

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФОНД РСФСР

**РОЛЬ ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО,
СТРУКТУРНОГО И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОГО
ФАКТОРОВ В ФОРМИРОВАНИИ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ РСФСР**

Москва 1978

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФОНД РСФСР

553. + 551.7

Труды

РОЛЬ ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО,
СТРУКТУРНОГО И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОГО
ФАКТОРОВ В ФОРМИРОВАНИИ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ РСФСР

2743

Москва 1978



Научные редакторы — В. В. Проскуряков, В. З. Негруца

Редактор — Н. А. Чернобай

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

К. Д. Беляев (гл. редактор), *В. Ф. Жабров*, *А. И. Кацков*, *Л. И. Кириченко*,
В. В. Проскуряков (зам. гл. редактора), *В. З. Негруца*, *Е. К. Жанчурина*,
В. С. Саванин, *А. П. Саломон*, *Е. Л. Тушевский*, *Н. А. Чернобай* (ученый
секретарь редколлегии)

*К. Д. Беляев
В. З. Негруца
В. В. Проскуряков
Ю. И. Рабинович*

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Исследования пространственно-временных и генетических взаимосвязей рудных и геологических формаций со структурно-геологической обстановкой региональной локализации оруденения устанавливают в геологическом развитии Балтийского щита не менее пяти металлогенических эпох — «промежутков времени, благоприятных для отложения определенных групп полезных ископаемых» (В. Линдгрэн), соответствующих пяти главным мегациклам тектогенеза: прогеосинклинальному, протогеосинклинальному, протоорогенному, платформенной тектоно-магматической протоактивизации в средне — позднепротерозойское и активизации в палеозойское время.

Современные черты металлогении сформировались при многократном наложении друг на друга осадочных и осадочно-вулканогенных метаморфогенных и магматогенных рудообразующих процессов. Многостадийность развития территории обусловила многообразие полезных ископаемых. [Беляев, 1975, Билибина и др. 1975].

Каждой металлогенической эпохе соответствует определенный структурно-формационный комплекс. Для прогеосинклинального (беломорского) и протогеосинклинального (лопского) комплексов характерны осадочно-вулканогенные типы литогенеза, завершающиеся складчатостью, формированием значительных масс аллохтонных и автохтонных гранитоидов в условиях регионального метаморфизма гранулитовой и амфиболитовой фаций. Главнейшие тектонические швы этих эпох подчеркиваются поясами гипербазитовых и габбро-анортозитовых интрузий.

Беломорская металлогеническая эпоха (древнее 3500 млн. лет) относительно бедна полезными ископаемыми. С ней связано формирование метаморфогенной высокоглиноземистой формации в гнейсах с ограниченными промышленными запасами (Ловозерское месторождение силлиманита). Некоторый интерес представляют пирит-пирротиновые залежи в комплексе с медью, полиметаллами и кобальтовая рудная формация (фальбанд). В кольской серии беломорского комплекса размещаются крупные промышленные месторождения железа (Заимандровская группа), связанные с джеспилитовой амфиболито-гнейсовой

геологической формацией (некоторые исследователи склонны относить эти образования к раннему протерозою).

Металлогеническая эпоха протогеосинклинального (лопского) этапа (3500—2700 млн. лет) характеризуется более разнообразной металлоносностью. В это время формировались типично стратиформные крупные месторождения высокоглиноземистого сырья (Кейвская группа), крупные железорудные месторождения Западно-Карельского бассейна (Костамукша), колчеданные месторождения (Хаутовара, Ялонвара, Парандово и др.); возможно, слюдоносные пегматиты (Чупино-Лоухский и Енский районы) *. С интрузиями гипербазитовой формации связаны мелкие месторождения медно-никелевых руд (Аллареческое, Восток) и рудопроявления хромита, а с габбро-анортозитовой формацией — титано-магнетитовая минерализация (Цагинская интрузия и др.).

Общей особенностью металлогении протогеосинклинальной эпохи является отчетливо выраженный стратиформный характер оруденения, и его значительные масштабы.

В период карельской «протоорогенной» металлогенической эпохи (2700—1800 млн. лет) резко увеличивается роль эндогенной минерализации, связанной с магматической деятельностью при формировании протяженных вулкано-тектонических поясов, заложенных вдоль зон сочленения крупных блоков щита, границами которых служили глубинные мантийные и коровые разломы. Выделяются три главных пояса: Янисярвинский, на границе Карельского и Свекколадожского мегаблоков, Куола-Выгозерский вдоль зоны сочленения Карельского и Беломорского мегаблоков и Печенгско-Имандра-Варзугский по границе Беломорского и Кольского мегаблоков. В этих поясах, в связи с гипабиссальными аналогами ультраосновных и основных вулканитов проявляется медно-никелевое и титано-магнетитовое оруденение. В частности, интрузии габбро-верлитовой формации содержат медно-никелевые месторождения (Печенгский район), а габбро-диабазовый-титано-магнетитовые (Западное и Восточное Прионежье). Геологические предпосылки и геохимические данные о поведении меди, кобальта и др. металлов свидетельствуют о перспективах обнаружения здесь месторождений стратиформового типа новых для региона рудных формаций, в том числе в метапесчаниках, углеродистых сланцах и кварцевых конгломератах.

Крупной областью распространения кварцевых конгломератов, медистых песчаников и черных сланцев с медью и кобальтом являются ятулийские наложенные структуры Карельского мегаблока, обособляющиеся в самостоятельные Центрально-Онежскую и Янгозерскую металлогенические зоны.

* Ряд данных свидетельствует о более молодом, карельском возрасте слюдоносных пегматитов. (научн. ред.)

«Протоорогенным» этапом завершилось геосинклинальное развитие региона. В конце карелия — начале рифея (на рубеже среднего — позднего протерозоя — 1800—1300 млн. лет) в докембрии восточной части Балтийского щита проявилась специфическая эпоха тектоно-магматической активизации (протоактивизации). В процессе ее щит расчленился на блоки различных размеров, вдоль расколов внедрились гранитные интрузии различных формаций (комплексы гранодиоритов и гранитов Ара-Порьяс, щелочных гранитов Кейв, гранитов рапакиви и др.) и формировались наложенные впадины вдоль южного ограничения щита. Начальные периоды протоактивизации отмечены внедрением интрузий основного-ультраосновного и щелочного состава соответственно, перидотит-пироксенит-норитовой и щелочно-габброидной формаций, сопровождаемых медно-никелевой (Мончегорская группа месторождений) и редкометалльно-титано-магнетитовой минерализацией (массивы Гремяха-Вырмес и Елетьозеро).

В целом докембрийская эпоха активизации изучена недостаточно, но уже сейчас можно говорить по меньшей мере о двух ее этапах усиления тектонических движений и магматизма и соответственно о двух циклах рудогенеза.

Ранний этап проявился расколом фундамента по ортогональным северо-восточным и северо-западным направлениям с внедрением линейно ориентированных массивов типа Ара-Порьяс. Для этого типа характерно формирование редкометалльной и молибден-вольфрамовой минерализации различных рудных формаций. С этим же этапом (по крайней мере, вдоль расколов, оживленных в это время) связаны эпигенетические изменения более древнего оруденения (железа, никеля, меди, серного колчедана и др.) с возникновением участков его локальных концентраций. К позднему этапу протоактивизации относится образование гранитов рапакиви, сопровождаемых редкометалльной и оловорудной минерализацией (Питкярантский район).

В целом для этой эпохи характерны типично гидротермально-метасоматические месторождения и рудопроявления цветных и редких металлов. Выделяемые металлогенические зоны являются сквозными по отношению к более древним структурам, имеют значительную протяженность, контрастно проявленную рудную зональность и нечеткие внешние границы.

Особое место в металлогении щита принадлежит палеозойской металлогенической эпохе. В это время щит представлял собой область, тесно связанную с формирующейся на соседней территории каледонской и, затем, возможно, герцинской геосинклинальными системами. Отражением этого явилась магматическая активизация щита и внедрение интрузий щелочно-ультраосновной формации с карбонатитами (около 500 млн. лет) и агпайтовых нефелиновых сиенитов (340—290 млн. лет). С ними

связаны ныне разрабатываемые комплексные месторождения апатита (Хибиногорское), железа, слюды (Ковдорское) и других полезных ископаемых.

Проведенный анализ позволил установить следующее:

1. Каждая металлогеническая эпоха характеризуется закономерной сменой состава ведущих групп элементов от ранних сидерофильных (железо, никель, кобальт) к халькофильным (медь, цинк) и далее к литофильным (вольфрам, олово, редкие металлы). В каждой эпохе преимущественное развитие имеет минерализация одной, реже — двух из перечисленных групп элементов.

2. Для трех древних эпох характерны стратиформные рудные месторождения полигенного генезиса, относительная роль месторождений жильного магматического, и особенно гидротермально-метасоматического генезиса возрастает к более молодым эпохам и, особенно, ко времени докембрийской и палеозойской тектоно-магматической активизации. В этом же направлении идет усложнение состава рудных и рудоносных формаций.

3. Тектоническая и магматическая активность последующих эпох значительно повлияла на характер оруденения эпох предыдущих. Это нашло отражение, в частности, в реоморфизме древних руд, что местами привело к частичному их разубоживанию и появлению новых локальных концентраций руд разных генетических типов.

Устанавливаемая многоактность и дифференцированность, рудоподготавливающих и рудообразующих (эндогенных и экзогенных) процессов, обычно способствующих накоплению крупных концентраций полезных ископаемых, позволяет по аналогии с другими регионами положительно оценить перспективы многих рудных формаций Балтийского щита, пока не имеющих объектов промышленного использования. К таковым относятся серноколчеданная с медью в спилит-кератофирах, железо-титановая в габброидах, кобальт-меднорудная в песчаниках и черных сланцах, вольфрамовая и редкометалльно-оловянная в скарнах и апоскарновых метасоматитах, редкометалльная в пегматитах и др.

Данные по взаимосвязи геолого-структурных зон с геологическими, магматическими и рудными формациями с учетом метаморфической и метасоматической зональности, их геохимическая и геофизическая характеристика позволили провести металлогеническое районирование изучаемой территории. Всего выделено 55 структурно-металлогенических зон и 50 рудных районов и узлов, специализированных на один или несколько полезных ископаемых. Зоны расклассифицированы на типы по характеристике структурных блоков, к которым они приурочены, их рудной специализации и др. Характеристика типов структурно-металлогенических зон дана в таблице № 1.

В результате металлогенического районирования установлено, что более мелкие подразделения — рудные районы и узлы, как правило, располагаются в местах пересечения металлогенических зон разного возраста и различной рудной специализации. Причем, намечается зональность в размещении морфогенетических типов оруденения в зависимости от их местонахождения в узлах пересечения металлогенических зон.

В целом, проведенный металлогенический анализ показал, что перспективы восточной части Балтийского щита не исчерпываются известными разрабатываемыми месторождениями ни по их количеству, ни по набору полезных ископаемых.

Дальнейшее металлогеническое изучение региона необходимо проводить по следующим направлениям:

1. Уточнение строения и конкретных перспектив рудоносности известных металлогенических зон, выявление новых зон докембрийской и палеозойской тектоно-магматической активизации, в пределах которых возможны находки месторождений олова, вольфрама, молибдена, редких металлов и др.

2. Изучение внутреннего строения металлогенических зон и закономерностей размещения в них оруденения в черносланцевых, зеленокаменных и конгломерато-песчаниковых формациях протерозоя.

3. Исследование узлов пересечения разновозрастных и разнометалльных металлогенических зон с целью выявления новых и изучения зональности известных рудных районов, их металлогеники и перспективной оценки на комплексные виды полезных ископаемых. Особое значение необходимо придать пересечениям зон протогоеосинклинальной и протоорогенной эпох с зонами тектоно-магматической активизации.

4. Изучение зональности рудных районов. Выявление благоприятных сочетаний факторов контроля оруденения: магматического, тектонического, литолого-стратиграфического, метаморфического и других путем построения для рудных районов прогнозно-металлогенических карт средних и крупных масштабов и карт поисковых признаков, а также специальных обобщений и ревизионных исследований.

5. Изучение роли локального рудного контроля и зональности в пределах известных и вновь выявленных месторождений путем применения современных методов исследования, прежде всего, геохимических, геофизических, ядерных и др.

6. Ревизионная оценка известного оруденения на сопутствующие полезные ископаемые с целью вовлечения в сферу промышленного использования комплексного сырья, к которому могут быть отнесены месторождения медно-серникоколчеданных, редкометалльно-слюдяных, редкометалльных, железо-фосфорных и других формаций.

Тип металлогенических зон	Геотектоническая эпоха	Характерные рудные формации	Родственная геологическая ассоциация
I. Железородный	Про- и протогеосинклинальные	Железородная в кварцитах	Джеспилито-амфиболитогнейсовая. Джеспилито-сланцево-порфиroidная
II. Железотитановый	Протогеосинклинальные и „протоорогенные“	Железо-титановая в габброидах	Габбро-анортитовая. Габбро-диабазовая. Щелочных габброидов.
III. Серноколчеданный с железом и медью	Протогеосинклинальная	Серноколчеданная с медью в кератофирспилитах	Кератофирспилитовая
IV. Высокоглиноземистое сырье	То же	Глиноземистая в сланцах	Высокоглиноземистых сланцев и кварцитов
V. Слюдяной	„	Мусковитовых и керамических пегматитов	Мигматит-гранитовая
VI. Медноникелевый	Протогеосинклинальная и „протоорогенная“	Сульфидная медно-никелевая в базитах и гипербазитах	Гипербазитовая. Габброверлитовая. Перидотит-пироксенит-норитовая расчлененных интрузий
VII. Кобальтмеднорудный	Протоорогенная	Кобальт-меднорудная в песчаниках и сланцах	Доломито-сланцево-диабазовая, конгломерато-песчанико-диабазовая

* Здесь и ниже R — редкие металлы

восточной части Балтийского щита

Геохимическая специализация руд		Преимущественный тип коры структурной зоны	Перспективы зон
главные элементы	сопутствующие элементы		
Fe	S, R*	Симатический	Займандровская, Западно-Карельская
Fe, Ti, V	Cu, Ni, Co, S, R	Сиалический	Восточно-Кейвская, Сегозерско-Заонежская
S, Fe	Cu, Zn, Pb	Симатический	Пяозерско-Парандовская Хаутоварско-Ведлозерская
Al	Ti, Cu, S	Сиалический	Кейвская, Хизоварская
K	Na, R	Сиалический	Енско-Кандалакшская, Чупино-Лоухская
Ni, Cu, Fe, S	Co, Se, Te	Симатический	Печенгская, Каменноозерско-Волошевская, Аллареченская, Мончетундровская
Cu, Co, S	Ag	Преобладает сиалический	Онежская, Янгозерская

К. Д. Беляев
М. А. Корсакова
В. З. Негруца
В. В. Проскуряков
Ю. И. Рабинович

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ И ИХ РОЛЬ В РАЗМЕЩЕНИИ РУДНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ШИТА

Восточная часть Балтийского щита имеет сложное складчато-блоковое строение. По геолого-геофизическим данным в ее пределах выделяется пять мегаблоков — блоков I порядка: Беломорский, Кольский, Карельский, Ботнический и Ладожский (рис. 1). Эти мегаблоки отличаются особенностями глубинного строения коры и могут объединять несколько структурно-формационных зон, картируемых на современном эрозионном срезе. Беломорский мегаблок является областью развития наиболее древних архейских складчатых сооружений; Кольский, Карельский и Ладожский — представляют собой позднеархейские-раннепротерозойские складчатые пояса; Ботнический мегаблок, до статочного отчетливо проявленный в глубинной структуре региона, на современном эрозионном срезе является составной частью архейских складчатых структур.

Мегаблоки сочленяются обычно по зонам глубинных разломов, которым соответствуют интенсивные горизонтальные градиенты поля силы тяжести Δg , прослеживаемые на расстоянии более 200 км, а также полосовые и линейные магнитные аномалии.

Мегаблоки пересекаются двумя системами главных глубинных разрывных нарушений. Одна из этих систем представлена продольными разломами, разделяющими мегаблоки на блоки II порядка. Эти блоки отвечают структурным (или структурно-метаморфическим) зонам, которые отличаются геологическим строением, режимом метаморфизма и металлогенической специализацией. Системы главных продольных разломов заложены, по-видимому, в архее и характеризуются длительным полициклическим развитием. Вторая группа главных разрывных нарушений — это сквозные глубинные разломы, пересекающие мегаблоки и структурные зоны поперек их простирания. Эти нарушения преимущественно северо-восточного, реже субширотного или северо-западного направлений были заложены, в позднем архее, но особенно активно проявились в протерозое и палеозое.

Кроме главных зон разломов на карте (рис. 2) показаны разрывные нарушения, разграничивающие более мелкие струк-

туры или блоки III—IV и более высоких порядков (синклинории и антиклинории или их части). Эти разрывные нарушения наряду с главными разломами являются важными магмо- и рудо-подводящими системами.

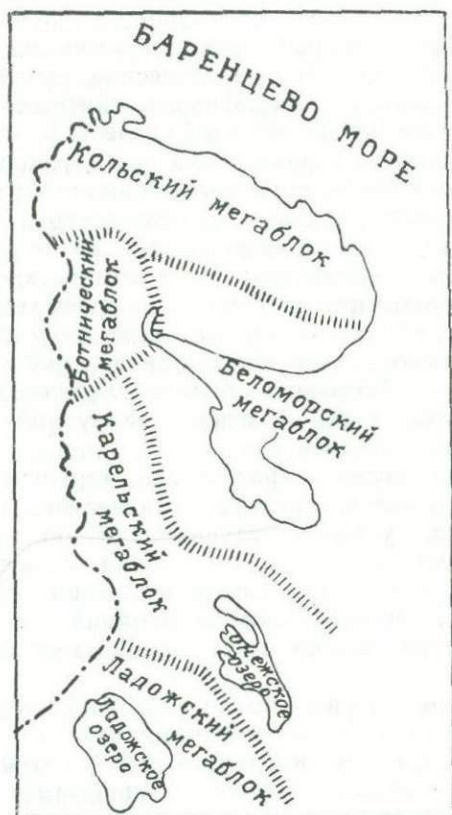


Рис. 1. Мегаблоки коры восточной части Балтийского щита.

Выделение и классификация разрывных нарушений, определение их металлогенической специализации, проведены на основе данных геолого-съёмочных работ, гравиметрических и магнитных карт, результатов дешифрирования аэрофотоснимков, а также обобщающих работ многих последователей.

Принципы выделения и классификации разрывных нарушений

Картирование разрывных нарушений в различно метаморфизованных образованиях докембрия основывается на методических разработках применительно к фанерозойским образова-

ниям, предусматривающих комплексный анализ всей совокупности геолого-геофизических и дистанционных морфоструктурных данных с классификацией разломов по возрасту и их геологической значимости.

Применяются следующие методы: 1) геоморфологические, с целью выявления и определения соподчиненности линеаментов на основе анализа топографических, космических и аэрогеологических наблюдений; 2) геофизические, предусматривающие изучение региональных и локальных магнитных и гравитационных полей, а также морфологии и физической сущности сейсмических границ раздела, характеризующих глубинные нарушения; 3) геологические методы, включающие анализ и обобщение всех геолого-структурных фациальных, палеогеографических, палеовулканических и палеотектонических данных по областям проявления глубинных линеаментов; 4) геохимические, выявляющие специфические геохимические поля зон рассматриваемых нарушений и геохимическую специализацию разрывных структур; 5) изучение метаморфизма путем определений фаций и типов метаморфизма, свойственных зонам глубинных линеаментов; 6) изучение металлогении и выявление рудной специализации зон глубинных линеаментов.

Комплексное изучение разрывных нарушений проводится с использованием методов палеовулканического и палеотектонического анализа, устанавливающего структурно-фациальный план размещения осадочных отложений, лавовых потоков и центров палеовулканизма, а также зон резких изменений мощностей и смены литогенетических ассоциаций.

В изучении разрывных нарушений могут быть выделены два этапа.

На первом этапе, по результатам изучения космических снимков составляется мелкомасштабный вариант схемы дешифрирования исследуемой территории; на этой схеме отображаются купольно-блоковые мега- и макроформы структур коры и разделяющие их шовные зоны глубинных линеаментов.

Дешифрирование разномасштабных аэрофотоснимков с применением статистических методов анализа и морфогенетическое изучение топографических карт позволяет наметить структуры более мелкого характера и установить их соподчиненность. В результате составляется сводная схема дешифрирования для района работ с изображением сегментарных кольцевых структур, глубинных линеаментов и системы региональных и локальных разрывных нарушений.

Анализ полученной схемы проводится на основе специализированной геолого-формационной карты района, составленной с использованием всех имеющихся геологических и геофизических данных.

Формационная принадлежность пород, определяемая по совокупности их литолого-петрографических и структурно-текто-

нических признаков обязательно учитывает петрохимические характеристики пород, имеющие важное значение также для классификации разломов.

Геофизические материалы анализируются в совокупности с геологическими данными и результатами обработки космических и аэрофотоснимков. Региональные магнитные и гравитационные поля рассматриваются в комплексе с сейсмической информацией, материалами наблюдений за современной сейсмической активностью и данными геотермических измерений. Особый интерес представляют протяженные линейные магнитные аномалии и гравитационные ступени, а также участки прерывания сейсмических субгоризонтальных границ раздела консолидированной коры, трассирующие зоны глубинных линеаментов. Аномалии округлых и кольцевых форм соответствуют купольно-блоковым структурам коры.

Комплексные геофизические карты и карты элементов интерпретации геофизических полей совмещаются со схемами дешифрирования. Откорректированную по геофизическим данным схему дешифрирования совмещают затем с геолого-формационной картой. В результате определяются пространственные соотношения формационных комплексов, отдельных формаций и ассоциаций пород с линеаментами, кольцевыми и сегментарными структурами, что в конечном счете позволяет наметить конкретную геологическую природу выделяемых разрывных нарушений.

Полученная карта после нанесения всего фактического материала по рудным образованиям, а также геохимическим и геофизическим аномалиям является базисной как для составления металлогенической карты, так и для предварительной классификации и последующего изучения разрывных нарушений в поле.

Предварительная классификация предусматривает определение соподчиненности различных разрывных нарушений, выделение среди них системы разновозрастных разломов и определение их геологической значимости. Выделяются линеаменты и кольцевые структуры, определяющие мегаструктуру региона, разрывные нарушения более высокого порядка, фиксирующие границы структурно-формационных зон, разломы разделяющие зоны на тектонические блоки и чешуи, а также внутривблоковые нарушения, сквозные линеаменты и сопровождающие их зоны трещиноватости, сформированные в периоды тектоно-магматической активизации. По характеру формаций, контролирующих те или иные нарушения, положению разломов в общей структуре района, типу их геохимической специализации и рудной минерализации определяются разрывные нарушения мантийного и корового заложения. По значению в размещении фаций осадочных пород и положению в палеогеографическом плане, длительности и этапности развития устанавливаются полициклич-

ные и моноциклические, конседиментационные, синскладчатые и постскладчатые, по роли в размещении рудной минерализации — рудоконтролирующие, рудопоставляющие и рудолокализирующие разломы.

Второй этап изучения разрывных нарушений — полевой заключается в сборе геологических данных в зонах разломов. Применяются обычные методы геолого-структурного картирования в комплексе с литолого-фациальным, палеовулканологическим и геохимическим методами. Литолого-фациальный метод заключается в изучении типов пород, их структурно-текстурных признаков, типов контактов, ритмичности и т. д. Особое внимание уделяется изучению характера латерального изменения фаций, мест резкого изменения мощностей, наклона осей подводно-оползневых смятий, косой слоистости потокового типа, позволяющих определить первичный наклон дна бассейна, направления палеотечений и т. п.

Палеовулканологические наблюдения (изучение направления течения лавовых потоков, определения их первичного наклона, картирование ареолов пирокластов и осадочно-пирокластических пород, выявление жерловых фаций) в сочетании с литолого-фациальными данными позволяют проследить историю разрывных нарушений, их влияние на осадконакопление и магматизм. Геохимические исследования выявляют металлогеническую специализацию разрывных структур.

Комплексный анализ всех данных позволяет составлять различные типы специализированных карт разрывных нарушений, в зависимости от задач и целевого назначения исследования.

Классификация разрывных нарушений может производиться по следующим критериям:

1. По положению в общей структуре региона. Устанавливаются:

- а) разломы, определяющие мегаблоковую структуру;
- б) являющиеся границами структурно-формационных зон;
- в) разделяющие структурно-формационные зоны на блоки с существенно различным строением и металлогенической специализацией;
- г) внутриблоковые;
- д) наложенные, сквозные;
- е) трещины раскола.

2. По глубине заложения — коровые и мантийные.

3. По типу деформаций — сдвиговые и сколовые. Сдвиговые нарушения подразделяются на надвиги, шарьяжи, раздвиги. Сколовые представлены сбросами, взбросами, раскрывшимися трещинами без перемещений.

4. По времени проявления фазы максимальной активизации.

5. По длительности развития и времени наибольшего проявления в тектоно-магматическом цикле, полициклические, испытыва-

шие два или более цикла полного развития (от начала заложения седиментогенно-вулканогенной структур, до складчатости и полного затухания тектонических движений), моноциклические и однофазные консидиментационные, синскладчатые и постскладчатые.

6. По наиболее продуктивным в рудном отношении постконсолидационным эпохам активизации. В Карело-Кольском регионе особенно отчетливо проявлена эпикарельская эпоха активизации глубинных линеаментов с образованием в них гидротермально-метасоматических и грейзеновых месторождений и рудопроявлений олова, молибдена, полиметаллов, каледонская и герцинская эпохи активизации глубинных линеаментов с формированием рудоносных массивов ультраосновных-щелочных пород.

7. По металлогеническому значению на рудоконтролирующие и рудолокализирующие, по металлогенической специализации — полиметаллические, редкометальные и т. д.

Совокупность структурных, формационных и рудных критериев, необходимых для опознания зон глубинных линеаментов, с учетом критериев их классификации и разбраковки, позволяет выбрать конкретные участки глубинных линеаментов, наиболее перспективные для выявления в них промышленных рудных концентраций, т. е. сразу выйти на конкретное изучение рудных узлов. Обычно, почти все неизученные потенциально-рудные узлы, локализующиеся в участках пересечения рудных мантийных линеаментов, находятся в заболоченных депрессиях, либо скрыты покровом мощных четвертичных отложений. В связи с этим на первой стадии поисковых работ широко применяются валунные, микровалунные и геохимические исследования в комплексе с геофизическими методами. На второй стадии с целью оценки аномальных участков выполняются буровые и горные работы.

Характеристика основных линеаментов

Типизация и главные черты ведущих систем разрывных нарушений восточной части Балтийского щита даны в табл. 1. Их проявление на площади характеризует рис. 2.

Беломорские разрывные нарушения. Разрывных нарушений, заложенных в связи с беломорским мегациклом деформаций достоверно не выявлено. На карте к ним весьма условно отнесены некоторые разрывные нарушения, развитые в пределах Беломорского мегаблока с признаками наиболее древних деформаций. Они разделяют последний на блоки II—III и более высоких порядков с различной ориентировкой складчатых структур, разным термодинамическим режимом метаморфизма. Ими отчасти определяется современное расположение и структурный план формации слюдяно-высокоглиноземи-

Геолого-металлогеническая характеристика разрывных

нарушений восточной части Балтийского щита

Этапы развития щита	Геологический возраст разломов	Геологическая значимость и глубинность	Преобладающие направления	Морфология	Сопряженность с геологическими структурами	Геологические формации, связанные с данным типом разломов	Вторичные процессы и породы, сопровождающие формирование разломов	Рудные формации, контролирующиеся разломами	Типовые представители и их номера на карте
Каледонско-герцинский тектоно-магматической активизации	Палеозойские	Сквозные коровые и мантийские	Северо-восточные, субширотные, северо-западные, кольцевые?	Сбросы, взбросы	Секут все более древние структурно-формационные зоны	Нефелиновых сиенитов и ультраосновных-щелочных пород с карбонатами	Альбититы, биотит-эгирин-микроклиновые, эгирин-полевошпатовые метасоматиты; зоны брекчирования	Глинозем-фосфорная и фосфорно-железородная с флогопитом	Контозерско-Хибинский — 1, Вуориярвинский — 2, Ведлозерско-Мурманский — 3
		Рифейский	Позднепротерозойские	Сквозные коровые	Северо-восточные	Сбросы, взбросы	Секут все более древние структурно-формационные зоны	Трапповая	Кварцево-хлоритовые метасоматиты, бариткальцитовые жилы; зоны расщелачивания и трещиноватости
Продольные, разделяющие блоки II—III и более высоких порядков коровые	Северо-западные			Контролируют размещение наложенных впадин	Песчанико-аргиллитовая, конгломерато-аргиллитопесчаниковая, алевролитопесчаниковая и базальт-песчаниковая		Рыбачье-Гренихинский — 7, Терский 8, Салминский — 9		
Карельский	Раннепротерозойские	Сквозные коровые	Северо-восточные, субмеридианальные, субширотные	Сдвиги, сбросы, взбросы	Секут все более древние структурно-формационные зоны	Гранитовая, перидотит-пироксенит-норитовая	Диафторез, метасоматоз (альбитизация, окварцевание, карбонатизация), грейзенизация, зоны расщелачивания, милонитизации	Оловянная, сульфидная медно-никелевая, молибденовая и вольфрамовая	Лицевский — 10, Олонгский — 116, Элисенварский — 12, Бураковско-Кожозерский — 13, Сегозерский — 14



Этапы развития щита	Геологический возраст разломов	Геологическая значимость и глубинность	Преобладающие направления	Морфология	Сопряженность с геологическими структурами	Геологические формации, связанные с данным типом разломов	Вторичные процессы и породы, сопровождающие формирование разломов	Рудные формации, контролирующиеся разломами	Типовые представители и их номера на карте
Карельский	Раннепротерозойские	Продольные, разделяющие блоки III—IV и более высоких порядков коровые	Северо-западные, северо-западные и субмеридиональные	Взбросо-надвиги	Определяют расположение и конфигурацию грабен-синклиналей и мульд	Песчанико-аргиллитовая флишoidная, алевролит-пикрит-диабазовая, доломито-сланцево-диабазовая, конгломерато-песчанико-диабазовая, туфо-конгломерато-диабазовая; габбро-диабазовая, габбро-верлитовая	Пропилиты, слюдистокварцевые метасоматиты; зоны рассланцевания и брекчирования	Сульфидная медно-никелевая, железотитановая, медно-рудная, кобальт-медно-рудная	Порьиташский — 15, Центрально-Варзугский — 16, Маслозерский — 17
		Продольные, разделяющие блоки II—III порядков коровые и мантйные	Северо-западные	Сдвиго-сбросы, сдвиго-взбросы	Ограничивают структурно-формационные зоны	Группа осадочно-вулканогенных формаций, гранитов рапакиви			Северо-И мандровский — 18, Куолоярвинский — 19, Северо-ветренный — 20, Янисьярвинский — 21
Лопский	Позднеархейские	Продольные, разделяющие блоки III—IV порядков, коровые	Северо-западные, субмеридиональные, субширотные		Определяют направление раннепротерозойских прогибов	Железисто-кварцитовая граувакко-порфировая, граувакко-порфир-диабазовая, кератофир-спилитовая, песчанико-аргиллитовая, порфир-диабазовая; гранитовая, мигматит-гранитовая, габбро-норитовая, габбро-перидотитовая, габбро-диабазовая	Диафторез, мигматизация инъекционного типа, метасоматоз; мощные зоны бластомилонитов и бластокатаклизмов	Оловянная, молибденовая, сульфидная, медно-никелевая, серноколчеданная и железорудная	Титовско-Мурманский — 22, Хаутоварский — 23, Лексозерско-Куйтозерский — 24, Выгозерский — 25
		Продольные, разделяющие блоки I—II порядков коровые и мантйные	Северо-западные, субмеридиональные, субширотные	Сбросы, взбросы; сдвиги, раздвиги, сбросо-сдвиги	Ограничивают структурно-формационные зоны	Группа осадочно-вулканогенных формаций, габбро-анортозитовая, гипербазитовая		Сульфидная медно-никелевая, железотитановая, серно-колчеданная и железорудная	Норвежско-Кейвский — 26, Аллареченско-Сальнотундровский — 27, Пяозерско-Ондозерский — 28, Суоярвско-Гимольский — 29

Этапы развития щита	Геологический возраст разломов	Геологическая значимость и глубинность	Преобладающие направления	Морфология	Сопряженность с геологическими структурами
Беломорский	Раннеархейские	Продольные и поперечные, разделяющие блоки II—III и более высоких порядков	Северо-западные, северо-восточные, субширотные, субмеридиональные	Сбросы, взбросы, взбросо-сдвиги	Разделяют блоки отличающиеся структурным планом и термодинамическим режимом метаморфизма
		Коровые	Кольцевые	Пологопадающие	Обрамляют гранитные и гранито-гнейсовые овалы

стых гнейсов; разломы сопровождаются зонами бластомилонитов и бластокатаклазитов.

Лопские разрывные нарушения, формирующиеся по-видимому в условиях протогеосинклинального режима, проявлены широко и четко. Среди них выделяются две группы разломов. Разломы первой группы, разделяющие блоки I—II порядков (коровые и мантийные), имеют преимущественно северо-западное и субмеридиональное простирание. Они определяют расположение протогеосинклинальных прогибов, контролируя размещение осадочно-вулканогенных формаций лопского комплекса. К ним приурочены крупные трещинные интрузии габброанортозитов, пояса гипербазитовых тел. Эти разломы сопровождаются мощными в несколько километров зонами бластомилонитов, бластокатаклазов, диафторитов.

