез всего ордовикского разреза рассматриваемого района. Отражением этих процессов, возможно, является появление аномально низких значений возраста двух зерен цирконов в изотопной системе $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (498 ± 8 и 503 ± 8 млн. лет, табл. 2, пробы 17, 18). На основе K-Ar и Rb-Sr датировок во многих гнейсовых комплексах Урала выделяется эндогенное событие на рубеже около 0,4 млрд. лет. По породам няртинского комплекса удовлетворяющее этому рубежу значение – 397 ± 18 млн. лет получено В.Л. Андреевым [1999, Rb-Sr метод].

Имеющиеся K-Ar датировки по породам няртинского комплекса дают основание для выделения эндогенного события в интервале 260–240 млн. лет [Андреев, 1999].

ГРАНИТОИДНЫЕ КОМПЛЕКСЫ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ ПРОЦЕССОВ ГРАНИТООБРАЗОВАНИЯ

Как уже отмечалось выше, гранитоиды в пределах рассматриваемой площади обычно объединяют в несколько комплексов (или формаций). Их нижний возрастной рубеж Б.А. Голдин с соавторами [Голдин, Калинин, 1980; Голдин и др., 1999] ограничивает средним рифеем, В.Н. Охотников, А.М. Пыстин и др. [Корреляция..., 1985; Пыстин, 1994] – ранним протерозоем. Геохронологические исследования, выполненные в последние годы, дают также основание для подъема нижней возрастной границы процессов гранитообразования до верхов рифея или даже венда [Кузнецов и др., 2005].

В настоящей статье мы рассмотрим граниты, которые были изучены и опробованы нами при экспедиционных работах на Приполярном Урале в 2003 г. В полевых исследованиях кроме сотрудников нашего института принимали также участие проф. Д. Джи (Швеция, Упсала) и канд. геол.-мин. наук Л.Т. Белякова (Украина, Одесса).

Изученные граниты мы относим к образованиям трех комплексов (рис. 1): николайшорскому (Николайшорский массив), кожимскому (Кожимский массив) и сальнеро-маньхамбовскому (Хаталамба-Лапчинский, Кузьпуаюский и Лапчавожский массивы).

Граниты николайшорского комплекса, как отмечалось выше, образуют ряд небольших массивов среди метаморфитов няртинского гнейсового комплекса. Нами были изучены граниты в бассейне руч. Николайшор, которые образуют Николайшорский гранитный массив. В.Г. Вигоровой [1972] граниты николайшорского комплекса были отнесены к «водным» глубинным гранитам. По данным А.А. Соболевой и др. [Соболева и др., 2005] геохимические характеристики гранитов большей части массивов этой группы, включая Николайшорский массив, сопоставимы с гранитами S-типа, а меньшей – приближаются к I-типу. На возможность отнесения рассматриваемых гранитов к S-типу указывал ранее Л.В. Махлаев [1996]. Т.е., здесь представлены автохтонные и параавтохтонные граниты, образованные при гранитизации и последующем плавлении неоднородного субстрата, среди которых, как было установлено нами ранее, ведущая роль принадлежит метаосадочным образованиям [Пыстина, 1997]. Структура гранитов гранобластовая, лепидогранобластовая, порфиробластовая, что свидетельствует об их полной перекристаллизации вместе с изофациальными с ними метаморфическими толщами.

Вопрос о возрасте пород николайшорского гранитного комплекса в последнее время приобрел особую остроту в связи с появлением новых U-Pb дат по единичным зернам цирконов, полученных

