

МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ МАССИВЫ ЮГО-ВОСТОКА КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Впервые приводятся детальные геолого-структурная, петрографо-минералогическая и геохимическая характеристики Ондомозерского, Пялочноозерского и Песчаноозерского мафит-ультрамафитовых массивов (Кольский полуостров), данные об их изотопном возрасте и рудной минерализации. Выделены ондомозерский расслоенный анортозит-габброноритовый комплекс с возрастом $1966,2 \pm 5,6$ млн лет и пялочноозерский норит-габброноритовый комплекс с возрастом 1875 ± 12 млн лет. Позднекарельский возраст и тектоническая позиция изученных массивов свидетельствуют о проявлении в восточной части Печенгско-Варзугского подвижного пояса импульса базит-ультрабазитового магматизма, отвечающего завершающей стадии рифтогенеза.

For the first time, a detailed geological, petrographic, mineralogical, and geochemical description of the Ondomozersky, Pyalochnoozersky, and Peschanoozersky basic-ultrabasic intrusions (Kola Peninsula, the northwestern part of the Fennoscandian Shield), and data on their isotope age and metallogenic features are given. Inferred the Ondomozersky layered anorthosite-gabbro-norite complex ($1966,2 \pm 5,6$ Ma) and Pyalochnoozersky norite-gabbro-norite complex (1875 ± 12 Ma) are distinguished. Both the Late Karelian age and tectonic position of intrusives studied give an evidence for appearance of a new basic-ultrabasic magmatic impulse stage during the final stage of the riftogenic cycle in the eastern part of the Pechenga-Värzuga zone.

Выявление малосульфидной платинометаллической минерализации в расслоенных интрузивах перидотит-пироксенит-габброноритовой формации, приуроченных к Печенга-Варзугской и Северо-Карельской рифтогенным системам Балтийского щита [8], обуславливает повышенный интерес к другим, менее изученным аналогичным объектам. К последним, в частности, относятся расположенные в юго-восточной части Кольского полуострова Ондомозерский, Песчаноозерский и Пялочноозерский массивы и ряд мелких тел в их обрамлении, традиционно объединяемые в ондомозерский комплекс [1, 10]. Несмотря на проведение на их территории геологосъемочных (м-ба 1:50 000) и детальных поисковых работ, геолого-минералогического картирования с целью оценки его никеленосности (А. П. Гаврилов и др., 1960; Е. Е. Селивановская и др., 1964; В. В. Семенов и др., 1988; В. А. Житников и др., 1991), внутреннее строение, набор и состав пород, возраст и минерогенетический потенциал названных массивов до сих пор изучены крайне слабо, а представительные петрографо-минералогическая и геохимическая характеристики отсутствуют. Соответственно в существующих схемах расчленения магматических образований региона ондомозерский комплекс ранее относился как к перидотит-пироксенит-габброноритовой [10], так и к габбро-анортозитовой [1] формациям предположительно сумийского возраста, по аналогии с другими рассло-

енными мафит-ультрамафитовыми комплексами региона.

Проведенные нами детальные геолого-структурные, петрографо-минералогические и геохимические исследования позволили существенно уточнить геологическое строение, установить время формирования, впервые дать представительные петрографо-минералогическую и геохимическую характеристики Ондомозерского и Пялочноозерского массивов, а также изучить распределение рудной минерализации в них и оценить их потенциальную рудоносность. Для решения этих задач, помимо детальных петрографических исследований, использован комплекс аналитических работ, выполненных в лабораториях ВСЕГЕИ. Он включает в себя определение в породах содержания петрогенных элементов, а также Ва, Сг, V рентгеноспектральным флюоресцентным методом (ARL-9800, аналитик Б. А. Цимошенко); Rb, Sr, Zr, Y, U, Pb, Nb, Th (АРФ-6, аналитик Л. А. Матвеева); Co, Ni, Cr, Cu, V, Sc, La, Yb (ICP-AES, Optima-4300, аналитик Э. Г. Червякова); Pt, Pd, Au (AAA, AAnalyst 800, аналитик М. А. Богданова); содержания РЗЭ в 42 эталонных образцах методом ICP-MS (ELAN-DRC6100, аналитик В. А. Шишлов); определение возраста пород U-Pb методом по циркону, выполненное в ЦИИ ВСЕГЕИ на приборе SHRIMP-II. Микрозондовые анализы минералов выполнены В. В. Павшуковым на электронном микроскопе CamScan MX-2300 с

приставкой Link AN-10/85S. Для характеристики Песчаноозерского массива изучена коллекция шлифов ОАО «Центрально-Кольская экспедиция».

Геолого-петрографическая характеристика

Ондомозерский, Песчаноозерский и Пялочноозерский массивы прорывают мелкозернистые биотитовые, гранат-биотитовые, амфибол-биотитовые гнейсы и их гранитизированные разновидности беломорского комплекса архея, реже верхнелопийские образования, и секутся дайками и жилами плагиомикроклиновых гранитов, пегматитов и аплитов позднекарельского стрельнинского комплекса.

Ондомозерский массив, расположенный в р-не озер Верхнее и Нижнее Ондомозеро, выделяется среди вмещающих гнейсов беломорского комплекса четко выраженными аномалиями гравитационного и магнитного полей. Он занимает площадь около 180 км² и вытянут в направлении ЗСЗ–ВЮВ на 18–22 км. По данным аэромагнитной съемки устанавливается крутое падение массива на юго-запад. Современные его границы имеют тектонический характер и сопровождаются развитием зон милонитов мощностью в несколько десятков метров, захватывающих как эндо-, так и экзоконтактные части массива. Разрывные нарушения наблюдаются и в его пределах в виде зон трещиноватости, катаклаза, милонитизации пород, характеризующихся СЗ–ЮВ простиранием. Аналогичная ориентировка, согласная с контактами массива, характерна, по данным горных выработок (Е. Е. Селивановская и др., 1964), и для директивных текстур пород. Тем не менее, первоначальный контакт с породами рамы был интрузивным, что подтверждается присутствием ксенолитов гнейсов среди габброидов. Тектонические нарушения СЗ простирания представляют собой более поздние деформации, в результате которых массив был разбит на блоки различного размера.

Ондомозерский массив характеризуется дифференцированным и зональным строением с линейным чередованием различных типов пород (рис. 1). В его составе выделяются две главные фазы, структурные и возрастные соотношения между которыми достоверно не установлены.

Породы I фазы развиты преимущественно в северной приконтактной зоне массива в виде полосы протяженностью 4,5 и шириной до 0,5 км. Они представлены лейкократовыми оливиновыми габброноритами, чередующимися с подчиненными лейкогабброноритами, меланократовыми оливиновыми габброноритами и габброноритами, а также (в северной части полосы) с маломощными (десятки см) линзами анортозитов и единичными телами (мощностью до 10 м) клинопироксенитов и метаперидотитов.

Характерными чертами преобладающих среднезернистых оливиновых габброноритов (Pl–Ol–Orх кумулатов с интеркумулусным диопсидом)

являются высокое (60–65%) содержание плагиоклаза и наличие венцовых структур, выраженных развитием вокруг зерен оливина (Fo_{75–78}), полизональных кайм, сложенных соответственно бронзитом (En_{77–79}), ромбическим амфиболом, симплектитовыми агрегатами чермакитовой роговой обманки и Fe–Mg шпинели (рис. 2, А); редко наблюдается внешняя узкая кайма вторичной роговой обманки. Основная масса пород состоит из анортита (An_{91–99}) с подчиненным количеством низкожелезистого диопсида (Wo₄₇En₄₄), реже наблюдаются гиперстен и в единичных случаях шпинель. Вторичные минералы представлены высокомагнетизальными чермакитом, магнетитом, пренитом.

Анортозиты представляют собой плагиоклазовые кумулаты (рис. 2, Б), образующие маломощные линзы среди оливиновых лейкогабброноритов. Они отличаются более кислым составом плагиоклаза (An_{67–71}), местами обрастающего каймой альбита.

Ультраосновные породы — оливиновые клинопироксениты (рис. 2, В) и апоперидотиты — образуют единичные мелкие изолированные тела мощностью до 10 м. Апоперидотиты превращены в кальцит-антофиллит-тремолит-хлоритовые сланцы с реликтами оливина (Fo_{86–87}) и гиперстена и содержат до 10% магнетита.

Резко преобладающие габброиды II фазы (90–95% площади массива) представлены преимущественно габброноритами, нередко с полосчатой текстурой, обусловленной чередованием прослоев лейкократовых, мезократовых и меланократовых разновидностей мощностью от 1–3 мм до 20–30 см. Габбронориты характеризуются габбро-офитовой (рис. 2, Г), реже габбровой структурой с широким развитием реакционных келифитовых кайм. Минеральный состав неизмененных пород: плагиоклаз нескольких генераций с закономерно изменчивым составом (An₇₄–An₄₃) 45–60, диопсид-авгит (Wo_{42–48} En_{36–41}) 25–45, гиперстен (En_{49–56}) 2–22, рудный минерал (титаномagnetит или ильменит) до 3–5, апатит до 0,5%. По пироксенам в той или иной степени развиваются гастингит и биотит.

Температура формирования габброноритов, определенная по двупироксеновому геотермометру по программе TPF, оценивается в 994–1029 °С.

Слабо и умеренно измененные габбронориты развиты только в центральной части массива (между озерами Нижнее и Верхнее Ондомозеро). В восточной и северо-западной частях массива наблюдаются интенсивно амфиболизированные разности (рис. 2, Д), в которых пироксены сохраняются лишь в виде реликтов в амфиболовых псевдоморфозах, составляя не более 1–5% пород. Обычны также скаполитизация плагиоклаза, развитие эпидота, цоизита, хлорита, кальцита, сфена, иногда пренита и кварца.

В центральной части массива развиты наиболее лейкократовые габбронориты, образующие сплошной вытянутый согласно контактам массива ареал, а также несколько более мелких участков в восточной части массива. Они отличаются

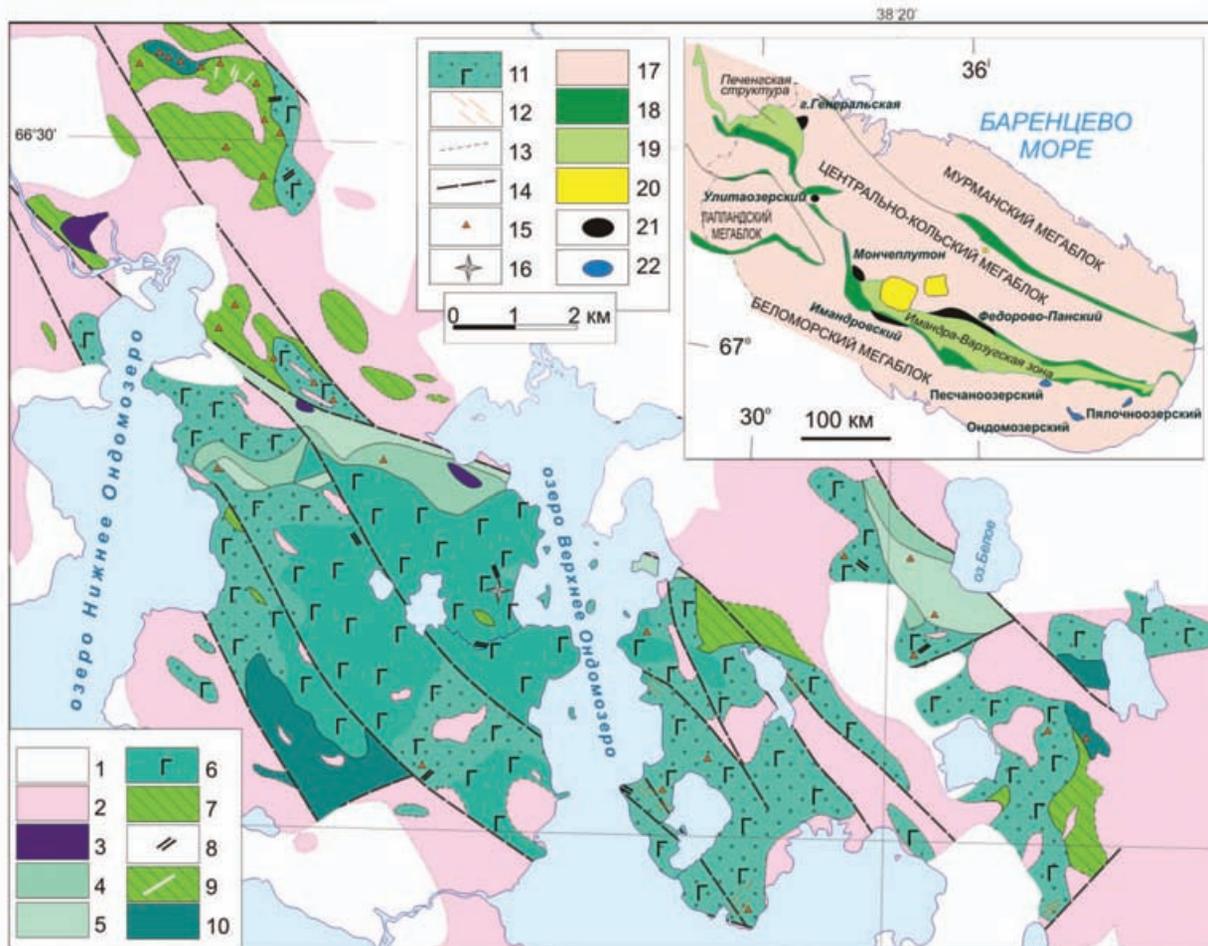


Рис. 1. Схема геологического строения Ондомозерского массива. Сост. с использованием данных поисково-съёмочных работ (А. П. Гаврилов и др., 1960; Е. Е. Селивановская и др., 1964)