Металлогения их определяется металлогенической специализацией приуроченных к ним осадочно-вулканогенных и интрузивных формаций: это месторождения и рудопроявления серного колчедана в кератофир-спилитовой формации, железистых кварцитов, связанных с граувакко-порфировой формацией, титаномagnetита в габбро-диабазе, меди и никеля в гипербазитах.

Разломы второй группы, разделяющие блоки III—IV и более высоких порядков (коровые) имеют различную ориентировку и часто составляют оперение разломов первой группы. К ним приурочены многочисленные тела гранитоидов мигматит-гранитовой и гранитовой формаций, дайки габбро-диабазов, тела габбро-норитов и габбро-перидотитов, линейные зоны мигматизации инъекционного типа, различные метасоматиты, бластомилониты, диафториты. Как и разломы первой группы, они

Геологические формации, связанные с данным типом разломов	Вторичные процессы и породы, сопровождающие формирование разломов	Рудные формации, контролирующиеся разломами	Типовые представители и их номера на карте
Слюдяных и глиноземистых гнейсов, друзитов	Зоны бластомилонитов, бластокатаклазитов	Кобальтовая (фальбанд)	Чупинский — 30, Енский — 31
Гнейсовые и гранито-гнейсовые	Не изучены	Не изучены	Калевальский — 32, Мурманский — 33, Терский — 34

контролируют железорудную и серноколчеданную минерализации, а также медно-никелевое оруденение в связи с интрузиями основных-ультраосновных пород, оловянную и молибденовую минерализации в гранитоидах.

Карельские разрывные нарушения, сформировавшиеся в условиях возрастающей стабилизации земной коры и интенсивных блоковых перемещений, делятся на три группы:

1) Зоны глубинных разломов (мантийные и коровые), разделяющие блоки I—II порядков, нередко наследующие раннепротерозойские зоны разломов, продольные в основном, северо-западного направления.

Они контролируют размещение осадочно-вулканогенных формаций Карельского комплекса и крупных массивов гранитов рапакиви;

2) Разломы, оперяющие к разрывным нарушениям первой группы, разделяющие блоки III—IV и более высоких порядков (коровые), преимущественно северо-северо-западной, северо-западной и субмеридиональной ориентировки. Система этих нарушений предопределила расположение и конфигурацию протерогенных прогибов (грабен-синклиналей и мульд). Они трансформируются дайками габбро-диабазов, сопровождаются зонами рассланцевания, брекчирования, смятия, диафтореза и метасоматоза.

Металлогения разломов первой и второй группы определяется месторождениями и рудопроявлениями сульфидной медно-никелевой формации в базитах и гипербазитах, железо-титановой в габброидах, меднорудной в диабазах и кобальт-меднорудной формаций в песчаниках и сланцах.

3) Сквозные коровые зоны разломов преимущественно северо-восточного и субширотного простирания, проявившиеся в конце Карельского мегацикла. Они пересекают блоки II порядка вкрест простиранию развитых в их пределах структур. С ними связано формирование сложнодифференцированных комплексов перидотит-пироксенит-норитовой и гранитовой формаций. Разрывные нарушения этого типа представлены зонами расланцевания, милонитизации, брекчирования и сопровождаются процессами вторичного изменения пород: альбитизацией, окварцеванием, карбонатизацией, грейзенизацией.

Субширотные зоны сквозных разломов, наиболее четко проявленные в центральной и восточной Карелии, представлены системами поперечных трещин и разрывов, срезающих и пересекающих архейские и протерозойские структуры, реже определяющих направление протоорогенных прогибов, либо их южные или северные ограничения. На отдельных участках субширотные разломы выполнены брекчиями с карбонатным и кварцевым цементом.

Металлогеническая специализация разрывных нарушений этой группы преимущественно молибденовая, вольфрамовая, оловянная. Она обусловлена интенсивными вторичными процессами, сопровождающими развитие разломов, и приуроченными к ним специфическими гранитоидными комплексами. Медно-никелевая минерализация связана с крупными интрузиями перидотит-пироксенит-норитовой формации.

Рифейские разрывные нарушения относятся к двум типам:

1) Продольные коровые преимущественно северо-западного простирания, предопределившие размещение наложенных впадин и краевых прогибов северной части Кольского полуострова, Терского берега и южной Карелии; 2) Сквозные коровые северо-восточного простирания, являющиеся унаследованными по отношению к раннепротерозойским разломам. Они документируются интрузиями трапповой формации, зонами расланцевания и трещиноватости, кварцево-хлоритовыми метасоматитами, барит-кальцитовыми жилами. С ними, вероятно, связана цинково-свинцовая минерализация.

Палеозойские разрывные нарушения, возникшие в этап тектоно-магматической активизации щита, представлены сквозными зонами глубинных разломов северо-восточного, субширотного и северо-западного простирания. Эти мощные протяженные на сотни километров зоны сосредоточены в северной части региона. Они трассируются интрузиями щелочных-ультраосновных пород и нефелиновых сиенитов. Наиболее крупная зона северо-восточного простирания контролирует положение Контозерского, Ловозерского и Хибинского массивов и далее уходит в Финляндию и Швецию до грабена Осло в Норвегии [3]. С этими разломами сопряжены зоны брекчирования,

интенсивный щелочной метасоматоз-фенитизация, эгиринизация, альбитизация. С интрузиями щелочных — ультраосновных пород и нефелиновых сиенитов связаны месторождения апатита, нефелина, железных руд и флогопита.

Существует мнение о развитии в палеозое системы кольцевых разломов с центрами в пределах Хибинского массива и о размещении массивов центрального типа на пересечении концентрических и радиальных (линейных) разломов [1].

Многие древние разрывные нарушения были обновлены новейшими (кайнозойскими) блоковыми подвижками и в настоящее время находят прекрасное отражение в современном рельефе в виде систем линейных депрессий или поднятий.

Кроме рассмотренных разрывных нарушений разного возраста и разной геологической значимости, в пределах региона выделяется надпорядковая тектоническая зона разломов — Кандалакшская, или Главный Беломорский шов, прослеживаемая по геофизическим (гравиметрическим, аэромагнитным и сейсмическим) данным от Полярного Урала через Тиман, Белое море, Кандалакшскую губу и далее на северо-запад в Финляндию. Это глубинная долгоживущая (от архея до палеозоя и современного времени включительно) рифтообразная тектоническая зона, является стержневой для Карело-Кольского геоблока. Повидимому, с развитием этой зоны связано формирование различных магматических комплексов в том числе протерозойских вулканогенных формаций Северной Карелии и южной части Кольского полуострова.

Рассмотренные выше разновозрастные разрывные нарушения относятся к типу линейных. Проведенное в последнее время дешифрирование космических снимков и анализ геофизических данных показали, что кроме линейных отчетливо выделяются пологопадающие кольцевые разломы [4]. Они обрамляют изометрические структуры-гранитные и гранито-гнейсовые овалы, возможно являющиеся ядрами стабилизации диоритовой и гранитной коры. Диаметр кольцевых разломов колеблется от ста до нескольких сотен км. В пределах Карело-Кольского региона выделены Калевальский овал, Мурманский, Ладожский и Терский полуовалы, Западно-Кольский гнейсовый овал и целая серия гнейсовых структур более высокого порядка. Эти структуры характеризуются высокой консервативностью. Допускается, что формирование их происходило в доархейское и архейское время, но влияние кольцевых разломов сказывается на размещении более поздних линейных структур, которые часто использовали отрезки дугообразных разломов.

Таким образом, разрывным нарушениям принадлежит определяющая роль в формировании сложной складчато-блоковой структуры — восточной части Балтийского щита, в заложении и развитии протогеосинклинальных и протоорогенных прогибов и наложенных впадин.

Анализ особенностей металлогении Карело-Кольского региона показывает, что наряду с другими рудоконтролирующими факторами разрывные нарушения, являясь магмо-рудопроводящими системами, играли важную роль в размещении рудных месторождений. В связи с этим при ведении геологических исследований необходимо детально изучать разрывную тектонику и ее связь с процессами рудообразования.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Беляев К. Д., Увадьев Л. И., Шульга Т. Ф.* Закономерности размещения массивов центрального типа Кольского полуострова. Доклады АН СССР т. 26, № 1, 1976.
2. *Билибина Т. В., Григорьева Л. В.* и др. Металлогения восточной части Балтийского щита. В кн.: Металлогения докембрия, Л., ВСЕГЕИ, 1975.
3. *Вологовская Н. А., Зак С. И., Кириченко Л. А.* Области развития структурных форм второго и третьего этапов тектогенеза Русской платформы. В кн.: Тектоника восточной части Балтийского щита. Л., «Недра», 1974.
4. *Доливо-Добровольский А. В., Стрельников С. И.* Роль космических снимков в изучении линейных и кольцевых структур земной коры. В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология. Том V. Докл. сов. ученых на совещании сов.-амер. рабочей группы по исследованию природной среды с помощью космических средств. М., ВИНТИ, 1976.
5. *Перевозчикова В. А.* и др. Тектоника восточной части Балтийского щита. Л., «Недра», 1974.
6. *Цирульникова М. Я., Сокол Р. С.* Особенности тектонического строения восточной части Балтийского щита по геофизическим данным. В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., 1968.
7. *Щуркин К. А.* Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита. В кн.: «Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита». Л., «Наука», 1968.

*А. М. Ахмедов
В. З. Негруца*

ДОКЕМБРИЙСКИЕ УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИЕ СЛАНЦЫ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ШИТА И ИХ РУДНАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ

На территории Балтийского щита углеродсодержащие сланцы распространены широко и отмечаются на всех этапах стратиграфической шкалы докембрия. Для черносланцевых формаций докембрийских щитов характерны специфические геохимические и металлогенические черты, существенно отличающие их от других вулканогенно-осадочных формаций докембрия. С черносланцевыми толщами связан широкий спектр полезных ископаемых: меди, никеля, ванадия, кобальта, железа и многих других элементов; поэтому проблема литологического, геохимического и металлогенического изучения черносланцевых толщ стоит чрезвычайно остро. В настоящей статье на основе анализа собственных оригинальных материалов и обширных литературных данных дается характеристика основных геохимических и металлогенических особенностей черносланцевых формаций восточной части Балтийского щита в связи с историей их развития.

Углеродсодержащие толщи Балтийского щита принадлежат трем структурно-формационным комплексам: лопскому, карельскому и рифейскому.

Лопский комплекс представлен эвгвиосинклинальной ассоциацией осадочных и вулканогенных пород, метаморфизованных в афиболитовой или эпидот-амфиболитовой, реже зеленосланцевой фации прогрессивного регионального метаморфизма и на значительных площадях интенсивно гранитизирован. По парагенезису вмещающих пород и характеру сопутствующего оруденения устанавливаются три литотипа черносланцевых формаций лопского возраста:

1.— Гимольский, в ассоциации с железистыми кварцитами, 2 — Парандовский, вмещающий залежи стратиформных колчеданных руд и 3 — Кейвский, где углеродсодержащими породами являются высокоглиноземистые отложения.

Черносланцевые формации лопия тесно ассоциируют с вулканогенными породами, среди которых они образуют ритмично-слоистые пачки мощностью от нескольких метров до сотен метров и протяженностью от сотен метров до десятков километров. В пределах черносланцевых толщ углеродистые сланцы пере-

сланцаются с кварцитами, гранатовыми, гранат — ставролитовыми, амфибол-биотитовыми гнейсами и сланцами, на участках с проявленными диафторическими изменениями — с хлорит-серицитовыми, тальк-хлоритовыми и карбонат-хлорит-серицитовыми сланцами. Для черных сланцев лопского возраста характерна двучленная элементарная ритмичность, типа кварцит-пелит, осложненная согласными и секущими жилами различного состава. По данным термического анализа углеродистое вещество представлено графитом и содержание его варьируется в широких пределах (от 0,20 до 12%). Черные сланцы и кварциты обогащены сульфидным материалом (пирротинном, пиритом, халькопиритом). Как правило, сульфиды обогащают низы элементарных ритмов, но широко также развита наложенная сульфидная минерализация в виде жилок гнезд и зон метасоматоза и диафтореза (табл. 1).

К настоящему времени среди графитсодержащих пород лопля наиболее полно охарактеризован вещественный состав кейвского литотипа черных сланцев. Геохимические исследования графитсодержащих сланцев Кейвской серии, выполненные А. П. Белолипецким с соавторами показали, что в составе черносланцевой формации Кейв высокоглиноземистые сланцы и ассоциирующие с ними метаосадки содержат горизонты углеродсодержащих сульфидных черных сланцев с отчетливо выраженной халькофильной и редкометальной специализацией. Особенно выделяются повышенные содержания цинка, свинца и редких земель. В западной части Вороньетундровского грабен-синклинория, в составе червуртской свиты зоны Колмозеро-Воронья нами была выявлена толща черных высокоуглеродистых сланцев, состоящая из ритмичного переслаивания углеродистых метапсаммитов (кварцитов) и метаалевропелитов. Углеродсодержащие метаосадки располагаются в верхней части разреза червуртской свиты и отличаются от нижележащих высокоглиноземистых осадочных образований рядом специфических геохимических и металлогенических особенностей. В них наблюдается тесная пространственная и генетическая связь между содержанием органического вещества и количеством сульфидного материала. Сульфиды пирит, пирротин обогащают нижние, псаммитовые члены ритмов.

Высокоуглеродистые метаосадки зоны Колмозеро-Воронья также обогащены свинцом, цинком и кобальтом. В отдельных случаях, среди черных сланцев зоны Колмозеро-Воронья, наблюдаются метасоматические изменения, приуроченные к субмеридиональным нарушениям (участки Ерньвейв, Няльмичуайв). Участки метасоматической переработки контролируются развитием хлорит-кварц-альбитовых ассоциаций и наложенным пиритовым, арсенопиритовым оруденением.

Карельский структурно-формационный комплекс характеризуется широким распространением черносланцевых форма-

ций. Он сформирован в период третьего мегацикла докембрийского литогенеза, проявленном в интервале 2700—1900 млн. лет и отвечает второй металлогенической эпохе докембрия, являющейся одной из главных рудных эпох в истории земли. С горизонтами черных сланцев карельского комплекса связаны на Батийском щите стратиформные месторождения меди, свинца и цинка, олова (Мухос) и многочисленные проявления кобальта, ванадия, фосфора. С черносланцевыми формациями парагенетически связаны медно-никелевые месторождения (Печенга). Карельский комплекс содержит четыре основных разновозрастных уровня черных сланцев: сариолийский, ятулийский, ладожский и вепский. Основные площади развития черносланцевых формаций связаны с ятулийским и ладожским (калевийским этапами развития). Ятулийский уровень представлен четырьмя литотипами черносланцевых формаций: онежским, куоляярвинским, сейдоречинским и согилахтинским, относящимся к двум генетическим ассоциациям: мелководной, образованной в условиях обширных заливов и лагун, в пределах тектонически устойчивых протоплатформенных мегаблоков (литотип — Онежская мульда) и пелагической, отвечающей фации открытого моря и сравнительно глубоководные условия седиментации. Пелагическая ассоциация черных сланцев (литотип — Куоляярви) приурочена к тектонически наиболее активным зонам сочленения мегаблоков, фиксируемых зонами глубинных разломов. Углеродсодержащие осадки мелководных палеобассейнов обычно метаморфизованы в фации зеленых сланцев, а черные сланцы пелагических ассоциаций метаморфизованы в большей степени, достигая в отдельных случаях амфиболитовой фации. В мелководных ассоциациях черных сланцев органическое вещество представлено в форме шунгита, содержание которого варьирует в очень широких пределах (0,1—90%). В пелагической ассоциации органическое вещество представлено различными модификациями графита, температура выгорания которого колеблется в пределах 350—1200°. В тесной генетической связи с углеродистым веществом ассоциируют сульфиды, в первую очередь пирит и пирротин, количество которых достигает местами 25—27% от всего объема породы. Сингенетические сульфиды приурочены к основаниям ритмов слоев и косых серий и отличаются разнообразными морфогенетическими формациями: от отдельных правильных кристаллов до стяжений и конкреций.

Состав и количество элементов-примесей: меди, кобальта, никеля и др. в сингенетических пиритах черносланцевых толщ карельского комплекса определяется в значительной степени физико-химическими особенностями среды осадкообразования. В черносланцевых толщах пелагической ассоциации широко проявлены явления метасоматоза, приводившие к перераспределению и образованию наложенного прожилково-вкрапленного оруденения в благоприятных структурных ловуш-

ках. Черные сланцы различных структур в соответствии со спецификой их тектонического развития, определявшим характер вулканизма и палеогеографию осадкообразования, отличаются своими специфическими геохимическими и металлогеническими особенностями. Ниже рассмотрены основные черты строения и металлогенической специализации черносланцевых толщ, развитых в некоторых наиболее хорошо геохимически изученных осадочно-вулканогенных комплексах Кольского полуострова: печенгском, имандра-варзугском и пана-куолаярвинском. Основные геохимические показатели углеродсодержащих пород Онежского синклинория, выявленные по результатам работ А. А. Плисова, приведены в таблице 2.

1. Печенгский синклинорий.

Осадочные толщи северной и южной зон Печенги изучались рядом исследователей, причем основное внимание уделялось т. н. «продуктивной толще» (нижнепильгуярвинская подсвита), вмещающей ультраосновные никеленосные интрузии. Наиболее полная характеристика состава черных сланцев и их геохимических особенностей была получена в результате многолетних работ, выполненных Кольским филиалом АН СССР. Этими исследованиями показано, что существенно граувакковые углеродсодержащие метаосадки «продуктивной» толщи отличаются по составу от черных сланцев южной зоны, имеют отчетливо выраженную никель-хромовую специализацию, сложившуюся под влиянием синхронного основного, ультраосновного вулканизма.

Исследования последних лет (данные бурения, детальные работы) показали, что горизонты черных сланцев широко распространены в осадочных толщах куэтсарвинской и колосйокской свиты, относимых к ятулию. Они развиты в краевых частях Печенгской структуры и особенно в восточной мульде фациально замещающая континентальные красноцветные отложения. Учитывая значимые перерывы (предкуэтсарвинский, предпильгуярвинский) в виде зрелых кор выветривания, а также особенности строения и состава черных сланцев куэтсарвинской-колосйокской свит и пильгуярвинской свиты, можно с уверенностью считать, что в северной зоне печенгского синклинория развиты углеродсодержащие метаосадки двух уровней: 1. ятулийского (куэсарвинская, колосйокская свиты) и 2. ладожского (пильгуярвинская свита). Черные сланцы южной зоны печенгского комплекса могут являться образованными более верхних уровней разреза, но нельзя исключить также возможность сопоставления их с породами «продуктивной» толщи. Более однозначный ответ может быть получен только после проведения дополнительных детальных работ в южной зоне Печенги.

Черные сланцы ятулийского уровня (нижнекуэсарвинская, нижнеколосйокская подсвиты) наиболее полно представлены

в разрезах восточной мульды, к востоку от луотнинского глубинного разлома. Они имеют кварц-серицитовый, аркозо-серицитовый состав и содержат псаммитовые, алевропелитовые разновидности с неотчетливо выраженной двучленной ритмичной слоистостью. В нижних уровнях горизонтов часты мало-мощные линзы мелкогалечно — гравийных кварцевых конгломератов. Содержание углеродистого материала в них достигает 3,7% $C_{орг}$. Характерным для черных сланцев этого уровня разреза является присутствие халькопиритовой минерализации. Соответственно они выделяются повышенными фоновыми значениями меди, цинка. (рис. 1).

Углеродсодержащие граувакковые метаосадки «продуктивной» толщи имеют значительную мощность (до 1000 м), отчетливо выраженную ритмичную (флишоидную) слоистость и по набору текстурных признаков являются турбидитными образованиями. В разрезе толщи развиты породы различного состава от углеродсодержащих конгломератов и псаммитов до основных и ультраосновных туфогенов.

Широкое изменение состава углеродсодержащих образований, проявленное по простиранию и падению толщи, свидетельствует о существенных колебаниях палеоусловий седиментации, имевших место в период образования толщи. Действительно в составе осадков продуктивной толщи широко развиты сменяющие друг друга горизонты, содержащие различные по составу стяжения и конкреции: пиритовые, пирротиновые, карбонатные, марганцевисто-карбонатные, фосфоритовые, состав которых требует специального дальнейшего изучения. Особый интерес представляют горизонты фосфатосодержащих туффитовых осадков и фосфоритовые конкреции, обогащенные кроме фосфора, рядом сопутствующих элементов: ванадием, скандием, германием и редкими землями.

Имандра-варзугский синклиорий. В этой структуре углеродсодержащие осадочные образования развиты в основном, в западной и меньшей степени в центральной частях синклиория. Опуская дискуссионные вопросы, касающиеся стратиграфического положения черных сланцев в Имандра-Варзугском синклиории, отметим, что в целом намечаются два уровня их развития. Первый, сравнительно маломощный, приурочен к Ильмозерской и Панареченской свитам. Здесь наиболее типичны углеродистые, высокоуглеродистые сланцы Ильмозерской свиты. Они обнажаются в разрезах по левому берегу р. Паны и прослеживаются по правому берегу р. Варзуги, вверх от впадения в нее р. Паны.

Углеродистое (графитистое) вещество в них обогащает алевропелитовые части ритмов и содержание его колеблется от 0,16 до 3,2%. В отдельных углеродистых разновидностях сланцев развита пиритовая и халькопиритовая минерализация. Черные сланцы Ильмозерской свиты характеризуются повы-

шенными содержаниями титана, меди, цинка. (рис. 1). Следующий уровень развития черных сланцев наиболее полно представлен в западной (Прихибинской) части синклинали.

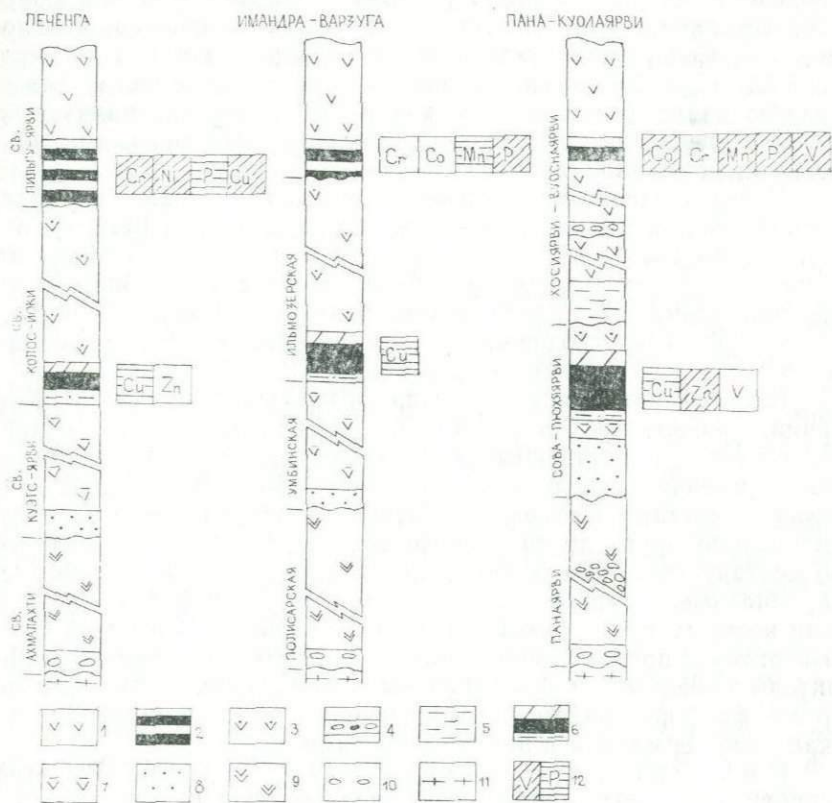


Рис. 1. Ассоциации элементов в черносланцевых толщах карельского комплекса Кольского полуострова

Калевий: 1 — основные, ультраосновные метавулканыты и их туфы; 2 — ритмичнослоистые черные сланцы; 3 — миндалекаменные основные метавулканыты; 4 — полимиктовые конгломераты с туфогенным цементом; 5 — ритмичнослоистые граувакковые сланцы с редкой полимиктовой галькой, Ятулий. 6 — черные сланцы с подстилающими аркозовыми метасаммитами и перекрывающими карбонатными породами; 7 — метавулканыты кислого-среднего состава; 8 — гематитсодержащие кварциты и карбонатные породы. Сарнолий; 9 — вулканыты основного состава; 10 — полимиктовые, гранитные конгломераты; 11 — гранит-гнейсы, гнейсы, амфиболиты основания; 12 — а) аномальные содержания с видимой минерализацией б) рудные концентрации

С запада толща ритмичнослоистых углеродсодержащих сланцев протягивается от участка Рижгуба, в Прихибинье (участки «Известковый», юго-восточное прихибинье, р. Умба) и далее на юго-восток к р. Роуксе. Толща углеродсодержащих пород мощностью до 600 м состоит из углеродистых, высокоуглеродистых граувакковых сланцев, переслаивающихся с горизонтами квар-

цитов, карбонатных пород, туффитов и туфов основного и ультраосновного состава. Черные сланцы этого стратиграфического уровня обогащены сульфидным материалом и содержат в нижних псаммитовых частях ритмов карбонатные, карбонатно-марганцевистые и туффитовые конкреции. По совокупности литологических и геохимических данных толща черных сланцев, и ассоциирующих с ними метаосадков и туфогенов может параллелизоваться с ритмичнослоистой толщей углеродсодержащих метаосадков пильгуярвинской свиты Печенги. На всем протяжении толщи черные сланцы выделяются повышенным содержанием ряда элементов Ni, Cr, Ti, Mn (рис. 1). В углеродсодержащих сланцах Рижгубы и Роуксы встречены характерные сингенетичные карбонат-марганцевистые стяжения (конкреции) такого же типа, что и в «продуктивной толще» Печенги, содержащие аномальные концентрации марганца и акцесорных элементов: Ge, Se и редких земель.

Пана-куолаярвинский синклинорий. Черносланцевые формации в этой структуре развиты на двух стратиграфических уровнях: нижнем, ятулийском, и верхнем, возможно соответствующем в стратиграфическом плане, ладожским (калевийским) образованиям. Углеродсодержащие метаосадки нижнего уровня Пана-Куолаярви соответствуют зонежскому горизонту онежской серии ятулия в Онежской структуре; они отличаются значительной мощностью и прослеживаются почти по всей структуре. Наиболее полные разрезы приурочены к крыльям пюхярвинской, соваярвинской и др. синклинальных складок; они отвечают так называемому «морскому ятулию» Финляндии. Ритмичнослоистые черные сланцы этого уровня переслаиваются с горизонтами и линзами карбонатных пород туффитов и туфогенов. В этих структурах черные сланцы отличаются стабильностью состава и низким содержанием рудогенных элементов. Однако для них характерным является часто повышенные аномальные содержания меди, цинка, и др. (рис. 2).

Углеродсодержащие образования верхнего стратиграфического уровня (зона Хосиярви-Вуосна-ярви) ассоциируют с туфогенными, туфогенно-карбонатными метаосадками. Они являются отложениями мелководного открытого бассейна и по совокупности литологических и геохимических признаков относятся к турбидитным образованиям грауваккового состава, повышенной основности. Повышенная основность углеродистых метаосадков обусловлена влиянием синхронного основного-ультраосновного вулканизма. Соответственно, черные сланцы зоны Хосиярви, Вуосна-ярви отличаются повышенным содержанием рудогенных элементов и, в первую очередь, кобальта (см. рис. 1).

Карельский комплекс завершается вулканогенно-осадочными отложениями вепсия; в их составе отмечаются горизонты

осадков, содержащие органическое вещество (до 2.25 свободного углерода) и обнаруживающие специализацию на медь.

Достаточно широко на северо-востоке Балтийского щита развиты отложения следующего структурного этажа — рифейского комплекса. Их стратиграфия и некоторые вопросы вещественного состава рассматривались рядом исследователей. В разрезах рифея Кольского полуострова также имеются гра-

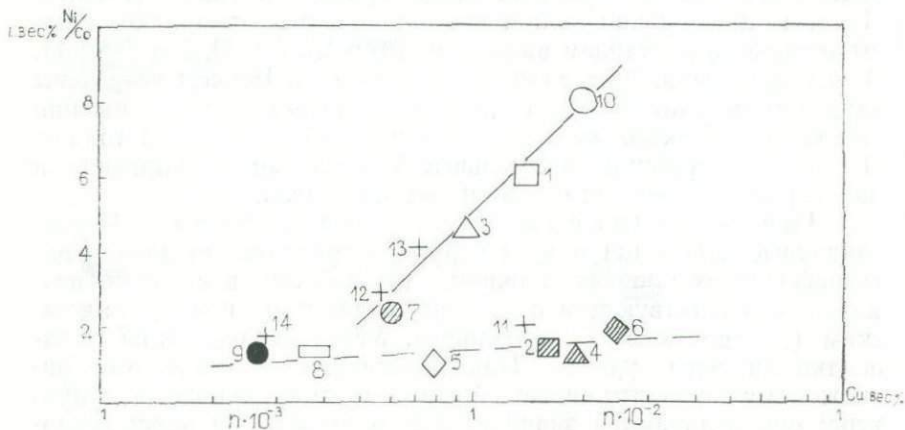


Рис. 2. Средний состав черносланцевых формаций в координатах

1 — черные сланцы пильгуйрвинской свиты (Печенга); 2 — черные сланцы колосийской свиты (Печенга); 3 — черные сланцы рижгубской свиты (Имандра-Варзуга); 4 — черные сланцы ильмозерской свиты (Имандра-Варзуга); 5 — черные сланцы зоны Вуосна-Хосиярви (Пана-Куолаярви); 6 — черные сланцы зоны Сова-Пюхляярви (Пана-Куолаярви); 7 — черные сланцы червуртской свиты (Колмозеро, Воронья); 8 — черные сланцы рифея (п-в Средний, Рыбачий); 9 — черные высокоглинозистые сланцы пачки Б. Кейвы (Бельков и др., 1976); 10 — черные сланцы Онтокумпу (Peltola, 1968); 11 — черные сланцы шельфовой, прибрежно мелководной зоны. Докембрий. (Vine, Tourtelot, 1969); 12 — черные сланцы раннего палеозоя эвгеосинклинальные образования (Vine, Tourtelot, 1969); 13 — черные сланцы мела, эпиконтинентальный шельф (Vine, Tourtelot, 1969); 14 — черные сланцы палеозоя. Внутрикратонный бассейн (Vine, Tourtelot, 1969)

увакковые алевро-пелитовые сланцы, обогащенные органическим веществом. Среди них устанавливаются различия, отличающиеся повышенной фосфатностью. Некоторые уровни рифейских, углеродсодержащих сланцев выделяются повышенными и аномальными значениями меди, свинца, цинка, титана.

В таблице I приведены средние арифметические содержания рудогенных элементов в углеродсодержащих образованиях докембрия Кольского полуострова. По каждому стратиграфическому уровню составлены достоверные выборки для метатерригенных (псаммит-пелитовых) и карбонатных пород, не несущих следов диафорических и метасоматических изменений. Для упрощения в таблице терригенные углеродсодержащие метаосадки названы черными сланцами. При пересчете средних содержаний рудогенных элементов в черных сланцах

Минеральный состав фракции >0,001 мм метаклинистых пород черносланцевых формаций докембрия восточной части Балтийского щита (по данным ДТА и ТГ)

Комп-лекс	Участки	Хлорит		Биотит (флогопит)	Мусковит (серицит)	Органическое вещество		Кальцит + доломит	Эпидот	Амфибол	Кварц	Сульфиды
		тюрингит	рипидолит			600—700°	700—800°					
Карельский	Печенгский	15—20	—	0—5	0—20	0,8—1,1	—	0—9	3—8	3—10 г	+	++
	Риж-губский	15—20	—	—	5	—	—	—	8	10Г	+	++
	Кр. Сельга	20—25	—	2—3	—	1,0	0,3	—	8	2А	+	+
	Мягрозеро	30	—	—	5	—	10	—	3—5	3	+	+
	Викшозеро	20 тр	—	—	15	—	0,1	—	3	3	+	+
	Нигозеро	30	—	3	—	0,9	—	—	3	5	+	+
	Суоярви	15 тр	—	3	15	—	1,1	17	—	—	+	+
	Суйстамо	—	15	10 ф	—	—	0,2	—	—	—	+	—
	Вахваярви	3	—	10 б	—	—	0,25	—	—	5А	+	+
	Вилга	—	25—30	20 гф	—	—	0,2	—	—	—	—	—
Петрозаводский	15 тр	—	—	3—5	15 гм	1,1	—	—	—	—	+	
Лопский	Хаутаваара	10—25	—	3—10	15	—	0,5—2,1	—	3	—	+	+++
	Гимолы	8	—	10	20—25	—	0,2	—	3	3	+	++
	Сегозеро	—	15	—	10	—	0,3	—	3	3	+	+
	Костомукша	2	—	25	15	—	0,45	—	—	5	—	—
	Параново	—	—	40	45	—	0,1	—	—	—	—	+

гф — гидрофлогопит, гм — гидромусковит, ат — актинолит-тремолит, тр — тюрингит-рипидолит, м — мусковит, ф — флогопит, б — биотит, тремолит, А — актинолит, +++ — много, ++ — средне, + — присутствует.