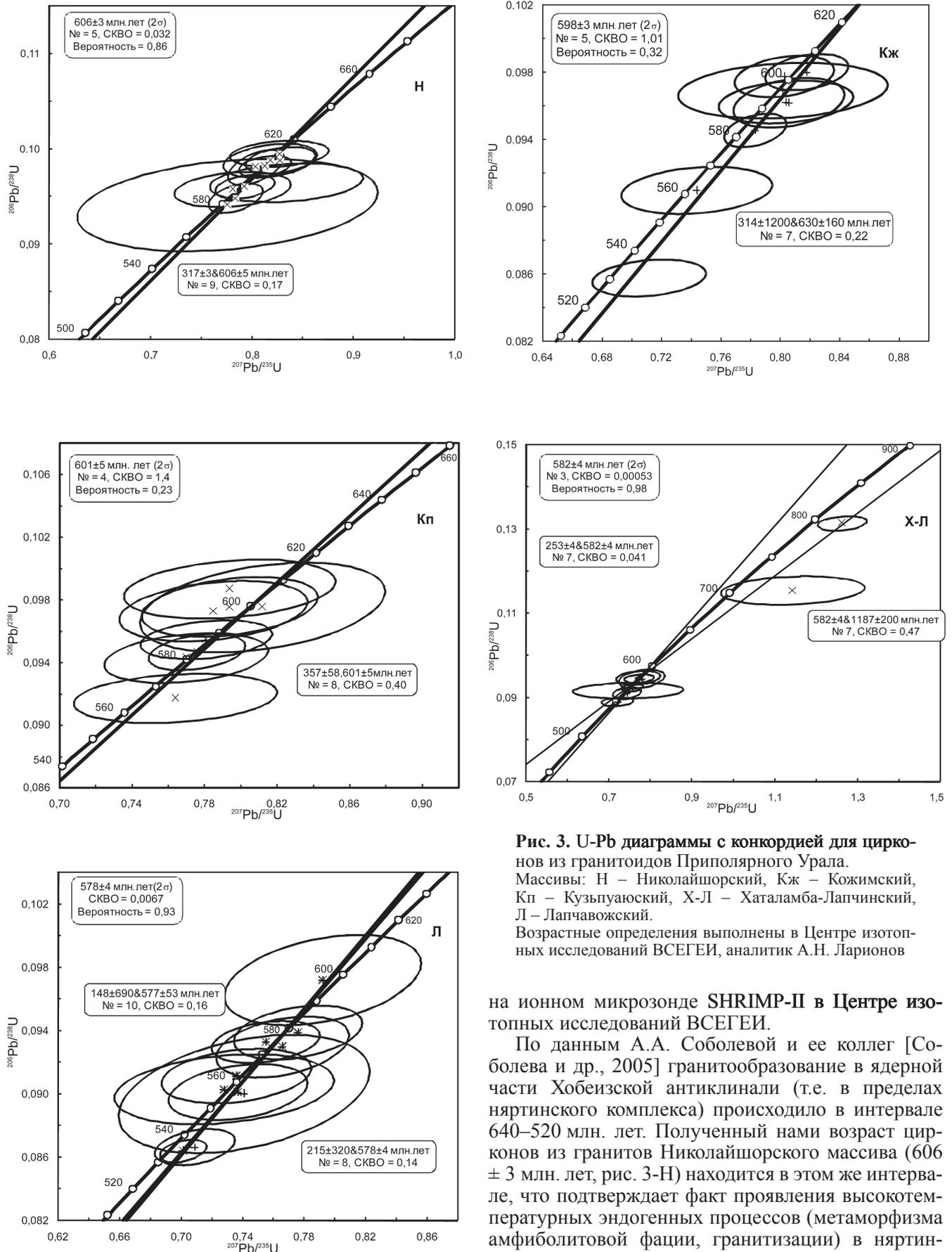


Рис. 3. U-Pb диаграммы с конкордией для цирконов из гранитоидов Приполярного Урала.

Массивы: Н – Николайшорский, Кж – Кожимский, Кп – Кузьпуауский, Х-Л – Хаталамба-Лапчинский, Л – Лапчавожский.

Возрастные определения выполнены в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ, аналитик А.Н. Ларионов

на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ.

По данным А.А. Соболевой и ее коллег [Соболева и др., 2005] гранитообразование в ядерной части Хобеизской антиклинали (т.е. в пределах няртинского комплекса) происходило в интервале 640–520 млн. лет. Полученный нами возраст цирконов из гранитов Николайшорского массива (606 ± 3 млн. лет, рис. 3-Н) находится в этом же интервале, что подтверждает факт проявления высокотемпературных эндогенных процессов (метаморфизма амфиболитовой фации, гранитизации) в няртин-

ском комплексе на рубеже венда и палеозоя. Однако, на наш взгляд, это не означает, что этими возрастными значениями ограничиваются процессы гранитообразования в нижнепротерозойской части разреза. Выше было показано, что породы няртинского метаморфического комплекса, вмещающие описываемые граниты, претерпели несколько этапов высокотемпературного метаморфизма, начиная с 2,12 млрд. лет. Маловероятно, что эти процессы не сопровождались формированием автохтонных и параавтохтонных гранитоидов. Нам представляется, что более точно отражает время формирования гранитов николайшорского комплекса реликтовое значение возраста циркона – 1756 млн. лет [Соболева и др., 2005], которое практически совпадает с наиболее древними датировками цирконов «мигматитового» типа в мигматизированных метаморфических породах (1748 ± 12 , 1748 ± 14 млн. лет, табл. 2, пробы 4, 5).