1 — четвертичные отложения; 2 — гнейсы беломорского комплекса; 3–5 — первая фаза ондомозерского комплекса: 3 — пироксениты и перидотиты, 4 — оливиновые габбронориты, 5 — лейкогаббронориты с линзами анортитов и меланогабброноритов; 6–7 — вторая фаза ондомозерского комплекса: 6 — габбронориты, лейкогаббро, 7 — роговообманковые габбро амфиболитизированные; 8 — жилы роговообманковых трахитовидных габбро (вне масштаба); 9 — жилы роговообманковых диоритов (вне масштаба); 10 — габбродолериты краевой серии; 11 — интенсивно амфиболитизированные габбронориты; 12 — эпидот-скаполит-амфиболовые метасоматиты; 13 — границы выходов пород Ондомозерского массива; 14 — разрывные нарушения; 15 — проявления сульфидной минерализации; 16 — место отбора геохронологической пробы; 17–22 (на врезке): 17 — инфракрупные мегаблоки (микроплиты); 18 — фрагменты зеленокаменных поясов лопия; 19 — рифтогенная структура Полмак–Пасвик–Печенга–Имандра–Варзуга; 20 — палеозойские щелочные интрузии; 21 — крупные расслоенные интрузии перидотит-пироксенит-габброноритовой формации; 22 — интрузии ондомозерского комплекса

высоким содержанием плагиоклаза (60–70%), а также преобладанием слабо и умеренно измененных пород.

Краевые части массива сложены преимущественно меланократовыми рогообманковыми габбро (габбро-амфиболитами), как правило, ассоциирующими с интенсивно амфиболитизированными габброноритами и часто неотличимыми от последних. Роговообманковые габбро обладают обычно такситовой, часто сланцеватой текстурой, ВЮВ ориентировка которой выдерживается в элювиальных глыбах на большом протяжении и в целом подчеркивает удлиненную форму массива. Полосы габбро-амфиболитов прослеживаются в север-

ной, северо-западной и отчасти в восточной приконтактных частях массива и отсутствуют в его южной краевой части.

Характерными чертами габбро-амфиболитов являются их меланократовый состав (амфибол 65–70, плагиоклаз 15–30%) и широкие вариации состава этих минералов: от ферропаргасита до чермакита и от битовнита (An_{83-88}) до андезина (An_{40-44}) соответственно. Постоянно присутствует вкрапленность сфена и ильменита, часто развиты вторичные эпидот, скаполит, поизит, биотит, иногда кварц. Характерен амфиболовый порфиробластез; размеры пойкилопорфиробласт чермакита достигают 10 мм. Он сопровождается

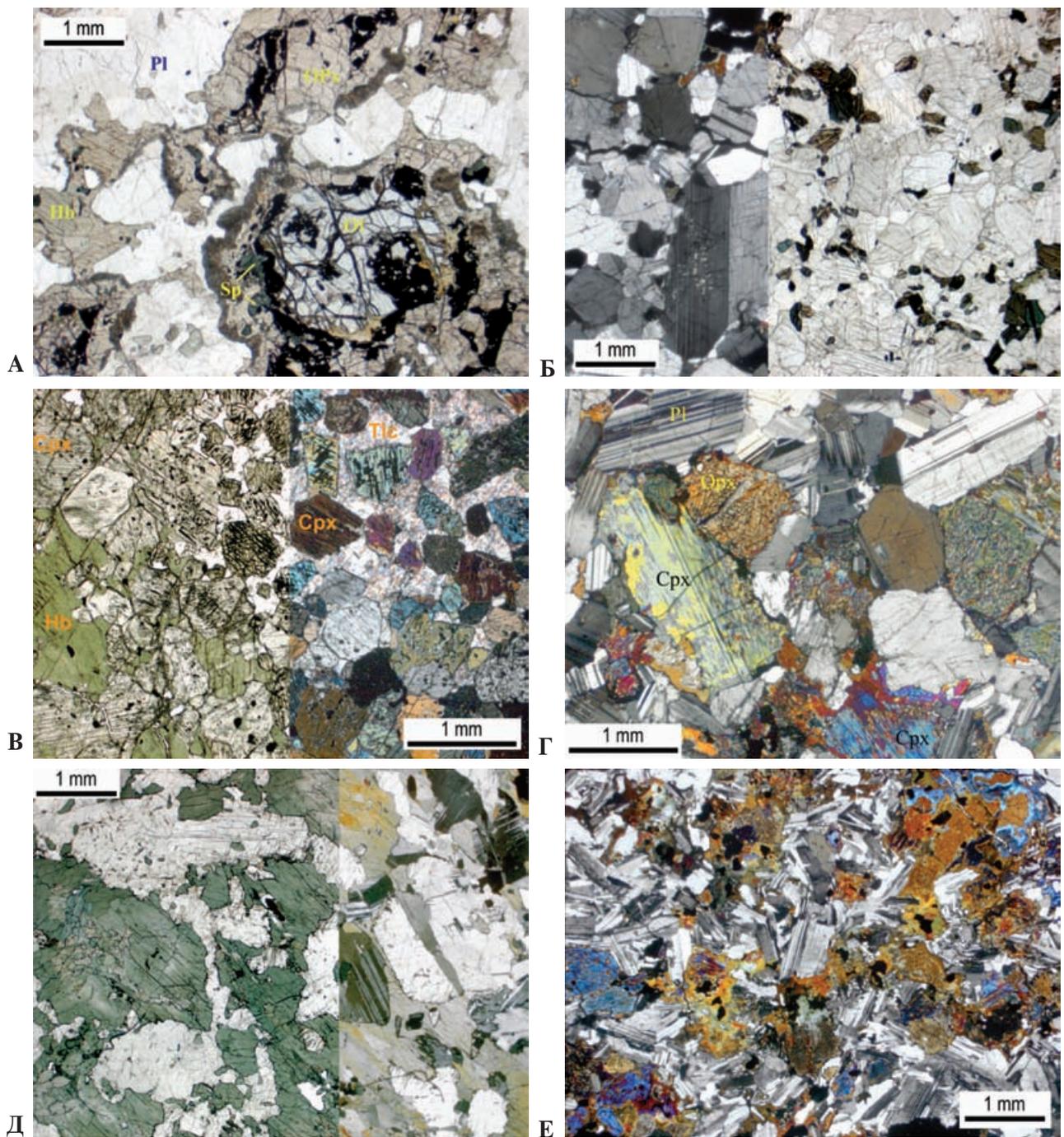


Рис. 2. Микрофотографии пород Ондозерского (А–Е), Пялноозерского (Ж–О) и Песчаноозерского (П–С) массивов

Ондозерский массив: А — оливиновый лейкогаббронорит с венцовой структурой, выраженной развитием кайм бронзита с включениями шпинели вокруг оливина, шл. 205–1, б/а; Б — анортозит, шл. 153–2, ник. X; В — клинопироксенит амфиболитизированный и оталькованный, шл. 207–1; Г — типичный габбронорит II фазы с габброфитовой структурой, шл. 15–1, ник. X; Д — амфиболитизированный габбронорит с единичными реликтами диопсида, шл. 135–1; Е — габбродолерит, шл. 225–1, ник. X. *Пялноозерский массив:* Ж — лерцолит серпентинизированный, шл. 438–1, б/ан.; З — плагиоортопироксенит с интеркумулусным диопсидом, шл. 443–3, ник. X; И — массивный габбронорит с кумулятивной структурой, шл. 486–1, б/ан.; К — эвтакситовый амфиболитизированный габбронорит, шл. 475–2, б/ан.; Л — микрогаббронорит, шл. 407–1, б/ан.; М — развитие граната в амфиболитизированном бластокатаклазированном габбронорите, шл. 318–5, б/ан.; Н — жила бластомилонита с гранатом в среднезернистом габбронорите, шл. 407–4; О — рудная сегрегация с сидеронитовой структурой в габбронорите, состоящая из зерен ортопироксена, сцементированных ильменит–гематитовым агрегатом, шл. 460–3, отраж. свет. *Песчаноозерский массив:* П — норит с кумулятивной структурой и незначительным развитием келифитовых кайм роговой обманки по ортопироксену, шл. С–3–3; Р — роговообманковое габбро мелкозернистое, шл. 1642/2; С — бластокатаклазит по габбро, с реликтами крупных лейст лабрадора в мелкозернистой эпидот-актинолитовой массе, шл. С–6–2

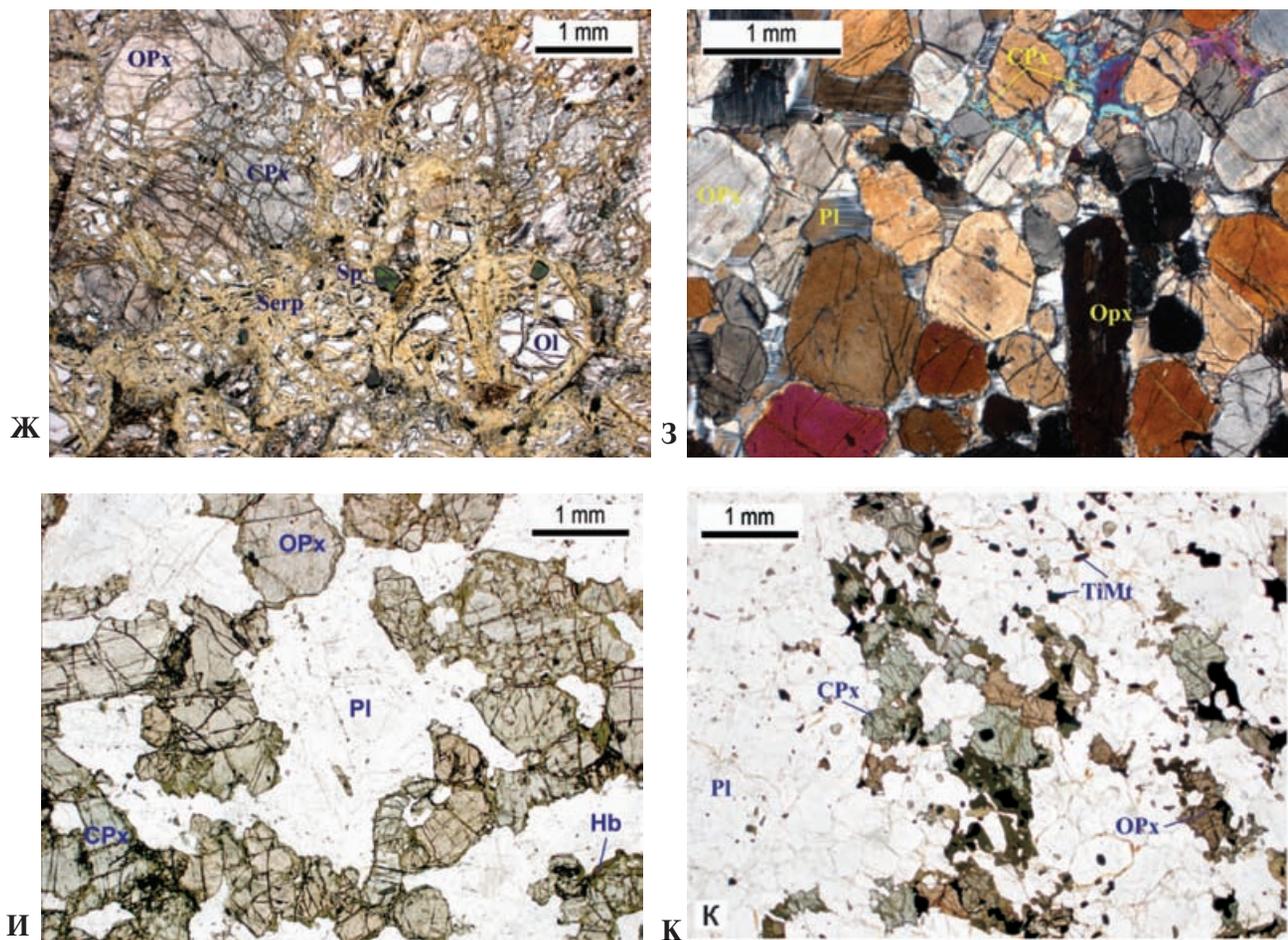


Рис. 2 (продолжение)

развитием средне- и низкотемпературных цоизит-эпидот-амфиболовых и плагиоклаз-кварц-скаполит-амфиболовых метасоматитов, с которыми часто ассоциирует сульфидная вкрапленность, встречаются также разновидности, содержащие до 1% рутила, замещаемого сфеном и тремолитом.