Распространение химических элементов в породах черносланцевой формации Онежской мульды (по данным спектрального полуколичественного анализа)

Название породы	Колич. проб	Химические элементы										
		P	As	Ga	Ge	Cu	Zn	Pb	Be	Mo	Sn	Li
1. Углеродистая порода (шунгит) с содержанием углерода — 93%	14	$\frac{\text{но—30}}{8}$	$\frac{100—2000}{303}$	$\frac{2—30}{6}$	$\frac{\text{но—2}}{0,1}$	$\frac{15—200}{89}$	$\frac{30—500}{221}$	$\frac{5—30}{17}$	$\frac{\text{но—5}}{3}$	$\frac{2—50}{20}$	$\frac{\text{но—2}}{1}$	$\frac{\text{но—200}}{6}$
2. Шунгитовые сланцы с содерж. углерода до 90%	63	$\frac{\text{но—3000}}{100}$	$\frac{\text{но—100}}{3}$	$\frac{\text{но—30}}{6}$	$\frac{\text{но—5}}{0,2}$	$\frac{20—1000}{105}$	$\frac{15—500}{50}$	$\frac{1—50}{8}$	$\frac{\text{но—2}}{1}$	$\frac{\text{но—200}}{8}$	$\frac{\text{но—3}}{1}$	$\frac{\text{но—200}}{9}$
3. Туфопесчаники туфалевролиты с содерж. углерода до 10%	168	$\frac{\text{но—500}}{150}$	но	$\frac{\text{но—30}}{10}$	$\frac{\text{но—2}}{0,8}$	$\frac{20—1500}{225}$	$\frac{20—3000}{375}$	$\frac{1—30}{12}$	$\frac{\text{но—5}}{1}$	$\frac{\text{но—10}}{3}$	$\frac{\text{но—5}}{2}$	$\frac{\text{но—50}}{20}$
4. Кремнисто-хлорит-серицитовые сланцы с содерж. углерода до 1%	98	$\frac{\text{но—500}}{330}$	но	$\frac{1—15}{4}$	$\frac{\text{но—3}}{2}$	$\frac{3—500}{28}$	$\frac{10—100}{32}$	$\frac{1—10}{2}$	$\frac{\text{но—3}}{2}$	$\frac{\text{но—1}}{0,1}$	$\frac{\text{но—2}}{1,5}$	$\frac{\text{но—150}}{36}$
5. Доломиты	61	$\frac{\text{но—700}}{350}$	но	$\frac{\text{но—10}}{3}$	$\frac{\text{но—3}}{0,5}$	$\frac{5—700}{48}$	$\frac{0,6—5000}{260}$	$\frac{1—1000}{13}$	$\frac{\text{но—3}}{1}$	но	$\frac{\text{но—1}}{0,5}$	$\frac{\text{но—200}}{38}$
6. Метадиабазы, метагаббродиабазы	366	$\frac{\text{но—15 000}}{1005}$	но	$\frac{1—20}{8}$	$\frac{\text{но—15}}{1}$	$\frac{10—7000}{82}$	$\frac{50—2000}{258}$	$\frac{\text{но—7}}{1}$	но	$\frac{\text{но—3}}{0,5}$	$\frac{1—30}{1,5}$	$\frac{\text{но—5000}}{95}$

Химические элементы							Содержание в γ/γ ($\frac{\text{от} - \text{до}}{\text{средн.}}$)						
Sc	Ba	Nb	Sc	Y	Yb	Zr	La	Ce	Ti	V	Cr	Mn	Co
но	$\frac{\text{но}-150}{90}$	$\frac{\text{но}-20}{13}$	$\frac{10-50}{26}$	$\frac{\text{но}-200}{125}$	$\frac{\text{но}-20}{15}$	$\frac{100-1500}{707}$	$\frac{\text{но}-200}{95}$	но	$\frac{100-10\ 000}{1600}$	$\frac{30-700}{413}$	$\frac{15-300}{113}$	$\frac{10-500}{103}$	$\frac{2-20}{11}$
но	$\frac{\text{но}-200}{55}$	$\frac{\text{но}-10}{3}$	$\frac{\text{но}-50}{21}$	$\frac{\text{но}-150}{19}$	$\frac{\text{но}-15}{2}$	$\frac{\text{но}-500}{145}$	$\frac{\text{но}-100}{19}$	$\frac{\text{но}-150}{4}$	$\frac{100-7000}{580}$	$\frac{3-1000}{285}$	$\frac{30-700}{151}$	$\frac{10-1000}{247}$	$\frac{1-50}{8}$
но	но	$\frac{\text{но}-20}{6}$	$\frac{10-50}{18}$	$\frac{\text{но}-200}{300}$	$\frac{\text{но}-15}{3}$	$\frac{100-2000}{231}$	$\frac{\text{но}-200}{26}$		$\frac{20-3000}{740}$	$\frac{3-500}{55}$	$\frac{7-200}{45}$	$\frac{100-10\ 000}{2225}$	$\frac{2-50}{12}$
но	$\frac{\text{но}-700}{45}$	$\frac{\text{но}-10}{6}$	$\frac{\text{но}-20}{11}$	$\frac{\text{но}-50}{5}$	$\frac{\text{но}-3}{05}$	$\frac{100-150}{136}$	$\frac{\text{но}-100}{23}$	$\frac{\text{но}-50}{5}$	$\frac{\text{но}-5000}{300}$	$\frac{\text{но}-15}{9}$	$\frac{10-100}{43}$	$\frac{50-1500}{300}$	$\frac{1-5}{2}$
$\frac{\text{но}-700}{110}$	$\frac{\text{но}-3000}{40}$	$\frac{\text{но}-10}{2}$	$\frac{\text{но}-20}{10}$	но	но	$\frac{\text{но}-150}{90}$	но	но	$\frac{30-700}{160}$	$\frac{1-20}{8}$	$\frac{5-150}{41}$	$\frac{20-1000}{450}$	$\frac{1-7}{4}$
но	но	$\frac{\text{но}-10}{3}$	$\frac{10-75}{15}$	$\frac{\text{но}-30}{1}$	$\frac{\text{но}-5}{0,1}$	$\frac{100-300}{120}$	но	но	$\frac{200-10\ 000}{2470}$	$\frac{3-300}{52}$	$\frac{5-200}{43}$	$\frac{200-2000}{410}$	$\frac{1-50}{10}$

Продолжение табл. 2

Химические элементы, содержание в $\gamma/\text{г}$ ($\frac{\text{от} - \text{до}}$ среди.)		Ведущие элементы	Встречаемость проб в %%		
Ni	Σ		Содержание в г/г		
			но	<0,01	>0,01
$\frac{10-500}{183}$	1244	V, Zn, Ni, Y	93	7	—
$\frac{5-300}{61}$	610	V, Cu, Ni	91	9	—
$\frac{3-500}{44}$	845	Zn, Cu	95	5	—
$\frac{7-20}{10}$	170	Li, Zn, Cu, La	93	7	3
$\frac{1-70}{14}$	397	Zn	98	2	4
$\frac{7-300}{31}$	558	Zn, Li, Cu	71	26	3

пильгуярвинской свиты Печенги были учтены данные А. А. Предовского и А. М. Ахмедова. Анализ данных таблицы I позволяет выделить в черных сланцах ведущие ассоциации элементов. Такие ассоциации характерны для черных сланцев какого-нибудь одного значительного стратиграфического уровня. Однако, и в пределах каждого такого уровня могут быть различия, выражающиеся в порядке значимости элементов. Так, для черных сланцев лопия характерной ведущей ассоциацией является: V, Zr. В карельском комплексе, в черных сланцах ятулия типична ведущая ассоциация: Cu, Zr, V, причем, отложения более глубоководных зон (ильмозерская, сова-пюхляярвинская свиты) обогащены ванадием, а мелководные (колосйокская) — медью. Черные сланцы калевия содержат повышенные фоновые значения Ni, Cr, Co, P, V, Mn. Однако в каждой структуре значимость этих элементов различна. Металлогеническая специфика черных сланцев пильгуярвинской свиты определяется Ni, Cr, P в Имандра—Варзуге (участки Рижгуба, Прихибинье, Роукса) — Cr, Co, Mn и в пана-куоляярвинской структуре (зона Вуосна-Хоси-ярви) — Co, V, P. Эти расхождения объясняются прежде всего различиями в палеотектоническом режиме, имевшем место при формировании осадков и как следствие из этого — палеогеографией и геохимической специализацией вулканизма, прямым или косвенным образом влиявшим на седиментацию. Чтобы проиллюстрировать сказанное, в качестве примера, рассмотрим диаграмму, приведенную на рис. 2. Здесь нанесены средние составы (табл. I). черносланцевых формаций Кольского полуострова и для сравнения показаны средние составы черных сланцев, отобранных из структур с различным тектоническим режимом [23, 24].

По Co/Ni отношению на диаграмме различаются две группы точек составов черных сланцев.

Первую группу точек образуют углеродсодержащие осадки, которые по совокупности литологических данных отнесены к образованиям прибрежно-мелководных, шельфовых зон мелководных континентальных бассейнов, примыкавших к областям развития стабильных массивов и существовавших при протоплатформенном режиме. Здесь на одной линии располагаются точки составов черных высокоглиноземистых сланцев Кейв, черных сланцев ятулия и рифея Кольского полуострова. Из них по содержанию меди существенно выделяются ятулийский черные сланцы.

Другая группа точек состава образует ряд, в котором располагаются черные сланцы, образовавшиеся в бассейнах эвгеосинклинального (протогеосинклинального) типа, приуроченных к подвижным зонам сочленения мегаблоков. Сюда ложатся составы черных сланцев лопия (Колмозеро-Воронья) и калевия (Печенга, Имандра-Варзуга, Оутокумпу). Для них характерны

Среднее содержание рудогенных элементов в углеродсодержащих

карбонатных и терригенных породах докембрия Кольского полуострова

Комплексы	Толщи, свиты	Типы пород	n	вес.			г/г							
				P ₂ O ₅	MnO	TiO ₂	Cu	Ni	Co	Cr	V	Sn	Pb	Zn
Рифей п-ов Средний Рыбачий		Черные сланцы рифея (п-ов Рыбачий)	39	0,31 0,09—2,37	0,08 0,07—0,14	0,42 0,30—0,64	39 24—48	28 20—45	19 10—30	43 29—68	261 163—287	14 8—26	12 10—18	103 88—146
	Пеленга	пильгуйарвинская	34	0,26 0,11—0,48	0,28 0,19—0,32	0,33 0,28—0,40	44 30—56	36 28—40	6 4—8	39 30—45	43 35—51	3 2—5	6 4—10	15 10—20
			ритмичнослоистые черные сланцы	148	0,49 0,23—10,18	0,17 0,10—0,21	1,38 1,12—1,48	123 64—187	179 88—231	26 20—35	182 143—207	194 168—226	8 5—10	27 24—32
	Колос-йокская	серые, черные мраморы, доломиты	53	0,18 0,12—0,27	0,62 0,23—2,14	0,26 0,18—0,39	126 59—320	18 10—32	5 3—10	12 8—15	65 59—71	3 2—5	89 47—118	71 57—92
черные сланцы		81	0,23 0,12—0,38	0,21 0,14—0,30	1,43 1,04—1,57	169 97—372	59 48—64	—36 20—42	64 57—82	147 121—189	20 15—35	15 10—25	243 181—302	
Карелий Имадра-Варзуга	Рижгубская: (Рижгуба, Прихйбинье Роукса)	серые, черные мраморы	12	0,21 0,14—0,29	0,12 0,08—0,14	0,28 0,24—0,39	31 26—43	28 20—35	7 3—12	23 15—35	30 25—40	3 1—5	4 1—8	9 3—16
		ритмичнослоистые черные сланцы	67	0,27 0,10—2,18	0,42 0,19—1,09	1,19 0,94—1,35	98 76—123	128 93—144	29 15—58	137 113—169	146 132—159	18 10—35	9 7—13	104 79—128
	ильмозерская	36	0,16 0,09—0,23	0,17 0,10—0,26	1,24 1,13—1,47	189 103—219	91 76—112	72 35—94	69 58—83	183 173—221	26 20—32	42 34—51	137 103—189	
	Вуосна-Хосиярвинская	серые, черные мраморы	29	0,19 0,12—0,26	0,23 0,12—0,28	0,34 0,29—0,47	33 28—44	25 15—36	11 5—18	31 27—35	89 61—102	3 1—5	5 2—10	11 5—12
		черные сланцы	93	0,41 0,23—2,34	0,34 0,18—0,63	2,07 1,34—2,93	78 57—102	113 87—129	103 65—214	131 118—146	184 143—211	18 15—20	12 4—18	164 123—186
	Пана-Куолаярви	Сова-Пюхьярвинская	51	0,16 0,08—0,29	0,86 0,39—1,94	0,19 0,11—0,27	197 59—315	13 8—25	5 3—10	31 25—42	46 38—93	5 2—10	58 30—67	13 5—18
черные сланцы		187	0,22 0,11—0,33	0,16 0,08—0,21	0,67 0,59—1,12	184 89—273	59 46—73	31 25—42	68 56—73	246 211—292	11 5—17	39 31—48	241 187—403	
Лопий Колмозеро-Воронья	Червуртская	44	0,11 0,08—0,13	0,04 0,01—0,14	1,26 1,03—1,46	31 24—56	43 30—65	18 15—26	52 46—73	257 163—320	28 15—34	33 20—46	127 102—308	
	Кейвская. Пацка Б (Бельков и др. 1976 г.)	57		0,02 (0,01—0,04)	1,21 0,76—1,81	18 11—26	22 19—49	18 13—38	44 28—345	259 113—455			94 32—325	

повышенные содержания никеля, хрома при несколько более пониженных значениях меди. Исключение составляют черные сланцы зоны Хоси-Вуосна-ярви Панакуолярвинского синклиория, которые в целом выделяются высоким содержанием кобальта. Накопление кобальта в углеродсодержащих метаосадках этой зоны можно объяснить существованием сравнительно глубоководных палеобассейнов в локальных, наиболее глубоководных частях которых, накапливался кобальт за счет сорбции органическим веществом из морской воды. Проанализированное графитистое вещество, выделенное из черных сланцев Хоси-ярвинской зоны, содержит высокие концентрации кобальта (до 0,16%). Рассмотрение подобных примеров можно было бы продолжить, употребив для этого другие характерные элементы черносланцевых формаций: V, Cr, Zn, P. Однако это не является целью настоящей статьи. Изложенным выше материалом авторы стремились подчеркнуть, что черносланцевые формации восточной части Балтийского щита являются потенциально рудоносными образованиями и в них, на каждом стратиграфическом уровне можно ожидать выявления стратиформных рудных концентраций в первую очередь «своих» характерных элементов. Так, для лопия это — Al, Zn; для ятулия — Cu, V, Co; для калевия — Ni, Co, Si, P, Mn, для рифея — P, V, Pb, Zn. Намеченные общие черты металлогенической специализации черносланцевых формаций значительно варьируют для разных зон и структур, обнаруживая четкую зависимость от палеотектонических и палеогеографических особенностей седиментации, состава, влияющего на седиментацию вулканизма, наложенных эндогенных процессов в связи с метаморфизмом, интрузивным, магматизмом и гидротермальнометасоматическими изменениями. В приведенной характеристике, основанной на усредненные геохимические данные, невозможно отразить то многообразие геохимических и металлогенических особенностей черных сланцев, которое им свойственно в природных условиях. Систематическое комплексное изучение углеродистых сланцев с использованием новейших достижений в области осадочной геологии и геохимии докембрия, являясь одной из важнейших задач повышения качества и эффективности прогноза и поисков полезных ископаемых на территории восточной части Балтийского щита, составляет вместе с тем основу изучения многих особенностей докембрийского литогенеза, в том числе закономерностей развития органического мира на разных этапах его эволюции.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ахмедов А. М., Ожигова Г. Р. Элементы-примеси в сингенетичных пиритах печенгского комплекса. В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Изд. «Наука», Л., вып. 10, 1973, стр. 108—117.
2. Ахмедов А. М., Гавриленко Б. В., Предовский А. А. Распределение золота в углеродисто-сульфидных сланцах печенгского комплекса. В кн.:

Петрология, минералогия и геохимия, вып. 5, ч. 2, Апатиты, Изд. Кольского филиала АН СССР, 1974, с. 231—235.

3. *Ахмедов А. М., Воинов А. С., Ожигова Г. Р.* Рудогенные элементы в метасадочных образованиях пана-куоляярвинского синклиория (Сев. Карелия). Вестн. Ленинградского Университета, № 4, 1975, с. 114—119.

4. *Бельков И. В.* Кианитовые сланцы Кейв. М.-Л., Изд. АН СССР, 1963, 320 с.

5. *Бельков И. В., Белолыпецкий А. П., Ильин Ю. И., Плетнева Н. И.* К геохимии метаморфических пород кейвской серии. В кн.: Геохимическая эволюция метаморфических комплексов докембрия Кольского полуострова. Изд. Кольского филиала АН СССР, Апатиты, 1976, с. 5—13.

6. *Гилярова М. А.* Стратиграфия и структура Печенги. Л., Изд. ЛГУ, 1967.

7. *Гилярова М. А.* Стратиграфия и структуры докембрия Карелии и Кольского полуострова. Л., Изд-во ЛГУ, 1972, 216 с.

8. *Загородный В. Г., Мирская Д. Д., Сулова С. Н.* Геологическое строение печенгской осадочно-вулканогенной серии. М.-Л., 1964, 230 с.

9. *Кайряк А. И.* Бесовецкая серия в онежской структуре. Л., «Недра», 1973, 175 с.

10. *Кратц К. О.* Геология карелид Карелии. М.—Л., Изд. АН СССР.

11. *Любцов В. В.* К литологии и геохимии рифейских отложений северо-запада Кольского полуострова. В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., Изд. АН СССР, 1973, с. 251—254.

12. *Любцов В. В., Предовский А. А.* Условия формирования и состав осадков кильдинской серии верхнего рифея. В кн.: Геология и геохимия метаморфических комплексов Кольского полуострова. Изд. Кольского филиала АН СССР, Апатиты, 1975, с. 170—179.

13. *Негруца В. З.* Стратиграфия гиперборейских отложений полуостровов Рыбачьего, Среднего и о. Кильдин. В кн.: Проблемы геологии докембрия Балтийского щита и покрова Русской платформы. Л., Изд. ВСЕГЕИ, 1971, с. 153—186.

14. *Негруца В. З., Богданов Ю. Б.* Протерозой. Восточная часть Балтийского щита. Геологическое строение СССР, т. I. Стратиграфия. Изд-во «Недра», М., 1968.

15. *Предовский А. А., Ахмедов А. М., Федотов Ж. А.* Формационное деление печенгского комплекса на основе геолого-геохимических данных. В кн.: Природа и хозяйство Севера. Апатиты. Изд. СФГО, 1971, вып. 3, с. 76—82.

16. *Предовский А. А., Федотов Ж. А., Ахмедов А. М.* Геохимия печенгского комплекса. Изд. «Наука», 1974, с. 138.

17. *Пушкин Г. Ю.* Стратиграфия, литология и условия образования Имандра-Варзугского осадочно-вулканогенного комплекса (Кольский полуостров). Автореферат канд. дисс., Л., 1973.

18. *Салон Л. И.* Основные черты стратиграфии и тектоники докембрия Балтийского щита. В кн.: Проблемы геологии докембрия Балтийского щита и покрова Русской платформы. Л., Изд. ВСЕГЕИ, 1971, с. 6—87.

19. *Сидоренко А. В., Лулева О. И.* К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. М.-Л. Изд. АН СССР, 1961, с. 198.

20. *Харитонов Л. А.* Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М., «Недра», 1966, с. 239.

21. *Увадьев Л. И.* Туфогенно-осадочные породы рудного поля Печенги. Сов. Геология, 1968, № 7.

22. *Peltola E.* On some geochemical features in the black schists of the Ontokumpu area, Finland. Bull. Geol. Soc. Finland, N 40, 1969, p. 39—50.

23. *Vine J. D., Towtelot E. B.* Geochemical investigations of some black shales and associated rocks. Contributions to geochemistry. Geolog. surv. Bull. 1314—A, 1969, p. 43.

24. *Vine J. D., Tourtelot E. B., Keith J. R.* Element distribution in some trough and platform types of black shale and associated rocks. Contributions to geochimistry. Geol. surv. Bull. 1214—H, 1969, p. 38.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ И ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МОНОКВАРЦЕВО- КОНГЛОМЕРАТОВОГО ТИПА

Металлоносные кварцевые конгломераты являются предметом пристального внимания геологов, начиная с 1867 года, когда были открыты золотоносные пласты в южной Африке. Особенно интенсивно они стали изучаться в пятидесятые годы нашего столетия в связи с проблемой урана. К настоящему времени выполнено большое число исследований, охватывающих разнообразные стороны кварцево-конгломератовой проблемы. Для всех крупных районов развития этих пород [1, 2, 3, 6, 12, 17, 18] разработаны детальные стратиграфические схемы, изучена тектоническая структура, магматизм и метаморфизм, получены данные по фациальному и палеогеографическому положению металлоносных конгломератов, но наиболее полно и всесторонне исследован вещественный состав этих пород. Имеются также богатые материалы по геохимии рудных конгломератов. Правда, эти данные далеко не равнозначны по разным районам, но в большинстве случаев вполне достаточны, чтобы попытаться подойти к сравнительному анализу кварцевых конгломератов с единых позиций.

В связи с прогнозированием месторождений монокварцево-конгломератового типа особый интерес представляют две стороны проблемы: 1 — стратиграфическое и тектоническое положение металлоносных кварцевых конгломератов в сводном разрезе литосферы и их возраст, и 2 — закономерности (первопричина) формирования кварцевых конгломератов.

Установлено, что все известные к настоящему времени промышленно ценные кварцевые конгломераты приурочены исключительно к докембрию. Причем и в разрезе докембрия они имеют строго определенное положение — металлоносные кварцевые конгломераты повсеместно составляют одну из главных специфических особенностей третьего структурно-формационного комплекса докембрия, сформированного в интервале времени от 2800 до 1900 млн. лет тому назад. Это афебий в Канаде, жакобина в южной Америке, Доминион-Риф, Витватерсранд, Вантерсдорп и Трансваль в южной Африке. Тарквий и аналоги в экваториальной Африке и на территории нашей страны.

Все эти комплексы отделены от подстилающих образований двух ранних мегациклов докембрия (беломорского и лопского на Балтийском щите, докиватинского и киватинского в Канаде и т. д.) крупным структурным несогласием, отвечающим полному циклу экзогенного развития континентов, продолжительностью в отдельных регионах до 350—300 млн. лет. Этому циклу предшествовал второй, наиболее значительный в истории формирования суши параксизм глобальной гранитизации литосферы: с ним связано первое длительное континентальное стояние материков. Фактический материал позволяет предположить, что именно в этом этапе связано оформление первых достаточно крупных блоков с континентальным типом земной коры. Во всяком случае именно к этому времени относится зарождение первых протоплатформенных областей, отчетливо документируемых только начиная с третьего мегацикла докембрийского литогенеза. Первое появление в разрезе кварцевых конгломератов совпадает, таким образом, с этапом становления первых ядер древних платформ и началом широкого континентального осадконакопления. Более ранняя докембрийская седиментация относилась практически полностью к бассейновому типу и судя по типам пород и их показательным генетическим признакам, была сравнительно глубоководной. Никаких признаков кварцевых конгломератов на этих уровнях не обнаружено, хотя полевиковые конгломераты местами пользуются широким развитием. Наоборот в более поздние докембрийские эпохи, равно как и в фанерозое, континентальный тип литогенеза в пределах площадей современных континентов был развит чрезвычайно широко. Периодически в связи с ним возникали мощные толщи «зрелых» терригенных пород, иногда с прослоями кварцевых конгломератов. Последние известны среди рифейских отложений, в карбоне, юре, нижнем мелу, эоцене, олигоцене, неогене. Нередко в них отмечаются признаки золота, местами образующего рудные концентрации. Однако, практически достаточно значимых рудных объектов конгломератового типа в этих отложениях не обнаружено. Что это следствие недостаточной изученности верхнедокембрийских и фанерозойских конгломератов, или за этим кроются причины, связанные с необратимой направленностью развития литогенеза в истории Земли? Прежде чем перейти к анализу этого вопроса, необходимо рассмотреть положение рудоносных кварцевых конгломератов в палеотектонической структуре континентов. На примере Русской платформы установлено, что кварцевые конгломераты, приурочены к тектонически активной зоне краевой части протоплатформенного кратона, в месте его сочленения с мобильными (протогеосинклинальными) областями осадконакопления. Причем кварцевые конгломераты обильно накапливались, как на склонах протоплатформ в условиях паралического типа литогенеза, так и в грабеноподоб-

ных впадинах в теле платформ, где преобладали условия континентального литогенеза. Аналогичное положение как следует из материалов зарубежных исследователей [2, 10, 12, 15] и сводки Ф. П. Кренделева [6], а также показано в одной из специальных обобщений Л. И. Салопа, занимают и золотоураноносные конгломераты Канады, Африки и южной Америки. Не трудно видеть, что кварцевые конгломераты занимают такие тектонические позиции, которые были обычными для многих районов современных континентов на всем протяжении позднего докембрия и фанерозоя. Нет принципиальных различий между литогенезом времени образования золото-ураноносных кварцевых конгломератов и неогена, также и по совокупности фациальных и палеогеографических признаков сравниваемых образований. Среди металлоносных кварцевых конгломератов по форме слагаемых ими тел, характеру взаимоотношения с вмещающими породами, совокупности структурно-текстурных признаков, первичной ориентировки галек и наклону косої слоистости различаются две основные группы образованные течением водных потоков и возникшие в условиях бассейнового волнения. Первые с известной долей условности могут быть подразделены на отложения временных потоков, блуждающих русел и приустьевых частей водных потоков (дельта). Конгломераты образованные в условиях волнения подразделяются на пляжевые прибрежных валов и баров. Промежуточное положение занимают конгломераты, образованные в условиях попеременного действия на осадок однонаправленного течения и волнения; они соответствуют подводно-дельтовым отложениям. Все эти фациальные типы присутствуют среди соответствующих комплексов неогена. Между тем намечается вывод, что кварцевые конгломераты неогена, в отличие от раннепротерозойских являются во всех случаях продуктами весьма длительной и многократной переработки материала области сноса и что они относятся, главным образом, к отложениям зон интенсивного волнения. Кварцевые конгломераты, сформированные в условиях потоков, особенно временных потоков, когда происходит практически мгновенное захоронение совершенно не обработанного материала области сноса, очевидно, свойственны исключительно времени формирования металлоносных конгломератов докембрия. Исходным материалом при этом могли явиться только рыхлые продукты коры выветривания крайнего химического разложения пород богатых жильным кварцем; непременным условием должно было явиться, частичная сортировка материала, приведшая к удалению из породы алевро-пилитовой фракции. Причем, литологическими методами устанавливается, что такая сортировка проходила на месте образования кор выветривания без участия воды. Все вместе приводит к выводу об участии в подготовке исходного мате-

риала для кварцевых конгломератов также мощных эоловых факторов.

Важной специфической особенностью раннепротерозойских комплексов вмещающих металлоносные конгломераты является сочетание в них казалось бы несовместимых «антагонистических» признаков.

В вертикальных формационных рядах комплексы вмещающие металлоносные кварцевые конгломераты отмечают ранний и (или, средний дофлишевые этапы мегациклов, являясь латеральными возрастными аналогами спилит-кератофировой и аспидной формациям; их образование связано с этапами максимальной активизации тектонических движений и начальными стадиями крупных трансгрессий (реже концом регрессий), а во всех случаях накопление рудных кварцевых конгломератов следовало за длительной тектонической паузой, в период которой шло интенсивное формирование кор выветривания.

Все эти комплексы характеризуются максимальными значениями терригенности и местами весьма большой мощностью (до 10 000 м). Для них характерны скачкообразные изменения мощности, ярковыраженная ритмичность разного масштаба, крупные внутриформационные размывы, местные несогласия, следы подводного оползания осадков, наличие местами нептунических даек; чрезвычайно характерны мощные накопления практически неотсортированного (но лишенного или резко обедненного алевро-пелитовой частью) материала, с крупной кошой слоистостью и очень крутым углом первоначального наклона (35—40°) ее слоев. Во многих местах осадочные породы циклически чередуются с мощными толщами вулканогенных пород основного и кислого состава.

В то же время как конгломераты, так и вмещающие их осадочные породы представляют собой высоkozрелые осадочные породы образовавшиеся в условиях крайне интенсивного химического выветривания. Анализ вещественного состава этих пород показывает, что по степени зрелости они сопоставимы или даже превышают аналогичные породы сформированные на Русской платформе в периоды наиболее интенсивного выветривания. Сравнение среднего химического состава метапесчаных пород вмещающих рудоносные кварцевые конгломераты со средним составом песчаников Русской платформы [8] показывает, что в первых по сравнению со вторыми больше K_2O и MgO , но меньше TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 и FeO и много ниже содержание CaO и Na_2O . Значение индекса Al_2O_3/Na_2O определяемого как коэффициент зрелости осадочных пород в метапесчаниках вмещающих кварцевые конгломераты составляет в среднем около 40, в песчаниках Русской платформы 17 (16).

О непрекращающемся химическом выветривании на протяжении всего периода формирования комплекса, содержащего

металлоносные кварцевые конгломераты свидетельствует наличие по всему разрезу и во всех пунктах развития этих пород, горизонтов метаморфизованных кор выветривания [9]. В подавляющем большинстве случаев в захороненном виде сохранились только нижний, в лучшем случае средний горизонты профиля выветривания. Поэтому попытка реставрации палеоклимата по корам выветривания этого времени сопряжена с опасностью ложных заключений. О климате, как известно, правильное представление может давать только самая верхняя часть полного профиля коры выветривания, непосредственно соприкасающаяся с атмосферой [11]. В идеальном случае вертикальная зональность кор выветривания соответствует климатической зональности. Чем глубже расположена по профилю выветрелая порода, тем ближе характер изменений к гипергенным изменениям в условиях холодного климата.

Из всего этого следует, что металлоносные кварцевые конгломераты возникли в специфических условиях, когда выветривание было настолько интенсивным, что несмотря на весьма высокий градиент, временами соответствующий наиболее высоким значениям подобного показателя геосинклиналей, обеспечивают непрерывное химическое разложение кристаллических пород. Фактический материал с очевидностью показывает, что интенсивность выветривания было столь высоким, что обычные процессы эрозии, лишь в редких случаях и только на локальных участках достигали нижней зоны коры выветривания. Обычно это имело место в связи с катастрофическими явлениями, когда происходил снос материала путем обрушения и оползания по склонам, вследствие резкотектонических подвижек. Во многих случаях обнаружена прямая связь наименее зрелых отложений этого времени с подножьями консидементационных тектонических уступов или конусами палеовулканов.

Общепризнано, что оруденение в кварцевых конгломератах подчиняется закономерностям свойственным осадочным образованиям; именно на этой основе строится вся практика геологоразведочных работ и эксплуатаций месторождений кварцево-конгломератового типа [10]. Большинство исследователей при этом считает, что золото-урановая минерализация в конгломератах возникла обычным россыпным путем. Узким местом этой гипотезы явилось то, что в условиях интенсивного выветривания уранинит, ровно как и ассоциирующий с ним в конгломератах, пирит не могут образовывать россыпи, поскольку они легко окисляются и разрушаются. Рамдор и др. предположили, что формирование золото-ураноносных кварцевых конгломератов происходило в условиях бескислородной атмосферы и что в этих условиях и пирит и уранинит сохраняются в коре выветривания и могут давать россыпи. Л. И. Салоп находит подтверждение этому в том, что наиболее богатые золото-урано-

вые конгломераты всегда располагаются ниже первого уровня мощного развития стратолитов, а первые красочные толщи в истории литогенеза следуют за указанным горизонтом водорослевых биогерм. Последнее рассматривается как-бы рубежом между отложениями сформированными в бескислородной среде и образованиями, возникшими в условиях, когда в атмосфере появилось достаточное количество свободного кислорода. Предположение о восстановительном характере выветривания и осадконакопления в период формирования нижних горизонтов конгломератов р-на Витватерсранд, Блейнд-Ривер и Карелии, судя по имеющимся данным не противоречат результаты геохимических исследований. Для пород серии Элиотлейк, Доминион-Риф, сумия и сариолия Карелии отношение Fe_2O_3/FeO обычно ниже единицы. Но уже начиная с Хуклейк и ятулия в корах выветривания и продуктах их перемыва это отношение выше единицы. В соответствии с этим находятся и результаты некоторых специальных исследований [4, 14], в т. ч. изотопного состава серы [18], хотя исследования аналогичного характера, выполненные другими исследователями утверждают обратное [3]. Интересно, что практически во всех районах сульфидные, кварцевые конгломераты ассоциируют с гематит-мартиновыми. Первые обычно располагаются стратиграфически ниже вторых и связаны с теми горизонтами для которых намечаются восстановительные условия выветривания и осадконакопления. Казалось все это соответствует представлениям Рамдора, Салопа и др. Но имеются также ряд несоответствий, часть которых была отмечена раньше. Дэвидсон [5] обратил внимание на несоответствие удельного веса рудных частиц и обломков кварца в конгломератах, а Усов — не весьма высокое, необычное для россыпей и выдержанное содержание золота в конгломератах [6]. Есть ряд несоответствий геохимического характера. Во многих случаях набор элементов в конгломератах является «типичногидротермальным». Так в сульфидных конгломератах помимо породообразующих минералов, устанавливается медь в количестве до 0,3%, свинец — 0,01%, кобальт — 0,01%, мышьяк 0,3%, серебро — 0,006%, висмут — 0,003%, лантан — 0,1%, церий — 0,3%, итрий — 0,03%, итербий — 0,01%, бериллий — 0,001%, ртуть (следы) и др. Трудно объяснить с позиций россыпного происхождения золота также всегда очень мелкий размер зерен уранинита и золота и достаточно равномерное, хотя и струйчатое распределение этих металлов по всему рудному телу. Необъяснимо, очевидно, с россыпных позиций давно замеченная зависимость между содержанием золота и пирита, пирита и урана. В этой связи обращает внимание наблюдаемое в ряде мест концентрическое строение округлых зерен пирита, что сближает их со сферолитами. Есть известное сходство между этими образованиями и колониями сульфидных бактерий, формирую-

щихся на дне некоторых современных бассейнов. Возможно помимо рассыпного происхождения части металла, большое значение имеет хемогенно-биогенная садка, обусловленная расцветом специфических бактерий в бассейнах того времени, интенсивным выносом этих металлов с континента в связи с глубоким выветриванием в виде растворов и тончайших «флотирующих» частиц, а также их частичного поступления с подводными гидротермами, очевидно, во многом определявшим геохимический режим бассейнов раннедокембрийского седиментогенеза. Весьма существенно, то, что в период формирования металлоносных конгломератов в области сноса на всех континентах выступали образования так называемых «зеленокаменных поясов», регионально зараженных золотом, ураном, цветными и редкими металлами и несущих крупные стратиформные месторождения. В профиле коры выветривания рудные элементы переходили в легко подвижную форму и могли давать значительные элювиальные концентрации, питавшие, впоследствии области осадконакопления.