Вопрос о выделении самостоятельного кожимского комплекса, так же как и николайшорского, является проблематичным. В своих ранних работах [Пыстин, 1994, и др.] мы предлагали массивы гипабиссальных гранитов объединять в позднерифейско-вендский кожимский и сальнеро-маньхамбовский комплексы нерасчлененные, обосновывая это предложение тем, что отсутствуют четкие критерии для отнесения тех или иных массивов к двум или большему количеству комплексов (формаций). Однако новые геологические данные, полученные при геологическом картировании масштаба 1 : 50 000 на севере Приполярного Урала с участием авторов настоящей статьи, дают основание считать, что в рифейско-раннепалеозойское время здесь имели место по крайней мере два этапа гранитообразования, первый из которых проявился предположительно в среднем рифее. На современном этапе исследований к кожимскому комплексу (R_2 ?) можно уверенно отнести только один из изученных нами гранитных массивов, представляющий собой межпластовую залежь среди отложений пуйвинской свиты среднего рифея (рис. 1). В составе этого массива преобладают мелко- и среднезернистые двуслюдяные граниты. В краевых частях отмечаются переходы к тонкозернистым и скрытокристаллическим лейкократовым разновидностям пород, нередко с флюидалной текстурой. Во вмещающих граниты отложениях пуйвинской свиты отмечаются кислые вулканиты и пирокластические породы [Юдович и др., 1992]. Считается, что этот массив на глубине соединяется с массивом, расположенным севернее, на левобережье руч. Кузьпуаю. На этом основании оба интрузива объединяются в единый Кожимский массив. Однако, северный интрузив отличается штокообразной формой, отделяется от южного полосой пуйвинской свиты и прорывает отложения хобеинской и мороинской свит верхнего рифея. Следовательно, возраст гранитов

левобережья руч. Кузьпуаю не может быть древнее, чем позднерифейский. Поэтому мы считаем правильным выделять в качестве кожимского массива только пластовую гранитную залежь, ассоциирующуюся с отложениями пуйвинской свиты, в то время как расположенный севернее гранитный шток, по нашему мнению, представляет собой самостоятельный массив, который может быть назван Кузьпуаюским¹.

Конкордантный возраст цирконов из гранитов собственно Кожимского массива – 598 ± 3 млн. лет (рис. 3-К). Эти, впервые полученные возрастные характеристики гранитов кожимского комплекса как будто бы входят в противоречие с приведенными выше геологическими данными. Однако, как нам представляется, они лишь подтверждают, что на рубеже венда и палеозоя в Приполярноуральском сегменте земной коры широко проявились процессы гранитообразования, что привело, в частности, к ремобилизации ранее сформировавшихся гранитных массивов. Получение более древних, реликтовых датировок по цирконам из гранитов кожимского комплекса только дело времени.

Возможно, в кожимское время сформировались также ранние фазы гранитов Хаталамба-Лапчинского массива. Массив представляет собой вытянутый в северо-восточном направлении интрузив, залегающий согласно среди сланцев пуйвинской свиты (рис. 1). В южной и средней частях массива широко распространены граниты гнейсовидной текстур. Только в крайней северной части массив прорывает отложения хобеинской свиты. На рис. 3-Х-Л видно, что верхнее пересечение конкордии с дискордией соответствует значению 1187 ± 200 млн. лет. Отметим также, что для двух зерен циркона из гранитов описываемого массива установлены резко аномальные значения возраста в изотопной системе $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$: 984 ± 120 и 920 ± 37 млн. лет. Не исключено, что, как и в случае с Кожимским массивом, в Хаталамба-Лапчинском массиве совмещены два разновозрастных интрузива.