В юго-западной, северной и восточной приконтактных частях массива среди интенсивно амфиболизированных пород выделяются участки развития габбродолеритов (рис. 2, *E*), рассматриваемых как образования краевой серии. Эти породы также интенсивно амфиболизированы и отличаются постоянным развитием сульфидов.

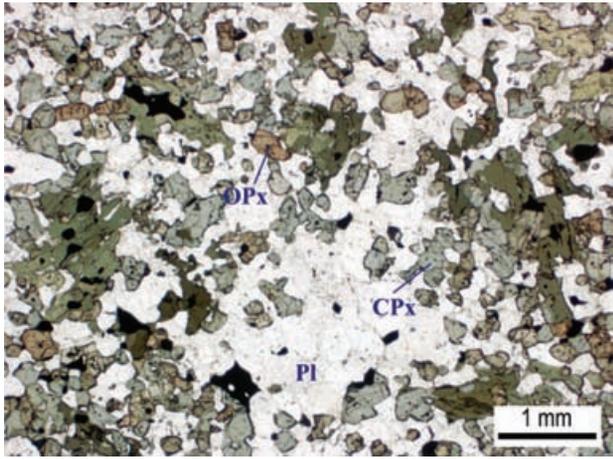
К жильной фазе Ондомозерского массива относятся такситовые роговообманковые микрогаббро и габбродиориты. Первые образуют жилы мощностью до 0,7 м и развиты как в слабоизмененных, так и в интенсивно амфиболизированных габброноритах и сложены чермакитовой роговой обманкой — 55–80, лабрадором — 15–40, актинолитом — до 10, вторичным кварцем — до 5–7, эпидотом — до 5%, а также мусковитом, скаполитом, пренитом, кальцитом, сфеном (рис. 2, *E*). Роговообманковые диориты формируют редкие маломощные (до 15 см) жилы в габбро-амфиболитах наиболее северной части массива. Они представляют собой эвтакситовые среднезернистые по-

роды, состоящие из андезина An_{43-45} (80–85%), магнезиогастингсита (15–20%), биотита и ильменита.

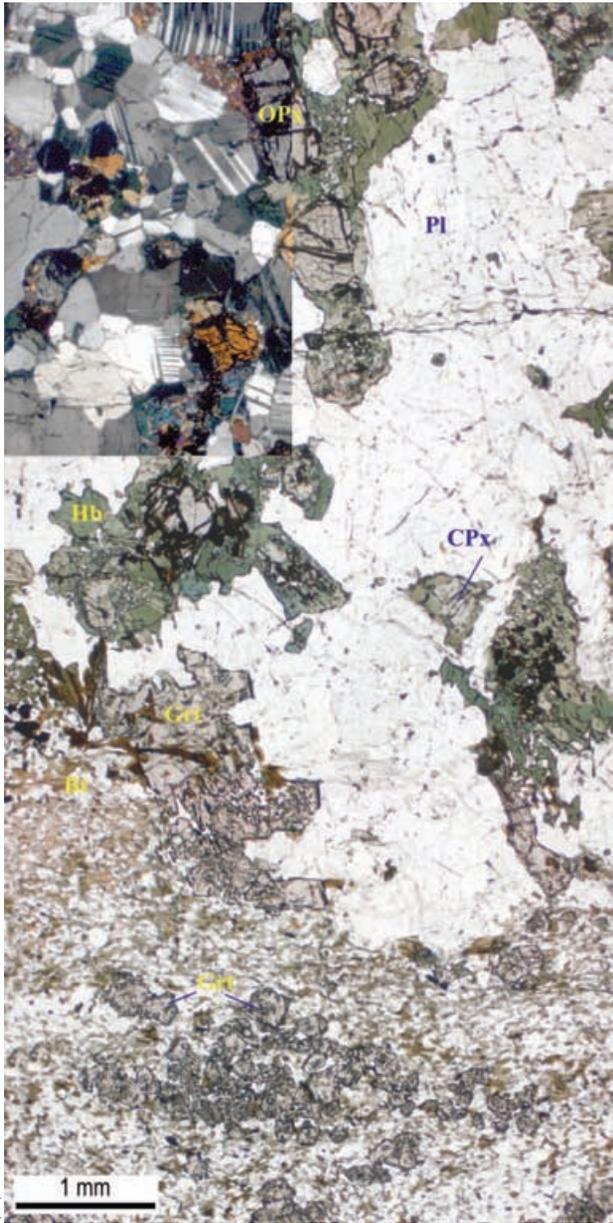
В приконтактных зонах массива в габброноритах проявлен интенсивный катаклиз. Локально развиты blastsомилониты, представленные мелкозернистыми тонкополосчатыми плагиоклаз-кварц-скаполит-амфиболовыми, кварц-биотит-мусковит-плагиоклазовыми сланцами с ориентированными согласно полосчатости порфиоровыми выделениями амфибола, реже плагиоклаза.

Для определения возраста массива были выполнены изотопные U–Pb исследования цирконов из габбронорита (рис. 2, *B*), отобранного на вершине высотки, расположенной на северо-западном побережье оз. Верхнее Ондомозеро (рис. 1) и по химическому и минеральному составу отвечающего типичному габбронориту II фазы Ондомозерского массива. Короткопризматические зерна циркона образуют единичные включения в клинопироксене и плагиоклазе. Поскольку морфологические и геохимические особенности цирконов свидетельствуют об их магматическом происхождении, полученное значение возраста интерпретируется как время кристаллизации массива. По этим данным возраст интрузива составляет $1966,2 \pm 5,6$ млн лет [2], что соответствует концу раннего карелия.

Л



М



Н

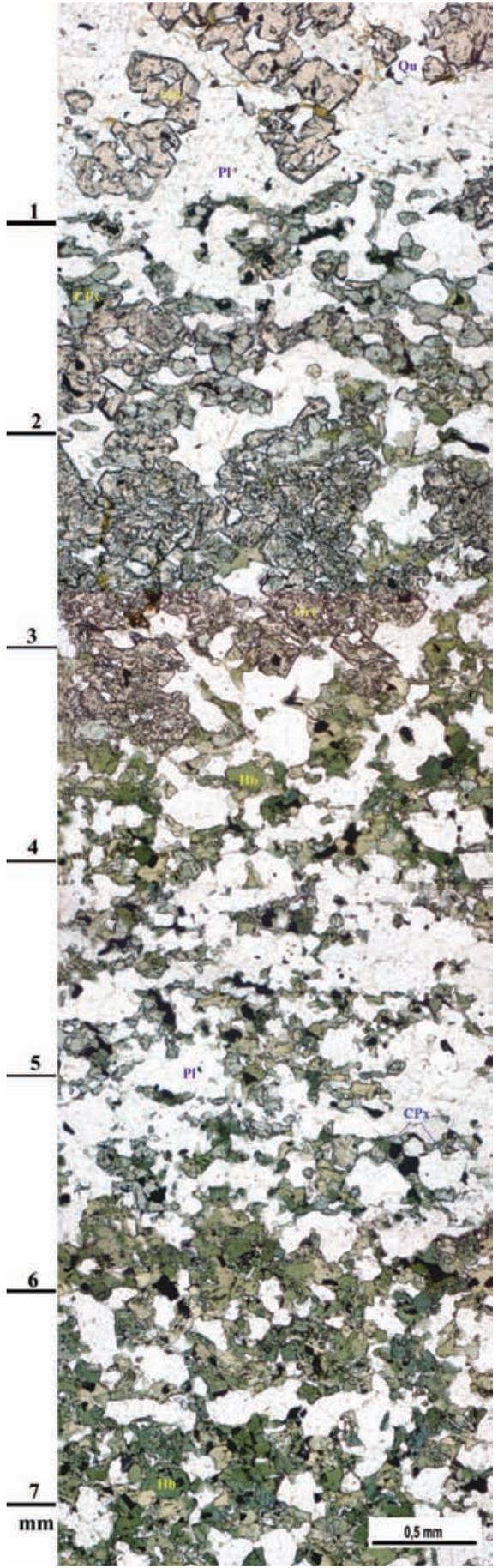


Рис. 2 (продолжение)

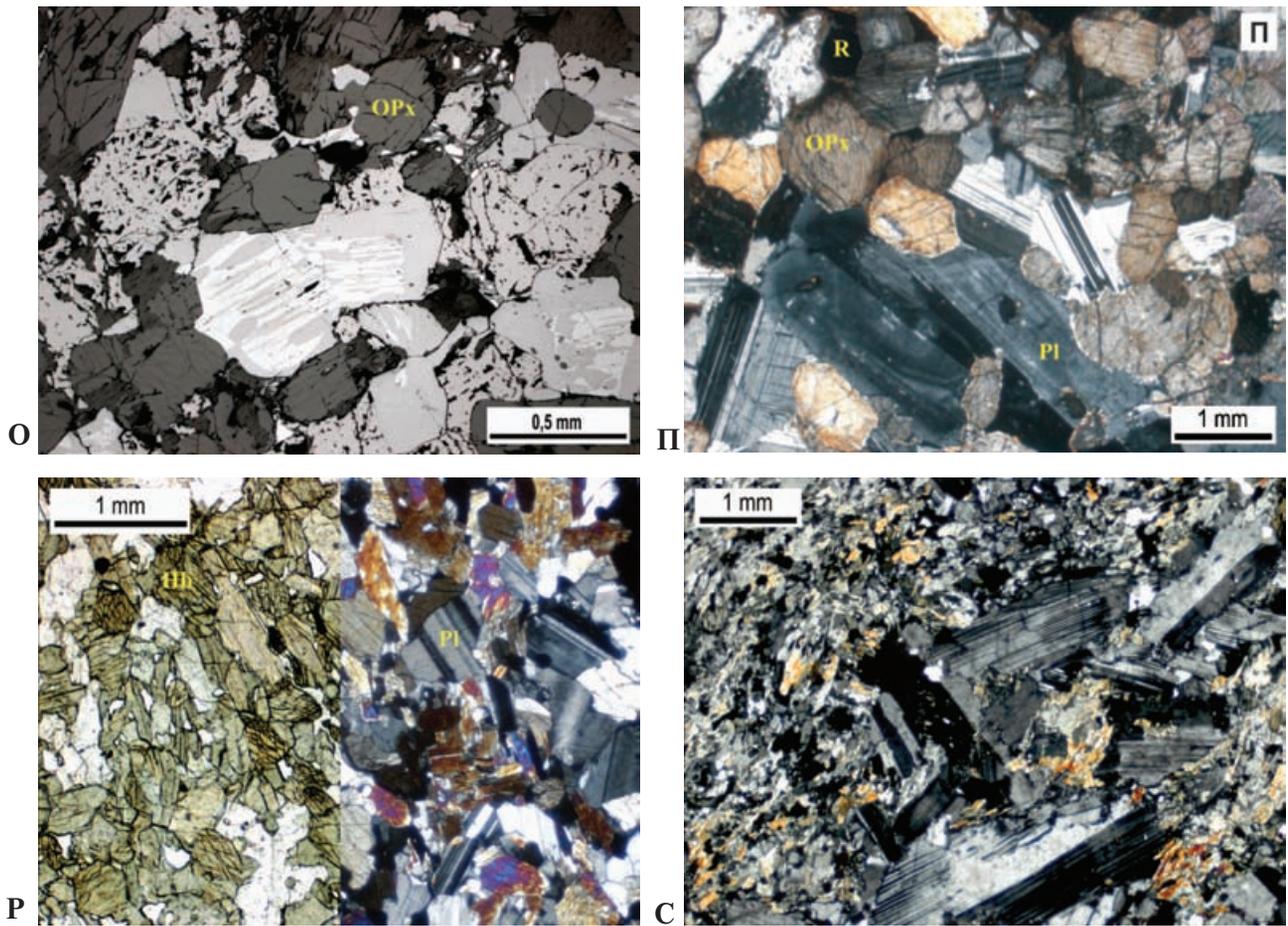


Рис. 2 (окончание)

Пялочноозерский массив площадью около 90 км² расположен в пределах более крупного тектонического блока саамид, граничащего с пялочной толщей (L₂). Он имеет вытянутую в ЮЗ–СВ направлении каплевидную форму длиной 16 км и шириной от 1 км в ЮЗ и до 6 км в СВ части. По аэромагнитным данным предполагается пологое падение массива на северо-запад.