Приведенные основные характеристики металлоносных кварцевых конгломератов приводят к выводу, что эти образования составляют специфическую рудную формацию, зародившуюся и достигшую расцвета в период третьего мегацикла докембрийского литогенеза она развилась в эпоху зарождения континентального осадконакопления и формирования первых ядер современных континентальных плит, совпавшим с началом интенсивного фотосинтеза и переходом бескислородной атмосферы в кислородную. Специфичность этого этапа является сочетание условий выветривания, существовавших на ранних докембрийских этапах эволюции литогенеза с только что возникшим тектоно-палеогеографическим режимом свойственным всем более поздним эпохам развития сиала. Период формирования рудных кварцевых конгломератов фиксирует как-бы переходную стадию, знаменующую смену режима литогенеза с преобладающего океанического на смешанный континентально-океанический. Первый при этом явился благоприятной рудопоставляющей, второй — рудомобилизующей и рудолакализующей средой. Мобилизация вещества происходила в условиях полного химического разложения материнских рудопоставляющих пород, при пустынном характере ландшафта (отсутствии наземной растительности) интенсивных вертикальных тектонических подвижек и обильной влажности. Рудные элементы поставляемые областью сноса и отчасти, возможно, поступавшие с подводными гидротермами осаждались из растворов и отлагались со взвесями в зонах резкого изменения гидродинамики водной среды и в связи с геохимическими барьерами. Ориентировка рудных струй определяется положением в пространстве палеоберега и направлением течения водных потоков. Масшта-

бы рудоносности прямо пропорциональны значению геохимического фона области сноса, длительности осадочной дифференциации и размерам питающей провинции и области осадконакопления. Роль микроорганизмов возможно была значительной как в процессе мобилизации так и в осаждении полезных компонентов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Безуглов А. И., Бывших Ю. И., Дементьев П. К. и др. Уран в древних конгломератах. М., Госатомиздат, 1963, 188 с.
2. Бутман Дж. Д. Урансодержащие золотоносные рифы Жакобины, Бразилия.—«Вопросы геологии месторождений урана». Новосибирск, 1960, вып. 1, с. 12—23.
3. Виноградов В. П., Реймер Т. О., Лейтес А. М., Смелов С. В. Древнейшие сульфиды в архейских образованиях Южно-Африканского и Алданского щитов и эволюция кислородной атмосферы Земли. Лит. и полезн. ископ. № 4, 1976, с. 12—27.
4. Войткевич Г. В., Лебедев Г. И. Полезные ископаемые и металлогения докембрия. М., «Недра», 1975, с. 231.
5. Дейвидсон Ж. Ф. Современное состояние дискуссии о Витватерсранде.—«Из зарубежных журналов», 1960, вып. 20, с. 3—49 (ОНИТИ ВИМС).
6. Кренделев Ф. П. Металлоносные конгломераты мира. Изд-во «Наука». Сибирск. отделение, Новосибирск, 1974.
7. Негруца В. З. Стратиграфия и литогенез среднепротерозойских отложений Карелии в связи с проблемой металлоносных кварцевых конгломератов. Автореферат дис. на соискание ученой степени к. г.-м. н. Л., 1967, с. 28.
8. Негруца В. З. Некоторые закономерности химизма ятулийских метаспесчаных пород Карелии. Лит. и полезн. иск. № 1, 1974 г. с. 110—119.
9. Негруца В. З., Негруца Т. Ф. Проблемы геологии докембрийских кор выветривания Балтийского щита. В кн.: «Докембрийские коры выветривания». М., 1975, с. 88—103.
10. Нэл Л. Т. Проблема генезиса уранинита в золотоносных конгломератах Южной Африки — «Из зарубежных журналов», 1960, вып. 20, с. 50—63 (ОНИТИ ВИМС).
11. Педро Ж. Экспериментальные исследования геохимического выветривания кристаллических пород. Изд-во «Мир». М., 1971, с. 252.
12. Пиенаар П. Дж. Докембрийские ураноносные отложения в Онтарио. М., «Мир», 1967, 199 с.
13. Проблема металлоносности древних конгломератов на территории СССР. Сборник статей. Ред. В. И. Смирнов, И. С. Рожков, М., «Недра», 1969, 191 с.
14. Ранкама К. Геологические данные о химическом составе докембрийской атмосферы.—В кн. Земная кора. М., ИЛ, 1967, с. 672—687.
15. Рожков И. С. Золотоносные конгломераты протерозойского возраста месторождения Тарквы (Республика Гана).—«Геол. и геофиз.», 1967, № 1, с. 60—74.
16. Ронов А. Б., Михайловская М. С., Солодкова Н. И. Эволюция химического и минералогического состава песчаных пород.—В кн.: Химия земной коры, т. I. М., «Наука», 1963.
17. Тугаринов А. И., Гриненко В. А. Условия седиментации нижнепротерозойских формаций по данным вариаций изотопного состава серы в сульфидах. В кн. «Проблемы геохимии. М., «Наука, 1965, с. 193—203.

ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗАПАДНОЙ КАРЕЛИИ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ЕЕ МЕТАЛЛОГЕНИИ

В настоящее время Западная Карелия, в связи со строительством железной дороги и Костомукшского горно-обогатительного комбината, становится объектом первоочередного детального исследования. На повестку дня ставится задача комплексного освоения этой территории, отсюда необходимость в полноценной геолого-тектонической основе.

До недавнего времени территория Западной Карелии являлась наименее изученной областью в пределах Карело-Кольского региона. Структурно она включалась в состав Восточно-Финляндского антиклинорного поднятия и представлялась сложной преимущественно, нерасчлененным комплексом гранитоидов, гнейсов и мигматитов архейского и архей — нижнепротерозойского возраста [1]. Внимание исследователей было сосредоточено лишь на изучении небольших участков, сложенных ниже- и среднепротерозойскими породами: Костомукшского железорудного месторождения [10], района оз. Большозера [7], Лубосалмской и Воломской мульды [3].

Впервые внутренняя структура рассматриваемой территории в целом нашла свое отражение на Тектонической карте восточной части Балтийского щита, составленной коллективом авторов под руководством В. А. Перевозчиковой [8]. На ней было показано сложное складчато-блоковое строение Западной Карелии и большое значение разрывных нарушений в формировании ее структуры.

Вопросам метаморфизма и гранитообразования на территории Юго-Западной и Западной Карелии посвящены монографии К. О. Кратца, С. Б. Лобач-Жученко и др. [2] и Л. П. Свириденко [6].

В процессе составления среднемасштабных геологических карт центральной части Западной Карелии, а затем геологической и формационной карт Карело-Кольского региона были проанализированы все накопившиеся к настоящему времени геологические материалы (в том числе результаты личных полевых исследований), а также региональные геофизические (аэромагнитные и гравиметрические) работы в совокупности с петрофизическими свойствами пород и дешифрированием аэрофотоснимков. Это позволило в значительной степени уточ-

нить геолого-тектоническое строение исследованной площади и положение ее в общей структуре Балтийского щита.

Рассматриваемая территория вытянута в близком к меридиональному направлении вдоль государственной границы с Финляндией более чем на 250 километров от оз. Ала-Виексярви на юге до широты оз. Пя-озеро на севере. Она располагается на восточном склоне блока, имеющего в общем синклинорное строение и продолжающегося на территорию Финляндии. По форме и размеру этот блок соответствует выделяемому здесь, согласно принятому тектоническому районированию, Восточно-Финляндскому антиклинорному поднятию [8] или восточной части Карельского массива [9]. Однако нами было установлено [4], что так называемое «антиклинорное поднятие» является сложным гетерогенным сооружением и состоит из ряда прогибов, сложенных суперкрупными образованиями архея и нижнего протерозоя, и разделяющих их узких антиклинорных структур, представленных преимущественно гранитоидами. Большая часть последних образовалась в результате региональной перекристаллизации метаморфических пород в ранненижнепротерозойский — ребольский период складчатости [6], либо за счет выплавления из вмещающих пород в кульминационную стадию нижнепротерозойского метаморфизма [4]. Синклинорное строение рассматриваемого блока подтверждается при анализе региональных гравиметрических профилей, на которых ему отвечает характерное повышенное поле силы тяжести Δg .

Восточная граница блока, отделяющая его от смежного Центрально-Карельского блок-антиклинория, соответствует зоне глубинных разрывных нарушений, устанавливаемой по комплексу геолого-геофизических данных. Она проходит в субмеридиональном направлении по линии пос. Лубосалма — оз. Пининга — пос. Муезеро — оз. Тикшозеро — оз. Охтенъярви. Вдоль нее располагаются среднепротерозойские грабен-синклинали и многочисленные разновозрастные тела основных и кислых пород.

Преобладающим развитием в пределах Западно-Карельского блока пользуются суперкрупные и ультраметаморфогенные образования двух структурно-формационных комплексов-архейского прогеосинклинального и нижнепротерозойского протогеосинклинального*. Архейский комплекс представлен в различной степени диафорированными гранулитами и высокоглиноземистыми гнейсами тулосозерской толщи (андезит-диабазовая формация), биотитовыми и амфиболо-биотитовыми гнейсами — аналогами керетьской толщи беломорской серии (песчаниковая — гнейсовая формация), а также чарнокитами, кварцевыми диоритами, диоритами и гнейсо-гранитами

* Ловский комплекс, относимый в соответствии с традиционными представлениями к нижнему протерозою, древнее 2700 млн. лет. (Ред.)

с возрастом 2560—2800 млн. лет (диорит-чарнокит-гранитовая формация).

В металлогеническом отношении архейский структурно-формационный комплекс оценивается отрицательно, поскольку везде в регионе аналогичные образования являются практически стерильными в отношении полезных ископаемых.

В составе нижнепротерозойского комплекса выделяются различные по составу гнейсы, сланцы, амфиболиты, порфиroidы и железистые кварциты гимольской серии, принадлежащие, в основном, к железисто-кварцитово-граувакко-порфиroidовой формации и отчасти к диабазовой.

Железисто-кварцитовая граувакко-порфиroidовая формация специализирована на железные руды, которые распределены в ней неравномерно, что зависит от фациальных условий формирования. Максимальная концентрация их отмечается в структурах (Костомукшская), где образование формации происходило в глубоководных условиях вблизи от подводных вулканов [11]. В участках, тяготеющих к архейским поднятиям, железистые кварциты наблюдаются в виде небольших по мощности и протяженности пластов и линз.

Гранитоиды нижнепротерозойского структурно-формационного комплекса относятся к диорит-чарнокит-гранитовой, мигматит-плагиогранитовой, мигматит-гранитовой и гранитовой формациям. Две первые слагают крупные антиформные структуры, характеризуются возрастом в 2200—2500 млн. лет и не несут рудной минерализации. Гранитоиды мигматит-гранитовой и гранитовой формации локализируются вдоль крупных разрывных нарушений, часто глубинных и в большинстве случаев продольных по отношению к складчатым структурам. Возраст их определяется в 1850 млн. лет.

Массивы мигматит-гранитовой формации практически безрудные, лишь в некоторых отмечается бедная молибденовая минерализация. С гранитоидами гранитовой формации связана олово-редкометалльная, молибденовая (с оловом) и вольфрамовая минерализации.

Основные породы представлены габбро-диабазовой формацией, несущей бедное титаномагнетитовое оруденение.

В восточной части площади развиты образования среднепротерозойского протоорогенного структурно-формационного комплекса, представленные терригенно-вулканогенными образованиями сегозерской серии (конгломерато-песчанико-диабазовая формация). Аркозовые песчаники, кварцито-песчаники и кварциты, играющие в ее составе существенную роль, являются прекрасным керамическим сырьем с практически неограниченными запасами. Здесь же узко локально развиты вулканогенные породы тунгудско-надвоицкой серии спорного нижне-среднепротерозойского возраста (кератофир-порфирит-диабазовая формация).

Интрузивные породы в строении среднепротерозойского структурно-формационного комплекса принимают ограниченное участие и представлены до- и синорогенными пластовыми и пластово-секущими телами метабазитов и позднеорогенными телами габбро-диабазов, объединенными в габбро-диабазовую формацию, специализированную и титано-магнетитовое оруденение.

Все эти образования слагают ряд складчато-блоковых структур, прошедших сложный путь развития в течение нескольких наложенных фаз складчатости (ребольской, селецкой и шуйской) и неоднократной активизации обрамляющих их разрывных нарушений. Выделяются два блок-синклинорий: Войницко-Тулосозерский (I) и Костомукшско-Куолисменский (II) и два блок-антиклинория: Куйтозерско-Ребольский (III) и Музерско-Вуттярвинский (IV). Как правило, они ограничены разломами и усложнены более мелкими складками — синклиналями и антиклиналями последующих порядков. Эти сопряженные структуры имеют общее субмеридиональное простирание.

Вдоль восточной границы Западно-Карельского блока выделяются структуры более высокого порядка по сравнению с указанными выше — это среднепротерозойские наложенные мульды или грабен-синклинали: Охтенъярвинская (V), Калевальская (VI), Чирко-Кемская (VII), Большозерская (VIII), Воломская (IX) и Лубосалмская (X).

В результате дешифрирования аэрофотоснимков было установлено, что выделенные структуры отличаются степенью трещиноватости слагающих их пород, характером, густотой и направлением трещин. В пределах синклинальных структур значительным развитием пользуются трещины северо-западного (СЗ 310—320°) или субмеридионального, (СЗ 350—СВ 10°) направлений, частые и выдержанные по простиранию на большие расстояния (до 10—15 км). Все остальные направления трещин здесь, как правило, затушеваны.

В антиклинальных структурах трещины северо-западного направления проявлены гораздо слабее в виде коротких отрезков, срезающихся трещинами северо-восточного и субмеридионального направления при общем разреженном характере трещиноватости.

Складчато-блоковые структуры

Войницко-Тулосозерский блок синклинорий (I) располагается примерно в центральной части Западно-Карельского блока. Он представляет собой изогнутую в плане складку, обращенную выпуклостью к западу (рис. 1). Большая центральная часть ее находится на территории Финляндии, в Западной Карелии располагаются замковые части синклинорийной структуры: к западу от оз. Ниж. Куйто — восточная часть север-

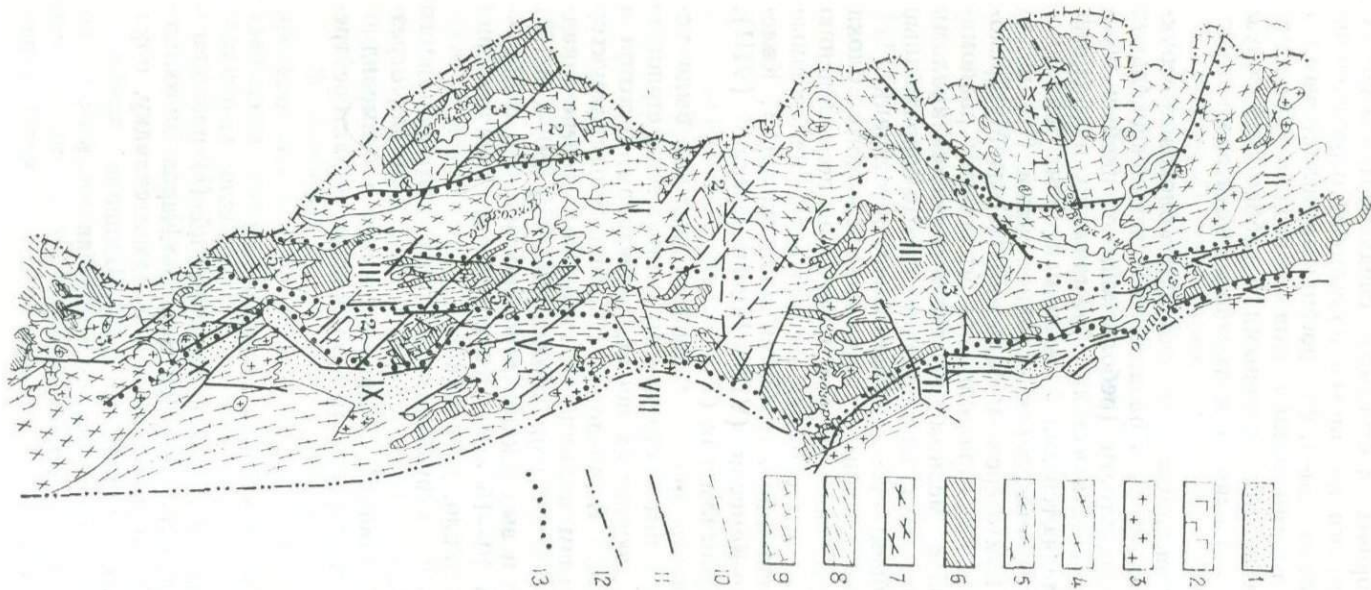


Рис. 1. Тектоническая схема Западной Карелии (составила М. А. Корсакова).

Среднепротерозойский протоорогенный структурно-формационный комплекс: 1 — конгломерато-песчанико-диабазовая формация; 2 — кератофир-порфирит-диабазовая формация. Нижнепротерозойский протогеоинклинальный структурно-формационный комплекс: 3 — мигматит-гранитовая и гранитовая формации; 4 — мигматит-плагиигранитовая формация; 5 — диорит-чарнокит-гранитовая формация; 6 — железисто-кварцитовая-граувакко-порфировая и диабазовая формации. Архейский протосинклинальный структурно-формационный комплекс: 7 — диорит-чарнокит-гранитовая формация; 8 — гнейсовая (песчаниковая) формация; 9 — формация пироксенсодержащих кристаллических сланцев (андезит-диабазовая); 10 — разломы неглубокого заложения; 11 — глубинные разломы; 12 — граница Западно-Карельского мегаблока (структурно-формационной зоны) с Центрально-Карельским мегаблоком; 13 — границы блоков II порядка. Складчатоблоковые структуры: I — Войницко-улоозерский блок-синклиниорий; блоки I — Войницкий 2 — Колвасозерский, 3 — Тулосозерский; II — Куйтозерско-Ребольский блок — антиклиниорий; блоки: 1 — Куйтозерский, 2 — Ребольский, 3 — Костомукшко-Куолайменский блок-синклиниорий; прогибы: 1 — Корпьярвинский, 2 — Костомукшский, 3 — Кентозерский, 4 — Ньюкозерско-Большозерский, 5 — Лендерский; IV — Муезерско-Вуотъярвинский блок-антиклиниорий; блоки: 1 — Муезерский, 2 — Салмиярвинский, 3 — Вуотъярвинский; Среднепротерозойские наложенные мулды и грабен-синклинали: V — Охтенъярвинская VI — Кадевальская; VII — Чирко-Кемская, VIII — Большезерская, IX — Волоская, X — Лубосалмская.

ного замка, в районе оз. Тулос — северо-восточная часть южного замка. Ядерная часть структуры сложена гнейсами и амфиболитами гимольской серии. В крыльях синклинория развиты гранулиты тулосозерской толщи. Наименее измененные их разновидности — двупироксено-амфиболовые, гиперстенобиотитовые и другие гнейсы и кристаллические сланцы, локализуются в пределах Тулосозерского блока (3). Здесь с ними ассоциируют породы чарнокитового комплекса, образующие дисконформные по отношению к общей структуре вмещающих пород массивы, приуроченные к субмеридиональным тектоническим зонам.

Более ограниченно аналогичные породы развиты и в северном замке синклинорной структуры — в Войницком блоке (1). Но здесь также как и в Колвасозерском блоке (2) породы «гранулитового комплекса» в значительной степени преобразованы наложенными более поздними процессами мигматизации, гранитизации и высокотемпературного диафтореза. В настоящее время они представлены амфиболо-биотитовыми, биотитовыми гнейсами, гранито-гнейсами, диорито-гнейсами, лишь иногда сохраняющими реликтовые ассоциации пород гранулитовой фации [6]. Благодаря значительной плотности (в среднем $2,75\text{--}2,77\text{ г/см}^3$) и повышенной магнитной восприимчивости (в среднем $2800 \cdot 10^{-6}$ СГС), породы гранулит-чарнокитового комплекса прекрасно выделяются в физических полях. Им соответствуют относительно положительные гравитационные аномалии и положительные магнитные интенсивностью до $1200\text{--}1800$ гамм.

В южном замке синклинория осевая плоскость складки погружается в северо-западном направлении, а в северном замке — в юго-западном. В этих же направлениях происходит увеличение интенсивности гравитационного поля. Полевые геологические исследования автора, а также количественные расчеты по данным гравиметрии свидетельствуют о том, что общая мощность метаморфических пород (гранулиты архея, гнейсы, сланцы и амфиболиты нижнего протерозоя), развитых к западу от оз. Тулос, составляет $2500\text{--}2700$ м.

На востоке Войницко-Тулосозерский блок-синклинорий сочленяется с Куйтозерско-Ребольским блок-антиклинорием. Граница между ними представляет собой глубинную тектоническую зону, о чем свидетельствует характер совпадающей с ней гравитационной ступени, ее значительная протяженность, а также приуроченность разновозрастных интрузий основных пород и трещинных тел микроклиновых гранитов. Выражена она системой сопряженных субмеридиональных, северо-западных и северо-восточных разломов.

Куйтозерско-Ребольский блок-антиклинорий (II) представлен двумя крупными (до 3500 км^2) блоками, вытянутыми в субмеридиональном направлении: на севере — Куйтозерским

(1), на юге — Ребольским (2), сочленяющихся в районе Костамукши узкой перемычкой. Сложены они преимущественно порфиробластическими гранитоидами мигматит-гранитовой и диорит-чарнокит-гранитовой формаций, отдельные разновидности которых (граниты, диориты и чарнокиты) прослеживаются в виде выдержанных по простиранию полос. Наблюдающаяся на плане карты картина их чередования, возможно, отражает в какой-то мере первичную неоднородность толщ, подвергшихся переработке, но безусловно сильно нарушена [4].

Суперкрустальные образования в пределах блок-антиклинория развиты крайне ограниченно и представлены сильно мигматизированными и гранитизированными биотитовыми и амфиболо-биотитовыми гнейсами и сланцами. Они образуют узкие прерывистые полосы длиной до десятков метров, реже первых километров согласно с гранитоидами субмеридионального простирания и, по всей вероятности, являются реликтами сильно переработанного субстрата. Первичная природа его является весьма проблематичной.

Костомукшко-Куолисенский блок-синклинорий (III), примыкающий с востока к Ребольскому блок-антиклинорию и отделяющийся от него, согласно геофизическим данным, зоной глубинных разломов, является шовной структурой. На современном эрозионном срезе она представлена рядом узких приразломных прогибов, разобщенных блоковыми выступами, сложенными гранитоидами. С севера на юг выделяются: Корпярвинский (1), Костомукшский (2), Кентозерский (3), Ньюкозерско-Большозерский (4), Лендерский (5) и ряд более мелких приразломных прогибов.

От пос. Куолисма на юге до широты оз. Нюк на севере простирание блок-синклинория субмеридиональное, а далее отмечается поворот структуры к северо-западу.

Преобладающим развитием в пределах этих структур пользуются образования железисто-кремнистой граувакко-порфирной формации, часто в значительной степени мигматизированные и гранитизированные. Несмотря на это они нередко сохраняют признаки первичных терригенных и вулканогенных, преимущественно кислых и средних по составу, пород.

Характерной специфической особенностью нижнепротерозойских образований приразломных прогибов является наличие в их составе магнетитовых кварцитов и магнетитосодержащих сланцев, образующих на ряде участков крупные залежи, представляющие промышленный интерес. В западном крыле Костомукшской структуры развиты более молодые образования диабазовой формации, представленные метадиабазами, метамандельштейнами и зелеными сланцами.

В Большеозерской структуре развиты породы пофирит-андезит дабазовой и туфо-конгломерато-диабазовой формаций. Все эти образования смяты в крутые сжатые изоклинальные

складки нормальные или опрокинутые на юго-запад под углом 50—80°. В разделяющих прогибы выступах развиты нижнепротерозойские гранитоиды мигматит-плагиогранитной формации, содержащие на отдельных участках значительное количество реликтов непереработанного гнейсо-сланцевого субстрата.

Муезерско-Вуоттоярвинский блок-антиклинорий (IV), расположенный вдоль восточной границы рассматриваемой территории, разделен среднепротерозойскими мульдами на несколько блок-антиклиналей. С севера на юг выделяются: Муезерская (1), Салминская (2), Вуоттоярвинская (3) каждая площадью более 500 км². Они сложены порфиروبластическими гранитоидами мигматит-плагиогранитовой формации, аналогичными развитыми в Ребольском блок-антиклинории.

Преобладающим направлением простирания пород является субмеридиональное, падение пород крутое на юго-запад.

Разрывные нарушения

Разрывные нарушения очень широко проявлены на рассматриваемой территории. Выделяется несколько преобладающих систем трещин: СЗ 310—320°, СЗ 340°, СЗ 350—СВ 10° и СВ 35—50°.

Максимальным развитием пользуются разрывные нарушения северо-западного (СЗ 310—320°) направления. Они наиболее выдержаны по простиранию и отлично проявлены в современном рельефе, подчеркиваясь ориентировкой систем длинных узких озер и проток, моренных гряд и заболоченных понижений между ними. Разрывные нарушения этого направления развиты сравнительно равномерно на всей изученной территории в виде густой системы трещин, несколько затухающих только на участках развития среднепротерозойских пород.

Максимальной густотой и выдержанностью по простиранию обладают трещины в пределах отдельных зон шириной от 2 до 10 км, прослеживающихся через всю территорию и за ее пределами на расстояние более 100—150 км (Лексосзерская, Тулосозерско-Лубоярвинская, Коропинско-Моткинская, Вуоттоярвинская и др.). Образующие их разломы имеют преимущественно крутое падение на северо-восток под углом 60—70° и в различные периоды своего развития проявились по-разному: то как сбросы, взбросы, то как сдвиги.

В большинстве случаев северо-западные разрывные нарушения секут складчатые структуры всех развитых в районе комплексов пород по дуглом 40—60°, вызывая смещение пластов на несколько десятков метров и флексурный подгиб их, реже они совпадают с их простиранием (Тулосозерский блок). Разломы этого направления, проходящие по северному берегу оз. Лубоярви и к северо-востоку от него, а также вдоль р. Мотки определяют общее северо-западное направление Лубосалмской

грабен-синклинали. К разломам этого направления приурочены трещинные тела нижнепротерозойских метабазитов, гранитов и многочисленные мелкие интрузии среднепротерозойских основных пород.

Заложение разрывных нарушений северо-западного простирания, по-видимому, было синхронным с формированием проторогенного структурно-формационного комплекса. По данным Ю. И. Лазарева [5] изучавшего последовательность фаз движений и деформаций пород в их отношении к региональному метаморфизму и формированию изверженных пород, северо-западные трещины являются результатом раннеселецких движений.

Субмеридиональные разрывные нарушения в современном рельефе проявились менее характерно, чем северо-западные, однако, по своей геологической значимости, они являются более важными, так как именно эти разломы предопределили основной структурный план рассматриваемой территории. Они отделяют друг от друга крупные блоки площадью порядка 1500—2000 км², характеризующиеся различной историей развития. Основной фон одних блоков слагают гнейсы и кристаллические сланцы архейского и нижнепротерозойского возраста (Войницко-Тулосозерский, Костомукшко-Куолименский), в пределах других больше 90% площади сложено палингенными нижнепротерозойскими гранитоидами (Куйтозерско-Ребольский, Муезерско-Вуоттоярвинский). Чередование сравнительно узких блоков, одни из которых сложены гнейсами, а другие — гранитоидами, одновозрастными с гнейсами, является, вероятно, следствием колебания величины теплового потока, развивающегося под данным участком земной коры. Блокам гранитоидов соответствуют, по-видимому, так называемые «термальные максимумы».

Довольно густая система субмеридиональных трещин отмечается в пределах среднепротерозойских мульд. Трещины этого направления характеризуются здесь значительной глубиной и выдержанностью по простиранию, создавая на аэрофотоснимках своеобразный рисунок, что позволяет со значительной точностью проводить границы среднепротерозойских структур в необнаженных или слабо обнаженных участках.

На остальной части территории субмеридиональные трещины образуют несколько субпараллельных зон, располагающихся примерно на одинаковом расстоянии друг от друга (8—10 км), хорошо прослеживающихся на одних участках и затухающих на других. Ширина таких зон составляет 3—3,5 км.

Наиболее четко выражена субмеридиональная зона, проходящая вблизи восточной границы исследованной площади от оз. Ваксаус-ярви на юге до оз. Нижнее Куйто — на севере. Документируется она интрузиями микроклиновых гранитов, разновозрастными телами метабазитов, субмеридиональной ориен-

тировкой. Ньюкозерско-Большозерского прогиба и среднепротерозойских грабен-синклиналей — Воломской, Тикшозерской и северной ветвью Чирко-Кемской. Все породы, располагающиеся в пределах зоны, в значительной степени расланцованы, кактаклазирваны, а иногда и милонитизированы. Три другие субмеридиональные зоны расположенные западнее проявлены лишь на отдельных участках.

Субмеридиональные трещины обычно совпадают с направлением складчатых структур. Заложение их произошло, повидимому, в архее, но наиболее активно они проявились в нижнем протерозое (во второй период ребольских движений по данным Ю. И. Лазарева), обусловив отчетливую блокировку территории. Подновление их происходило и в среднем протерозое, о чем свидетельствует региональная сопряженность всех развитых здесь комплексов пород, а также магматическая деятельность нескольких последовательных циклов. Морфологически они представлены сбросами и взбросами.

Зоны разломов субмеридионального и северо-западного направления часто являются глубинными и, как правило, долгоживущими.

Разломы северо-восточного (СВ 35—50°) направления имеют локальное развитие. На крайнем юге исследованной территории они проявлены в виде густой системы коротких отрезков, совпадающих с направлением пликативных структур. В центральной и северной части они более редкие. Но несколько более протяженные, секущие складчатые структуры архея, нижнего и среднего протерозоя. С трещинами этого направления связаны единичные тела нижнепротерозойских микроклиновых гранитов и среднепротерозойских габбро-диабазов. На протяжении истории своего развития они играли роль сбросов, взбросов, сбросо-сдвигов и взбросо-сдвигов.

Весьма ограниченно проявлены трещины северо-северо-западного (СЗ 335—340°) направления. Они отмечаются к северу от оз. Тулос, к северо-западу от оз. Лубо-ярви, к югу от оз. Муй-озера, в районе оз. Ровкульского и к западу от оз. Верхнее Куйто. Обычно с ними связаны интрузии среднепротерозойских габбро-диабазов, реже микроклиновых гранитов.

Большая часть трещин северо-восточного и северо-северо-западного направлений отвечает неглубоким разломам, документирующимся смещениями горных пород, бластомилонитами и бластокатаклазитами.

Заключение

Составленная нами на геолого-формационной основе тектоническая схема Западной Карелии, учитывающая всю совокупность имеющихся к настоящему времени геолого-геофизи-

ческих данных, позволяет более высоко, чем это до сих пор предполагалось, оценить перспективы этой территории. Выделение блок-синклинорных структур, в пределах которых широким развитием пользуется железисто-кварцитовая граувакко-порфировая формация, будет способствовать более целенаправленной постановке поисковых работ на железо. Следует отметить, что обнаружение крупного месторождения типа Костомукшского здесь вряд ли возможно, однако значительное число довольно интенсивных магнитных аномалий указывает на наличие целого ряда мелких месторождений и рудопроявлений железистых кварцитов.

Значение Западной Карелии в качестве минерально-сырьевой базы может значительно возрасти после детального изучения зон глубинных разломов, вдоль которых локализируются тела гранитоидов гранитовой формации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология СССР, т. XXXVII, Карельская АССР, М., Госгеолтехиздат, 1960, 730 с. Авт.: К. О. Кратц, Н. А. Волотовская, Н. Н. Нумерова, М. А. Гилярова.
2. Геология и петрология гранито-гнейсовой области юго-западной Карелии. Л., «Наука», 1969. 225 с. Авт.: К. О. Кратц, С. Б. Лобач-Жученко, В. П. Чукулаев, Н. И. Яскевич.
3. Геология, литология и палеогеография ятулия Центральной Карелии. П., «Карелия», 1970, 363 с. Авт.: В. А. Соколов, Л. П. Галдобина, А. В. Рылеев, Ю. И. Сацук, А. П. Светов, К. И. Хейсканен.
4. Корсакова М. А. Геология и магматизм центральной части Западной Карелии. Автореф. дисс. Л., 1973, 24 с.
5. Лазарев Ю. И. Тектоническое развитие ранних карелид Карелии. «Геотектоника», 1973, № 5, с. 50—65.
6. Свириденко Л. П. Метаморфизм и гранитообразование в раннем докембрии Западной Карелии. Л., «Наука», 1974, 155 с.
7. Стенарь М. Н. Геология карельских образований зоны Хедозеро—Большоезеро-Кимсасозеро (Западной Карелии). Автореф. дисс. П., 1964, 23 с.
8. Тектоника восточной части Балтийского щита. Л., «Недра», 1974. 287 с. Авт.: В. А. Перевозчикова, К. Д. Беляев, Н. А. Волотовская, М. А. Корсакова и др.
9. Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М., «Недра», 1966, 359 с.
10. Чернов В. М., Стенарь М. Н. Стратиграфия карельских образований Западной Карелии.—В кн.: Материалы по геологии Карелии. П., 1960, вып. 26, с. 29—45.
11. Чернов В. М. Вулканогенные железисто-кремнистые формации Карелии. Автореф. дисс. К., 1970, 48 с.