В состав сальнеро-маньхамбовского комплекса вендско-раннекембрийского возраста мы включили гранитоидные массивы, прорывающие верхнерифейско-вендские отложения. Среди изученных нами гранитных массивов к нему относятся Хаталамба-Лапчинский (или его какая-то часть), Кузьпуаюский и Лапчавожский. В Хаталамба-Лапчинском и Кузьпуаюском массивах преобладают биотитовые и двуслюдяные граниты, но широко представлены также породы основного ряда и гибридные образования. Лапчавожский массив сложен плагиогранитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами. Если доордовикский возраст гранитов

¹ Название предложено Л. Т. Беляковой во время экспедиционных работ на Приполярном Урале в 2003 г. и дано по руч. Кузьпуаю, левому притоку р. Кожим.

двух первых массивов не подвергается сомнению, то в отношении возраста пород Лапчавожского массива существуют разные точки зрения. Так, Б.А. Голдин с соавторами [Голдин и др., 1999] включают Лапчавожский массив в состав позднекембрийско-ордовикской парнукско-лапчавожской перидотит-габбро-тоналит-гранодиоритовой формации. Этому противоречат геологические факты. Во-первых, породы Лапчавожского массива ассоциируются с вулканитами умеренно кислого и среднего состава, залегающими в разрезе саблегорской свиты позднерифейско-вендского возраста. Во-вторых, в базальных отложениях ордовика встречаются гальки лапчавожских гранитоидов.

Возраст отдельных зерен цирконов из гранитоидов сальнеро-маньхамбовского комплекса колеблется в следующих пределах: в изотопной системе $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ от 607 до 530 млн. лет, в изотопной системе $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ от 623 до 548 млн. лет. Два зерна циркона из гранитоидов Хаталамба-Лапчинского массива, как уже отмечалось выше, имеют аномально высокое значение возраста (984 ± 120 и 920 ± 37 млн. лет). В последнем случае анализировались только ядерные части кристаллов. В других случаях мы имеем анализы как из ядерных, так и из краевых частей зерен, в том числе и в пределах одного и того же зерна. Закономерностей в изменении возрастных значений по площади зерен цирконов обнаружить не удалось. Не подтвердилось, казалось бы очевидное, что краевые зоны кристаллов должны быть более молодыми, чем центральные. Возможно, это связано с нарушением изотопных соотношений при последующем преобразовании пород. Дискордантные возраста цирконов в уран-свинцовой изотопной системе обнаруживают некоторую тенденцию к снижению значений в ряду гранитоидных массивов (рис. 3): Кузьпуаюский (601 ± 5 млн. лет) → Хаталамба-Лапчинский (582 ± 4 млн. лет) → Лапчавожский (578 ± 4 млн. лет). Примечательно, что отмеченная закономерность в изменении возрастов гранитоидов согласуется с изменением уровня эрозионного среза докембрийских образований рассматриваемого района (рис. 1).

ВЫВОДЫ

Геологические и геохронологические данные свидетельствуют о полихронном проявлении метаморфизма в породах Приполярного Урала. Наиболее отчетливо полихронность метаморфических процессов проявляется в няртинском гнейсовом комплексе.

Наиболее древние датировки возраста, превышающие 2,0 млрд. лет, фиксируют время проявления высокотемпературного метаморфизма, по-видимому, достигавшего уровня гранулитовой фации. Высокотемпературные процессы, РТ-

параметры которых соответствовали амфиболитовой фации, проявились на рубеже 1,95–1,66, около 1,4 и 1,25–0,9 млрд. лет назад. Становление метаморфической зональности в условиях амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, определяющей современный облик комплекса метаморфических пород Приполярного Урала, произошло около 0,6 млрд. лет назад. Прогрессивный зеленосланцевый метаморфизм нижнепалеозойских отложений и низкотемпературный диафторез допалеозойских образований датируется возрастом около 0,4 млрд. лет.

На Приполярном Урале (в палеоконтинентальном секторе) метаморфизм, который можно было бы датировать цифрами ниже 370 млн. лет назад, не выявляется в реальных метаморфических парагенезисах. В верхнедокембрийских и фанерозойских отложениях с отмеченным возрастным интервалом связываются процессы хрусталеобразования [Кузнецов, 1998]. Во вмещающих хрусталоносных объектах толщах в это время мог проявиться криптометаморфизм.

