

**БЛОКОВАЯ ТЕКТОНИКА
И ПЕРСПЕКТИВЫ
РУДОНОСНОСТИ
СЕВЕРО-ЗАПАДА
РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

ЛЕНИНГРАД

1986

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ имени А. П. КАРПИНСКОГО (ВСЕГЕИ)

БЛОКОВАЯ ТЕКТОНИКА
И ПЕРСПЕКТИВЫ РУДОНОСНОСТИ
СЕВЕРО-ЗАПАДА
РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Сборник научных статей

5064

ЛЕНИНГРАД
1986



Блоковая тектоника и перспективы рудоносности северо-запада Русской платформы. Сб. науч. статей.— Л., 1986.— 137 с. (М-во геологии СССР. Всесоюз. ордена Ленина науч.-исслед. геол. ин-т им. А. П. Карпинского).

Рассматриваются вопросы блокового строения и перспективы рудоносности региона на северо-западе Русской платформы, геологически расположенного в пределах юго-восточной части Балтийского щита и его склонов. Результаты комплексных геолого-геофизических и геохимических исследований и вытекающие из них выводы последовательно излагаются в статьях, посвященных описанию блоков, зон разрывных нарушений, их геохимической специализации и потенциальной рудоносности. В ряде статей рассматриваются принципы и методика выделения и картирования блоков и других структур с использованием новейших методов структурной геофизики и космических данных. Большое внимание уделяется металлогеническим аспектам изучения глубинного строения и блоковой тектоники региона.

Сборник рассчитан на геологов и геофизиков, занимающихся вопросами прогнозирования в северо-западных районах Русской платформы и методикой металлогенического анализа.

Научные редакторы

Т. В. Билибина, А. В. Савицкий, А. А. Смыслов

ПРЕДИСЛОВИЕ

Сборник отражает развитие некоторых новых научных представлений в области тектоники и металлогении древних докембрийских структур (на примере Балтийского щита и его склонов) за последние 8—10 лет.

Необходимость публикации нового сборника по тектоническим и металлогеническим вопросам докембрия вызвана накоплением большого количества данных по Балтийскому щиту и другим щитам мира, а также дальнейшим развитием плодотворных идей в области тектонических представлений о геоблокочной делимости литосферы. Эти представления, выдвинутые советскими геофизиками (А. А. Борисов, Ю. И. Сытин и др.) и активно поддержанные геологами (Л. И. Красный, В. В. Белоусов и др.), являются инвариантными по отношению к многочисленным геотектоническим концепциям и наиболее полно и фактографически могут быть использованы в металлогенических построениях, в оценке потенциальной рудоносности морфологически и вещественно разнородных древних блоковых структур континентов. Такой подход к тектонике и металлогении, который был намечен в более ранних работах некоторых исследователей, в том числе и в работах авторов сборника, получил в последнее десятилетие дальнейшее развитие и поддержку.

Он предполагает комплексное использование результатов геологии, геофизики и геохимии и сравнительный анализ приповерхностного и глубинного строения региона, термодинамических и других особенностей его становления и развития в разные периоды геологической истории. В познании глубинного строения региона и его геологической эволюции большое значение имело изучение Кольской сверхглубокой скважины, которое дало уникальные и объективные параметры границ раздела в земной коре, «овеществило» интерпретацию структурной геофизики и выявило важные, ранее неизвестные особенности строения и рудоносности Печенгской протоорогенной структуры. В ряде статей сборника использованы результаты изучения этой скважины по материалам опубликованной монографии «Кольская сверхглубокая».

Все статьи связаны единой линией, раскрывающей общие и частные вопросы блоковой тектоники северо-запада СССР, а

также принципы и методы выделения блоков, роль геодинамики земной коры в формировании ее блокового строения, геохимическую эволюцию блоков и глубинные факторы метаморфизма.

В обобщающих статьях суммируются данные о потенциальной рудоносности блоковых и межблоковых структур докембрия с учетом последних материалов как по Балтийскому щиту, так и по другим регионам развития докембрия.

**ПРИНЦИПЫ И МЕТОДИКА ВЫДЕЛЕНИЯ БЛОКОВ
И ОСНОВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ
СЕВЕРО-ЗАПАДА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

Блоковое строение северо-запада Русской платформы и тесная связь с ним металлогенических особенностей региона признаются в настоящее время большинством исследователей [3, 5, 6, 7, 14 и др.].