*В. В. Проскураков
Ю. И. Гольдберг
А. И. Дудкин*

НОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СУЛЬФИДНЫХ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ РУД ПЕЧЕНГСКОГО РАЙОНА

В последние годы в Печенгском рудном поле в районе Восточного рудного узла [1] открыты два новых медно-никелевых месторождения, представляющие собой так называемые «отщепленные» тела руд, залегающие среди осадочных пород в одной рудноконтролирующей структуре — зоне контакта продуктивной толщи с диабазами III покрова.

Одно из месторождений, открытое геологами комбината Печенганикель, приурочено к синклинали смытой в серию более мелких поперечных складок и осложненной рядом продольных перегибов, сопровождающихся разрывными нарушениями. Основное рудное тело месторождения представляет собой пластообразную залежь богатых руд, падающую на юго-запад под углами 45—60° и склоняющуюся к юго-востоку. Северо-Западный фланг рудного тела примыкает к осевой части дугообразного изогнутой подошвы крупной рудоносной интрузии основных-ультраосновных пород, а затем отходит от него по межпластовой тектонической зоне вдоль контакта с III диабазами, удаляясь от подошвы рудоносной интрузии на двести и более метров. Расстояние между основным рудным телом и кровлей диабазов меняется от первых метров до 50—70 м; при этом тело повторяет наиболее значительные перегибы кровли диабазов и характеризуется слабой волнистостью с амплитудами до 10—15 м. К синклиналиным складкам приурочены раздувы рудного тела.

Залежь представлена брекчиевидными рудами с разноориентированными обломками алевролитов, филлитов, тальк-хлорит-карбонатных пород и хлорит-амфиболовых сланцев (по гипербазитам); местами она имеет зональное строение — в ядерных частях расположены вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды в метаперидотитах, а по краям залежи — брекчиевидные руды. В контактах рудного тела и на участках его выклинивания отмечаются тектонические швы, выполненные глиной трения. Эндоконтактные части тела и его фланги обычно обогащены халькопиритом, в околорудной зоне и на выклинивании тела вмещающие осадки окварцеваны, карбонизированы и часто содержат пирит-пирротинную минерализацию.

Северо-западнее и юго-восточнее основного рудного тела в осадках выявлены многочисленные изолированные рудные линзы сложенные сплошными, брекчиевидными и вкрапленными рудами в метаперидотитах и осадках, а также безрудные линзы сланцев по ультраосновным породам.

Второе месторождение расположено западнее в зоне интенсивных пликативных и разрывных нарушений. В продольном сечении на участке месторождения фиксируется синклинальная складка, сжатая с боков и осложненная волнообразными перегибами. Область сжатия ограничена поперечными разломами.

Главное рудное тело месторождения по структурному положению и особенностям внутреннего строения аналогично основному телу вышеописанного месторождения и залегает в той же рудоконтролирующей структуре — в зоне контакта пород продуктивной толщи и диабазов III покрова. Главное тело залегает в 10—20 м ниже подошвы рудоносного массива ультраосновных пород в виде пластовой лентовидной залежи. Оно падает на юго-юго-запад под углами 50—60° и имеет юго-западное склонение. На поверхности и на флангах тело трассируется тектонической зоной с пирит-пирротиновой минерализацией.

Руды брекчиевидные, с разноориентированными обломками смешанного состава, и густовкрапленные в метаперидотитах. Последние встречаются в ядерных частях Главного тела и обычно окаймляются брекчиевидными рудами. На флангах тело обогащено халькопиритом. На восточном продолжении структуры Главного тела известны изолированные линзы оруденелых сланцев мощностью 10—20 м.

Рудные залежи выявленных месторождений представляют собой своеобразный, хотя и не новый, тип «отщепленных» рудных тел, залегающих изолированно от находящихся поблизости рудоносных интрузивов. В Печенгском рудном поле подобные образования ранее были известны на месторождениях Каула и Котсельваара. Южнее, среди гнейсов Аллареченского района такой тип залежей характерен для месторождения Восток [2] и рудопроявления Руннийоки. Последнее выявлено в 1970 году в северо-западной части Хихнаярвинского блока на участке кустового сосредоточения ультраосновных тел. Залежь медно-никелевых руд Руннийоки залегает в гранитогнейсах в 4—5 м ниже подошвы рудоносного интрузива метагипербазитов.

Характерные признаки всех этих рудных залежей сводятся к следующему:

- 1) Рудные тела приурочены к участкам сосредоточения гипербазитов и контролируются межпластовыми тектоническими зонами смятия и перетирания, без ясно направленных движений (обломки в брекчиях разноориентированы).

2) Для рудоносных участков характерна контрастная анизотропия вмещающих пород (высокопластичные слои осадков, зажатые между жесткими плитами магматических тел), где в условиях активных тектонических деформаций (пликативных и разрывных) происходит скольжение пластов друг по другу, скалывание, расклинивание и разлинзовывание интрузий.

2) Залежи брекчиевидных руд характеризуются небольшой мощностью и лентовидной формой. Рудные тела вытянуты поперек простирания пород и ориентировки длинных осей залежей вкрапленных руд в гипербазитах, и, в первом приближении, согласуются с направлением осей поперечных складок.

4) Руды постоянно ассоциируют с гипербазитами (содержат обломки гипербазитов, среди брекчиевидных руд встречаются густовкрапленные руды в метаперидотитах); залежи обычно причленяются к более крупным рудоносным массивам на участках их перегибов (по касательной к подошве) и отходят от них, удаляясь на сотни метров по межпластовым тектоническим зонам.

5) Для залежей характерна минералогическая зональность — обогащение халькопиритом контактовых зон и флангов и широкое развитие кварц-карбонатной минерализации с пиритом и пирротинном в экзоконтактах и по простиранию в рудоконтролирующих тектонических швах.

6) Для руд характерно замещение силикатов сульфидами с образованием псевдоморфоз по силикатам и сохранением реликтов силикатов среди сульфидов.

7) Залежи претерпевают менее интенсивные складчатые деформации в сравнении с близлежащими крупными массивами рудоносных основных-ультраосновных пород, что, по-видимому, свидетельствует о формировании руд после основных этапов тектонических деформаций интрузивных тел.

8) В окрестностях рудных тел, в непосредственной близости от них находятся мелкие слабо оруденелые и безрудные тела измененных гипербазитов и изолированные линзовидные сегрегации богатых руд в гипербазитах и осадках.

Отмеченные характерные особенности «отщепленных» рудных залежей могут служить основой для разработки поисковых признаков подобных тел. Ограниченные размеры «отщепленных» залежей при высоких содержаниях полезных компонентов требуют пересмотра степени опоскованности Печенгского рудного поля и повышения детальности поисковых работ на уже изученных участках. Первоочередными объектами поисков являются зона контакта продуктивной толщи и диабазов III покрова, а также слабо изученная тектонически осложненная зона верхнего контакта восточной части продуктивной толщи и диабазов IV покрова, где известны мелкие ультраосновные тела и медно-никелевые рудопроявления. При ведении

поисковых работ следует учитывать, что рудные тела этого типа обычно приурочены к участкам сосредоточения измененных ультраосновных тел, но залегают за пределами гипербазитов в межпластовых тектонических зонах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Горбунов Г. И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М., «Недра», 1968.
2. Зак С. И., Кочнев-Первухов В. И., Проскураков В. В. Ультраосновные породы Аллареченского района, их метаморфизм и оруденение. Изд. «Карелия», Петрозаводск, 1972.

К. Д. Беляев
Г. А. Григорьев
Л. В. Кулачков

НОВЫЕ ТИПЫ ФОСФОРНЫХ РУД И НОВЫЕ ПОТЕНЦИАЛЬНЫЕ ИСТОЧНИКИ ФОСФАТНОГО СЫРЬЯ В КАРЕЛО-КОЛЬСКОМ РЕГИОНЕ

Постоянно возрастающая химизация сельского хозяйства вызывает необходимость резкого увеличения производства минеральных удобрений, наибольший объем среди которых составляют фосфорные. Источником для их получения в СССР служат апатитовые руды и фосфориты.

До настоящего времени почти все производство апатитовых руд сосредоточено в пределах Северо-Запада, где на базе Хибинских месторождений уже 46 лет работает комбинат «Апатит», обеспечивающий более 67% добычи всех фосфорных руд в стране. В 1975 г. вступила в строй апатито-бадделитовая фабрика на Ковдорском ГОКе. Планами народно-хозяйственного развития предусмотрено к 1980 г. увеличение производительности существующих горно-рудных предприятий с доведением объема производства апатитового концентрата по комбинату «Апатит» до 18 млн. т., а по Ковдорскому ГОКу — до 1,3 млн. т. Однако, даже такое резкое расширение производства не сможет полностью удовлетворить потребности страны, поэтому особое значение приобретает необходимость выявления новых источников фосфорного сырья.

Широкий разворот геолого-разведочных и поисковых работ позволил установить, что Карело-Кольский регион обладает значительными потенциальными возможностями выявления новых месторождений фосфорных руд, относящихся к трем генетическим типам: гипогенному, осадочно-метаморфогенному и гипергенному.

Месторождения гипогенного происхождения

В настоящее время практическое применение нашли пока лишь апатит-нефелиновые руды Хибин и апатит-магнетитовые руды Ковдора, по-прежнему играющие основную роль в общем балансе запасов фосфорного сырья. Однако, вследствие того, что большинство известных месторождений на Хибинах уже разведаны до глубин 1,5—2,0 км, а Ковдорские апатит-магнетитовые руды — до глубины 1500 м, дальнейшее наращивание

глубинности разведки на этих объектах представляется нецелесообразным.

Прирост запасов может быть обеспечен как за счет выявления новых месторождений на перспективных участках Хибинского массива (Лявочорр, Куэльпор-Партомчорр, Коашкар и др.), так и путем изучения известных проявлений на некоторых карбонатитовых массивах (Вуориярви, Себлявр).

Помимо апатит-магнетитовых руд с массивами последнего типа связаны залежи апатит-силикатных и апатит-карбонатных руд, еще не нашедших промышленного применения.

Апатит-силикатные руды наиболее хорошо изучены на Ковдорском и Себляврском массивах. На Ковдоре они получили распространение по периферии железорудного месторождения, в пределах флогопитовой залежи, а также в южной части интрузии. На первом участке данные руды, залегающие в виде оторочки мощностью от 10 до 200 м, оценены до глубины 1600 м. Устанавливается, что минеральный состав их достаточно близок составу эксплуатируемых руд (табл. 1) и отличается лишь вариациями в содержании магнетита и силикатов. Содержание P_2O_5 в этих типах руд также вполне сопоставимо (табл. 2). Разведенные запасы в контуре карьера IV очереди составляют более 160 млн. т., а прогнозные — около 200 млн. т. руды. В пределах флогопитового месторождения и в южной части массива апатит-силикатные руды залегают в виде крутопадающих зональных залежей протяженностью до 400—500 м, и мощностью 150—200 м. В направлении к центру залежи отмечается увеличение концентрации пятиоксида фосфора, достигающее максимума в мономинеральных апатитовых породах (26—34%). Среднее содержание P_2O_5 по отдельным зонам колеблется в пределах 6—9%. Минеральный состав руд характеризуется присутствием флогопита (35—40%), пироксена (10—15%), апатита (15—30%), кальцита (5—10%), магнетита (2—3%) и пирротина (до 10%). Прогнозные запасы по этим участкам до глубины 200—300 м составляют более 100 млн. т. (8 млн. т. P_2O_5).

На Себляврском массиве апатит-силикатные руды залегают среди измененных пироксенитов. Вещественный состав их охарактеризован таблицами 1 и 2. Апатит развивается по трещинам и в интерстициях между зернами амфибола и флогопита, корродируя их. Содержание P_2O_5 колеблется в пределах 3—11%, составляя в среднем 4—5%. Наибольшее распространение эти руды получили в центральной части массива, где совместно с карбонатитами и линзами апатит-магнетитовых руд они образуют серию сложно построенных рудных залежей, объединяющихся в одну Центральную рудную зону. Среднее содержание P_2O_5 составляет около 4,5%, а прогнозные запасы до глубины 500 м превышают 1,5 млрд. т. (70 млн. т. P_2O_5).

Апатит-карбонатные руды получили максимальное развитие на Ковдорском, Себляврском и Вуориярвинском массивах. На Ковдорском массиве преобладающее распространение карбонатитов отмечено в юго-западной части (г. Пилькома-Сельга), где они слагают полукольцевую залежь протяженностью свыше 5 км и мощностью до 500—600 м. Запасы их до глубин 500 м превышают 700 млн. т. (30 млн. т. P_2O_5).

На Себляврском массиве апатитоносные карбонатиты слагают серию линзовидных и жиллообразных тел, имеющих в плане концентрическое расположение и характеризующихся центроклинальным падением (50—80°). По данным Имандровской ГРП выделяется 6 крупных (мощностью от 50 до 200 м) и более 10 мелких (мощностью 10—50 м) тел карбонатитов протяженностью 500—600 м, реже до 1,5 км. Кроме того, наблюдаются многочисленные разноориентированные жилы поздних карбонатитов мощностью от нескольких сантиметров до 10 м. Прогнозные запасы руд до глубины 500 м составляют 900 млн. т (35 млн. т. P_2O_5).

На Вуориярвинском массиве апатит-карбонатные руды тесно ассоциируют с залежами железных руд, будучи связанными с ними постепенными переходами через маложелезистые руды и меланократовые разности карбонатитов. Наибольшее распространение эти руды получали на участках Тухта-вара и Неске-вара. На участке Тухта-вара апатитоносные карбонатиты слагают крутопадающее штокообразное тело площадью 140 тыс. м², содержащее залежи апатит-магнетитовых руд, а также ксенолиты пироксенитов и ийолитов. Апатит присутствует в виде равномерно рассеянной вкрапленности, либо образует линзовидные и жиллообразные обособления размером до 4—6 см. На участке Неске-вара карбонатиты слагают многочисленные линзовидные тела субширотного простирания с падением на юг под углом 60—85°. Протяженность тел от 10—15 м до 200—250 м, реже до 500—600 м. Мощность от 10—20 см до 30—40 м. Запасы апатит-карбонатных руд на этом массиве составляют около 300 млн. т.

Вещественный состав апатит-карбонатных руд по всем рассмотренным массивам достаточно близок (табл. 1, 2). Значительно отличаются лишь меланократовые разности Вуориярвинского массива. На участке Неске-вара они характеризуются повышенной концентрацией апатита, а также развитием тетраферрифлогопита, актинолита и минералов группы пирохлора-гатчеттолита. Содержание P_2O_5 в апатитсодержащих карбонатитах достаточно постоянное и колеблется обычно в пределах 2,5—7,0%, составляя в среднем около 4%.

Технология переработки как апатит-силикатных, так и апатит-карбонатных руд изучалась лишь для месторождений Ковдорского и Себляврского массивов. Результаты испытаний, выполненных институтом «Механобр» свидетельствуют о прин-

ципальной возможности получения апатитового и кальцитового концентратов (табл. 3). В дальнейшем эти работы будут продолжены по всем перспективным объектам, с проведением полупромышленных испытаний. Рентабельность переработки рассматриваемых руд может быть существенно увеличена при комплексном их использовании и полном извлечении всех полезных компонентов (магнетита, пирохлора, гатчетолита, бадделита, кальцита и т. д.). Поэтому особое значение приобретает проблема выявления возможных потребителей карбонатного сырья с повышенным содержанием окиси магния.

Значительными резервами апатитовых руд гипогенного генезиса обладают также интрузии щелочных габброидов среднего протерозоя. Проявления апатит-ильменит-титаномагнетитовых руд отмечено на массивах Гремяха-Вырмес, Еletzозерском и Тикшозерском. Систематическое изучение распределения апатита в этих рудах не проводилось. По имеющимся данным наблюдается приуроченность апатита к горизонтам полосчатых габбро, среди которых локализуются линзообразные и пластообразные залежи сплошных титаномагнетитовых руд. Мощности оруденелых зон достигают 100—300 м при протяженности до 1—5 км. Мощность отдельных слоев обогащенных рудными компонентами колеблется от долей метра до первых десятков метров. По результатам анализов единичных проб содержание P_2O_5 достигает 3,5—7,0% при содержании железа валового в пределах 20—38%.

Комплексный характер этих руд, значительные запасы, расположение вблизи действующих предприятий обуславливают необходимость их оценки в качестве источников фосфорного сырья.

Кроме того, следует обратить внимание и на возможность выявления апатитовых руд в связи с габбро-анортозитами. Эти интрузии обладают всеми признаками, благоприятными для обнаружения промышленных залежей. В последние годы в габбро-анортозитах Дальнего Востока выявлены месторождения апатитовых руд [1].

Аналогичные образования Карело-Кольского региона совершенно не изучены в отношении их апатитоносности.

Рудопроявления осадочно-метаморфогенного происхождения

В пределах региона повышенная фосфатоносность отмечена пока лишь в ятулийских и рифейских отложениях, при этом наиболее интересные проявления фосфоритов приурочиваются, в основном, к ятулийским образованиям. К настоящему времени фосфатоносные породы этого стратиграфического уровня выявлены как в пределах Карелии (Рускеальское место-

рождение) так и на территории Мурманской области (Печенга, Куолаярви). В районе Рускеальского месторождения повышенные содержания фосфора выявлены в венчающих разрез пачках мраморов и кальцифиров. Из отобранных А. А. Предовским в 1964 г. 11 проб содержания P_2O_5 в пределах 1—12% отмечены в 6 случаях и связаны с наличием мелкозернистого апатита как рассеянного в породе, так и образующего серию прожилков и линзовидных обособлений.

Возникновение указанных концентраций, по мнению А. А. Предовского, объясняется, в основном, первичным сингенетическим накоплением фосфора в восстановительной обстановке в связи с синхронным проявлением процессов вулканизма [4]. В 1976 г. сотрудниками Тематической экспедиции СЗТГУ были проведены дополнительные опробовательские работы с целью изучения характера распределения P_2O_5 . Была подтверждена общая повышенная фосфатность верхней части разреза ятулия, однако максимальные концентрации фосфора обуславливаются, по мнению Н. А. Колесовой, переотложением его в зонах более поздних тектонических нарушений.

В пределах Печенгского рудного поля промышленные содержания фосфора приурочиваются к толщам доломитов и пелловых алевритов, залегающих под третьим и четвертым покровами диабазов. Общая мощность продуктивных пород 100—400 м. В отдельных слоях этих толщ мощностью 0,1—0,5 м содержание P_2O_5 резко возрастает, достигая иногда 10—12%.

По результатам анализа единичных проб в карбонатно-терригенных отложениях Куолаярвинской структуры сотрудниками Кольского филиала АН СССР и ЛГУ (А. А. Предовский, А. М. Ахметов) установлено присутствие фосфора (в пределах 3—4% P_2O_5).

Таким образом, во всех рассмотренных случаях намечается общая тенденция концентрации фосфора в верхних частях разреза ятулия. Характерной особенностью этих образований является их алеврито-карбонатный состав, а также тесная пространственная ассоциация с вулканогенными породами, свидетельствующими о накоплении продуктивных толщ в мелководных бассейнах во внутренних частях мульд, вблизи очагов мощных вулканических извержений. Таким образом выявляется ведущая роль процессов осадочной дифференциации в формировании данных рудопроявлений. Сходным путем происходило образование большинства месторождений фосфоритов геосинклинального типа. Возможности выявления промышленных объектов ятулийских отложений Карело-Кольского региона пока не ясны, однако имеющиеся факты свидетельствуют об их перспективности. Для решения этой задачи необходимо проведение дополнительных работ, включая палеогеографические реконструкции.

Проявления фосфатной минерализации в рифейских образованиях изучались В. З. Негруцей в 1960—61 гг. на полуострове Среднем и Рыбачьем, а позднее были отмечены Н. Г. Коноплевой и на острове Кильдин. Максимальные содержания фосфора встречены в конгломератах и песчаниках и связаны с наличием фосфатоносных галек аргиллита. Конгломераты залегают в виде невыдержанных по мощности пластов и линз. Прослеженная длина их составляет 200—250 м при мощности до 8 м. Содержание P_2O_5 в породе колеблется от 0,4% (в цементе) до 20—25% (в фосфатоносных гальках). Среднее содержание в гальках (по данным анализа 12 проб) составляет 6%. Наличие этих отложений связано с размывом и переотложением более древних продуктивных пород (возможно, формировавшихся в пределах Печенгской структуры) и подтверждает возможность нахождения среди последних значительных концентраций фосфатов.

Месторождения и проявления гипергенного происхождения

В последние годы были обнаружены значительные концентрации фосфатов в корах выветривания на массивах Ковдор, Себлявр (Мурманская область) и Сокли (Финляндия). По геологическому строению и абсолютному возрасту эти массивы относятся к каледонскому комплексу ультраосновных щелочных пород и карбонатитов [2, 6].

На юго-западе Ковдорского массива залежь фосфатных руд в приповерхностных частях тел кальцитовых карбонатитов была обнаружена в 1970 г. Последующие поисково-разведочные работы и технологические испытания доказали промышленный характер оруденения. В настоящее время заканчивается детальная разведка месторождения. В состав карбонатитов, подстилающих рудную залежь, входят, помимо кальцита, апатит, магнетит, флогопит, оливин, пироксены и сульфиды. Кроме того, они насыщены ксенолитами вмещающих пород — фенитов и ийолитов.

Форма рудной залежи в плане приблизительно повторяет очертания карбонатитовых тел. В ряде случаев ширина ее меньше выхода вмещающих карбонатитов. В других случаях франколитовая минерализация распространяется в фениты. Вертикальная мощность рудных тел колеблется от первых метров до 120 метров, причем, подошва залежи неровная, извилистая. Контакты рудных тел с боковыми вмещающими силикатными породами обычно отчетливые, а переходы к подстилающим карбонатитам постепенные, через зоны выщелоченного карбонатита и дезинтегрированного карбонатита. Наибольшим развитием в пределах залежи пользуются апатит-франколитовые руды — преимущественно рыхлые породы

с землистой и комковато-землистой текстурой светло-коричневого, серого или бурого цвета. На участках с высоким содержанием франколита наблюдаются плотные, наиболее богатые фосфором разновидности этих руд, имеющие серую, светло-коричневую или сиренево-серую окраску. Текстура плотных разновидностей брекчиевидная, кавернозная, натечная. Они залегают среди рыхлых руд и, как правило, приурочены к более глубоким частям залежи. Брекчиевидная текстура обусловлена наличием изометричных или остроугольных обломков апатит-франколитовых пород с магнетитом и вермикулитом, отдельных зерен минералов этих пород и фрагментов фенитов, ийолитов, слюдитов. Цементом брекчии является франколит. Порода насыщена полостями размером 0,1—2,0 см в поперечнике, стенки которых выстланы натечным франколитом. Главными минералами апатит-франколитовых руд являются (см. табл. I): франколит, апатит, вермикулит, магнетит, пироксены. Второстепенные минералы представлены гидроокислами железа, полевыми шпатами, глинистыми минералами, цеолитами и кальцитом. Кроме того, в отдельных пробах встречены амфиболы, флогопит, сфен, бадделейт, оливин, гумит, окислы и гидроокислы марганца, анатаз, циркон, пирохлор, циркелит. Главным концентратом фосфора в рудах является франколит, который представляет собой фторкарбонатапатит с содержанием двуокси углерода 2—3% и содержанием пятиокси фосфора 38—39%. Наблюдается несколько морфологических разновидностей этого минерала. Незначительная часть франколита образует тонкие (0,03—0,10 мм) каемки замещения вокруг зерен апатита. Главная рудообразующая разновидность франколита в виде тонкозернистой массы полностью замещает кальцит в обломках брекчиевых руд, слагает сферолиты радиально-лучистого строения вокруг зерен апатита, магнетита и силикатных минералов и инкрустирует полости в породе. Значительная часть франколита образует корки и прожилки толщиной 0,5—2,5 мм, нарастающие на стенках полостей, и цементирует обломки в брекчиевидных разновидностях руд. Апатит в рудах практически идентичен по физико-химическим параметрам гидроксилфторапатиту из карбонатитов. Химический состав руд приведен в таблице 2.

Наряду с апатит-франколитовыми рудами значительное распространение имеют франколитизированные вмещающие породы — фениты, ийолиты, породы железорудного комплекса, из которых наибольший практический интерес представляют франколитизированные фениты. Это плотные или полурыхлые породы, насыщенные прожилками франколита и тяготеющие к зонам дробления и участкам карбонатизации в фенитах. Цвет этих пород зеленовато-серый, бурый. Текстура полосчатая, прожилковая, комковато-землистая (в рыхлых разновидностях). Главными минералами являются: пироксены (эгирин-диопсид и

Таблица 1

Средний мине

ральный состав фосфатонесущих пород и руд карбонатитовых массивов

Породы и руды	Ковдор						Себлявр		Вуориярви*						
	Среднее по железорудному месторождению	Маложелез. руды		Карбонаты Пилькома-Сельга	Апатит франколитовые руды (58 проб)	Франколитизированные фениты (34 пробы)	Апатит силикатные руды (Технологические пробы №№ 1, 2)	Апатит карбонатные руды* (17 шлифов)	Тухта-вара			Неске-вара			
		Апатит силикатные	Апатит карбонатные						Апатит магнетитовые руды (12 шлифов)	Меланократовый карбонатит (4 шлифа)	Лейкократовый карбонатит (9 шлифов)	Апатит-магнетитовые руды (6 шлифов)	Меланократовые карбонатиты (6 шлифов)	Лейкократовые карбонатиты (11 шлифов)	
Магнетит	44,0	14,0	13,5	5,7	13,1	1,2	5—7	3,0	30,0	5,9	1,8	17,2	6,4	3,2	
Апатит	17,0	15,0	15,0	10,5	23,9	8,1	12—17	5,0	18,9	10,6	6,6	34,4	29,9	3,7	
Форстерит, амфиболы, пироксены	14,0	39,0	2,2	5,6	8,6	28,4	11—15	1,0	20,4	21,9	3,3	10,1	14,6	<1,0	
Флогопит, тетраферрифлогопит	7,0	20,0	2,5	1,9	0,3	1,1	30—32	4,0	4,9	13,0	2,2	34,4	11,5	2,82	
Карбонаты	15,0	8,0	64,0	74,9	2,0	0,5	23—39	78,0	21,7	49,4	81,3	2,0	28,2	86,6	
Хлорит, серпентин, гумит, и др.	р. зн.	1,0	0,4	1,4	р. зн.	—	—	—	р. зн.	р. зн.	р. зн.	—	—	—	
Вермикулит, гидрофлогопит	—	—	—	—	21,9	15,7	—	—	—	—	—	—	—	—	
Полевые шпаты	—	—	—	—	1,9	24,2	—	—	—	—	—	—	—	—	
Франколит	—	—	—	—	19,9	10,1	—	4,0	—	—	—	—	—	—	
Глинистые минералы и цеолиты	—	—	—	—	1,6	1,6	—	—	—	—	—	—	—	—	
Пирротин	0,7	0,5	1,0	0,2	—	—	3,0	—	—	—	—	—	—	—	
Прочие рудные минералы	р. зн.	р. зн.	0,5	р. зн.	—	—	5,0	—	—	—	—	—	—	—	
Гидроокислы железа	р. зн.	р. зн.	0,1	—	4,9	7,4	—	0,1	—	—	—	—	—	—	
	По материалам Ковдорской г. р. п. СЗТГУ					По материалам ТКЭ СЗТГУ		По материалам ТКЭ СЗТГУ							
								Данные МЕХАНОБР							

* по данным микроскопического определения в шлифах

Средний химический состав фосфатоносных пород и руд карбонатитовых массивов

Породы и руды Компоненты	Ковдор					Себлявр		Вуориярви				
	Среднее по железорудному месторождению	Маложелезист. руды		Карбонатиты Пилькома — Сельга	Апатит-франколитовые руды (41 проба)	Франколитизированные фениты (13 проб)	Апатит-силикатные руды (амфибол-кальцит — апатит. порода)		Апатит-карбонатные руды (флогопит-кальцитовый карбонатит)	Тухта-вара	Тухта-вара	Тухта-вара
		Апатит-силикатные	Апатит-карбонатные				проба 1	проба 2		Апатит магнетитовые руды (4 анализа)	Карбонатит-	Карбонатит меланократовый
SiO ₂	8,54	25,42	2,68	1,79	13,49	40,46	19,75	20,5	7,64	6,65	7,6	4,8
TiO ₂	0,47	0,37	0,18	0,06	0,29	0,60	2,45	2,52	0,16	0,81	0,54	0,33
Al ₂ O ₃	2,02	3,56	0,40	0,51	4,98	10,00	2,69	5,15	1,36	0,75	2,0	0,5
Fe ₂ O ₃	28,92	10,89	7,47	1,74	9,33	6,23	13,84*	12,37*	1,09	29,21	3,46	7,97
FeO	11,10	5,61	4,70	0,25	1,31	2,29	9,48	9,12	1,48	13,53	2,56	2,87
MnO	0,35	0,50	0,10	0,08	0,44	0,26	0,32**	0,33**	—	0,46	0,12	0,22
CaO	16,48	15,46	40,12	52,51	33,03	15,04	19,87	20,87	40,0	20,05	44,31	40,5
MgO	17,18	26,86	5,28	1,67	5,85	7,35	12,07	12,93	3,12	9,02	3,23	6,13
K ₂ O	0,73	1,75	0,30	0,02	0,26	1,67	2,54	2,64	0,16	0,25	0,91	<0,2
Na ₂ O	0,26	0,50	0,10	0,06	0,34	2,49	1,52	1,23	0,57	0,2	0,2	0,33
P ₂ O ₅	7,12	6,22	6,00	2,39	22,26	7,18	6,98	4,92	1,94	8,87	5,00	5,65
CO ₂	6,61	3,82	27,75	39,50	2,87	1,20	10,42	12,99	37,70	—	—	—
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	0,95	1,75	—	—	0,22	—	н/обн.	н/обн.
S _{вал}	0,28	0,26	0,38	—	—	—	1,78	1,37	—	1,12	0,56	<0,05
V ₂ O ₅	0,05	0,06	сл.	—	—	—	0,05	0,05	—	—	—	—
BaO	—	—	—	—	—	—	0,24	0,24	0,92	—	—	—
F	—	—	—	—	—	—	—	—	0,12	—	—	—
Cl	—	—	—	0,14	1,10	0,60	—	—	0,24	—	—	—
SO ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	0,08	—	—	—
п. п. п.	—	—	—	—	—	—	—	—	2,57	6,6	28,34	30,47
	По материалам Ковдорской ГРП СЗТГУ			По материалам ТКЭ		СЗТГУ	Данные Механобр		Данные А. А. Кухаренко [2]	По материалам ТКЭ СЗТГУ		

* Определялась Fe ** Определялся Mn

Технологические показатели обогащения фосфатных руд ковдорского и себлявского массивов (по данным института МЕХАНОБР)

Массив	Тип руды	№№ проб	Наименование продукта	Технологические показатели					
				Выход, %	Содержание, %		Извлечение, %		
					P ₂ O ₅	Fe _{вал.}	P ₂ O ₅	Fe _{вал.}	
Ковдорский	Апатит-франколитовые руды	1а	Фосфатный концентрат Железный концентрат	67,82 6,41	38,4	66,36	79,4	63,16	
		22	Фосфатный концентрат	45,2	34,6		71,8		
		27	Фосфатный концентрат Железный концентрат	39,5 11,6	36,4	65,85	65,35	69,45	
		21	Фосфатный концентрат Железный концентрат	26,4 7,5	34,5	66,9	61,7	55,7	
	Франколиты-зирванные фениты	29	Фосфатный концентрат Железный концентрат	11,2 1,1	33,1	63,0	78,2	16,9	
		33	Фосфатный концентрат Железный концентрат	8,5 1,7	37,4	63,2	79,6	29,1	
		24	Фосфатный концентрат	12,7	29,45		69,8		
	ые пробы франколитовые франкол. фениты	ЛТП-2	Фосфатный концентрат Железный концентрат	29,0—32,6 2,7	35,1—38,34	65,5	68,7—71,3	20,3	
		ЛТП-4	Фосфатный концентрат	7,9	35,27		53,2		
		ЛТП-6	Фосфатный концентрат	11,2—13,2	35,27—36,43		58,9—65,3		
	Ковдор	Смешан (апатит-руды и	Смесь проб ЛТП-2 ЛТП-4 ЛТП-6	Фосфатный концентрат	19,5	35,66		68,6	
			Апатит-карбонатные	18	Апатитовый концентрат Кальцитовый концентрат	8,6 79,4	37,03		74,9
		19	Апатитовый концентрат Кальцитовый концентрат	5,5 73,5	38,63		61,5		
		Апатит-силикатные	5, 6	Апатитовый концентрат	7,00—18,39	36,00—38,24		30,26—88,7	
14, 23, 31, 37			Железный концентрат	10,00—22,42		63,00—63,58		63,6—78,16	
Маложелезные Апатит-карбонатные		7, 8	Апатитовый концентрат	7,05—15,55	35,5—37,0		49,54—64,53		
		11, 25	Железный концентрат	7,8—22,83		64,1—65,5	67,00—86,21	67,0—86,21	
		36	Кальцитовый концентрат	33,6—37,8					
Себлявский		Апатит-силикатные	1	Апатитовый концентрат Железный концентрат	11,5 10,2	36,0	63,8	60,1	47,00
			2	Апатитовый концентрат Железный концентрат	8,0 6,5	36,0	61,5	58,5	32,3

эгирин), альбит и микроклин-пертит, франколит, апатит, вермикулит и биотит (см. табл. 1). Второстепенные и акцессорные минералы представлены амфиболами, гидроокислами железа, магнетитом, нефелином, кальцитом, цеолитами, кварцем, сфеном, бадделитом, цирконом. Главным носителем фосфора здесь также является франколит, выполняющий трещины и полости в породе и замещающий кальцит в карбонатизированных тектонически раздробленных фенитах.