Внутреннее строение массива определяется его позицией в пределах мощной тектонической зоны СВ простирания (Турий-Нижнепонойской). Все границы массива являются тектоническими разрывными нарушениями преимущественно СВ простирания, в меньшей степени субмеридиональными и субширотными, трассируемыми зонами бластомилонитов, массив разбит на блоки различного размера. Характерная черта — интенсивное проявление процессов расщепления, катаклаза, милонитизации, в результате которого на современном срезе преобладают перекристаллизованные габброиды со вторичными эвтакситовыми текстурами и бластотектониты по ним. Неизмененные породы сохранились лишь в виде ориентированных согласно общему простиранию массива останцов линзовидной формы, слагающих менее 15% площади массива и расположенных главным образом в юго-восточной, а также в центральной и

северной его частях (рис. 3). Эти породы представлены резко преобладающими габброноритами и подчиненными норитами, ортопироксенитами, плагиоурцолитами, оливинитами, пространственно ассоциирующими друг с другом и связанными постепенными переходами.

Ультрамафиты образуют тела мощностью до 100 м среди габброноритов в центральной и северной частях массива. Оливиниты имеют панидиоморфнозернистую структуру и состоят из серпентинизированного оливина Fa_{19–21} (75–85%), подчиненных количеств бронзита (En₈₁) и диопсида (En_{42–45}Wo_{46–48}), до 3% вкрапленности хромпикотида и до 1% обогащенного MgO титаномagnetита. Плагиоурцолиты (рис. 2, Ж) отличаются развитием вокруг зерен серпентинизированного оливина (до 30% пород) венцовых структур, состоящих из последовательных кайм бронзита и шпинель-амфиболового симплектитового агрегата, преобладанием ортопироксена над клинопироксеном, наличием до 15% роговой обманки, замещающей клинопироксен, и интеркумулусного плагиоклаза. Плагиоортопироксениты (рис. 2, З) и нориты различаются содержанием интеркумулусного плагиоклаза и его составом (10–12% An_{62–65} и 25–45% An₅₅ соответственно); кумулузный пироксен представлен бронзитом (En_{78–81}), содержание интерку-

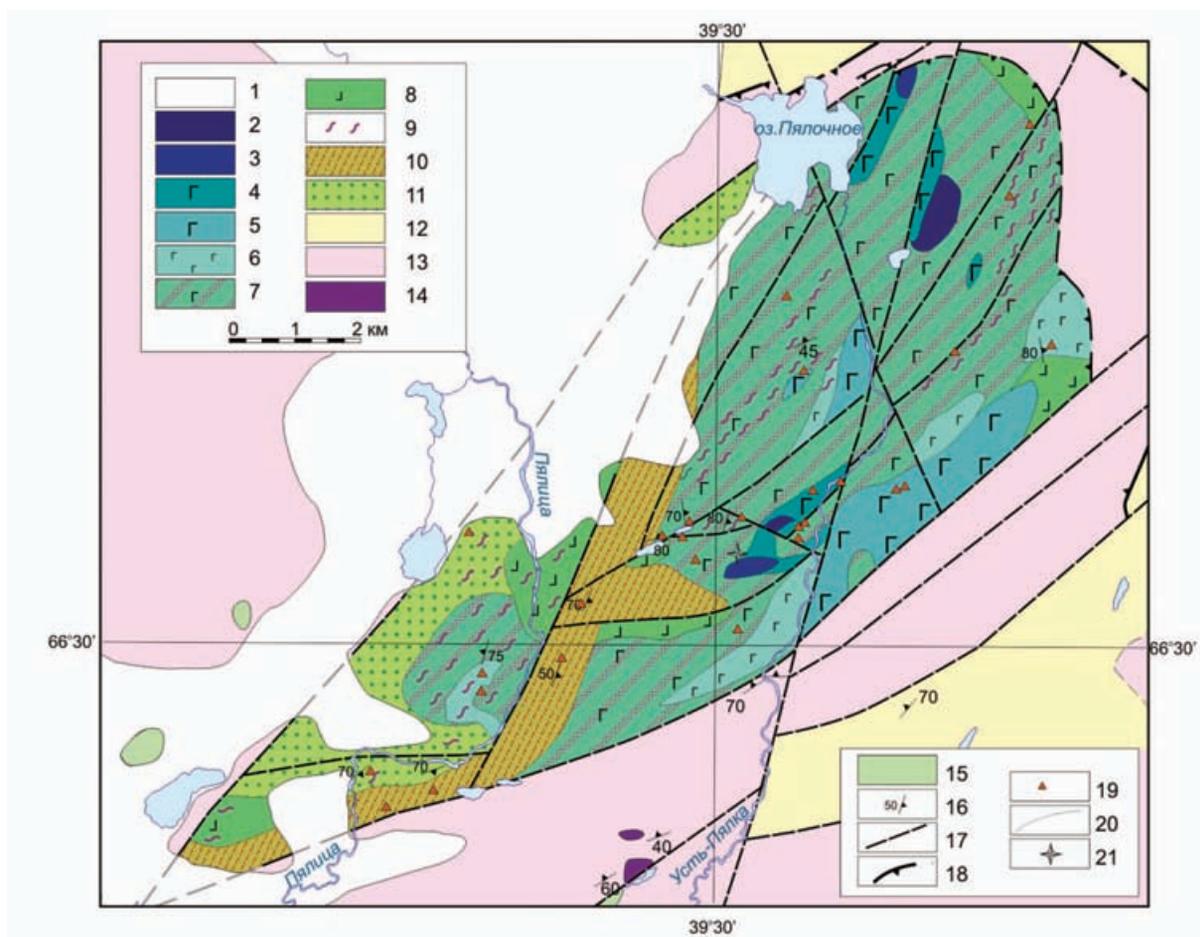


Рис. 3. Схема геологического строения Пялоозерского массива. Сост. с использованием данных геологосъемочных и поисковых работ (Е. Е. Селивановская и др., 1964; В. В. Семенов и др., 1988)

1 — четвертичные отложения; 2–9 — пялоозерский комплекс: 2 — лерцолиты, оливиниты, 3 — плагиоортопироксениты, 4 — габбронориты, нориты с кумулятивной структурой, 5 — мезократовые габбронориты массивные с габбровой структурой, 6 — микрогаббронориты, микронориты с линзами среднезернистых габброноритов, участками амфиболлизированные, окварцованные, 7 — габбронориты тонкополосчатые с эвтакситовой текстурой, линзами микрогабброноритов и многочисленными зонами (гранат)-кварц-плагиоклаз-амфиболовых бластотектонитов, 8 — амфиболиты и амфиболовые сланцы (апогабброиды), 9 — зоны интенсивной гранатизации габброноритов; 10 — гранат-амфиболовые сланцы (апогабброиды); 11 — скаполит-эпидот-биотит-амфиболовые сланцы (апогабброиды); 12–15 — вмещающие породы: 12 — сланцеватые амфиболиты, биотит-гранатовые гнейсы пялочной толщи, 13 — гнейсы беломорского комплекса, 14 — хлорит-тремолитовые сланцы, 15 — плагиоамфиболиты; 16 — элементы залегания директивных текстур; 17 — разрывные нарушения; 18 — надвиги; 19 — проявления сульфидной минерализации; 20 — границы полей развития различных типов пород пялоозерского комплекса; 21 — место отбора геохронологической пробы

мулусного авгита ($En_{57}Wo_{32}$) не превышает 5%. Для норитов характерно также развитие магнезиальной роговой обманки по пироксенам. Как нориты, так и пироксениты отличаются отсутствием магнетита и ильменита.

Габбронориты (Pl-Orx-СРх кумулаты) характеризуются четко выраженной кумулятивной, реже гипидиоморфнозернистой структурой и состоят из существенно варьирующих количеств лабрадора An_{58-70} (30–65%), гиперстена En_{70-76} (5–50%) и диопсид-авгита $En_{42-52}Wo_{32-48}$ (5–55%), апатита (до 1%), развивающихся по пироксенам чермакита (до 15%) и ильменита, в редких случаях вторичных скаполита и кварца. Выделяются габбронориты с кумулятивной структурой (рис. 2, И), тесно ассо-

цирующие с ультрамафитами, и развитые преимущественно в южной части массива габбронориты с габбровой структурой. Эти две разновидности четко различаются по железистости как пород ($K_{\phi} = 20-33$ и $38-49\%$ соответственно), так и слагающих их пироксенов. Тем не менее, пироксены в целом образуют, в отличие от Ондомозерского массива, непрерывную серию составов в направлении увеличения железистости в эволюционном ряду дифференциатов (рис. 4).

Большая часть площади Пялоозерского массива сложена перекристаллизованными габброноритами с директивными текстурами, линзами бластотектонитов и многочисленными зонами развития вторичного граната. Породы представлены

чередованием линз и полос различной мощности эвтакситовых средне- и мелкозернистых габброноритов, микрогабброноритов, роговообманковых микрогаббро, кварц-плаггиоклаз-амфиболовых бластотектонитов, послойных кварц-плаггиоклазовых жил с гранатом и т. д. Эвтакситовые габбронориты (рис. 2, К) характеризуются гипидиоморфнозернистой структурой с чередованием параллельных полос с преобладанием ксеноморфных гиперстена (En_{52-55}) и диопсида ($En_{35-38}Wo_{42-46}$). Плаггиоклаз перекристаллизован в мелкозернистый мозаичный агрегат (An_{43-45}), часто с кварцем, обычно с реликтами крупных лейст лабрадора. Породы содержат не менее 10% развивающегося по пироксенам амфибола, представленного преимущественно паргаситом, и обычно 3–5, иногда до 10%, ассоциирующего с последним ильменит-гематитового агрегата; биотит, как правило, присутствует в незначительных количествах. Среди этих тонкополосчатых пород обычны останцы массивных габброноритов с габбровой структурой, с которыми они связаны постепенными переходами.

Микрогаббронориты и микронориты формируют линзы и полосы в такситовых среднезернистых габброноритах, но в южной части массива они существенно преобладают над последними. Эти породы характеризуются большей частью гранулярной структурой и состоят из агрегата субизометричных зерен лабрадора (An_{50-53}), гиперстена (En_{53-54}), диопсида ($En_{33-35}Wo_{46-48}$), а также окисно-рудных минералов (ильменита, магнетита, гематита), составляющих 5–10% пород (рис. 2, Л). Наблюдаются как массивные, так и такситовые разновидности; в последних иногда присутствует скаполит (до 15%). Амфиболизация имеет место в отдельных параллельных линейных зонах, вплоть до появления линз роговообманковых микрогаббро, почти всегда содержащих реликты пироксенов.

В приконтактных частях массива местами развиты апогабброноритовые амфиболиты, в значительной мере превращенные в процессе катаклаза в амфиболовые сланцы.

В такситовых габброноритах наблюдаются многочисленные послойные зоны, реже секущие жилы кварц-плаггиоклазового состава. Характерная черта габброидов Пялочноозерского массива — интенсивное развитие вторичного граната, наиболее проявленное в пределах линейных участков, ориентированных согласно общему простиранию массива. Гранатизация начинается с формирования гранатовых кайм по роговой обманке, постепенно сменяющихся полным замещением гранатом темноцветных минералов и, наконец, формированием зон пойкилопорфиобласт граната ($Pu_{21-24}Alm_{51-54}Gros_{23-24}Spes_{1-3}$) в ассоциации со скаполитом, биотитом, кварцем, рутилом, реже сфеном, эпидотом, апатитом, кварц-скаполитовых жил с гранатом (рис. 2, М) либо в отдельных случаях скаполит-эпидот-гранатовых метасоматитов. Локально в зонах гранатизации в габброноритах развивается силлиманит и в единичных случаях кианит.