Нами сделана попытка с максимально возможной точностью, достоверностью и объективностью выделить на изученной территории блоки I—IV порядка в соответствии с иерархией, предложенной [11], дать характеристику их строения и развития в пространстве, объеме и во времени, а также уточнить местоположение, определить параметры и особенности поведения на глубине зон ограничения этих блоков. Особое внимание обращено на блоки IV порядка, поскольку они (по ранее полученным нами данным) могут служить «элементарной ячейкой» при среднемасштабных металлогенических построениях в областях развития земной коры континентального типа, показательным примером которой является рассматриваемый регион.

За основу взяты среднемасштабные гравиметрические карты. При уточнении границ и внутреннего строения блоков широко использованы материалы сейсмических исследований по 28 профилям ГСЗ и МОВЗ, средне- и крупномасштабные карты магнитного поля, материалы электроразведки, а также петрофизических исследований.

Геофизические данные были проанализированы и синтезированы с геологическими, космофотоструктурными и геоморфологическими. При этом учтены материалы по Кольской сверхглубокой скважине [10 и др.], по 15 опорным (П. В. Соколов и др.) и большому числу структурно-картировочных скважин, а также обширные материалы собственных целенаправленных геолого-геофизических исследований.

В своих построениях мы базируемся на концепции слоистой блоковой структуры земной коры, предложенной и разработанной В. Е. Хайным, В. В. Белоусовым, А. В. Пейве и Н. А. Беляев-

ским. При этом геоблок нами понимается в толковании Л. И. Красного — как глыбовый элемент тектоносферы, отражающий ее специфическую делимость на крупные структуры, обладающие характерными чертами литогенеза, магматизма и метаморфизма, а также автономной историей геологического развития. В геолого-геофизическом аспекте проблема делимости («дискретности») земной коры связана с выделением блоковых структур и обоснованием их субгоризонтальной расчлененности [2, 3, 14]. В основе решения этой проблемы лежит выделение региональных зон глубинных разломов, представляющих планетарную сеть ограничений блоковых — объемных — структур различных порядков.

Выделенные блоки понимаются нами как крупные плотностные и сейсмические неоднородности литосферы. Как плотностная неоднородность литосферы гео- и мегаблоки отчетливо выражаются в гравитационном поле по характерной морфологии и интенсивности региональных аномалий, которые отражают влияние плотностных неоднородностей, находящихся на глубинах 80—100 км. Каждая из них отвечает крупным (мощностью 80—100 км) блокам литосферы с четко выраженной спецификой истории геологического развития. Это позволяет достаточно уверенно наметить главные черты сложнопостроенной блоковой структуры земной коры континентального типа рассматриваемого региона.

В настоящей работе принимается двухслойная модель строения земной коры: «гранитный» слой — «базальтовый» слой. Мы понимаем условность такой модели, но считаем ее более объективной и приемлемой, чем различные многослойные модели [4, 6—8 и др.]. В этом нас убеждают недостаточность и отрывочность сейсмических данных для изученного региона, неоднозначность интерпретации природы и нечеткость положения сейсмических границ, прерывистость этих границ и значительные вариации (от 0 до 50°) углов их наклона, а также широкий диапазон скоростных характеристик (нередко перекрывающихся) для различных слоев и высокая блоковая делимость региона.

Рис. 1. Схема блокового (с элементами глубинного) строения восточной части Балтийского щита и кристаллического фундамента северо-запада Русской платформы. Составили Г. П. Воеводова и А. В. Савицкий с использованием данных ПГО «Севзапгеология» и «Архангельскгеология».

1—6 — разрывные структуры: 1—2 — астеносферные глубиной свыше 130 км (1 — трансблоковые, 2а — ограничивающие геоблоки, 2б — ограничивающие мегаблоки), 3 — преимущественно мантийные, глубиной свыше 35 км, ограничивающие блоки III порядка, 4 — преимущественно коровые, ограничивающие блоки IV порядка, 5—6 — линейные зоны разуплотнения земной коры и соответствующие им волнообразные поднятия поверхности Мохо, отождествляемые с зонами: 5 — позднearerхейского гранитообразования в краевых частях зеленокаменных поясов (а), раннепротерозойской тектоно-метасоматической протоактивизации (б), 6 — позднепротерозойской (а) и палеозойской (б) тектоно-магматической активизации; 7 — разрывные структуры по космогеологическим и магнитометрическим данным; 8 — расчетные углы падения разрывных структур: а — до 60°, б — 60—75°, в — 75—80°; 9 — зоны складчато-разрывных дислокаций; 10 — морфотектоническая граница Балтийского щита (юго-восточная); 11—14 — блоки: 11 — геоблоки, 12 — мегаблоки, 13 — блоки III порядка, 14 — блоки IV порядка (табл. 1 и 2).