Запасы Ковдорского месторождения франколит-содержащих руд составляют 51 млн. т. руды при среднем содержании пятиоксида фосфора 13,11—18,34%. В силу высоких концентраций вредных примесей, руды являются технологически сложными. Тем не менее, доказана возможность получения из них фосфатного и железного концентратов (см. табл. 3). Изучается целесообразность извлечения из руд бадделита и вермикулита.

В центральной части массива Себлявр скважинами колонкового бурения вскрыто тело выветрелых пород (пироксенитов, карбонатитов, пород железорудного комплекса) площадью порядка 300 на 1000 м и мощностью около 50 м с высоким содержанием пятиоксида фосфора (до 25%). Главными минералами являются: магнетит, апатит, гидрофлогопит, гидроокислы железа. Франколит имеет подчиненное значение; его содержание колеблется от 0 до 21%, увеличиваясь с глубиной. Полезными компонентами, кроме фосфатов, могут считаться магнетит (40—76%) и циркон (до 0,55%).

Предполагается, что франколитсодержащие руды на этих массивах возникли в результате глубоких гипергенных преобразований карбонатитов и карбонатсодержащих пород и являются остаточо-инфильтрационными. Основными процессами при этом были: разложение сульфидов метеорными и почвенными водами, растворение и вынос значительной части карбонатов, растворение гидроксилфторапатита и переотложение фосфатного вещества в виде франколита как в открытых полостях (кавернах и трещинах), так и путем метасоматического замещения кальцита. Широкое распространение доледниковой коры выветривания на Кольском полуострове [5], существование здесь более полутора десятков карбонатитовых массивов, а также выявление месторождений гипергенных руд на Ковдоре и Сокли, говорят о перспективности поисков этого вида фосфатного сырья в Мурманской области, в частности на массивах Себлявр, Салланлатва и Вуориярви. На последнем уже известно несколько проявлений франколитовой минерализации [2, 3], однако они изучены еще недостаточно. Тело апатит-франколитовых руд, вскрытое двумя канавами в южной части участка Петяйан-вара, представляет собой фосфатную брекчию, залегающую в поле развития пироксенитов на контакте с крупной залежью карбонатитов. Размеры рудного тела в плане 150 на 30 м, простирание северо-восточ-

ное, 40°. К юго-востоку в 250 м канавой пересечено еще одно тело подобных пород значительно меньших размеров. По вещественному составу и особенностям строения руды близки к ковдорским. Содержание в них пятиоксида фосфора, по нашим данным, колеблется от 21 до 30% и в среднем составляет 24%. На участке Намо-вара, расположенном вблизи массива Вуориярви и обследованном нами в 1974 г., в линейных зонах выветривания доломитовых и кальцит-доломитовых карбонатитов отмечается развитие ржаво-бурых франколит-содержащих руд с содержанием пятиоксида фосфора 6—19% при мощности от 0,2 до 5 м. В прилегающих к карбонатитам тектонически-раздробленных фенитах встречены зоны франколитизации мощностью от первых метров до первых десятков метров.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гаврилов В. В. Апатитовые руды Джугджурского плутона.— «Геология рудных месторождений», 1975, т. XVII, № 2, с. 74—77.
2. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. Л., «Недра», 1965, 748 с.
3. Капустин Ю. Л. Минералогия коры выветривания карбонатитов. М., «Недра», 1973, 197 с.
4. Предовский А. А., Петров В. И., Беллев О. А. Геохимия рудных элементов метаморфических серий докембрия. Л., «Наука», 1967, 137 с.
5. Сидоренко А. В. Доледниковая кора выветривания Кольского полуострова. М., издательство АН СССР, 1958, 107 с.
6. Paarma H. A new find of carbonatite in North Finland, the Sokli Plug in Savukoski. — „Lithos“, 1970, v. 3, № 2, p. 129—133.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ЩЕЛОЧНЫХ ДАЕК ПОРЬЕЙ ГУБЫ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Палеозойские дайки щелочных пород играют важную роль в строении Северо-Восточной части Балтийского щита. Выяснение особенностей их залегания и пространственного распределения могут способствовать правильному решению ряда важных геологических и петрологических вопросов, существенно уточнить наши представления о магматической и тектонической истории Кольского полуострова в платформенный этап его развития. Дайки являются также важным металлогеническим фактором. Детальное изучение их может оказать помощь в решении вопросов генезиса, размещения, возрастного положения постмагматических месторождений полезных ископаемых и других аспектов рудообразования [1].

Дайки щелочных пород на Кольском полуострове обычно группируются в рои (кусты) или линейные зоны. Наиболее крупными роями являются: Кандалакшский, Маврогубский, Лейвовинский, Порьегубский и некоторые другие [2].

Для выяснения роли Кандалакшского разлома в распределении продуктов палеозойского магматизма и определения характера движений в зоне этого разлома в палеозое и в более позднее время нами проведены исследования даек щелочных пород Порьегубского куста. С этой целью на берегу Кандалакшского залива северо-западнее Порьей губы (рис. 1), выяснились их морфология, состав, характер залегания и некоторые другие параметры. Полевое изучение и анализ пространственного распределения 104 исследованных даек позволили получить следующие данные.

В подавляющем большинстве дайки Порьегубского куста сложены щелочным лампрофиром, относящимся к группе анальцимового мончикита (фурчита). Размеры даек невелики: длина наиболее крупных из них составляет 150—180 м, мощность редко превышает 1,5 м. Форма даек обычно проста и определяется формой вмещающих их трещин. В большинстве случаев — это плитообразные тела с четкими прямолинейными контактами. При пересечении трещин могут возникать коленообразные и более сложные формы даек.

Преобладающее простирание даек от 15 до 40°. Наиболее часто встречается направление СВ 20—25° (табл. 1). В коленообразных изгибах отрезки длиной 1—3 м иногда ориентированы в СЗ направлении. Мощность их на таких участках резко сокращается в 4—5 раз, а при возвращении дайки к СВ простиранию так же резко восстанавливается и ее прежняя мощность.

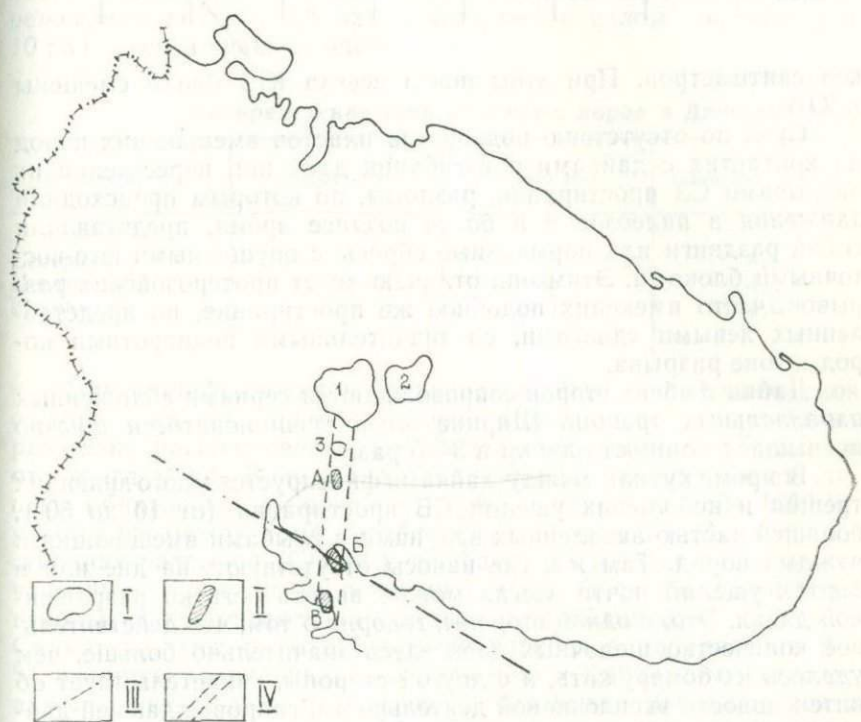


Рис. 1. Обзорная карта Кольского полуострова.

I. Массивы щелочных и щелочно-ультраосновных пород: 1 — Хибинский, 2 — Ловозерский, 3 — Салмагорский. II. Рои даек щелочных пород: А — Черноозерский, Б — Порьегубский, В — Великоостровский. III. — Каидалакшский глубинный разлом; IV. Порьегубский радиальный разлом

Нередко дайки содержат остроугольные ксенолиты вмещающих амфиболитов размером от 2×1 до 50×20 см. Скопления их чаще всего отмечаются на участках изменения простирания даек. Спорадически встречаются мелкие оглаженные обломки чуждых пород, преимущественно гранитов и гранулитов.

Подвижки по разрывам, вмещающим дайки, отсутствуют или амплитуда их весьма невелика. В этом случае величины видимого относительного смещения юго-восточных блоков к северо-востоку редко достигает 40 см. Смещение разорванных частей даек по разрывам СЗ простирания не превышает первых десят-

Азимуты простираия даек щелочных пород Порьегубского куста

	Градусы							
	0—5	10—15	20—25	30—35	40—45	50—55	60—65	70—75
Кол-во даек	1	7	31	27	26	6	2	2

ков сантиметров. При этом почти всегда ЮЗ блоки смещены к ЮВ.

Судя по отсутствию подворотов пластов вмещающих пород на контактах с дайками и изгибания даек при пересечении их разрывами СЗ простираия, разломы, по которым происходили движения в палеозое и в более позднее время, представляли собой раздвиги или нормальные сбросы с опущенными юго-восточными блоками. Этим они отличаются от протерозойских разрывов, часто имеющих подобное же простираие, но представленных левыми сдвигами, со значительными подворотами пород в зоне разрыва.

Дайки с обеих сторон сопровождаются сериями сближенных параллельных трещин. Ширина зоны трещиноватости обычно превышает мощность дайки в 3—5 раз.

В промежутках между дайками фиксируется много зияющих трещин и небольших ущелий СВ простираия (от 10 до 50°), большей частью заваленных валунами и глыбами вмещающих и чуждых пород. Там же, где наносы отсутствуют, на дне или в бортах ущелий почти всегда можно видеть остатки разрушенной дайки. Это, с одной стороны, говорит о том, что действительное количество щелочных даек здесь значительно больше, чем удалось их обнаружить, а с другой стороны, свидетельствует об интенсивности эксплозивной деятельности, сопровождавшей дайкообразование. На это же указывают диатремы, расположенные в зоне максимального сгущения даек. Далеко не полная величина расширения Дайковой зоны, определенная по суммарной мощности даек, составляет 53,8 м, при относительном растяжении, равном 0,75%. Эти же значения для центральной части зоны соответственно равны 43,8 и 1,75%. Если же принять во внимание большое количество зияющих трещин и ущелий, то приведенные выше величины, по-видимому, следует удвоить.

Устанавливаются следующие особенности пространственного распределения даек щелочных пород: 101 из 104 закартированных даек расположены на сравнительно узком отрезке морского побережья (Дайковая зона) шириной около 7 км. Северо-западнее Дайковой зоны на двухкилометровом участке нет ни одной дайки. Плотность насыщения дайками одного погонного километра побережья здесь равна нулю. На пятикилометровом отрезке, примыкающем к зоне развития даек с ЮВ, закартировано

3 дайки и, следовательно, плотность насыщения здесь 0,4 дайки на 1 км побережья. В дайковой зоне плотность превышает 14 даек на 1 пог. км.

Еще более наглядная картина вырисовывается при анализе особенностей локализации даек внутри Дайковой зоны по трем произвольно выделенным подзонам (табл. 2). В центральной подзоне плотность насыщения свыше 33 даек на 1 пог. км побережья, что почти в 2,5 раза выше, чем в целом по зоне и в 10 раз — чем в крайних частях.

Таблица 2
Распределение даек щелочных пород в Дайковой зоне

Название подзон	Ширина в км	Кол-во даек	Плотность на 1 км
Северная	2,3	11	4,8
Центральная	2,4	83	34,5
Южная	2,3	7	3,0

При дешифрировании среднемасштабных аэрофотоснимков обращает на себя внимание серия параллельных сближенных разрывов, расположенных на продолжении даек в 3,0—3,5 км от берега моря. Видимая длина разрывов, зависящая от степени обнаженности коренных пород, составляет 150—1000 м, расстояние между ними колеблется от 50 до 150 м. Азимут простирания разрывов (СВ 20°) совпадает с наиболее часто встречающимся азимутом простирания даек. Судя по положению небольших кустов даек на участках о-ва Великий, оз. Черное и Салмагора, этот разлом, протягивающийся в направлении 0—5°, является радиальным по отношению к Хибинскому плутону, а большинство даек и сближенных разрывов располагается в зоне разлома под углами 20—40° к азимуту его простирания. Таким образом, подтверждается высказанное ранее предположение о том, что локализация щелочных даек Порьегубского куста контролируется радиальным по отношению к Хибинскому массиву разломом (2).

С ЮВ частью дайковой зоны пространственно совпадает более широкая зона развития кварцево-карбонатных жил с медной и свинцово-цинковой минерализацией, протягивающаяся на ВЮВ к острову Медвежий. Единичные маломощные кварцево-карбонатные жилы и прожилки, иногда цементирующие обломки дайковых щелочных пород, впервые встречаются в центральной части Северной подзоны Дайковой зоны. Далее к СЗ они отсутствуют, а к ЮВ количество и размеры их постепенно увеличиваются. При этом в южной подзоне простирание их несколько отклоняется к востоку и затем устойчиво держится в пределах 75—90°.

Устанавливается следующая металлогеническая зональность кварцево-карбонатных жил: в СЗ части зоны их развития рудные минералы в основном представлены халькопиритом, образующим крупные вкрапленники, просечки и желваки размером до нескольких см в поперечнике. Наибольшее количество рудных выделений содержится обычно в обломках вмещающих амфиболитов, сцементированных кальцитом или в кальците на контакте с вмещающими амфиболитами. К ЮВ содержание халькопирита в жилах постепенно уменьшается и также постепенно увеличивается в них количество кристаллов сначала галенита, а потом сфалерита. Наибольшее количество кальцитовых жил наблюдается в центральной части полуострова Катаранский, где в некоторых из них содержится до 10% объема породы крупных желтовато-бурых кристаллов сфалерита. Здесь же встречаются обвалившиеся дедовские выработки.

На берегу губы Ильинской нами наблюдалось пересечение кальцитовой жилы с галенитом дайкой щелочного лампрофира. Простираение первой ВСВ 85°, второй — СВ 35°. Смещения разорванных частей жилы или уменьшения мощности дайки на участке пересечения нет.

Приведенный материал позволяет сделать следующие выводы:

1. Выделенная нами Дайковая зона шириной 7,2 км представляет собой зону разлома, являющегося радиальным по отношению к Хибинскому щелочному плутону.

2. Кандалакшский глубинный разлом в палеозое не играл активной роли в распределении продуктов магматической деятельности на территории Кольского полуострова, иначе бы они равномерно размещались вдоль всей зоны разлома, а не локализовались в отдельных кустах.

3. Дифференциальные движения по отдельным разрывам в зоне Кандалакшского разлома в палеозое и в более позднее время были весьма незначительны: амплитуда их не достигала 1 м. Суммарная же величина смещений по всей зоне может составить несколько сот метров.

4. Отсутствие даек щелочных пород, ориентированных в СЗ направлении и резкое уменьшение мощности их отрезков в коленаобразных изгибах, протягивающихся к СЗ, свидетельствуют о том, что это направление в палеозое было неблагоприятным для локализации даек.

5. Образование радиального разлома происходило в условиях растяжения земной коры и сопровождалось интенсивной эксплозивной деятельностью.

6. Устанавливаются сложные взаимоотношения даек щелочных пород и кварцево-карбонатных жил с медным и свинцово-цинковым оруденением: в центральной части Дайковой зоны жилы обычно цементируют обломки даек и имеют то же простираение, что и последние. Галенит и сфалерит в них встречаются

редко, но содержится большое количество минералов меди. В ЮВ части дайковой зоны и особенно за ее пределами число жил возрастает, а их размеры увеличиваются. Преобладающее простирание меняется на ВСВ 75—В 90° с крутым падением на север. Жилы часто содержат обильные гнездовые скопления сфалерита, реже — галенита; количество халькопирита здесь резко сокращается.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Х. М. Дайки и оруденение. Госгеолтехиздат, М., 1957.
2. Беляев К. Д., Увадьев Л. И. Палеозойские дайковые комплексы Кольского полуострова и Северной Карелии и их поисковое значение. Сов. геология. № 1, 1977.

С. Ф. Ключин
А. С. Калинин
Л. И. Полежаева

НАХОДКА ТЕЛЛУРИДОВ В ВЕРХОВЬЯХ РЕКИ БОЛЬШАЯ ВАРЗУГА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

В верховье р. Б. Варзуга, Кольский п-ов, нами впервые обнаружены в кварцевой жиле алтаит ($PbTe$), гессит (Ag_2Te) и теллуировисмутит (Bi_2Te_3). Ранее указанные теллуриды на Кольском п-ве отмечались только в медно-никелевых рудах Мончегорского и Аллареченского районов (2,3), где они были определены по оптическим свойствам в виде зерен размером 0,01—0,05 мм. В других районах страны и за рубежом эти минералы встречаются обычно в ассоциации золоторудных месторождений, а также в колчеданных и медно-никелевых рудах (1).

При геологической съемке масштаба 1 : 50 000, проводившейся в верховье р. Варзуги, было закартировано около 30 кварцевых жил. Кварцевые жилы приурочены к зоне тектонического сочленения зеленокаменных пород Имандра-Варзугинского комплекса среднего протерозоя с слюдисто-кварцевыми сланцами тундровой серии нижнего протерозоя. Вмещающие метаэффузивы и сланцы в зоне разлома окварцованы и хлоритизированы, участками карбонатизированы и эпидотизированы.

Мощность жил колеблется от 0,3 до 10 м. В связи с плохой обнаженностью жилы по простиранию не прослежены. Судя по отдельным разобщенным обнажениям и элювиально-делювиальным свалам, протяженность некоторых кварцевых жил достигает 600 м. Кварц, слагающий жилы, молочно-белого и серого цвета, иногда с планками желтых, бурых и золотистых охр. Рудная минерализация визуальна в кварцевых жилах не наблюдалась. Кроме теллуридов в шлихе установлены анатаз, апатит, сфен, циркон, рутил, пирит, халькопирит, зеленая слюда и лимонит.

Алтаит ($PbTe$) представлен кристаллами кубической формы. Преобладают кристаллы оловяно-белого цвета с желтоватым оттенком, имеющие совершенную спайность и металлический блеск. Некоторые зерна алтаита с поверхности покрыты буровато-черной пленкой толщиной 0,01 мм. Содержание алтаита по предварительным данным равно 1 г/т. По данным полуколичественного спектрального анализа навески шлиха, обогащенной алтаитом, установлены следующие содержания рудных эле-

ментов Pb—1%, Te—1%, Bi—0,1%, Sn—0,005%, As—0,005%, Co—0,02%. Для алтаита из кварцевой жилы снята порошкограмма (таблица).

Величина межплоскостных расстояний и интенсивности линий нашего алтаита близки к соответствующим величинам алтаита из рудника Лейк-Шор, Онтарио (Михеев, 1957 г.). По данным межплоскостных расстояний и индексам отражений вычислен параметр элементарной ячейки $a=6,4+0,01 \text{ \AA}$, величина которого близка к алтаиту из рудника Лейк-Шор (Онтарио).

Определение химического состава теллуридов было выполнено на электронном микроанализаторе М—46 фирмы «Сомеса» при напряжении 25 кв (аналитик Полежаева Л. И., КолФАН).

По данным анализа трех зерен алтаита установлен его средний химический состав (%) Te—36,4, Pb—61,9, Bi—0,9, и Ag—0,3. Небольшие количества висмута и серебра присутствуют, по-видимому, в виде примесей, так как в зернах алтаита обнаружена микровкрапленность гессита и теллуровисмутита

Таблица 1
Рентгенограммы алтаитов

Алтаит р. Б. Варзуга Кольский п-ов			Алтаит из рудника Лейк-Шор, Онтарио (Михеев, 1957 г.)	
hkl	1	$\frac{da}{n}$	1	$\frac{da}{n}$
111	4	(3,51)	1	3,73
200	10	3,17	10	3,22
220	10	2,254	8	2,28
311	2	1,931	1	1,928
222	8	1,846	3	1,854
400	5	1,602	2	1,606
420	10	1,434	5	1,439
422	9	1,310	4	1,311
440	6p	1,137	1	1,136
600 442	9p	1,0741	2	1,070
620	9p	1,0202	2	1,017

Условные съемки: трубка типа БСВ—2 неотфильтрованное железное излучение; напряжение 45 KV, сила тока 16 А, экспозиция 3 часа ДК=57,8 мм, $D_{обр.}=0,3$ мм.

Съемка и расчеты выполнены Тюшевой Ф. Н. и Меньшиковым Ю. П. (КФАН).

в виде расплывчатых пятен неправильной формы. Для характеристики формы и размеров микровключений получены растровые фотографии (рис. 1) в характеристических лучах $Bi\angle\alpha$, $Ag\angle\alpha$, $Pb\angle\alpha$, площадь сканирования 200×200 мкр. Кроме того, для характеристики алтаита и гессита выполнен количественный электрозондовый анализ и получены концентрационные

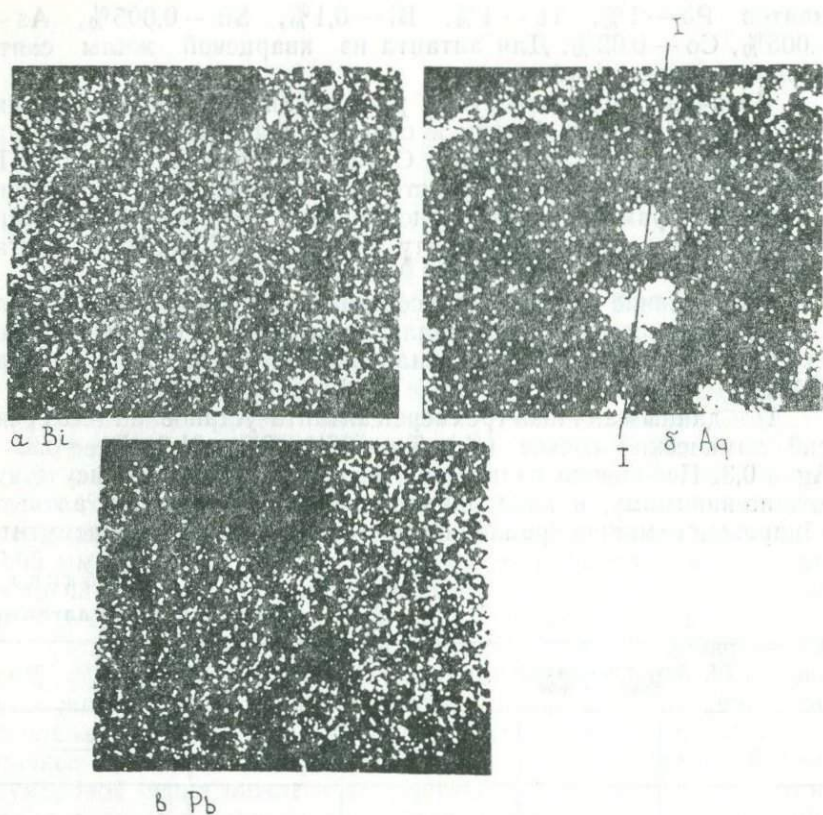


Рис. 1. Растровые фотографии зерна алтаита с включениями гессита и теллу-
ровисмутита в характеристических лучах.

a — Bi \langle a, б — Ag \langle a, в — Pb \langle a 1-1 — записи по разрезу.

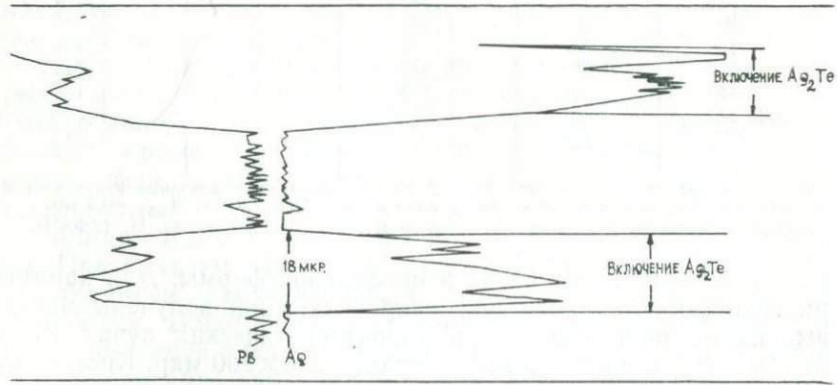


Рис. 2. Концентрационные кривые электронзондового анализа для пары Ag и Pb.

кривые для пары Ag и Ab по сечению зерна алтаита с микро-включениями в нем гессита (рис. 2). В результате было установлено, что размер микровключений гессита равен 20 мкр. Линия сечения обозначена на рис. 1. При количественном анализе микровключений гессита (Ag_2Te) установлен следующий химический состав (в %) Ag—47,4, Te—31,5, Pb—18,1. Высокие содержания свинца, вероятно, обусловлены примесью алтаита, в массе которого находятся микровключения гессита.

Теллуровисмутит присутствует в виде микровключений в алтаите, а также в виде отдельных пластинчатых кристаллов размером 0,5—0,9 мм, свинцово-серого цвета, металлического блеска. Количественный анализ теллуровисмутита выполнен на отдельном зерне. В составе теллуровисмутита установлены (в %) Te—46,4, Bi—37, Pb—26 и Ag—0,6.

Приведенные выше результаты с достаточной достоверностью подтверждают наличие в кварцевых жилах южной зоны сочленения Имандра-Варзугского синклинория с Терским анти-клинорием теллуридов свинца и висмута.

*В. Я. Евзеров
Л. Г. Сапрыкина
В. Г. Терешков*

ГЕНЕЗИС И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ РОССЫПЕЙ РАЙОНА ЛОВОЗЕРСКИХ ТУНДР (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Рыхлые отложения, развитые в северных предгорьях Ловозерских тундр, иногда в значительных количествах содержат полезные минералы источником которых являются нефелиновые сиениты Ловозерского щелочного массива. Исследования 1968—1974 гг. показали, что в строении рыхлого покрова рассматриваемого района принимают участие как антропогенные, так и более древние образования. К последним относится линейная каолиновая кора выветривания мезозойско-палеогенового возраста, развивающаяся по гнейсам и мигматам архея и связанные с ней делювиальные отложения палеогена. Каолиновые продукты выветривания залегают в небольших «карманах» коренного фундамента, приуроченных к зонам разрывных нарушений. Кроме того, в районе исследований установлена неогеновая площадная кора выветривания гидрослюдистого типа и продукты ее переотложения неогенового возраста. Эта кора выветривания широко распространена на породах архейского фундамента и ограничена на нефелиновых сиенитах Ловозерского массива. Соответственно делювиально-пролювиальные песчано-глинистые отложения неогена, состоящие из продуктов сравнительно глубокого выветривания щелочных пород, вскрыты лишь несколькими выработками. Они характеризуются очень высоким содержанием полезных минералов, но занимают небольшие площади и имеют незначительную мощность. Тем не менее уже сам факт обнаружения этих отложений имеет важное значение. Он позволяет предположить, что в окрестностях Ловозерских тундр в ходе дальнейших работ под покровом антропогенных осадков наряду с делювиально-пролювиальными будут встречены и более дифференцированные и богатые полезными минералами скорее всего аллювиальные отложения неогена.

Чехол антропогенных осадков довольно сложно построен. В его разрезе, в общих чертах сходном с детально изученным разрезом отложений Сейдозерской котловины выделяются (снизу вверх):

1. Толща продуктивных отложений разного генезиса;
2. Нерасчлененная толща морены I стадии валдайского оледенения и межстадиальных (или межледниковых) отложений среднего валдая;

3. Толща морены горного оледенения;

4. Толща морены и флювиогляциальных отложений II стадии валдайского покровного оледенения.

Продуктивные отложения залегают на упоминавшихся корях выветривания и связанных с ними древних осадочных образованиях, а также на породах архейского фундамента. В разрезе этой толщи преобладают несортированные валунно-галечные промытые, реже пылеватые и глинистые пески; изредка в виде прослоев и линз встречаются валунно-галечные супеси. Вблизи Левозерского щелочного массива толща почти нацело состоит из продуктов разрушения нефелиновых сиенитов. По мере удаления от массива в ее составе появляется все больше материала, образовавшегося в результате разрушения гнейсов архея. Наряду со свежими обломками в сложении толщи участвуют продукты сравнительно глубокого выветривания нефелиновых сиенитов, причем их количество возрастает вниз по разрезу. Возможно поэтому наиболее обогащенные полезными минералами пески приурочены к нижней части разреза толщи, мощность которой варьирует от первых метров до 30—40 м. Необходимо отметить, что в характеризуемых предгорных отложениях сосредоточена основная масса полезных минералов и что аналогичные образования могут быть обнаружены и южнее Ловозерского горного сооружения.

Генезис толщи предгорных осадков до конца не выяснен. Наиболее вероятно, что она сформирована в результате деятельности разных агентов (плоскостный смыв, временные потоки, горные ледники и их талые воды). По крайней мере частично эту толщу следует относить к микулинскому межледниковью, поскольку она залегают стратиграфически ниже межстадиальных отложений валдая.

Толща морены I стадии валдайского оледенения и межстадиальных отложений состоит из валунно-галечных супесей и промытых или пылеватых песков, чередующихся в разрезе и зачастую сменяющих друг друга по простиранию слоев. Морена выделяется довольно условно, поскольку она большей частью, видимо, была размыта и переотложена в межстадиальное время. Отложения, отвечающие по палинологическим данным максимальному потеплению интерстадиала, представлены, как правило, промытыми песками и очень редко торфом, залегающим на озерных песках. Я.—М. К. Пуннингом радиоуглеродным методом получены две датировки торфа — 29020 ± 550 лет (Тп — 159) и >30000 лет (Тп — 160), позволяющие предполагать, что накопление торфа происходило в среднем валдае.

В составе рассматриваемой толщи содержится существенно больше продуктов разрушения гнейсов, нежели в нижележащей. Мощность толщи варьирует от 2,5 до 20 м.

Выше по разрезу межстадиальные отложения сменяются мореной горного оледенения, представленной валунными супесями

с редкими линзами валунно-галечных песков мощностью до 3 м. Толща горной морены распространена не повсеместно. Она образует краевые и конечные моренные гряды, а также возвышенные участки с холмисто-западинным рельефом. Наибольшая мощность толщи 15 м. Крупнообломочный материал морены представлен в основном нефелиновыми сиенитами Ловозерского массива.

Толща морены и флювиогляциальных отложений II стадии валдайского покровного оледенения перекрывает морену горного оледенения, нередко залегает на более древних рыхлых образованиях, а в единичных случаях ложится непосредственно на выступы архейского фундамента. Литологически эта толща повсеместно представлена пылеватыми валунно-галечными песками кварц-полевошпатового состава. В валунах и гальке доминируют породы архея, в незначительном количестве присутствуют нефелиновые сиениты Ловозерского и Хибинского массивов. Общая мощность отложений достигает 12 м. В морене нередко линзы и прослои флювиогляциальных песков и галечников мощностью от 0,3 до 1 м. Моренные отложения часто перемыты и переотложены, особенно на склонах современных долин и отдельных возвышенностей.

В заключение остановимся вкратце на некоторых общих закономерностях локализации и распределения полезных минералов в антропогенных осадках. Как уже отмечалось, эти минералы в основном сконцентрированы в продуктивной толще, а внутри нее максимальные содержания тяготеют к нижней части разрезы толщи и приурочены обычно к слоям промытых песков. В толще горной морены полезные минералы распределены довольно равномерно. Среднее содержание их несколько ниже, чем в материнских породах. Морены, оставленные валдайскими ледниковыми покровами, и межстадиальные отложения заметно обеднены рудными минералами. Исключением являются лишь отдельные прослои флювиогляциальных песков, но и они не представляют практического интереса вследствие малой мощности и невыдержанности по простиранию.

В распределении полезных минералов по площади выявлены следующие особенности. Продуктивные отложения распространены непрерывной полосой шириной 4—5 км вдоль подножья горного массива. В пределах этой полосы наибольшие концентрации рудных минералов приурочены к сравнительно промытым и отсортированным пескам, формировавшимся, во-первых, на некотором удалении от склонов гор, и, во-вторых, напротив крупных долин, врезанных в склоны Ловозерского горного сооружения. Установленные закономерности локализации скопления полезных минералов позволяют довольно уверенно выделять участки наиболее перспективные на россыпи.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Граве М. К., Евзеров В. Я.* Основные этапы формирования рельефа и рыхлых отложений Ловозерских тундр. В сб. «Четвертичные отложения и грунтовые воды Карельского полуострова», изд. «Наука», М.—Л., 1964, с. 12—29.

2. *Лихачев А. С., Афанасьев А. П.* Новая находка доледниковых каолиновых глин на Кольском полуострове. Советская геология, 1969, № 9, с. 116—119.