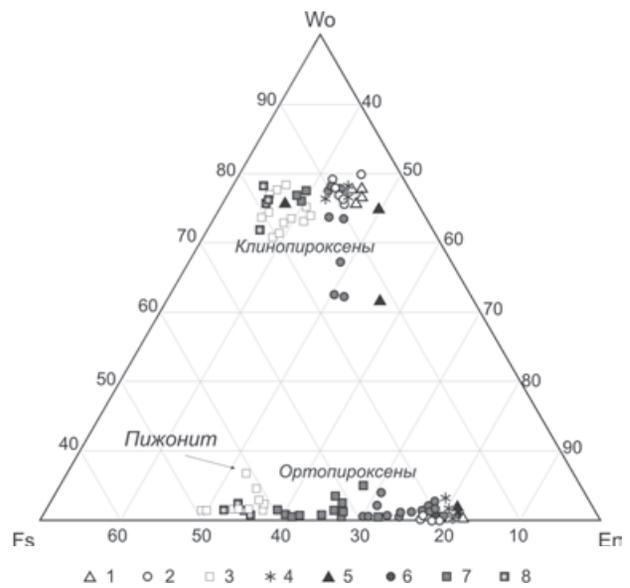


Рис. 4. Состав пироксенов из пород Ондомозерского и Пялочноозерского массивов

Фигуративные точки пироксенов из пород Ондомозерского (1–3) и Пялочноозерского (4–8) массивов: 1 — клинопироксениты, 2 — оливинные лейкогаббронориты, 3 — габбронориты II фазы; 4 — лерцолиты, 5 — плаггиопироксениты, 6 — низкожелезистые габбронориты и нориты с кумулятивной структурой, 7 — умеренно-железистые габбронориты с габбровой структурой, 8 — эвтакситовые габбронориты

В западной части массива вдоль мощных зон разрывных нарушений степень преобразования исходных габброидов максимальная. Здесь наблюдаются тела бластотектонитов мощностью до первых сот метров, представленных амфиболовыми, гранат-амфибол-плаггиоклазовыми, скаполит-эпидот-биотит-гранат-амфибол-плаггиоклазовыми, амфиболовыми сланцами, местами сохраняющими реликты габброноритов. Для этих метасоматитов характерна высокожелезистая ($Fe/Mg > 1$) роговая обманка (паргасит) с высоким содержанием титана (2–3%), тогда как плаггиоклаз имеет состав лабрадора (An_{55-59}).

К жильной фазе массива относятся единичные маломощные жилы микронорит-порфиринов и роговообманковых микрогаббро. Первые состоят из мелкозернистой (0,02–0,05 мм) гранобластовой скаполит-чермакит-андезин-гиперстеновой матрицы с порфировыми вкрапленниками гиперстена (En_{68}), в которых местами встречаются включения хромита. Роговообманковые микрогаббро обладают эвтакситовой текстурой и состоят из зеленой роговой обманки (70–75%), плаггиоклаза (20–25%) и ильменита (до 3%).

Бластомилониты развиты главным образом в южной эндоконтактной зоне массива и в его центральной части вдоль субширотных разрывных нарушений. Они представлены тонкополосчатым чередованием участков кварц-андезин-амфиболового, кварц-олигоклаз-биотит-гранатового, кварц-олигоклазового состава (рис. 2, Н). Гранат по со-

ставу аналогичен развитому в метасоматитах. Часто кремнещелочной метасоматоз проявлен вплоть до формирования гнейсоподобных калишпат-кварц-олигоклазовых пород с незначительным содержанием биотита, роговой обманки, диопсида.

Для определения возраста Пялочноозерского массива проведено изотопное датирование U-Pb методом по циркону из неизменных высокомагнетизальных габроноритов (рис. 2, И), ассоциирующих с ортопироксенитами. Морфологические и геохимические особенности изученных цирконов свидетельствуют об их магматическом происхождении, что позволяет интерпретировать полученное значение возраста в 1875 ± 12 млн лет (СКВО = 0,99) как возраст кристаллизации пород массива [3]. Время формирования апагабброидных бластокатаклазитов и метасоматитов отвечает, вероятно, этапу свекофеннской активизации региона.

Песчаноозерский массив расположен в зоне Колмозеро-Стрельнинского разлома СЗ простирания среди метаморфических пород верхнего лопия. В геофизических полях ему соответствует локальная гравитационная аномалия интенсивностью до 12 мГл и магнитная аномалия интенсивностью 600–1500 нТл. По гравиметрическим данным предполагается погружение подошвы массива на северо-запад. По данным крупномасштабной геологической съемки (В. В. Семенов и др., 1988), массив сложен габброноритами, норитами, мета-

габбро, реже оливиновыми норитами, местами плагиовестеритами и в западной части характеризуется концентрически-зональным строением: по направлению к контактам массива наблюдается постепенная смена оливиновых норитов последовательно норитами, интенсивно амфиболизованными габбро и габброноритами. Характерна повышенная по сравнению с другими рассматриваемыми объектами роль норитов (рис. 2, Л).

Габброиды Песчаноозерского массива интенсивно тектонизированы и метасоматически изменены (рис. 2, Р, С). Пироксены большей частью почти целиком замещены актинолит-хлоритовыми агрегатами или роговой обманкой, нередко развиты биотит, сфен, эпидот, магнетит и т. д.; местами по пироксенам развиваются каймы граната.

Геохимическая характеристика

Ондомозерский массив относится к недонасыщенным кремнеземом щелочноземельным породам (меланократовым габброноритам) и характеризуется повышенными содержаниями кальция и алюминия, низкими — магния и кремнезема, низкой и умеренной железистостью ($f=21-44\%$) пород, низкой щелочностью при резко повышенной роли натрия, пониженными кларками ($10^{-4}\%$) Ni (56), Co(31), Cu (86), Cr (130), высокозарядных катионов Rb, Ba, Zr, Nb и повышенными — Sr и Sc (табл. 1). Породы I и II фаз четко разделены по своим

ТАБЛИЦА 1

СРЕДНИЙ ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОСНОВНЫХ ТИПОВ ПОРОД ОНДОМОЗЕРСКОГО МАССИВА

Порода, мас. %	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	47,2	44,1	44,8	49,6	47,3	47,5	50,6	47,5
TiO ₂	0,49	0,16	0,235	0,88	0,67	0,90	0,68	0,71
Al ₂ O ₃	8,51	23,4	27,3	18,0	17,2	16,2	25,0	19,0
Fe ₂ O ₃	4,43	2,79	1,65	4,72	3,35	4,35	3,06	4,18
FeO	3,77	3,36	2,65	5,83	6,24	6,60	2,83	5,37
MnO	0,14	0,10	0,07	0,18	0,16	0,19	0,08	0,16
MgO	14,6	9,62	4,83	5,74	9,10	8,56	1,81	7,22
CaO	18,7	14,4	16,1	10,15	12,3	11,4	10,0	11,8
Na ₂ O	0,12	0,63	0,90	2,66	1,68	1,81	4,61	1,98
K ₂ O	0,47	0,16	0,30	0,84	0,39	0,62	0,28	0,60
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,03	0,25	0,05	0,13	0,27	0,17
п.п.п.	0,74	0,71	0,615	0,28	0,57	0,79	0,28	0,57
Va	0,0172	0,0096	0,0095	0,04	0,0165	0,0241	0,0285	0,0262
<i>ppm</i>								
Rb	11,9	1,6	7,4	14,96	7,2	17,5	2,3	11
Sr	240	811	955	824	559	493	1645	753
Zr	8	4	7	56	16	29	61	35
Y	8,6	2,8	3,65	18,3	8,4	19,7	10,2	13,7
Co	32	32	18	29	38	36	16	31
Cr	1270	102	156	77	118	164	9	133
Cu	28	48	65	55	87	126	24	81
Ni	101	97	44,5	27	81	66	6	55
V	203	48	76,5	216	212	232	80	189
Sc	97,6	11,2	18,1	28,2	37,2	38,8	8,3	29,3
La	2,5	1,3	2,1	10,9	2,2	7	28,1	7,5
Размер выборки	1	6	3	31	5	4	2	69

Примечание. 1 — оливиновые пироксениты, 2 — оливиновые лейкогаббронориты, 3 — анортозиты, 4 — габбронориты II фазы, 5 — габбродолериты краевой зоны, 6 — роговообманковые микрогаббро, 7 — габброидориты, 8 — интрузив в целом.

петрографо-минералогическим и петрогеохимическим характеристикам и отмечаются различными петрохимическими трендами дифференциации, хорошо проявленными на диаграммах главных компонент (рис. 5).

Для первых типичны преобладание оливин-плаггиоклазовых, оливин-ортопироксен-плаггиоклазовых и плаггиоклазовых кумулатов, низкая железистость (En_{75-88}) пироксенов и высококальциевый плаггиоклаз (An_{67-99}); в петрохимическом отношении породы представляют собой единую серию от ультрамафитов до лейкогабброноритов и анортзитов, отвечающую боуэнскому оливин-анортзитовому тренду дифференциации. В этом эволюционном ряду наблюдается постепенное увеличение содержания Al , Na , K , Sr , а также железистости пород и уменьшение Mg , Fe , Ni , Co . В целом габброиды I фазы характеризуются повышенными содержаниями алюминия, кальция, магния, железа и пониженными — кремнезема, щелочей и титана, а также низкой железистостью ($K_{\phi}=23-36$); все они относятся к оливиннормативным породам. Для неизменных разностей типично соответствие нормативного и модалного составов пород; при этом оливин и ортопироксен обогащены фаялитовым (ферросилитовым) компонентом, а клинопироксен энстатитовым. Плаггиоклаз обогащен кальцием, что свидетельствует о его раннем фракционировании. Спектры распределения РЗЭ отличаются наличием Eu -максимума при их низких содержаниях (рис. 6).

Габброиды II фазы характеризуются повышенной железистостью (En_{49-58}) мафических силикатов, преобладанием плаггиоклазов среднего состава (An_{41-65}), пониженными содержаниями магния, никеля и хрома, повышенными щелочей и несовместимых элементов, умеренной железистостью ($K_{\phi} = 49-53$) и постоянным присутствием нормативного кварца. От пород I фазы они отчетливо отличаются по повышенным в несколько раз содержаниям несовместимых элементов (Zr , Y , Nb , Th , La), повышенным концентрациям ванадия и несколько более низким — Ni и Cr (табл. 1). В амфиболизированных разностях значительно уменьшаются содержания Si , Na , K , Rb , P , Sr , Zr , Nb , La , возрастают — Ca , Fe , Mg , Cr , Ni , Co , V при понижении железистости пород ($K_{\phi} = 35-47$) и коэффициента аргайтности. Соответственно эти породы по составу несколько приближаются к образованиям I фазы. Спектр РЗЭ аналогичен распределению лантаноидов в коровых образованиях (рис. 6). Некоторые габбронориты, так же как и габбродолериты, характеризуются спектрами, переходными между породами I и II фаз, что подтверждает их отнесение к единому магматическому комплексу. Дифференциация пород II фазы выражена сочетанием щелочно-основного боуэнского и толеитового феннеровского трендов; все рудные металлы отличаются сходным поведением, накапливаясь совместно.

В целом максимальные содержания никеля в габброноритах составляют 0,013, кобальта — 0,0047,

хрома — 0,036, ванадия 0,045, P_2O_5 — 0,42, TiO_2 — 1,4%. В то же время в интенсивно измененных габброноритах и пироксенитах в южной и восточной частях массива установлены повышенные содержания меди до 0,025–0,037% (при фоновых концентрациях Cu 0,0025–0,0085%). С поздними стадиями кристаллизации связаны и повышенные концентрации золота (до 0,03 г/т) в амфиболизированных лейкогабброноритах восточной части массива.

Роговообманковые микрогаббро жильной фации по химическому составу близки к роговообманковым габбро. Напротив, габбродиориты существенно отличаются от всех остальных пород массива, характеризуясь минимальными содержаниями Mg , Ni , Co , Cr , V , Sc , низкими Fe , высокими Al и максимальными Na , Sr , La , а также Fe/Mg ($K_{\phi} = 49$) и Na/K (0,96) отношениями. По спектрам РЗЭ жильные породы близки соответственно к габброноритам и к лейкогабброноритам I фазы, что позволяет рассматривать первые как дайковые аналоги габброидов главных фаз.