Гранитообразование несомненно также проявлялось неоднократно в течение длительной истории формирования Приполярноуральского сегмента земной коры. Теоретическим обоснованием этого положения является давно установленный факт связи гранитоидов с процессами высокотемпературного метаморфизма. На сегодняшний день на основании геологических и пока немногочисленных геохронологических данных выделяются следующие гранитоидные комплексы: раннепротерозойский николайшорский, предположительно среднерифейский кожимский и вендский (или вендско-раннекембрийский) сальнеро-маньхамбовский. Геохронологическим свидетельством проявления довендского гранитоидного магматизма являются реликтовые датировки цирконов (1756, 984, 920, 795, 703 млн. лет).

В заключение отметим, что приведенные в статье материалы не подтверждают широко распространенное представление о развитии процессов гранитообразования в пределах палеоконтинентальной области Приполярного Урала в послекембрийское время.

Авторы благодарят профессора Университета Упсала (Швеция) Д. Джи за финансовую поддержку экспедиционных и аналитических работ, а также сотрудника Центра изотопных исследований ВСЕ-ГЕИ А.Н. Ларионова за качественное выполнение анализов на ионном микрозонде SHRIMP-II и помощь в интерпретации аналитических данных.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андреичев В.Л. Изотопная геохронология доуралид Приполярного Урала. Науч. докл. Вып. 43. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН., 1999. 48 с.

- Белякова Л.Т. Геосинклинальный рифей севера Урала: Автореф. канд. дис. М.: МГУ, 1972. 26 с.
- Вигорова В.И. Петрология гранитоидов Приполярного Урала // Магматизм, метаморфизм севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар: Коми ФАН СССР, 1972. С. 48–49.
- Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Севера Урала / Б.А. Голдин, М.В. Фишман, В.П. Давыдов, Е.П. Калинин. Л.: Наука, 1973. 212 с.
- Голдин Б.А., Калинин Е.П. Доордовикский магматизм Севера Урала // Доордовикская история Урала. Свердловск, 1980. С. 3–30.
- Голдин Б.А., Калинин Е.П., Пучков В.Н. Магматические формации западного склона севера Урала и их минералогия. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 1999. 214 с.
- Ефанова Л. И. Алькесвожская толща на севере Урала. Стратиграфия, литология, металлогения. Автореф. канд. дис. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2001. 19 с.
- Кейльман Г.А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Наука, 1974. 200 с.
- Корреляция магматических комплексов европейского Северо-Востока СССР / В.Н. Охотников, В.И. Мизин, Л.Т. Белякова и др. Сыктывкар: Коми филиал АН СССР, 1985. 22 с.
- Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 147 с.
- Кузнецов С.К. Жильный кварц Приполярного Урала. СПб.: Наука, 1998. 203 с.
- Лепезин Г.Г., Королюк В.Н. Типы зональности в гранатах // Геология и геофизика. 1985. № 6. С. 71–73.
- Львов К.А. Докембрий и нижний кембрий Приполярного Урала // Совещание по унификации стратиграфических схем Урала. Свердловск, 1956. С. 7–11.
- Львов К.А. Стратиграфия протерозоя и нижнего палеозоя Приполярного Урала // Тр. Геол. ин-та АН СССР. Вып. 35. 1959. С. 51–73.
- Махлаев Л.В. Гранитоиды севера Центрально-Уральского поднятия (Полярный и Приполярный Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 150 с.
- Петров В.П. Поведение граната метapelитов в условиях полиметаморфизма // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 7. С. 46–52.
- Пучков В. Н., Раабен М. Е. Байкальская моласса на севере Урала // Докл. АН СССР. 1972. Т. 204. № 3. С. 362–365.
- Пыстин А.М. Александровский гнейсово-амфиболитовый комплекс // Вулканизм, метаморфизм и железистые кварциты обрамления тараташского комплекса. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 3–33.
- Пыстин А.М. Полиметаморфические комплексы западного склона Урала. СПб.: Наука, 1994. 208 с.
- Пыстина Ю.И. Минералогическая стратиграфия метаморфических образований Приполярного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 124 с.
- Пыстина Ю.И., Пыстин А.М. Цирконовая летопись Уральского докембрия // Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 168 с.
- Ронкин Ю.Л., Синдерн С., Маслов А.В. и др. Новые U-Pb (SHRIMP-II) и Sm-Nd (ID-TIMS) данные о древнейших (3,5 млрд. лет) событиях в истории Урала // Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя. Мат-лы II Росс. конф. СПб: ВСЕГЕИ, 2007. С. 269–273.
- Русин А.И. Дорифейские метаморфические комплексы восточного склона Урала // Доордовикская история Урала. Свердловск, 1980. С. 41–59.
- Соболев Н.В., Шацкий В.С. Проблемы генезиса элюгитов метаморфических комплексов // Геология и геофизика. 1986. № 9. С. 3–11.
- Соболева А.А., Кузнецов Н.А., Удорткина О.В. и др. Возраст цирконов из гранитов ядра Хобеизского гранито-гнейсового купола (Полярный Урал) // Происхождение магматических пород. Мат-лы междунар. (X всероссийского) петрограф. совещ. «Петрография XXI века», Апатиты, 2005. С. 236–238.
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург, 1994.
- Тимонина Р.Г. Петрология Метаморфических пород Приполярного Урала. Л.: Наука, 1980. 102 с.
- Фишман М.В. Гранитоиды приосевой зоны Приполярного Урала в связи с проблемой эволюции магматизма подвижных поясов земной коры. Сыктывкар: Коми ФАН СССР, 1971. 48 с.
- Фишман М.В., Голдин Б.А. Гранитоиды центральной части Приполярного Урала. Л.: Наука, 1963. 105 с.
- Шалагинов В.В. Раннедокембрийские комплексы Уральского складчатого пояса и их минералогия // Геология и минералогия подвижных поясов. Екатеринбург, 1997. С. 159–173.
- Юдина И.А. Онтогенез разнотипных генераций циркона из полиметаморфических пород раннего докембрия // Типоморфизм, синтез и использование цирконов. Киев, 1989. С. 8–15.
- Юдович Я.Э., Мерц А.В., Пыстин А.М. Контрастно-зональные гранаты в кислых метатифах из рифейских отложений Приполярного Урала // Народное хозяйство Республики Коми. Т. 1. № 3. Воркута-Сыктывкар, 1992. С. 492–504.
- Biao S., Nutman P., Jiashan W., et al. The geological evolution of the Archaean at Anshan Area, NE China // Abstracts IGC 30-th, Beijing, 1996. P. 525.
- Kaulina T.V. U-Pb Zircon Ages for rocks of the Tanaelv Belt, Kola Peninsula, Russia // Abstracts EUG 10. Strasbourg, 1999. P. 134.
- Kaulina T.V. Anomalous high concentrations of common Pb in zircons from the Lapland Granulite and Tanaelv Belt (Russian Lapland) // Abstracts 31-th MGC. Rio de Janeiro, Brazil. 2000.