О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПОЛОЖЕНИЯ И ГЕНЕЗИСА ЗАЛЕЖЕЙ СТРОИТЕЛЬНОГО ПЕСКА В КАРЕЛИИ (СЕВЕРНОЕ ПРИЛАДОЖЬЕ)

В настоящей статье изложены результаты поисков песка в песчано-гравийной смеси, проводившихся Л. Ф. Гипотраспуть в 1973 г. в радиусе 15—20 км от г. Медвежьегорска в Центральной Карелии, на южном склоне Онего-Сегозерского водораздела и по северо-западному берегу Повенецкого залива Онежского озера. Развитый покров антропогенных образований залегает на докембрийских породах архея и протерозоя. В геотектоническом отношении район работ находится на стыке Беломорской и Карельской геотектонических областей. Отложения среднего протерозоя образуют замкнутую часть Онежской синклинали I порядка и слагают широтную тектоническую впадину, вытянутую вдоль озерно-проточной долины оз. Кольозеро — р. Кумса (рис. 1).

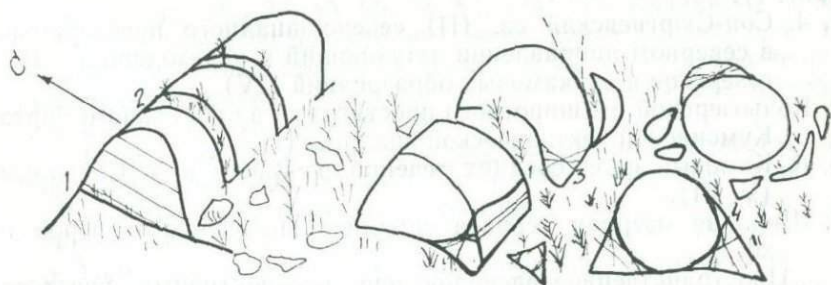
Общая ориентировка дочетвертичного рельефа — северо-западная с рядом отклонений в отдельных тектонических блоках. Так в районе долины р. Кумсы — субширотная, к северу и югу от нее — переходная к северо-западным и субмеридиональным простираниям. Последние развиты восточнее р. Сапелицы и вдоль юго-западного побережья Повенецкого залива. Эта же ориентировка повторяется и в четвертичном рельефе. Район работ характеризуется линейно вытянутыми формами, а на участках стыка блоков субмеридиональных и субширотных простираний с блоками северо-западных простираний — изометричными формами. Рельеф района прямой и зонам развития пород среднего протерозоя соответствуют крупные отрицательные формы рельефа — Онежская и Кумсинская впадины. Мощность четвертичных образований увеличивается в сторону указанных впадин.

В настоящее время район г. Медвежьегорска и склоны Онего-Сегозерского водораздела изучены достаточно детально, покрыты крупно-масштабными геологическими съемками. На указанной территории развиты песчаные и супесчаные гравийно-валунные отложения, ленточные глины, а также супеси и суглинки, встречающиеся на водораздельных пространствах и склонах водоразделов в виде отдельных разностей и в виде ритмичного их чередования — во впадинах. Мощность супесчаных

гравийно-валунных отложений определена, главным образом, рельефом подстилающих пород. Она колеблется от 5—10 см до 1—3 м на водоразделах, до 5—10 м на склонах и до 38—40 м — во впадинах.

Обломочный материал состоит, в основном, из местных пород недалекого переноса, который оценивается в пределах от 10 до 15 км и, редко, до 30 км. Валуны, как правило, плохо окатаны, вмещающие супеси, часто смешаны с элювием подстилающих пород, отчего при маломощных покровах отложения становятся обогащенными обломочным материалом. Образование подобных отложений наблюдалось на Ламбинском и Салминском гранито-гнейсовых массивах. Поверхность Ламбинского массива (севернее Кумсинского разлома характеризуется наличием ряда гривок, где замерены следующие элементы залегания пластовых отдельностей. Аз. прост. 290° , Аз. пад. 20° , \angle пад. 40° .

Здесь выделены 5 стадий превращения гривок в обломочный материал — от пластовой отдельности до валунов и щебня:



1. Появление зияющей трещины по напластованию.
2. Появление трещин перпендикулярных напластованию, реже диагональных.
3. Появление на углах глыбы микротрещин по касательной к центру глыбы.
4. Откол по крутой параболе крупных углов глыбы.
5. Откол по плавной параболе мелких углов глыбы и превращение ее в валун с шероховатой поверхностью.

Итак, изометрическая форма обломочного материала — это конечная стадия первой производной физического выветривания гранито-гнейсового массива. Степень же обработки их поверхности и сортировки по фракциям, видимо, связана с действием другого геологического агента.

В целом супесчаные валунно-гравийные отложения очень плотны (IV категория) имеют выдержанную для Карелии и Кольского полуострова серую окраску. Эта окраска только в приповерхностной зоне на глубину до 0,5—0,8 реже 2 м почвенными процессами и процессами ожелезнения изменена до палево-желтой. Водами и, вероятно, ветром из верхнего слоя вымыт и вынесен глинозем, супеси вверх по разрезу постепенно пере-

ходят в пылеватые пески, обогащенные валунно-гравийным материалом до 60—70% вместо 15—20%, что характерно для нижнего слоя не обогащенного элювием. Если комплекс супесчаных (алевроитовых) валунно-гравийных отложений исследователями края относится к ледниковым образованиям последнего покровного оледенения — gIII4, то пылеватые пески, обогащенные обломочным материалом, — в абразивной морене. Пески и их смеси с гравием, лежащие на моренных породах, соответственно индексируются водными осадками этого оледенения и лишь незначительная их часть — озерными и морскими, поздние и послеледниковые времени. С водными отложениями последнего оледенения связано $\approx 90\%$ прогнозных запасов песка и гравия.

По результатам крупномасштабных геологических съемок с позиций ледникового образования форм и осадков в районе г. Медвежьегорска был выделен ряд перспективных площадей, которые служили для нас первоочередными объектами поисков (рис. 1):

- 1, 4. Соп-Сюргиевский оз. (II) северо-западного простираения, в северном направлении затухающий и переходящий в Ригозерское поле камовых образований (IV).
2. Кольозерской оз. широтного простираения вдоль южного борта Кумсинской тектонической впадины (I).
- 5, 6. Камовые поля средних течений р. Вички и р. Сапелицы (V, VI).
6. Широкая озерная терраса западнее Повенецкого зверосовхоза.

Пространственное расположение перспективных участков тесно связано с тектоникой района, с его глыбово-надвиговым строением. Крупные линейные озоподобные формы в современном рельефе приурочены к надвиговой части блоков, изометричные (камоподобные) — к зонам пересечения разноориентированных надвинутых краев нескольких блоков. При проверке в 1973 г. перспективных озоподобных и камоподобных форм рельефа было установлено, что они сложены архейскими кристаллическими породами и супесчаными валунно-гравийными отложениями и лишь на склонах встречаются незначительные скопления песчано-гравийного материала. В ряде работ тематического и поискового характера, в т. ч. и нами замечено, что валунно-гравийные супеси развиты на водоразделах, на наиболее высоких отметках. В сторону впадин кровля их ступенчато понижается и они на низких ярусах перекрываются более молодыми озерными отложениями. Исследования Г. С. Биске (1963 г.) на Онего-Сегозерском водоразделе и его склонах показали, что мероноподобные супесчаные породы, нередко без резкого контакта переходят в тип отложений промежуточный между мореной и озерными осадками. Наши работы подтвердили эти выводы. Кроме того, удалось заметить, что склоны

водоразделов и борта впадин имеют не только ярусное строение, но и представляют в сущности строгую лестницу террас. Если абстрагироваться от несущественных деталей, то можно считать, что амплитуда террас кратна 20 м. Нами выделены и схематично закартированы террасы на отметках 120—140 м, 100—120 м, 80—100 м, 60—80 м, 40—60 м, имеющие безусловно водный генезис и региональное распространение, а также две террасы, расположенные на отметках 37—40 м и 33—40 м, отвечающие времени существования проточных и речных бассейнов. Террасы на высоких отметках: 140—160 м и 160—180 м также фиксируются, но менее четко.

Строгая террасированность через 20 м (40, 60, 80, 100, 120 м...) была отмечена и на восточном побережье Онежского озера.

Эти факты говорят о существовании регионального водного бассейна с высоким уровнем. В районе г. Медвежьегорска, г. Повенца, Онего-Сегозерского водораздела и г. Петрозаводска различными исследователями края отмечались бровки террас на отметках: 36—37, 40, 59, 74, 83, 134, 173. Указанные уровни являются лишь частью уровней, нами наблюденных, при этом, положение бровки каждой выделенной 20-ти метровой террасы варьирует в широких пределах $20 \cdot n + 8 (\pm 6)$ м, где n — кратность террасы над уровнем моря.

Более 100 лет в геологической литературе дебатировался вопрос о существовании Беломорско-Балтийской протоки через Ладожское и Онежское озера и не столько о существовании протоки, сколько о времени проявления этой связи. Решение этой проблемы зависит от подхода к интерпретации фактов — как представитель гряды — озами или береговыми валами, пески и супеси с *Margritana marganitifera*, *Joldia arctica*, *Astarte borealis* и др. представителями сублиторали — подстилающими или вложенным комплексом осадков относительно валунно-гравийных супесей? Последние, по данным бурения гидрогеологических скважин 1940—1960 г., при приближении к Онежскому озеру утоняются, теряют пространственную выдержанность и превращаются в серию прослоев мощностью 0,6—3,5 м среди песков и глин.

Конфигурация террас (рис. 1) указывает на существование единого водного бассейна, который после формирования террасы 140—160 м отшнуровался и сокращался в сторону современного Онежского озера. Это обстоятельство, а также характер доантропогенного рельефа определили пути разгрузки вод с территории района и обусловили расположение участков аккумуляции песка и песчано-гравийной смеси. Пески в районе поисков приурочены к аккумулятивному слою террас, песчано-гравийный материал тяготеет к их бортовым зонам. По отношению к супесчаным валунно-гравийным образованиям песчаные отложения на террасах являются наложенными и прислоненными,

потому более молодыми. Пески и песчано-гравийные отложения на террасах как бы вложены во впадины рельефа, причем вложенность от высокой до низкой террасы является последовательной во времени. Аккумулятивный слой каждой нижней террасы лежит на образованиях верхней террасы или на породах ее цоколя.

Во впадинах осадки, соответствующие времени образования высоких террас, лежат соответственно в нижней части разреза. Литология их зависела от глубины образования и динамики бассейна. На одном гисометрическом уровне лежат ленточные глины, тупеси (в т. ч. с гравием и валунами) пески и песчано-гравийный материал с постепенными переходами друг в друга.

В пределах Онежской впадины в разрезе скв. № 1 у Пиндушской судоверфи в основании антрополенового разреза встречена фауна морских моллюсков бореального облика, а из вышележащих супесей определены морские диатомеи и пыльца теплолюбивых растений (рис. 2).

По Г. И. Горецкому (1949 г.) бассейн имел повышенную концентрацию солей. Вверх по разрезу морские диатомеи сменяются пресноводно-солончатководными и пресноводными.

4-х км севернее г. Повенец в супесях террасы 60—80 м были также встречены морские диатомеи: *Rhabdonema urcua-tum*, *Granmatophorae oceanica*, *Nizchia punelata*, *Epithemia zerba*, *Navicula concellata*, *Diploneis crabro*, *Diploneis splendola*, *Melosira sulcata*.

По данным Е. Н. Дьяконовой-Савельевой (1928 г.) аналогичные диатомовые были встречены на южном берегу Сегозера на отметках 117 и 143 м. В пределах Онего-Сегозерского водораздела брахиоподы бореального моря описаны в песках, лежащих над ленточными глинами. Последние связаны постепенными переходами с супесями, содержащими морские диатомеи. Абразивный уровень террас на водоразделе, принятых М. А. Лавровой (1933 г.) и С. В. Яковлевой (1934) за морские, достигает 130—135 м. Навысший уровень морского бассейна по предположениям Г. И. Горецкого (1951 г.) тогда должен был достигать отметок 160—180 м.

Однако, большинством крупных исследователей: Г. И. Горецкий (1949, 1951 гг.), Г. С. Биске (1956, 1959 гг.) и др. пески и супеси у Пиндушской судоверфи, ниже уровня Онежского озера считаются не прислоновыми, а межледниковыми, подстилающими морену последнего оледенения, не коррелирующимися с прислонениями. Супеси же с морскими диатомеями под г. Повенец признаны осадками Иольдиевого моря послеледникового времени. В связи с этим волноприбойную зону этого моря пришлось поднять до отметок 80—95 м. Морские моллюски, встреченные во флювиогляциальных песках (террасы 80—100 м) долины р. Кумсы и в пределах Онегозерского водораздела признаны переотложенными. Основная роль в создании рельефа

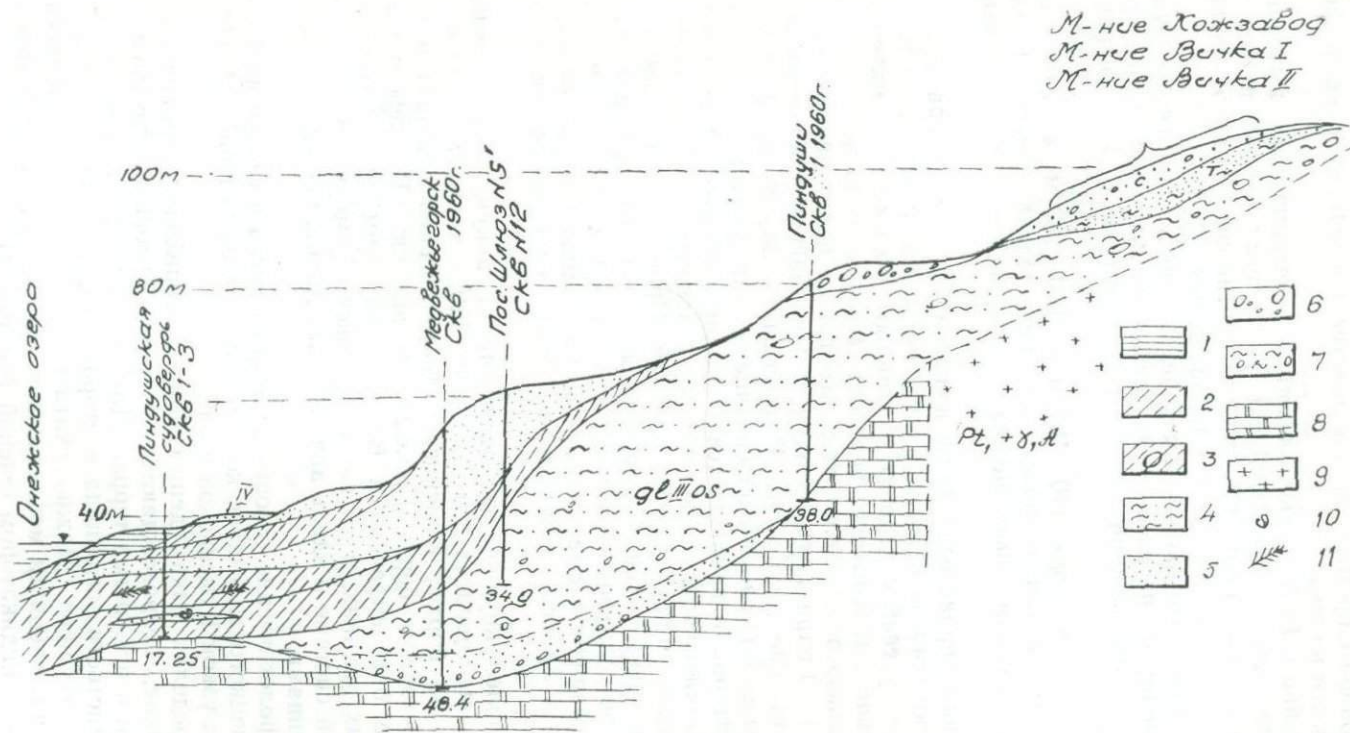


Рис. 2. Сводный геолого-геоморфологический разрез северо-восточного борта Повенецкого залива по линии АБ (принципиальная схема)

1 — ленточные глины; 2 — супеси безвалунные; 3 — супеси валунные; 4 — алевриты; 5 — пески; 6 — гравийно-валунные отложения; 7 — моренные гравийно-валунные супеси; 8 — доломиты; 9 — граниты, гранито-гнейсы; 10 — фауна моллюсков; 11 — морские диатомеи

до настоящего времени приписывается последнему оледенению и его талым водам.

Выявив в 1973 г. закономерности залегания песка и гравия, мы, естественно, весь комплекс вложенных террас признали морскими и озерными, т. к. это не противоречит палеонтологическим находкам и характеру их залегания.

В связи с этим распространение месторождений песка и гравия и оценку их перспектив мы попробовали рассмотреть с совершенно иных позиций, не отвергая взглядов Г. И. Горецкого (1949 г.).

Высокие террасы 140—160 м и 160—180 м отмечены на склонах Вичка-Ванжозеровского водораздела по нечетко выраженным уступам, выровненным поверхностям и береговым валам.

Бровки террас выделяются по изгибу склона водораздела и по приуроченности к этому изгибу песчаных прислонов и опесчаненных супесей с хорошо окатанным обломочным материалом дальнего и ближнего переноса и по наличию мелких гряд. Микрорельеф замечателен тем, что гряды простираются вдоль борта в 1—3 параллельных ряда, и располагаются кулисообразно относительно друг друга. Размеры их — 30×50 до 70×200 м. Они образованы слоями облекающего типа, укрупнение зернистости материала наблюдается в сторону понижений, в основном, к Ванжозеровской котловине, унаследовавшей положение Телекинской синклинали III порядка. Проявления песчано-гравийно-валунной смеси в пределах высоких террас связаны только с микро-рельефом. Все наиболее крупные скопления песка и песчано-гравийной смеси вскрыты небольшими придорожными карьерами. Запасы каждого из них колеблются от 1 до 20 тыс. м³.

Наиболее крупная (промышленная) аккумуляция песка встречена на террасах 120—140, 100—120, а также 80—100 м и отмечена на бортах Кумсинской тектонической впадины и на северо-восточном борту Повенецкого залива. В небольшом масштабе она встречена в Венозерской, Ламбинской озерно-проточных долинах, а также в Вичковско-Лумбушской озерно-проточной системе и вдоль аналогичных долин, некогда бывших палеозаливами.

Морфологические условия залегания песка и гравия на борту Повенецкого залива несколько отличны от условий, существующих в узкой Кумсинской протоке.

В пределах узких депрессионных понижений «прислоны» песка узкие, сопровождаются узкими бортовыми грядами — островами и останцами террас. Для них характерно увеличение грубозернистости материала в сторону борта (понижения) или навстречу течению. Можно считать, что линейный грядовый рельеф с изменениями механического состава вдоль продольной оси является индикатором течений (см. рис. 3).

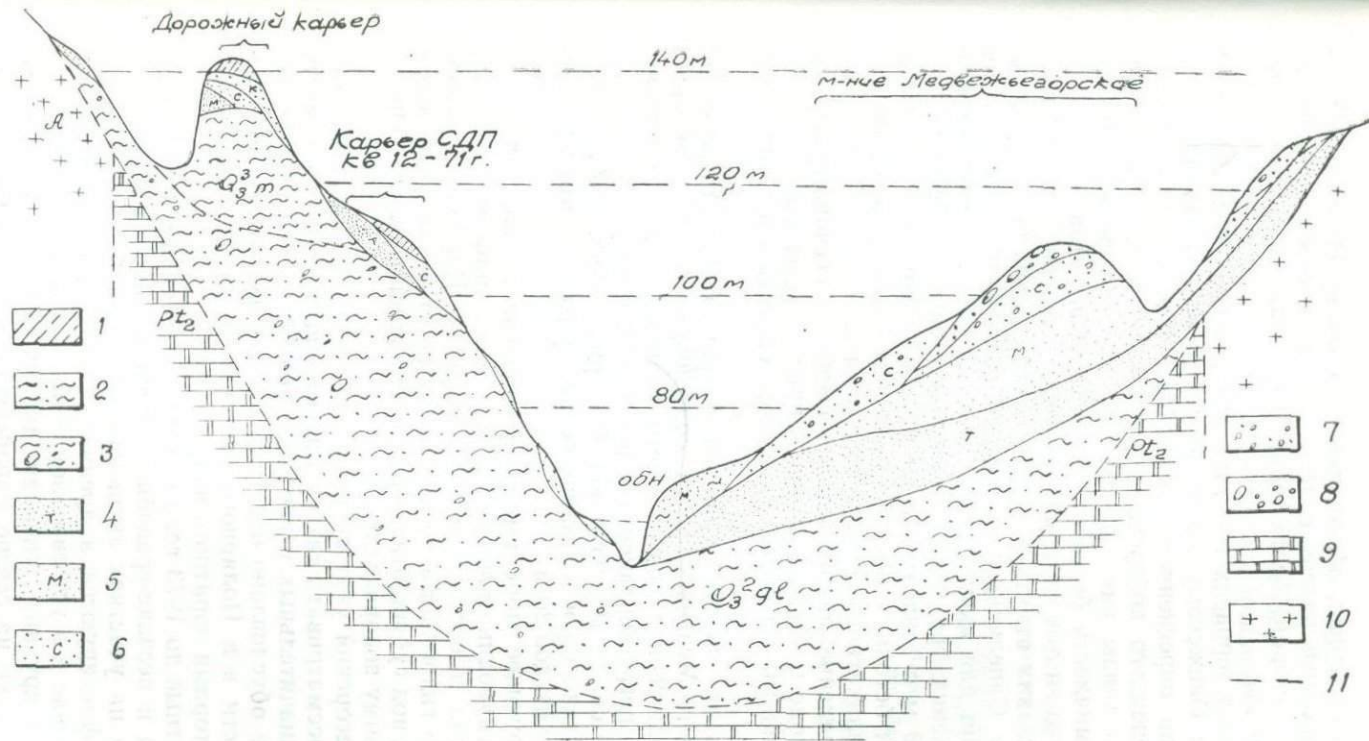


Рис. 3. Сводный геолого-геоморфологический разрез долины р. Кумсы восточнее Кольозера по данным разведок и горных выработок (принципиальная схема)

1 — супеси безвалунные; 2 — алевроиты; 3 — алевроиты с валунами; 4 — песок тонкий (МК < 1,5); 5 — песок мелкий (МК < 2,0); 6 — песок средний (МК 2,0—2,5); 7 — гравийно-песчаный материал; 8 — валунно-гравийно-песчаный материал; 9 — доломиты; 10 — граниты, гранито-гнейсы; 11 — Гипсометрические уровни

На бортах террас, обращенных в сторону Повенецкого залива, микрорельеф развит слабо, грубозернистость увеличивается только в сторону борта террасы особенно в устьевых зонах древних заливов.

На низких террасах площадь аккумуляции еще более приблизилась к Онежскому озеру. Кумсинская протока превратилась в залив опресненного бассейна. На северо-восточном борту Повенецкого побережья приобрели самостоятельность такие палеозаливы как Сапелицкий и Южно-Сандормохинский. Динамичность бассейна уменьшилась, отлагались в основном мелко- и тонкозернистые пески и супеси, переслаивающиеся на низких отметках с ленточными глинами. Только на водоразделе Сапелицкого и Южно-Сандормохинского заливов были условия для аккумуляции более грубозернистого материала. Отложения гравийно-песчаного материала останца террасы 60—80 м с запасами $>1,0$ млн. m^3 годны для строительных работ и бетона, а отложения террасы 40—60 м — для производства силикатного кирпича (9 млн. m^3).

Распределение месторождений песка и песчано-гравийной смеси в районе г. Медвежьегорска приведено на рис. 1.

Приведенный материал позволяет сделать следующие выводы:

1. Распределение песка и гравия в антропогенных отложениях в районе г. Медвежьегорска подчиняется не бессистемным законам движения вод тающего ледника, а закономерному спаду вод регрессирующего морского бассейна.
2. Характер спада морских вод был ритмичным, результатом которого явилось образование серии вложенных морских террас с амплитудой 20 м.
3. Регрессирующее море имело переменный по площади и во времени гидродинамический режим, зависящий от тектоники, морфологии и состава ложа и склонов. Наиболее крупное изменение гидродинамического режима возникло после выхода из-под вод субширотной гряды, положившей начало Онего-Сегозерскому водоразделу.
4. Медвежьегорский узел аккумуляции песка и гравия в целом можно рассматривать как крупную площадь, где имели место участки значительных перепадов энергий этого бассейна. Их появление обусловлено отшнуровской субширотным водоразделом части вод Полярного бассейна и разгрузкой последних с векторами обратного направления.
5. Все известные до 1973 года и вновь выявленные месторождения песка и песчано-гравийной смеси в районе поисков расположены на участках активного гидродинамического режима. Они фиксируются в древних протоках, вдоль выступов бортов террас и в устьевых зонах рек и ложбин стока.
6. Почти все крупные площади аккумуляции строительного песка и гравия на севере Европейской части СССР так или

иначе связаны с водным агентом и его динамичностью. Возможно наступило время говорить об оценке прогнозных запасов песка и гравия с точки зрения морского генезиса антропогенных отложений не только для Прионежья. В этом случае участки проявлений песка и гравия конкретизируются, прогнозные запасы не завышаются.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Афанасьев Б. Л.* О волновом характере молодых широтных элементов рельефа Печорского угольного бассейна и прилегающей территории. Северного Приуралья. Труды геогр. совещ. 1958 г.
2. *Афанасьев Б. Л.* О возрасте речных террас Большеземельной тундры Кайнозойский покров Большеземельной тундры. Москва. 1963 г.
3. *Афанасьев Б. Л.* Составление палеогеографического развития территории Латвии и Коми АССР в кайнозое. Вестник Моск. Универс. 1967 г.
4. *Горецкий Г. И.* Карельское межледниковое море. Вопросы географии, Москва, 1949 г., сборн. 12.
5. *Горецкий Г. И.* Доказано ли существование Онежско-Беломорского позднеледникового соединения? Изв. Всес. геогр. об-ва, Ленинград, 1951, т. 83, вып. 2.
6. *Дьяконова-Савельева Е. Н.* Исследования по четвертичной геологии на северном берегу Онежского озера. Изв. Г. Г. И., вып. 21, 1928 г.
7. *Дьяконова-Савельева Е. Н.* К вопросу о позднеледниковом Онего-Беломорском соединении. Тр. Лен. об-ва естествоиспытателей, вып. 4, 1959 г.
8. *Лаврова М. А.* О результатах геологических исследований в районе Беломорского бассейна. Тр. II международн. коэф. ассоц. по изучению четвертичного периода, 19.
9. *Лаврова М. А.* К познанию четвертичных отложений поморского берега Белого моря. Тр. геолог. инст. III, 1933 г.
10. *Яковлева С. А.* К вопросу об Иольднем море в Балтике и соединении Балтийского моря с Белым в позднеледниковое время. Изв. Гос. геогр. об-ва, т. 66, вып. 2. 1934 г.

А. А. Плисов
Ф. Я. Сапрыкин
А. А. Хантулев
А. Ф. Кулачкова
Н. А. Туев

О ЗАВИСИМОСТИ СОСТАВА И СТРУКТУРЫ ПОЧВ ОТ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ МАТЕРИНСКИХ ПОРОД

В 1974 году геологами ВСЕГЕИ, Тематической комплексной экспедицией СЗТГУ и Ленинградского Государственного университета составлена серия почвенно-геохимических карт Ленинградской области. Результаты исследований* показали, что химический состав и концентрация элементов в почвах полностью отражают состав и содержание их в почвообразующих породах. Максимальные содержания микроэлементов устанавливаются в почвах, развитых на ленточных глинах, на карбонатных глинистых моренных отложениях и минимальное — в почвах, распространенных на песках. Основными носителями микроэлементов в почвах являются природные коллоиды органического и минерального происхождения. В ряду почв от глинистых и карбонатных к супесчаным и песчаным происходит уменьшение содержания природных коллоидов, что влияет на концентрацию микроэлементов в составе почв, а следовательно, и на их плодородие. Важным фактором, влияющим на поведение природных коллоидов и микроэлементов почв, является почвенная геохимическая обстановка. В условиях повышенной влажности и значительного дренирования, как показали Баас, Бекинг и др. (1963), происходит выщелачивание не только кальция и магния, а даже железа и глинозема; рН при этом достигает значения 2,8, т. е. происходит формирование подзолов, которые обычно ассоциируют с местами образования торфа.

Для улучшения вещественного состава почв и их геохимической обстановки применяются меры, отличающиеся по сроку действия к временным и долгосрочным.

К короткодействующим мерам относятся известкование кислых почв и внесение органических, в виде торфа, и минеральных удобрений. В условиях Ленинградской области, где развиты в основном верховые и переходные торфяники, со степенью разложения от 10 до 30% и кислотностью рН от 2,8 до 4,0, вносятся фактически 30% гумуса и 70% неразложившегося растительного материала. В составе же самого гумуса большой процент падает на фульфо- и др. органические кислоты, являющиеся агрессивными по отношению к микроэлементам и обладают повы-

шенной миграционной способностью, приводящей к выносу их вместе с микроэлементами за пределы почвенного покрова. Следовательно, коэффициент полезного действия органических коллоидов, содержащихся в почве, невелик и в то же время кратковременный из-за частичного выноса их за пределы почвы. Еще не ясно также воздействие фульвокислот на калиевые и фосфорные удобрения, вносимые в почву. Не исключено, что органические кислоты, создавая растворимые комплексные соединения с фосфором и калием, могут также как и микроэлементы выноситься из почв.

Долгодействующие меры предусматривают коренное изменение структуры и вещественного состава почв и в первую очередь подзолистых. Известно, что наиболее высокие урожаи сельскохозяйственной продукции получают на черноземных почвах. Последние характеризуются геохимической средой, близкой к нейтральной (рН 7) и наличием повышенного количества природных и минеральных коллоидов. Слабокислая и нейтральная геохимические среды почв в значительной мере уменьшают миграцию органических кислот и микроэлементов, а минеральные коллоиды, представленные в основном глинистыми минералами типа монтмориллонита и каолинита, более активно обеспечивают растения микроэлементами, чем гидрослюды, являющиеся основными компонентами глинистых фракций подзолистых почв. Важную роль в урожайности почв играют макро- и микроудобрения. К основным источникам снабжения почв микроэлементами являются почвообразующие породы. В процессе почвообразования происходит перераспределение микроэлементов как по стратиграфическому разрезу, так и по площади распространения пахотного слоя. Характер и степень перераспределения микроэлементов зависят от их миграционной способности, от минерального состава почвообразующих пород, геохимической обстановки, климата, рельефа местности, результатов вмешательства человека и др.

В Ленинградской области максимальные концентрации макро- и микроудобрений устанавливаются в почвах, развитых на ленточных глинах, на карбонатных и бескарбонатных моренных глинистых породах и минимальное — в почвах распространенных на песках и двучленных породах, представленных супесями и песками. На площади в ряду почв от глинистых и карбонатных к супесчаным и песчаным происходит закономерное в составе почв уменьшение содержания природных коллоидов и микроэлементов. В этом же направлении уменьшается и урожайность многих сельхозкультур. Кроме того, почвы, развитые на глинистых породах, несмотря на повышенное содержание органических и, особенно, минеральных коллоидов, обладают повышенной плотностью, препятствующей инфильтрации вод и аэрации, вредно действующих на качество сельскохозяйственной продукции и ее урожайность.

Песчаные почвы обладают также рядом неблагоприятных агрономических качеств. Положительное действие удобрений на песчаных почвах является кратковременным. Эти почвы обладают порывистым водным режимом. Запас влаги в них мал. Элементы пищи растений быстро вымываются. Плохие гидрофизические свойства песчаных почв связаны с низким содержанием в них глинистых частиц.

Следовательно, для превращения нечерноземной полосы Европейской части СССР в плодородную зону обеспечивающую высокие урожаи, необходимо не только внесение питательных веществ в почву, но одновременно улучшать вещественный состав и структуру почв. Существенное изменение последней и вещественного состава глинистых, песчаных и торфяных почв значительно и устойчиво повысит их урожайность. Для проведения коренной перестройки структуры и вещественного состава почв, включая глинование песчаных, пескование глинистых, заилевание торфяных требуется высокая степень механизации, которой в настоящее время обладает сельскохозяйственное производство Советского Союза.

Геологической службой Северо-Западного территориального геологического управления подготовлено большое количество месторождений агроруд с достаточными запасами для проведения мероприятий, связанных с коренной перестройкой сельскохозяйственного производства нечерноземной зоны Северо-Запада. Только на территории Ленинградской области установлено 158 проявлений карбонатных пород и 68 месторождений. Разведанные запасы обеспечат добычу открытым способом для нужд сельскохозяйственного производства в течение 100 лет.

Эти агроруды, имея карбонатную основу, различаются содержанием и концентрацией макро- и микроэлементов. Если в составе гажи микроэлементы фактически отсутствуют, то в составе мергелей и особенно глауконитовых известняков они присутствуют в повышенных количествах. Следовательно, при нейтрализации кислых почв с малым содержанием полезных и вредных макро- и микроэлементов целесообразно применять глауконитовые известняки, доломиты, мергели и др., а почвы с высокими концентрациями — гажу, т. е. концентрации микроэлементов не должны превышать предельные нормы; в противном случае эффект от внесения удобрений может привести к различным болезням растений. При нейтрализации кислых почв, развитых на ленточных глинах можно рекомендовать гажу, на песчаных — доломит, мергель. Для нейтрализации кислых торфяных почв целесообразно использовать оболочные песчаники, глауконитовые алевролиты и песчаники, диктионемовые сланцы и бурые угли. Эти агроруды содержат кроме повышенных содержаний фосфора, калия, кальция, магния, также относительно высокие концентрации микроэлементов, таких как медь, молибден, кобальт и др.