По результатам статистического анализа распределения химических элементов в габброидах по площади Ондомозерского массива устанавливается линейная зональность распределения ряда компонентов, в целом согласная с его вероятным расчленением внутренним строением. В общем случае вкрест простиранию массива в СВ направлении статистически увеличиваются содержания Ca , Mg , Ni и уменьшаются K , Ba , Si , Nb , Th , а также K/Na отношение. Кроме того, в габброноритах II фазы в том же направлении наблюдается обогащение Fe , Mn , V , Co , Cu . Отсутствие каких-либо закономерностей пространственного распределения компонентов в интенсивно амфиболизированных породах указывает на первичную природу геохимической зональности в габброноритах, косвенно отражающей расслоенное строение массива.

Пялочноозерский массив, в отличие от Ондомозерского, относится к насыщенным кремнеземом породам щелочноземельной серии. Он отличается повышенными содержаниями кремния, титана, железа, натрия и особенно фосфора (в среднем 0,28% P_2O_5 , что в 3–4 раза выше, чем в других мафит-ультрамафитовых массивах региона), пониженными магния и кальция и соответственно умеренной железистостью, составляющей в среднем $f = 50\%$ (табл. 2). Характерно резкое доминирование кварцнормативных пород, обусловленное их низкой магнезиальностью; при этом наблюдается существенное обеднение оливина и ортопироксена форстеритовым/энстатитовым компонентом относительно нормативных составов, в отличие от клинопироксена и плаггиоклаза, модалные и нормативные составы которых в неизменных породах близки. Выделяются две петрохимические серии пород: первая соответствует кристаллизационной дифференциации интрузива, от оливинитов до лейкогабброноритов, вторая — наложенным метасоматическим преобразованиям (рис. 5).

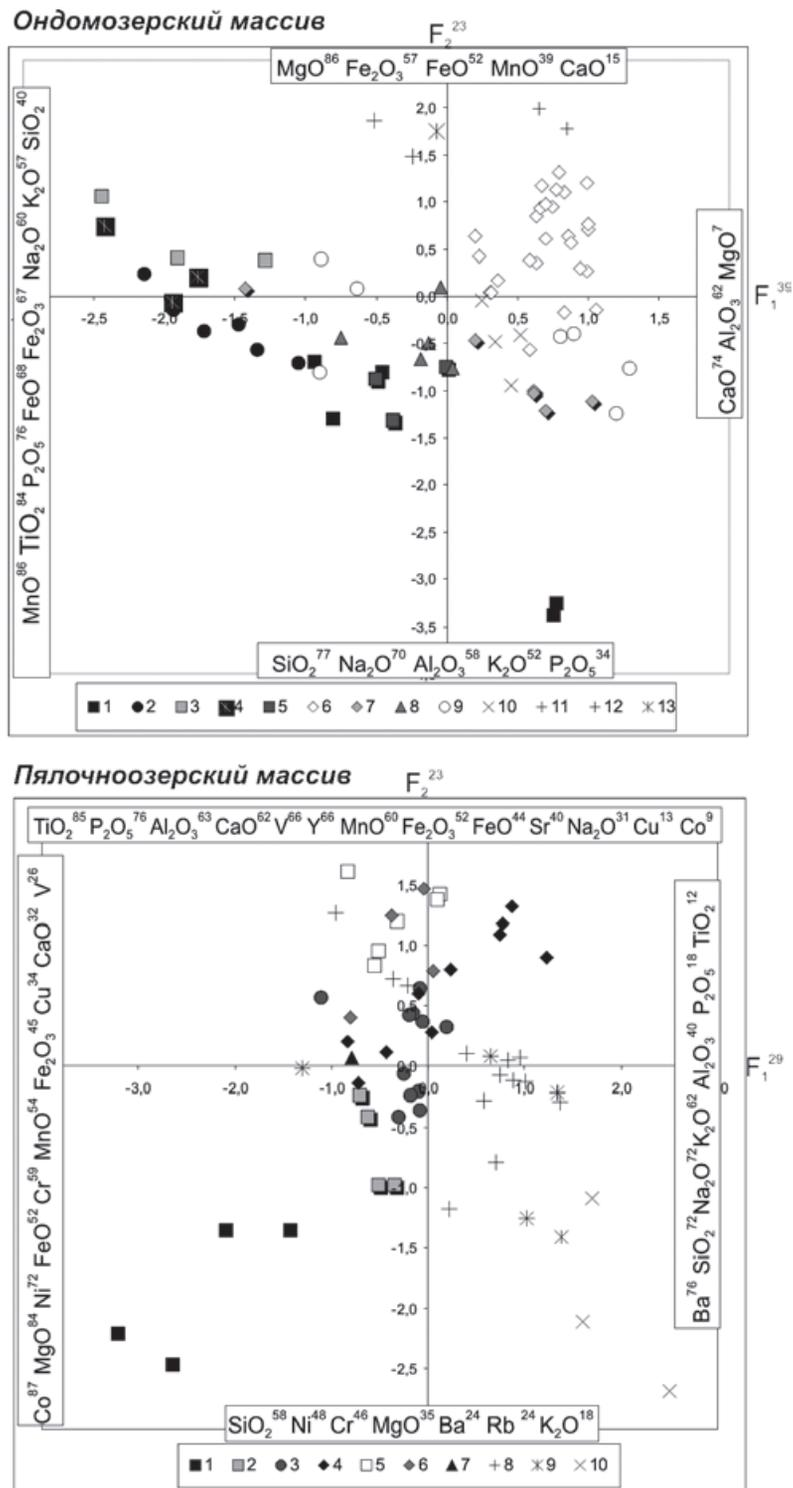


Рис. 5. Диаграммы главных компонент состава пород Ондозерского и Пялочноозерского массивов

Ондозерский массив: 1–5 — породы I фазы (1 — ультрамафиты, 2 — оливиновые лейкогаббронориты, 3 — анортозиты, 4 — лейкогаббронориты, 5 — меланократовые габбронориты); 6–7 — породы II фазы (6 — габбронориты, в т. ч. амфиболизированные, 7 — габбронориты интенсивно амфиболизированные); 8 — габбродолериты; 9 — роговообманковые габбро; 10–11 — жильная фаза (10 — роговообманковые микрогаббро, 11 — габбродиориты); 12 — бластокатаклазиты; 13 — эпидот-скаполит-полевошпатовые метасоматиты. *Пялочноозерский массив:* 1 — ультрамафиты, 2 — низкожелезистые габбронориты и нориты с кумулятивной структурой, 3 — умеренно-железистые габбронориты с габбровой структурой, 4 — габбронориты амфиболизированные, 5 — мезо- и лейкократовые габбронориты этвакситовые, 6 — микрогаббронориты, микронориты, 7 — микрогаббронорит-порфириты, 8 — интенсивно гранатизированные габбронориты и гранат-амфиболовые сланцы, 9 — бластокатаклазиты по габброидам, 10 — бластомилониты

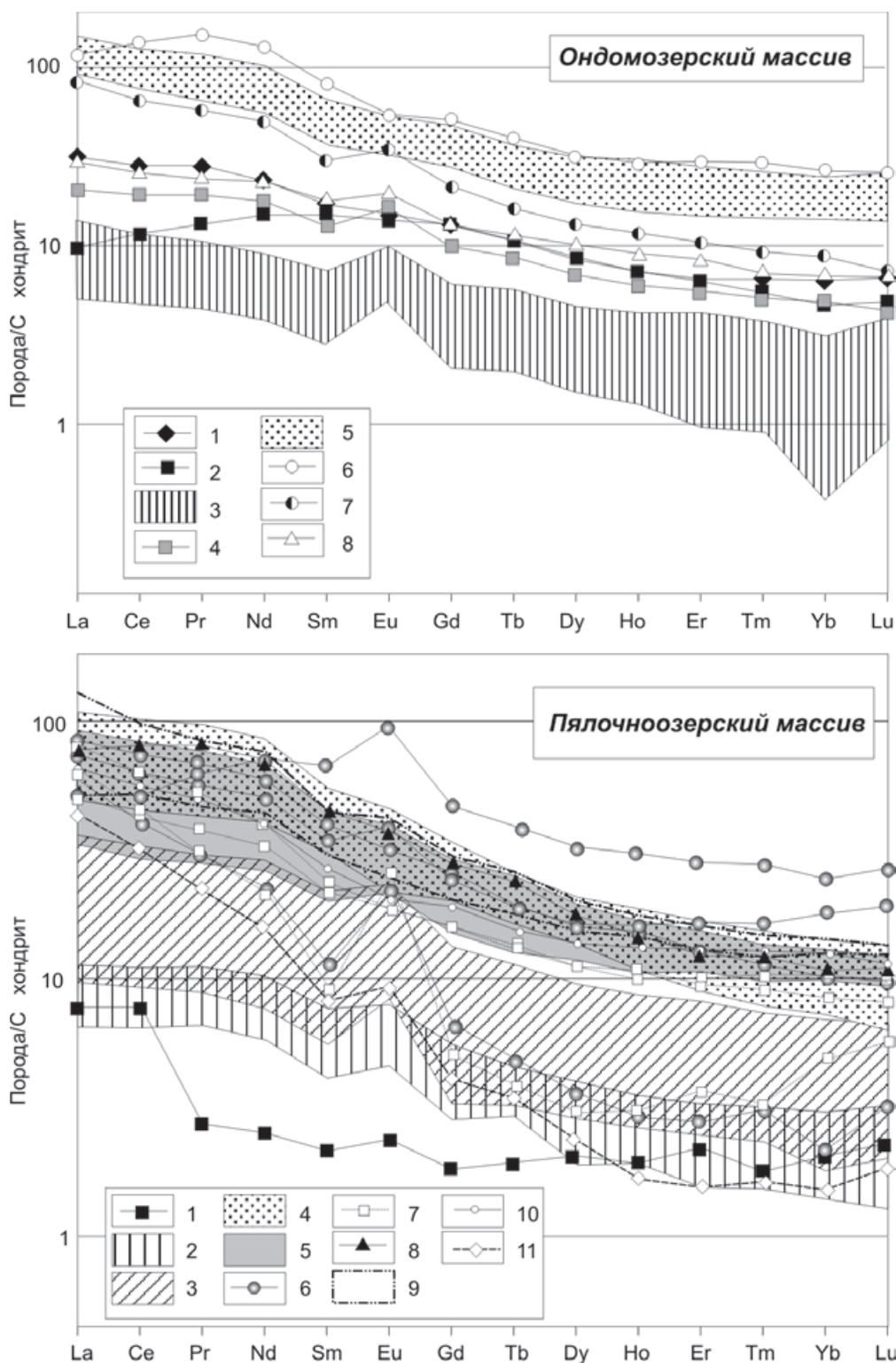


Рис. 6. Нормированные по хондриту спектры распределения РЗЭ в породах Ондозерского и Пялочноозерского массивов

Ондозерский массив: 1 — перидотит, 2 — клинопироксенит, 3 — оливковые лейкогаббронориты, 4 — анортозиты, 5 — габбронориты, роговообманковые габбро, 6 — роговообманковые микрогаббро, 7 — габбродiorит, 8 — габбродолерит краевой серии. *Пялочноозерский массив:* 1 — оливиниты, 2 — лерцолиты, 3 — плагиоортопироксениты, 4 — мелано- и мезократовые габбронориты, нориты с кумулятивной и габбровой структурой, 5 — габбронориты эвтакситовые, 6 — габбронориты интенсивно амфиболлизированные, 7 — микрогаббронориты, 8 — габбронориты интенсивно гранатизированные и гранат-амфиболовые сланцы, 9 — кварц-эпидот-амфиболовые апогаббровые метасоматиты, 10 — микрогаббронорит-порфириды, 11 — бластомилониты

Доминирует боуэновский кислотно-основной тренд дифференциации: статистически наблюдаются обеднение поздних дифференциатов (мезо- и лейкогабброноритов) Mg, Ni, Co, Cr и обогащение Al, Na, Y, Ba, Sr, Ti, P, Ca. Содержание железа также падает при росте железистости пород (значение K_{ϕ} изменяется от 19–25 в ультрамафитах до 33–48 в массивных габброноритах и до 53–60 в эвтакситовых лейкогабброноритах и микрогабброноритах). Вместе с тем, поздняя жила норит-порфиритов характеризуется не только высоким содержанием титана и фосфора, но также и Mg, Ni (315 г/т), Co и Cr. Наиболее высокие содержания TiO_2 (до 1,9%) и P_2O_5 (до 0,77%) наблюдаются в амфиболитизированных и частично перекристаллизованных габброноритах.