Pin C., Vielzeuf D. Les granulites de haute-pression d'Europe moderne temoins d'une subduction eohercynienne. Implications sur l'origine des groupes

leptunoamphiboliques // Bull. Soc.geol. Fr. V. 4. № 1. 1988. P. 13–20.

Рецензент доктор геол.-мин. наук А.И. Русин

METAMORPHISM AND GRANITE FORMATION IN THE PROTEROZOIC- EARLY PALEOZOIC HISTORY OF THE SUBPOLAR URALS' SEGMENT OF THE EARTH'S CRUST

A.M. Pystin, Ju.I. Pystina

Institute of Geology, Komi Science Centre, Urals Branch of RAS

The polycyclic metamorphic and granite-forming processes during Proterozoic-Early Paleozoic in the Subpolar Urals' segment of the Earth's crust was proved basing on the succession of rock and mineral associations as well as on geochronologic data. It was established that the earliest metamorphic rock alterations in the amphibolite and, evidently, granulite facies manifested within the interval of 2,12–1,64 Ga. Some episodes of high-temperature metamorphism took place in the Riphean. In Vendian, about 600 million years ago, the present Subpolar Urals metamorphic zoning, which mainly characterizes by amphibolite, epidote-amphibolite, and greenschist facies was manifested. Most of granite massifs, united now into the Sal'ner-Man'khamb complex, were formed during Vendian or, probably, Vendian-Early Cambrian. The processes of granite formation, related to the Prevendian metamorphic transformations, are identified on the basis of geological data and relict zircon ages. The Early Proterozoic Nikolaishor and presumably Mid Riphean Kozhym granitoid complexes are distinguished.

Key words: *the Subpolar Urals, Proterozoic, metamorphism, granitoid complexes, geochronology.*