Высокое значение приобретают глинование, землевание и пескование трудных для освоения осушенных трофяников. Путем подбора и внесения в почвы необходимых агоруд с определенным набором микроэлементов можно создать почву по свойствам похожую на черноземную, устойчивую к механическому воздействию и аэрации.

Для перечисленных мероприятий с успехом могут применяться кроме известняков, доломитов и гажии песчано-глинистые и органические породы верхнепротерозойского, нижнекембрийского, нижнеордовикского и четвертичного возраста. Эти породы широко распространены на территории Псковской и Ленинградской областей. Характеризуются они сравнительно высокими концентрациями химических элементов, необходимых для жизнедеятельности растений. В районе ордовикского уступа они залегают вблизи от поверхности. Для примера приведем геохимические характеристики некоторых агоруд.

Таблица 1

**Содержание химических элементов в некоторых агорудах
Ленинградской области**

Наименование агоруд	Содержание химических элементов					
	в %		в мг/кг			
	P ₂ O ₅	K ₂ O	Cu	Mo	Co	Ni
Глауконитовый песчаник (р. Ижора)	6,2	2,4	120	20	1	10
Оболовый песчаник (р. Ижора)	6,7	0,09	100	25	3	12
То же (р. Сясь)	10	0,13	30	7	4	20
Диктионемовый сланец (р. Ижора)	1	0,7	150	45	4	40
То же (р. Сясь)	3	0,38	437	69	12	44

Агоруды, перечисленные в табл. 1, и другие использованы при постановке вегетационных опытов. Последние были заложены на дерново-подзолистой супесчаной почве, взятой с участка совхоза Петродворцовый Ломоносовского района Ленинградской области. Почва характеризуется слабокислой реакцией среды, незначительным содержанием фосфора, калия и азота и очень низкими концентрациями молибдена и кобальта. Вегетационные опыты заложены по фону азота, фосфора и калия. Агоруды вносились в почву по содержанию в них фосфора, калия или микроэлементов. Результаты опытов (табл. 2) показали, что все исследуемые агоруды способствуют повышению урожая кормовых бобов. Замена фосфорных и частично калийных

стандартных удобрений агрорудами хотя и приводит к некоторому снижению урожая бобов, однако это снижение незначительное. Урожайные данные (табл. 2) убедительно показывают, что фосфор, входящий в состав агроруд доступен растениям, хотя и в несколько меньшей степени, чем фосфор суперфосфата. Это видно из сравнения вариантов, например, 2 и 6 (табл. 2). В варианте 2 в почву не было внесено фосфорных удобрений и урожай кормовых бобов на 23,3% ниже по сравнению с урожаем варианта 6, в котором фосфорные удобрения были внесены в виде глауконитового песчаника. Кроме того, результаты определения фосфора в золе растений показали, что растения вариантов, в которые вносились агроруды, богатые фосфором в своем составе содержат фосфора примерно в 2 раза больше. Например, в растениях варианта с глауконитовым песчаником в составе растений обнаружено 4433 мг. P_2O_5 , тогда как растения контрольного варианта (без добавок фосфорных удобрений) содержат лишь 2439 мг на 1 кг сухой массы. Заметно увеличивается в растениях и содержание калия от внесения агроруд богатых этим элементом. Растения, выращенные с вариантом «глауконитовый песчаник» в их составе обнаружено 10930 мг калия, а в варианте без калийных удобрений — 5309 мг на 1 кг сухой массы.

Результаты опытов убедительно показывают, что фосфорные и калийные соединения, входящие в состав агроруд, находятся в доступной для растений форме и способствуют повышению урожая. Следовательно, применяя рассматриваемые агроруды для улучшения структуры почв, они могут частично, или, возможно, и полностью заменить соответствующие стандартные удобрения.

Поистине трудно оценить роль агроруд, содержащих в своем составе широкий спектр микроэлементов. Питательные элементы, входящие в состав агроруд в почвенных условиях будут постепенно переходить в усвояемые растениями формы, обуславливая их длительное последствие и исключая потерю от вымывания.

Наука и практика сельскохозяйственного производства показывают, что повышение продуктивности почв должно проводиться на основе глубокого их знания, на индивидуальном подходе к каждому почвенному образованию. Шаблонное, стандартное применение агротехнических мероприятий не даст должного эффекта. При этом должны принимать во внимание структуру и вещественный состав почв.

Для перспективного планирования мероприятий по улучшению структуры и вещественного состава почв необходимы почвенно-геохимические карты являющиеся основой для почвенно-агрохимического, геохимического, мелиоративного и др. районирования территории. Улучшение состава почв и их механических свойств позволит преодолеть верхний барьер в урожайно-

Влияние агроруд на урожай кормовых бобов (среднее из 4-х повторностей в г. на сосуд)

№№ пп	Варианты	Сухой вес зеленой массы (без бобов)	Вес бобов	Общий урожай кормовых бобов		Прибавка от агро- руд в %	Прибавка к контро- лю в %
1	Почва исх. (контроль)	5,1	7,3	12,4	0,4	—	—
2	" + NK	12,5	16,3	28,8	0,7	—	132,3
3	" + NP	11,9	14,6	26,5	0,6	—	113,7
4	" + PK	8,4	10,8	18,7	1,1	—	50,8
5	" + NKP	17,7	20,5	38,2	0,3	—	208,0
6	" + NK + глауконитовый песчаник (160 г)	21,2	14,3	35,5	0,8	23,3	186,3
7	" + NPK + кварц-глауконитовый песчаник (150 г)	20,5	19,0	39,5	0,7	3,0	218,6
8	" + N (K _{0,67}) + глауконитовый песчаник обожженный (140 г)	16,9	20,9	37,8	0,5	31,2	204,8
9	" + N (P _{0,7}) K + глауконит (150 г)	26,6	11,9	38,5	0,7	—	210,5
10	" + NK + песчаник, выделенный из глауконитового песчаника (180 г.)	18,7	18,2	36,9	0,9	28,0	200,0
11	Почва исх. + N (P _{0,7}) K + шунгит (150 г)	15,3	24,8	40,1	0,4	5,0	223,4
12	" + NK + оболочный песчаник р. Ижора (150 г)	14,8	18,9	33,7	0,7	17,0	171,8
13	" + NK + оболочный песчаник р. Сясь (100 г)	17,4	19,4	36,8	0,2	28,0	197,0
14	" + N (P _{0,85}) K _{0,9} + диктионемовый сланец р. Ижора (150 г)	19,1	22,3	41,4	0,5	8,3	234,0
15	" + N (P _{0,55}) K + диктионемовый сланец р. Сясь (150 г)	37,6	1,9	39,5	0,3	3,4	218,5
16	" + NPK + глинистый известняк-плитняк р. Копорка (20 г)	40,3	0,5	40,8	0,6	7,0	229,0
17	" + N (P _{0,7}) K + ленточная глина р. Сума (150 г)	21,3	21,0	42,3	0,6	10,7	241,1
18	" + NPK + моренная глина опесчаненная бескарб- б-я (150 г)	19,5	23,4	42,9	0,8	12,3	246,0
19	" + NPK + гажга (20 г)	41,7	—	41,7	0,4	8,3	236,3

сти (потолок), существующий для современного агротехнического метода окультуривания почв.

К числу основных мероприятий по коренной перестройке вещественного состава почв и их механических свойств можно отнести: пескование глинистых и торфяных почв, глинование песчаных и землевание торфяных, а также известкование кислых почв. Для этих целей могут быть рекомендованы породы осадочного чехла северо-запада Русской платформы, характеризующиеся относительно высоким содержанием калия, фосфора, кальция и микроэлементов. Залегают они на небольших глубинах. Запасы практически неограничены.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдужелалов А. Глинование песчаных почв. Сельское хозяйство северо-западной зоны, 1961, № 6.
2. Баас, Беккинс Л. Г., Каплан И. Р., Мур Д. Пределы колебаний pH и окислительно-восстановительных потенциалов природных сред. В сб.: Геохимия литогенеза. М., Изд. Иностранной литературы, 1963, с. 25—30.
3. Власюк П. А., Рудакова Э. В. Итоги и задачи научных исследований по проблеме — биологическая роль микроэлементов в сельском хозяйстве. В сб.: Применение микроэлементов в сельском хозяйстве. К., «Наукова думка», 1965.
4. Ковальский В. В., Адрианова Г. А. Микроэлементы в почвах СССР, М., «Недра», 1970, 158 с.
5. Низова А. А. Изменение биологической активности песчаных почв при глиновании. В сб.: Дерново-подзолистые почвы 1967, Изд. ЛГУ.
6. Низова А. А. Глинование в сочетании с известкованием — эффективный метод повышения производительности песчаных почв. Вестник ЛГУ, 1967, № 15.
7. Симаков В. Н., Абдужелалов А. Сравнительное изучение эффективности глинования почв на «сухих» и «мокрых» песках Ленинградской области, 1961, Вестник ЛГУ, № 21.
8. Симаков В. Н., Абдужелалов А. Улучшение песчаных почв подзолистой зоны путем глинования. — В ст. Агрочувствительные и геоботанические исследования северо-запада СССР, 1965, Изд. ЛГУ.
9. Тюрин И. В. К вопросу о природе фульвокислот почвенного гумуса — Тр. почвенного института им. Докучаева, 1940, т. 23.
10. Школьник М. Я. Роль и значение бора и др. микроэлементов в жизни растений. М., Изд. АН СССР, 1939, 222 с.
11. Школьник М. Я. Микроэлементы в жизни растений. Изд-во «Наука», 1974 г.

В. Б. Соколова
В. А. Ядута

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ АЭРОМЕТОДОВ ДЛЯ РЕШЕНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ РСФСР

В период IX-й пятилетки в СЗТГУ успешно проводились работы по внедрению в геологические исследования на Северо-Западе РСФСР метода камерального аэрофотогеологического картирования.

Помимо обычного дешифрирования аэрофотоснимков, проводились опытно-производственные работы по комплексному аэрофотокартированию территорий, находящихся под покровом четвертичных отложений и под толщей кристаллических пород. Причем, во всех случаях дешифрировались черно-белые крупно- и среднемасштабные аэрофотоснимки.

Вопрос эффективности использования аэрометодов в практике геологических исследований в геологически закрытых районах деятельности СЗТГУ, а также основные положения методики, разработанной нами, порядок и сущность интерпретации материалов аэрофотосъемки ранее уже затрагивались в ряде работ авторов [3, 4, 5, 8]. Надо отметить что недостаточное количество прямых дешифрировочных признаков при опознавании скрытых под осадочных чехлом геологических элементов, потребовало пересмотра устоявшихся в аэрофотодешифрировании положений. Среди них: отказ от предшествующего аэрофотокартированию знакомства с имеющейся геологической литературой; последовательность этапов дешифрирования; обязательное применение математической обработки сведений, извлеченных с аэрофотоснимков; более глубокая и смелая интерпретация косвенных признаков и данных, на первый взгляд даже самых незначительных, но выявленных в процессе дешифрирования и др.

Основным источником информации при аэрофотокартировании являются данные, полученные в результате ландшафтного дешифрирования аэрофотоснимков, в том числе и линейных элементов, которые подвергаются «качественному» отбору, визуальной и математической обработке. Среди этой информации — сведения о геолого-структурных, палеогеоморфологических, геологических, гидрогеологических особенностях изучаемой территории, о строении фундамента, об отдельных отложениях осадочного чехла, а также о геоморфологической и тектонической

истории развития исследуемых территорий. На основании этих данных можно составить серию крупномасштабных карт-схем: дочетвертичных пород, палеогеоморфологическую, тектоническую, гидрогеологическую, отвечающих современным требованиям, предъявляемым к геологическим картам при использовании других методов исследования.

Основные направления крупномасштабного камерального аэрофотокартирования излагаются ниже.

Геоморфологическое аэрофотокартирование предусматривает составление специальных геоморфологических карт. На малоизученных территориях для выявления щелочных массивов центрального типа наиболее целесообразно составлять карты в соответствии с легендой морфоструктурного принципа. Это позволяет восстанавливать этапы развития рельефа и тектонических структур, обнаруживать и, в какой-то мере, прогнозировать металлогенетические зоны [8]. В то же время для выявления поверхностей выравнивания и кор выветривания следует применять легенды генетически однородных поверхностей [1].

Палеогеоморфологическое аэрофотокартирование имеет целью картирование погребенного под мощной толщей четвертичных отложений палеорельефа и восстановление этапов его развития. Это дает новые перспективы для поисков месторождений пресных вод и россыпных полезных ископаемых, а также разрешает наметить время формирования и возможные площади развития полезных ископаемых [6, 7].

Геологическое аэрофотокартирование позволяет определять границы и площади распространения дочетвертичных кристаллических и терригенных образований под покровом четвертичных отложений мощностью до 200 м. В толще кристаллических пород допускается выявление глубоко залегающих (до 2000—3000 м) геологических тел. Аэрофотогеологические карты дочетвертичных пород дают возможность предположительно определять состав пород, последовательность их формирования [3, 4]. Они являются зачастую более информативными, чем геологические карты, составленные на основе традиционных методов картирования.

Гидрогеологическое аэрофотокартирование в условиях закрытых территорий щита и плиты сводится к составлению прогнозных схематических карт относительной водообильности дочетвертичных пород. По ним определяется направление движения подземных вод и выхода их на поверхность или в четвертичные отложения, а также оконтуриваются участки дочетвертичных пород с различной степенью их водообильности и участки, перспективные на поиски пресных и минерализованных вод [1].

Структурно-тектоническое аэрофотокарти-

рование в благоприятных условиях разрешает восстанавливать последовательность тектонического развития структур.

В последние годы нами получено много данных о тектоническом строении и истории формирования отдельных территорий Северо-Запада Русской платформы и, в том числе, щелочных массивов — палеозойских интрузий центрального типа, ранее в этом аспекте не изучаемых. По материалам аэрофотоснимков в пределах Кольского п-ва изучен Ковдорский массив в 1971—

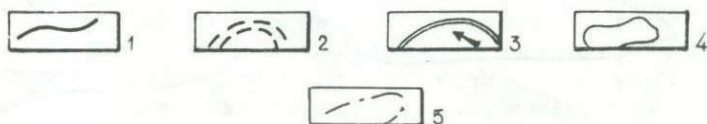
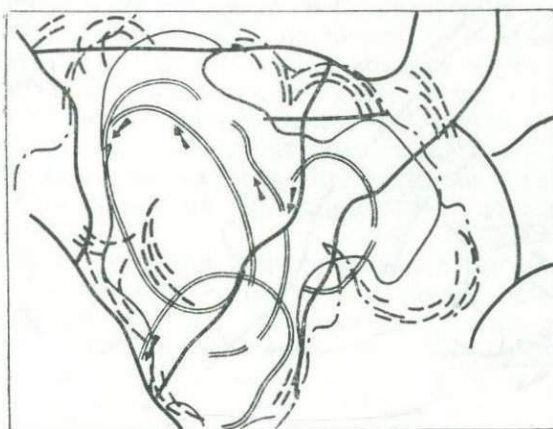


Рис. 1. Структурно-тектоническая карта — схема района полуострова Турий. 1 — Сквозьструктурные разрывные нарушения фундамента, предопределившие заложение грабенов Кандалакского и Соснового, могли являться в дальнейшем магмоподводящими каналами; 2 — полукольцевые разломы, сформировавшиеся (во вмещающих породах и в теле интрузии) в результате поэтапного внедрения интрузии, частично унаследованные; 3 — участки кольцевого смещения масс пород. Контуры интрузивного тела; 4 — по данным геологической съемки; 5 — по данным аэрофототеологического картирования

1972 г., Турьинский в 1973 г., Себляврский, Вуориярвинский массивы в 1974—1975 г. Остановимся на трех из них.

По результатам структурно-тектонического аэрофотокартирования установлено, что Ковдорская и Турьинская интрузии степень закрытости которых четвертичными отложениями одинаковая (до 40 м) различаются по глубине эрозионного среза. Ковдорская интрузия вскрыта эрозией в средней своей части, интрузия полуострова Турий — в приповерхностных частях. Дешифрированием установлено, что в неоген-четвертичное время

в процессе активизации Кандалакшского и Соснового грабенов, неравнозначных по рангу движения, п-ов Турий, находящийся между ними, был вовлечен во вращательное движение (рис. 1). Эти движения захватили и тело интрузии, раздробив его на мел-

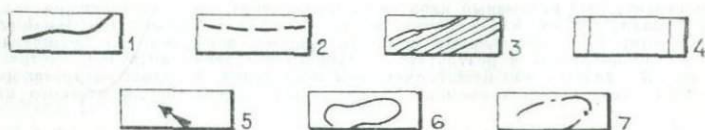


Рис. 2. Структурно-тектоническая карта — схема района Вуориярви.

1 — разрывные нарушения фундамента, часть из которых являлась магмаподводящим каналом (архей-протерозойские); 2 — разрывные нарушения разломы сформировавшиеся (во вмещающих породах и в теле интрузии) в результате позднегенового внедрения интрузивных пород, частично унаследованные; 3 — зоны дробления (палеозой-четвертичные); 4 — надвиг (палеозой-четвертичный); 5 — предполагаемые направления движения крупных блоков, типа надвигов. Контуры интрузивного тела; 6 — по данным геологической съемки; 7 — по данным аэрофотокартирования.

кие блоки со смещениями отдельных блоков на $30-90^\circ$ по отношению к линии сдвига. Нередко блоки опрокинуты восхо-

дящими движениями, первичные рудоносные площади расформированы.

Аэрофотокартирование Вуориярвинской интрузии позволило установить, что ее большая часть находится под толщей вмещающих пород, а эрозией вскрыта лишь небольшая по площади приповерхностная часть (рис. 2). Интрузия формировалась в зоне прогиба, в районе пересечения архей-палеозойских ортогональных разломов. Лава внедрялась по каналу (пульсация 10-ти подфаз), по-видимому, слабо наклоненному на юго-юго-восток. Внедрение интрузивного тела привело к формированию радиальных разломов и зон дробления по ним, осложняющих вмещающие породы за пределами контура интрузии. Это явилось одним из доказательств, что размеры ее больше, а форма сложнее, чем предполагалось ранее. Наблюдаемый в настоящее время план размещения структурных комплексов массива предопределен периодически активизировавшимися движениями в зонах глубинных широтных нарушений, более поздних по времени образования.

Выяснилось, что при дешифрировании щелочные массивы картируются в значительно больших размерах, чем при геологической съемке (рис. 1, 2). Это можно объяснить «рентгеноскопичностью» аэрофотоматериалов позволяющей даже под толщей кристаллических пород устанавливать границы интрузивных тел. Достоверность этих границ подтверждается при бурении и геофизических исследованиях. Они хорошо сопоставляются с результатами исследований аномального магнитного поля ΔT_a , согласно работ Сокол Р. С. и др. (ЗГТ) в 1975 году.

При аэрофотокартировании геологически закрытых участков плиты и щита, появилась возможность воссоздания древних структурных планов изучаемых территорий, и их этапов тектонической истории с наиболее отдаленных времен начиная с архея до четвертичного периода. На примере аэрофотокартирования территорий Северо-Запада РСФСР подтверждается и тот факт, что наблюдаемая ныне «молодость» структурных планов связана с тектоническими явлениями далекого геологического прошлого.

Опыт аэрофотокартирования на Северо-Западе РСФСР показывает, что оно должно осуществляться со значительным опережением геолого-съемочных и поисково-разведочных работ для того, чтобы обеспечить этим работам большую эффективность.

ЛИТЕРАТУРА

1. Матвеева Г. В., Соколова В. В. Дешифрирование доледниковой коры выветривания Кольского полуострова (на примере Ковдорского массива) М., ОНТИ ВИЭМС, 1973 г., с.
2. Селадына В. В., Соколова В. Б. Изучение водообильности пород методом дешифрирования. Разведка и охрана недр, 1973, № 6, с. 42—45, с ил.

3. Соколова В. Б. Дешифрирование литологических комплексов под покровом четвертичных отложений — «Советская геология», 1973, № 8, с. 143—140 с ил.

4. Соколова В. Б. Эффективность аэрометодов при геологических исследованиях в закрытых районах Северо-Запада. В кн.: Состояние и перспективы расширения минерально-сырьевой базы Северо-Запада РСФСР. Л., Изд-во «Недра», 1973 г., с. 168—178.

5. Соколова В. Б. Изучение геологического строения дочетвертичных образований методом дешифрирования. Экспресс-информация, Серия VII. вып. 3, М. ВИЭМС, 1974 г., с. 10—18 с ил.

6. Соколова В. Б. Результаты применения аэрометодов для выявления погребенных палеоложбин. В сб. Геология и геохимия антропогена Белоруссии. Минск, Изд-во «Наука и техника», 1974 г., с. 106—111 с ил.

7. Соколова В. Б. Опыт геоморфологического картирования современного и погребенного рельефа при поисковых работах на Северо-Западе Восточно-Европейской платформы. В сб. «Геоморфологическое» картирование». М. «Наука», 1978, с. 205—209.

8. Соколова В. Б. О результатах структурного и палеогеоморфологического дешифрирования аэрофотоматериалов по Калининградскому полуострову. В сб. «Балтика» № 6, 1977 г., с. 257—263.

9. Ядута В. А. Геоморфологическое картирование щелочно-ультраосновных массивов центрального типа на Кольском полуострове (на примере массива Себьявр) — в сб. «Геоморфологическое картирование». М. «Наука», 1978, с. 126—128.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>К. Д. Беляев, В. З. Негруца, В. В. Проскуряков, Ю. И. Рабинович.</i> Общие черты металлогении восточной части Балтийского щита	3
<i>К. Д. Беляев, М. А. Корсакова, В. З. Негруца, В. В. Проскуряков, Ю. И. Рабинович.</i> Разрывные нарушения и их роль в размещении рудных полезных ископаемых восточной части Балтийского щита	10
<i>А. М. Ахмедов, В. З. Негруца.</i> Докембрийские углеродсодержащие сланцы восточной части Балтийского щита и их рудная специализация	25
<i>В. З. Негруца.</i> Геологические предпосылки прогнозирования и поисков месторождений монокварцево-конгломератового типа	44
<i>М. А. Корсакова.</i> Геолого-тектоническое строение Западной Карелии и некоторые вопросы ее металлогении	52
<i>В. В. Проскуряков, Ю. И. Гольдберг, А. И. Дудкин.</i> Новые промышленные месторождения сульфидных медно-никелевых руд Печенгского района	63
<i>К. Д. Беляев, Г. А. Григорьев, Л. В. Кулачков.</i> Новые типы фосфорных руд и новые потенциальные источники фосфатного сырья в Карело-Кольском регионе	67
<i>Л. И. Увадьев.</i> Некоторые особенности палеозойских щелочных даек Порьей губы (Кольский полуостров)	82
<i>С. Ф. Ключин, А. С. Калинин, Л. И. Полежаева.</i> Находка теллуридов в верховьях р. Б. Варзуга (Кольский п-ов)	88
<i>В. Я. Евзеров, Л. Г. Сапрыкина, В. Г. Терешков.</i> Генезис и закономерности локализации россыпей района Ловозерских тундр (Кольский полуостров)	92
<i>М. К. Трошина.</i> О закономерностях пространственного расположения и генезиса залежей строительного песка в Центральной Карелии (Северное Приладожье)	96
<i>А. А. Плисов, Ф. Я. Сапрыкин, А. А. Хантулев, Н. А. Туев, А. Ф. Кулачкова.</i> О зависимости состава и структуры почв от физико-химических особенностей материнских пород	106
<i>В. Б. Соколова, В. А. Ядута.</i> Использование аэрометодов для решения различных геологических задач на северо-западе РСФСР	113

**РОЛЬ ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО, СТРУКТУРНОГО
И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОГО ФАКТОРОВ В ФОРМИРОВАНИИ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ РСФСР**

Научные редакторы — В. В. Проскуряков, В. З. Негруца
Редактор — Н. А. Чернобай
Технический редактор — В. И. Иванова
Корректор — В. И. Иванова

Сдано в набор 23.10.77. Подписано к печати 15.08.78.

Л-94089 Формат бумаги 60×90/16. Бумага типографская № 2

Гарнитура литературная. Печать высокая.

Печ. л. 7,5+2 вкл. Уч.-изд. л. 7,45. Тираж 800 экз. Цена 72 коп.

Заказ № 106

Ленинградская картфабрика объединения «Аэрогеология»

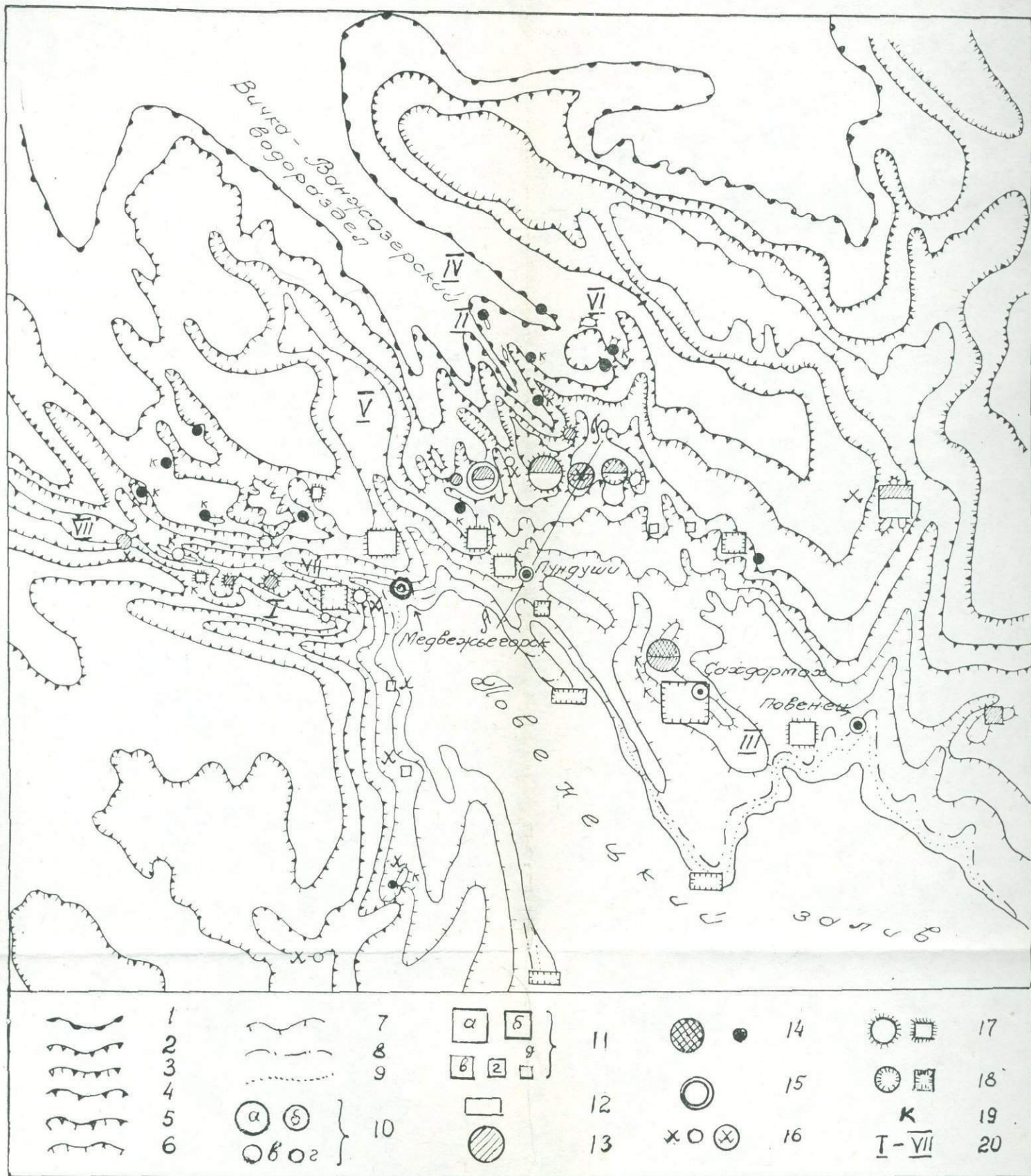


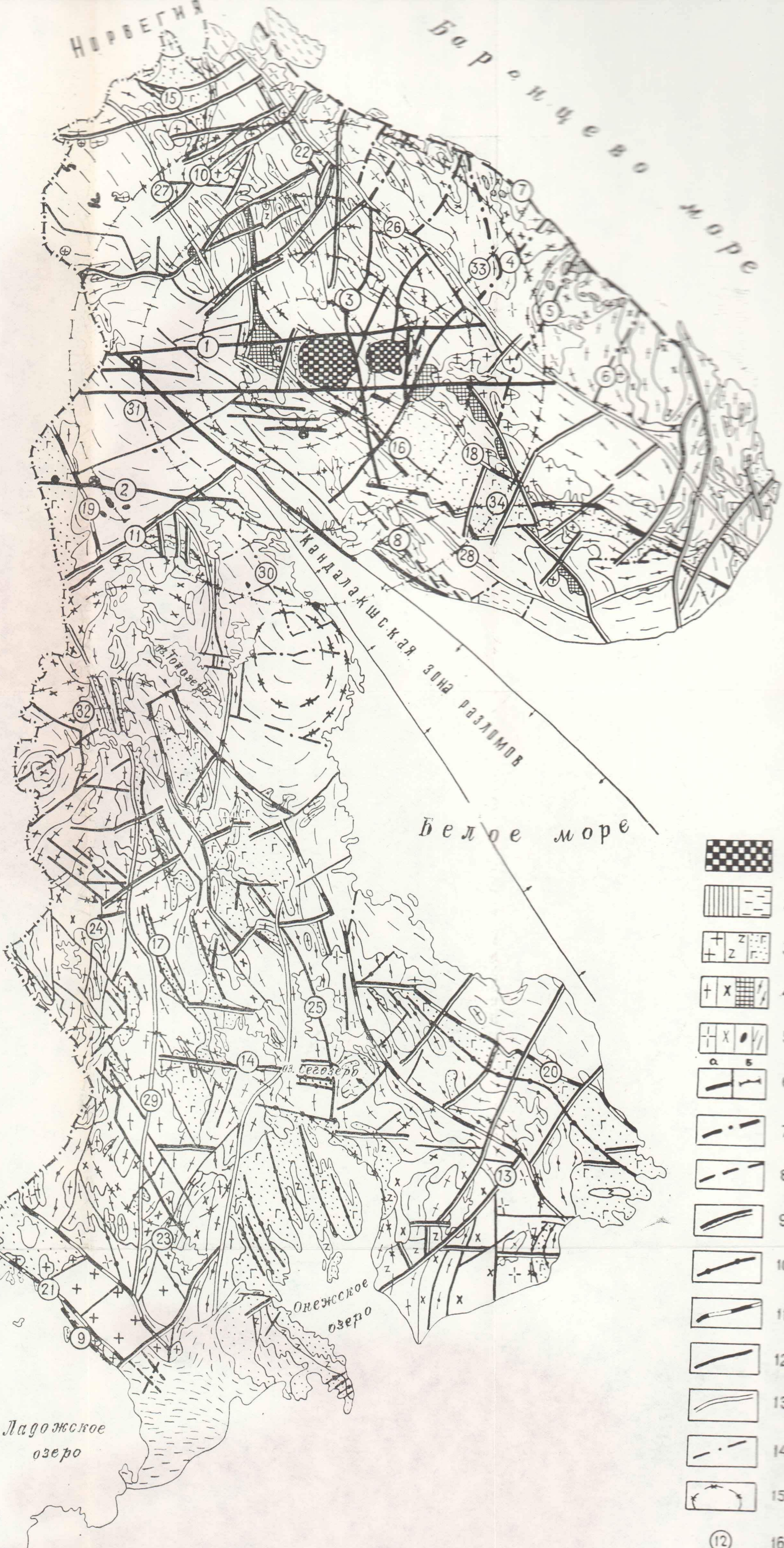
Рис. 1. Схема геоморфологического распределения месторождений песка и песчано-гравийной смеси в районе г. Медвежьегорска. (к стр. 96)

1 — трудно прослеживаемый уступ террасы 160—180 м; 2 — то же, террасы 140—160 м; 3 — уступ террасы 120—140 м; 4 — то же, 100—120 м; 5 — то же, 80—100 м; 6 — то же, 60—80 м; 7 — то же 40—60 м; 8 — то же, 37—40 м; 9 — то же, 33—37 м; 10 — месторождения и проявления песков с модулем крупности $>1,5$, с запасами: а) >1000 ; б) >500 ; в) >100 ; г) <100 тыс. m^3 ; 11 — то же, с модулем крупности 1,0—1,5 с запасами: а) >500 ; б) >1000 ; в) >500 ; г) >100 ; д) <100 тыс. m^3 ; 12 — глина ленточная и ее переслаивание с супесью и тонкозернистым песком; 13 — пески в смеси с гравием; 14 — пески в смеси с гравием и валунами; 15 — месторождение эксплуатируемое; 16 — месторождение выработанное; 17 — месторождение в зоне отчуждения и под постройками; 18 — месторождение в охранной зоне, зеленой зоне и под молодыми посадками; 19 — карьеры; 20 — отдельные площади и их наименование: I — Кальозерская озоподобная гряда, II — Соп — Сюршевская озоподобная гряда, III — Сандормохинская озоподобная гряда, IV — Ригозерское поле слабо вехолмленного рельефа, V — то же, в среднем течении р. Вички, VI — то же, в верхнем течении р. Салепицы, VII — Кумсинская тектоническая впадина

НОРВЕГИЯ

Баренцево море

Я
И
Д
Н
Я
Л
Н
И



Финский залив

Ладожское озеро

Онежское озеро

Кандалакшская зона разломов

Белое море

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16

72 коп.

2743