Спектры распределения РЗЭ в ультрамафитах и в ассоциирующих с ними габброноритах отличаются наличием Eu-максимума при широко варьирующих суммарных концентрациях (рис. 6). При этом такой их характер часто сохраняется даже при весьма интенсивном метасоматическом изменении. Вместе с тем, в тонкополосчатых раз-

ностях габброноритов, слагающих большую часть массива, наблюдаются более дифференцированные спектры РЗЭ со слабо выраженной или отсутствующей Eu-аномалией, аналогично гранатосодержащим метасоматитам.

Метасоматические преобразования базитов в зонах катаклаза и милонитизации выражаются в интенсивном перераспределении кремния, в меньшей степени бария и щелочей относительно всех остальных элементов. В зонах наиболее интенсивной переработки возникают бластомилониты, отвечающие по нормативному составу лейкократовым гранитам (табл. 2).

Породы **Песчаноозерского массива** охарактеризованы лишь 9 более ранними анализами, выполненными в ГИ КФАН (В. В. Семенов и др., 1988). По сравнению с пялочноозерскими габброидами, они более железистые (9,8–13,0% SFe_2O_3) и магнезиальные (6,5–13,5% MgO), обогащены Cr (в среднем 220 г/т), Ni (175 г/т), Co (88 г/т) и отличаются более низким значением $f = 27–48\%$. В то же время по высокому содержанию TiO_2 и низкому отношению Cr/Ni эти массивы аналогичны,

ТАБЛИЦА 2

СРЕДНИЙ ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОСНОВНЫХ ТИПОВ ПОРОД ПЯЛОЧНООЗЕРСКОГО МАССИВА

Порода, мас.%	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	38,4	48,1	52,3	50,7	51,1	50,2	48,3	48,7	50,6	47,2	57,2	71,7
TiO_2	0,17	0,30	0,21	0,42	0,84	1,29	1,41	1,10	1,00	1,38	0,95	0,34
Al_2O_3	4,93	11,47	6,37	17,50	17,88	18,58	17,20	13,60	18,00	18,38	17,00	14,37
Fe_2O_3	7,19	3,53	2,79	3,30	3,98	5,49	6,03	3,72	5,02	6,17	3,95	1,33
FeO	7,00	7,09	7,77	4,00	5,46	5,29	6,40	8,38	6,25	6,16	4,66	1,42
MnO	0,17	0,16	0,17	0,13	0,15	0,16	0,19	0,18	0,19	0,22	0,17	0,04
MgO	28,90	19,05	24,30	9,47	6,22	5,26	5,98	11,40	5,05	5,24	3,58	1,17
CaO	2,73	7,54	3,78	11,23	10,15	8,34	10,24	8,89	8,91	10,62	6,66	3,91
Na_2O	0,39	1,34	0,51	2,35	2,85	3,73	2,75	2,09	2,86	3,28	3,96	3,22
K_2O	0,11	0,19	0,08	0,21	0,36	0,47	0,37	0,50	0,69	0,39	0,94	1,67
P_2O_5	0,03	0,03	0,03	0,04	0,22	0,31	0,46	0,34	0,32	0,49	0,26	0,09
п.п.п.	8,95	0,42	0,51	0,28	0,15	0,46	0,05	0,05	0,54	0,05	0,15	0,41
Сумма	98,97	99,14	98,82	99,61	99,38	99,52	99,38	98,95	99,38	99,54	99,48	99,69
<i>ppm</i>												
Ba	180	200	120	172	313	425	350	340	434	315	688	1243
V	25	68	100	92	149	111	220	150	187	252	106	38
Cr	1600	565	3000	282	66	20	41	500	14	27	20	14
Co	123	90	84	43	47	42	60	71	46	52	30	11
Cu	35	55	194	73	91	80	99	6	143	103	61	9
Ni	1330	813	900	204	90	54	73	315	39	30	14	21
Zn	133	91	114	80	125	162	168	160	151	165	140	48
Rb	<1	<1	<1	0,9	1,4	2,5	1,3	4,7	9,3	1,8	10,9	20,3
Sr	330	818	181	835	937	1125	843	745	698	801	636	612
Zr	7	14	3	13	35	633	57	73	59	61	89	128
Y	2,9	5,3	2,6	7,5	13,0	20,5	18,3	19,5	15,4	18,6	22,5	7,5
Pb	1,5	2,4	3,6	1,4	3,7	2,9	2,6	4,7	4,6	4,8	5,4	7,1
Nb	0,5	0,5	0,5	0,4	3,0	4,0	6,4	4,2	3,9	4,0	5,4	4,8
Размер выборки	1	2	1	4	11	10	4	1	18	6	9	4

Примечание. 1 — оливиниты, 2 — лерцолиты, 3 — плагиоортопироксениты, 4 — нориты и габбронориты с кумулятивной структурой, 5 — мезократовые габбронориты массивные с габбровой структурой, 6 — габбронориты эвтакситовые (катаклазированные), 7 — микрогаббронориты и микронориты, 8 — микрогаббронорит-порфириты, 9 — апогаббровые амфиболиты, 10 — интенсивно гранатизированные габбронориты, 11 — бластокатаклазиты по габброноритам, 12 — бластомилониты.

отличаясь от других мафит-ультрамафитовых массивов региона. В отдельных образцах габброноритов устанавливаются повышенные концентрации $\text{Cr} = 0,075$, $\text{Co} = 0,077$, $\text{Ni} = 0,026\%$.

Сульфидная минерализация

Ондомозерский массив. Вкрапленность сульфидов, магнетита, титаномагнетита, ильменита, а также единичные тонкие (до 1–3 мм) прожилки сульфидов, прослеживающиеся на 10–25 см, отмечаются во всех типах пород массива. Распределены они неравномерно, но в целом содержание рудных минералов редко превышает 5%. Развитие ильменита и магнетита связано с процессом амфиболитизации пироксенов габброноритов и в отдельных амфиболитизированных разностях габброидов II фазы окисно-рудная минерализация (при преобладании магнетита) составляет до 7–10% пород. Породы I фазы (исключая апоперидотиты), так же как роговообманковые габбро и роговообманковые микрогаббро, обеднены рудной минерализацией.

Сульфиды (пирит, пирротин, халькопирит) развиты, как правило, в резко подчиненном количестве по сравнению с окисно-рудными минералами, но в существенно амфиболовых породах (габбро-амфиболитах, габбродолеритах, роговообманковых микрогаббро) они часто играют ведущую роль. Кроме того, хотя и в меньшей степени, сульфиды характерны для метасоматически измененных габброидов в зонах разрывных нарушений.

Участок наиболее проявленной сульфидной минерализации в пределах Ондомозерского массива приурочен к крупнозернистым интенсивно амфиболитизированным габброидам вдоль северного его контакта, состоящим из гипидиоморфно-зернистого агрегата плагиоклаза (20–40%) и амфибола (50–75%), образующего как агрегатные скопления чермакитовой роговой обманки в ассоциации с актинолитом с единичными реликтами ортопироксена, так и пойкилопорфиобласты актинолитовой роговой обманки размером до 2 см. Рудные минералы составляют 3–10% пород; сульфиды, как правило, присутствуют в подчиненном количестве (25–40% рудной минерализации). Характерно присутствие рассеянного рутила, замещающего сфеном и далее тремолитом. Доминирующим рудным минералом является ильменит (содержащий до 1,5% MnO и до 0,5% MgO), часто находящийся в сростании с магнетитом. Довольно часто на зерна ильменита нарастают пирит, халькопирит, пирротин. В ильмените постоянно отмечается мельчайшая (первые микроны) вкрапленность гематита, редко пирита, выделения которого ориентированы по направлениям отдельности в ильмените, в некоторых случаях наблюдаются микровключения пирита. Как правило, ильменит по периферии замещается сфеном, в котором также изредка присутствуют сульфидные микровключения.

Сульфиды представлены как самостоятельными агрегатами, так и продуктами замещения ильменита. Преобладает пирит, обычные также халькопирит, пирротин, марказит, в единичных случаях присутствует миллерит. К более поздним сульфидам относятся ковеллин и марказит-мельниковитовый агрегат. Локально, в тесном сростании с халькопиритом, присутствует бравоит, в ассоциации с которым развиты аргентопентландит, содержащий 1% Cu , 2% ЭПГ, до 17% Ag и характеризующийся отношением $\text{Ni/Fe} = 0,7$.

Пялочноозерский массив. Рудная минерализация здесь также представлена преимущественно окисными минералами. Она приурочена преимущественно к такситовым, в той или иной степени амфиболитизированным габброноритам, составляя в этих породах обычно 3–5, часто до 8–12%; наиболее обогащены окисно-рудными минералами микрогаббронориты. В массивных габброноритах количество рудных минералов, как правило, менее 1–2%; апогаббровые метасоматиты также обеднены ими. Выделяются две главные рудные ассоциации: 1) ассоциирующий с развитой по пироксенам роговой обманкой ильменит с вросками гематита как продукта распада твердого раствора, с которым ассоциирует резко подчиненный пирротин с включениями халькопирита и реже пентландита; 2) вторичная магнетит-пирит-марказит-халькопиритовая ассоциация, замещающая первичные рудные минералы и выполняющая полости в породах. Локально в габброноритах появляются рудные сегрегации неправильной формы с сидеронитовой структурой, состоящие из зерен ортопироксена, сцементированных ильменит-гематитовым агрегатом с редкими включениями пирротина, пирита, пентландита (рис. 2, О).

В пределах центральной части массива выявлена зона интенсивной сульфидной минерализации, приуроченная к тектоническому блоку, сложенному измененными габброноритами и лерцолитами. Сульфиды составляют местами до 30 об.% и ассоциируют с участками интенсивной амфиболитизации или развития эпидота, скаполита, сфена. Они представлены главным образом пиритом, реже пирротинном с включениями пентландита, халькопиритом. Содержания Ni и Co в пирротине не превышают 0,35 и 0,23%, но во вторичном пирите достигают 1,78 и 2,49% соответственно; пентландит также обеднен никелем (29%). В пределах этого блока с содержащими до 10% окисно-рудными минералами, интенсивно амфиболитизированными габброноритами, существенно обедненными Mg , Ni , Co , Cr и обогащенным Al , Na , Ba , HREE и особенно Sr (до 2020 г/т), связаны также геохимические аномалии Ag (до 0,77 г/т) и Zr (до 2380 г/т).

В неизмененных габброноритах и ультрамафитах выделяются две ассоциации рудных элементов: 1) Ni-Co-Cr-Au , приуроченная к наиболее магнетиальным разностям; 2) Cu-V-Pb , связанная с наложенными преобразованиями пород. Повышенные концентрации меди (300–400 г/т)

связаны с амфиболизированными габброноритами в различных частях массива. Хотя Пялочноозерский массив, по сравнению с Ондомозерским, в целом обогащен Ni (среднее содержание 120 г/т) и Co (50 г/т), средневзвешенные концентрации этих элементов, так же как и Cr (151), V (140), Cu (79), низкие при весьма низком Cr/Ni отношении (0,99). Максимальные содержания никеля и кобальта как в перидотитах (1000 и 100 г/т соответственно), так и в габброноритах (266 и 71 г/т) ниже кларков соответствующих пород типовых мафит-ультрамафитовых комплексов региона. Локально в северной части массива наблюдаются повышенные концентрации хрома в ортопироксенитах (до 3000 г/т) и габброноритах (до 550 г/т). В норит-порфиридах иногда развит феррихромпикотит ($Mg_{0,12} Fe^{2+}_{0,82} Ti_{0,01} (Fe^{3+}_{0,52} Al_{0,70} Cr_{0,80})O_4$).

Формационная типизация

Ранее массивы ондомозерского комплекса относились либо к перидотит-пироксенит-габброноритовой [9], либо к габбро-анортозитовой [1] формациям. При анализе генеральных трендов петрохимической дифференциации обнаруживаются их близость к комплексам габбро-анортозитовой формации (в первую очередь к цагинскому) и существенное отличие от типичных расслоенных интрузивов перидотит-пироксенит-габброноритовой формации региона, за исключением массива Ципринга и Имандровского лополита (рис. 7). Общими особенностями вещественного состава изученных массивов являются: 1) незначительная роль в их составе ультрамафитов, формирующих лишь редкие маломощные тела среди резко доминирующих высокоизвестковистых базитов (габброноритов). Подобная специфика, очевидно, обусловлена низкой магнезиальностью исходных расплавов; 2) повышенные содержания титана и фосфора, 3) относительно высокая железистость пород, характерная из расслоенных интрузий перидотит-пироксенит-габброноритовой формации данного региона только для массива Ципринга; 4) низкие относительно кларков соответствующих пород концентрации Mg, Ni, Cr, Co, V.

Вместе с тем, Ондомозерский массив, в отличие от Пялочноозерского и Песчаноозерского, характеризуется определенными специфическими чертами: 1) двухфазное строение с развитием оливинсодержащих пород анортозит-лейкогабброноритовой серии с оливин-анортозитовым трендом дифференциации в составе одной из фаз; 2) развитие высококальциевых (клинопироксеновых) габброидов при отсутствии норитов; 3) повышенные содержания кальция и алюминия и пониженные кремнезема, и соответственно преобладание оливиннормативных пород; 4) низкая щелочность при резко повышенной роли натрия и рост щелочности пород при повышении их железистости; 5) широкое развитие роговообманковых пород, свидетельствующее о высокой водонасыщенности исходного расплава. Принципиальной характери-

стикой является контрастность поведения магния и кремнезема (резкое преобладание анортозитовой составляющей дифференциации выражается в исключительно высокой отрицательной корреляции CaO–SiO₂) при формировании Ондомозерского массива, тогда как именно сочетание высоких содержаний Mg, Ni, Cr и ЭПГ с одной стороны и высоких концентраций SiO₂, легких РЗЭ и Zr с другой, при деплетированности литофилами, в частности титаном, является типоморфным признаком раннепротерозойской формации расслоенных интрузий.

Наиболее типичными петрохимическими характеристиками Пялочноозерского массива, в отличие от Ондомозерского, являются низкая магнезиальность (резкое доминирование кварцнормативных пород), пониженные содержания кальция и алюминия. Его формирование, так же как и габброидов II фазы Ондомозерского массива, в петрохимическом аспекте определяется сочетанием щелочно-основного боуэновского (преобладающего) и толеитового феннеровского трендов, аналогично породам Имандровского лополита.

Таким образом, по совокупности петрографо-минералогических и петрогеохимических характеристик могут быть выделены:

— **ондомозерский анортозит-габброноритовый комплекс** раннекарельского (калевийского) возраста, включающий одноименный массив и относимый к габбро-анортозитовой формации;

— **пялочноозерский норит-габброноритовый комплекс** позднекарельского (вепсийского) возраста, включающий Пялочноозерский, Песчаноозерский массивы и ряд мелких интрузий в их обрамлении, петрохимически сопоставимый с образованиями норит-лейкогабброноритовой субформации (петротипом которой является Имандровский лополит), но резко отличающийся от них по времени и геодинамической обстановке формирования.

Основные выводы

1. Ондомозерский массив сложен породами двух фаз с четко дифференцированными геохимическими и петрографо-минералогическими особенностями и относится соответственно к оливинсодержащей анортозит-лейкогабброноритовой и габброноритовой сериям. В составе массива резко доминируют габбронориты, в подчиненном количестве развиты роговообманковые габбро, оливиновые лейкогаббронориты, анортозиты, локально клинопироксениты и перидотиты. На основании таких признаков, как линейный характер распространения различных разновидностей пород, наличие полосчатых текстур, первичной линейной геохимической зональности, значительная вариация состава породообразующих силикатов, Ондомозерский массив представляется в качестве расслоенного интрузива. Время формирования габброноритов Ондомозерского массива составляет, по данным изучения U–Pb системы цирконов, $1966,2 \pm 5,6$ млн лет.

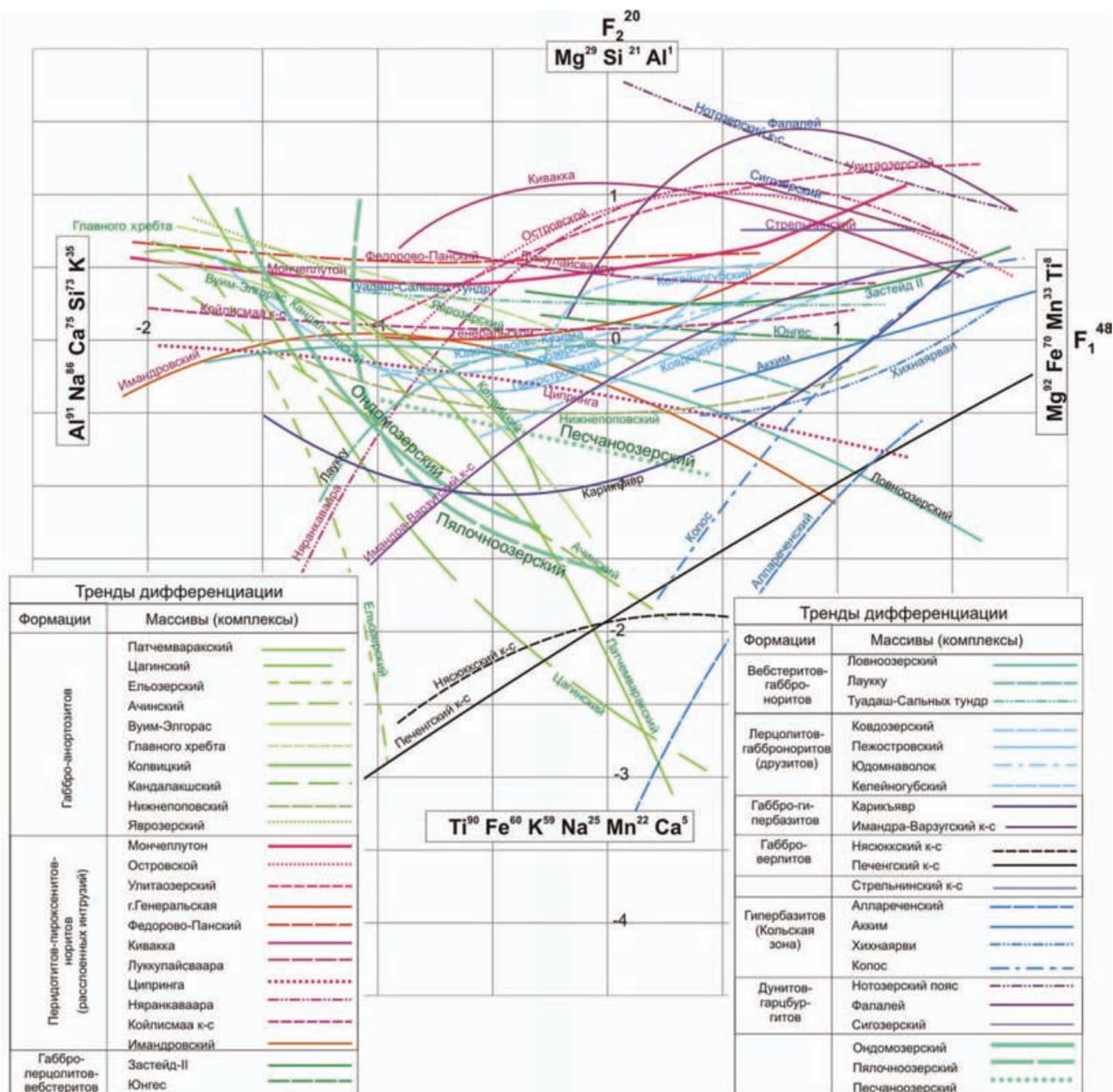


Рис. 7. Генеральные тренды дифференциации мафит-ультрамафитовых интрузивных комплексов северо-восточной части Балтийского щита на диаграмме главных компонент их состава. Химические анализы пород заимствованы из фондовых и опубликованных источников [4, 5, 9, 11, 12; В. А. Житников и др., 1991; и др.]. Магматические формации выделены согласно [7]

2. Пялочноозерский массив сложен единой серией пород от оливинитов до лейкогабброноритов и отличается интенсивным проявлением наложенных процессов катаклаза и связанных с ним метасоматических преобразований и перекристаллизации, что привело к преобладанию в его составе бластотектонитов и метасоматитов по габброидам. Возраст массива определен U-Pb методом по циркону в 1875 ± 12 млн лет.

3. Все рассматриваемые массивы характеризуются пониженными концентрациями Mg, Ni, Co, Cu, Cr и повышенными содержаниями Ti и P. Вместе с

тем, геохимическая и петрографо-минералогическая специфика Ондомозерского массива с одной стороны и Пялочноозерского и Песчаноозерского с другой, позволяет рассматривать их в составе различных магматических комплексов — соответственно (1) ондомозерского анортозит-габброноритового и (2) пялочноозерского норит-габброноритового.

4. В составе рудной минерализации во всех изученных массивах преобладают окисно-рудные минералы (ильменит, магнетит, гематит), формирование которых связано преимущественно с процессами амфиболизации. Сульфиды образуют ред-

кую вкрапленность и единичные прожилки преимущественно в существенно роговообманковых породах, и лишь локально в пределах Пялочноозерского массива наблюдается их интенсивное развитие. Среди сульфидов преобладает пирит, в подчиненных количествах развиты халькопирит, пирротин, локально в роговообманковых габброидах Ондомозерского массива установлены миллерит, бравоит и аргентопентландит. Хотя в пределах последнего отмечаются локальные геохимические аномалии меди, а в Пялочноозерском массиве серебра и циркония, в целом низкие фоновые содержания рудных элементов и отсутствие признаков их существенного перераспределения в пределах массивов свидетельствуют о низком металлогеническом потенциале последних.

5. Возраст и тектоническая позиция Ондомозерского, Пялочноозерского и Песчаноозерского массивов, приуроченных к секущим относитель-

но Имандра-Варзугской рифтогенной структуры тектоническим зонам, резко отличает эти массивы от других мафит-ультрамафитовых расслоенных интрузий региона. Последние, как известно, приурочены к зонам сочленения консолидированных блоков архейской коры и раннекарельских рифтогенных систем (Полмак-Пасвик-Печенга-Имандра-Варзуга и Пана-Куоляярви) и сформировались на ранних стадиях развития этих структур (2440–2500 млн лет). Установление времени формирования ондомозерского и пялочноозерского комплексов указывает на проявление в восточной части Печенга-Варзугского рифтогенного пояса, так же как и в западной, импульса базит-ультраабазитового магматизма, отвечающего завершающей стадии рифтогенеза и до этого известного лишь в Печенгской структуре (ферропикриты материнской свиты и комагматические никеленосные интрузии габбро-верлитовой формации) [6].

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:1 000 000 (новая серия). Лист Q–(35)–37 / Ред. Ю. Б. Богданов. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000.

2. Кузьмин В. К., Наумов М. В., Бережная Н. Г., Лепехина Е. Н. Геологическое строение, состав и возраст Ондомозерского массива (северо-восток Балтийского щита) // Докл. РАН. 2005. Т. 401, № 6. С. 787–791.

3. Кузьмин В. К., Наумов М. В., Бережная Н. Г., Родионов Н. В. Новые данные о составе и возрасте Пялочноозерского массива (ондомозерский ультрамафит-мафитовый комплекс, северо-восток Балтийского щита) // Тез. докл. Междунар. конф. «Ультрамафит-мафитовые комплексы складчатых областей докембрия», Улан-Удэ, 6–9 сентября 2005 г.

4. Лавров М. М. Гипербазиты и расслоенные интрузии докембрия Северной Карелии. Л.: Наука. 1979. 136 с.

5. Латыпов Р. М., Чистякова С. Ю. Механизм дифференциации расслоенного интрузива Западно-Панских тундр. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2000. 315 с.

6. Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтовой структуры / Ред. Ф. П. Митрофанов, В. Ф. Смолькин. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 1995. 258 с.

7. Магматические формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита / Ред. И. В. Бельков. Л.: Наука. 1985. 178 с.

8. Митрофанов Ф. П., Яковлев Ю. Н., Дистлер В. В. и др. Кольский регион — новая платинометалльная провинция // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М.: Наука. 1995. С. 65–86.

9. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение / Ред. Ф. П. Митрофанов, В. Ф. Смолькин. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2004. 177 с.

10. Сводная легенда дочетвертичных образований Кольской серии листов Государственной геологической карты масштаба 1:200 000 (новая серия) / Сост. А. М. Ремизова. СПб.: ВСЕГЕИ. 1995.

11. Ткаченко К. Н., Юдин Б. А. Химические анализы пород базит-гипербазитовых комплексов докембрия Кольского полуострова. Апатиты. 1982. 215 с.

12. Alapieti T. The Koillismaa layered igneous complex, Finland — its structure, mineralogy and geochemistry, with emphasis on the distribution of chromium // Geol. Survey of Finland Bul. 1982. Vol. 319. P. 1–116.