Таблица 1

Блочные структуры восточной части Балтийского щита*

Геоблок	Мегаблок	Сегмент	Блок IV порядка	Номер блока
Карело-Кольский — К	Мурманский — I	Западно-Мурманский — IA	Усть-Тулумский	1
			Териберский	2
		Восточно-Мурманский — IB	Дроздовский	3
			Иоканьгский	4
	Кольский — II	Западно-Кольский — IIA	Титовский	5
			Чудзъяврский	6
			Оленегорский	7
			Ловозерский	8
		Восточно-Кольский — IIB	Западно-Кейвский	9
			Кейвский	10
			Пурначский	11
		Печенгский — IIV	Печенгский	12
			Аллареченский	13
			Тулумский	14
	Имандра-Мезенский — IIГ	Мончетундровско-Титанский	15	
		Варзугско-Мунозерский	16	
		Понойский	17	
		Ондомозерско-Двинский	18	
		Западно-Мезенский	19	
Беломорский — III	Западно-Беломорский — IIIA	Гирвасский	20	
		Енский	21	
		Кенозерский	22	
	Восточно-Беломорский — IIIB	Терский	23	
		Кандалакшско-Архангельский	24	
		Кандалакшско-Онежский	25	
	Южно-Беломорский — IIIB	Паньгомский	26	
Сосновецкий		27		
Усть-Онежский		28		

Продолжение табл. 1

Геоблок	Мегаблок	Сегмент	Блок IV порядка	Номер блока
Карело-Кольский — К	Карельский — IV	Северо-Карельский — IVA	Яврский	29
			Куолярвинский	30
		Западно-Карельский — IVB	Войницкий	31
			Тулосозерский	32
		Центральнокарельский — IVB	Куйтозерский	33
			Шардозерский	34
			Тулумозерский	35
		Лехтинско-Шомбозерский — IVГ	Пяозерский	36
			Шомбозерско-Куйтозерский	37
			Сегозерский	38
Хаутаварско-Выгозерский — IVД	Выгский	39		
	Сямозерский	40		
Восточно-Карельский — IVE	Каменноозерский	41		
	Кожозерский	42		
	Восточно-Ундозерский	43		
Онежский — IVЖ	Повенецкий	44		
	Петрозаводский	45		
	Пудожский	46		
Южно-Карельский — IVЗ	Усть-Андомский	47		
	Ковжско-Белозерский	48		
Вологодский — IVК	Воже-Лачский	49		
	Кубенскоозерский	50		
	Пинежский	51		

Геоблок	Мегаблок	Сегмент	Блок IV порядка	Номер блока
Белорусско-Балтийский — Б	Ладожский — V	Саво-Ладожский — VA	Сортавальский	52
			Салминский	53
			Волковский	54
	Ленинградский — VB	Восточно-Ладожский — VB	Капшинский	55
			Тихвинский	56
			Верхнеясыский	57
Балтийский — VI		Выборгский	58	
		Невский	59	
Новгородский — VII	Западно-Новгородский — VIIA	Псковский	60	
		Ильменский	61	
		Крестцовский	62	
Восточно-Новгородский — VIIБ		Неболчинский	63	
		Рыбинский	64	

* Римскими цифрами обозначены блоковые структуры на рис. 1.

Существующая в современной литосфере сеть блоков и ограничивающих их дизъюнктивных структур (рис. 1, табл. 1), как показал анализ всей совокупности имеющихся данных, в том числе оригинальных радиогеохронологических, была заложена, скорее всего, в позднем архее (2600—2800 млн. лет). Ее окончательный рисунок оформился в позднем протерозое и палеозое, но сохранил многочисленные признаки первичной неоднородности литосферы (очертания гео- и мегаблоков, внутреннее строение Беломорского и Ладожского мегаблоков и др.).

Крупнейшая перестройка литосферы произошла в конце раннего протерозоя (1700—1950 млн. лет), что связано, по-видимому, с образованием астеносферы (Л. И. Салоп, 1983). Одной из характерных особенностей этого диастрофического цикла (карьельского, по Л. И. Салопу, 1982) явилось образование преимущественно субмеридиональных «линейных зон разуплотнения» —

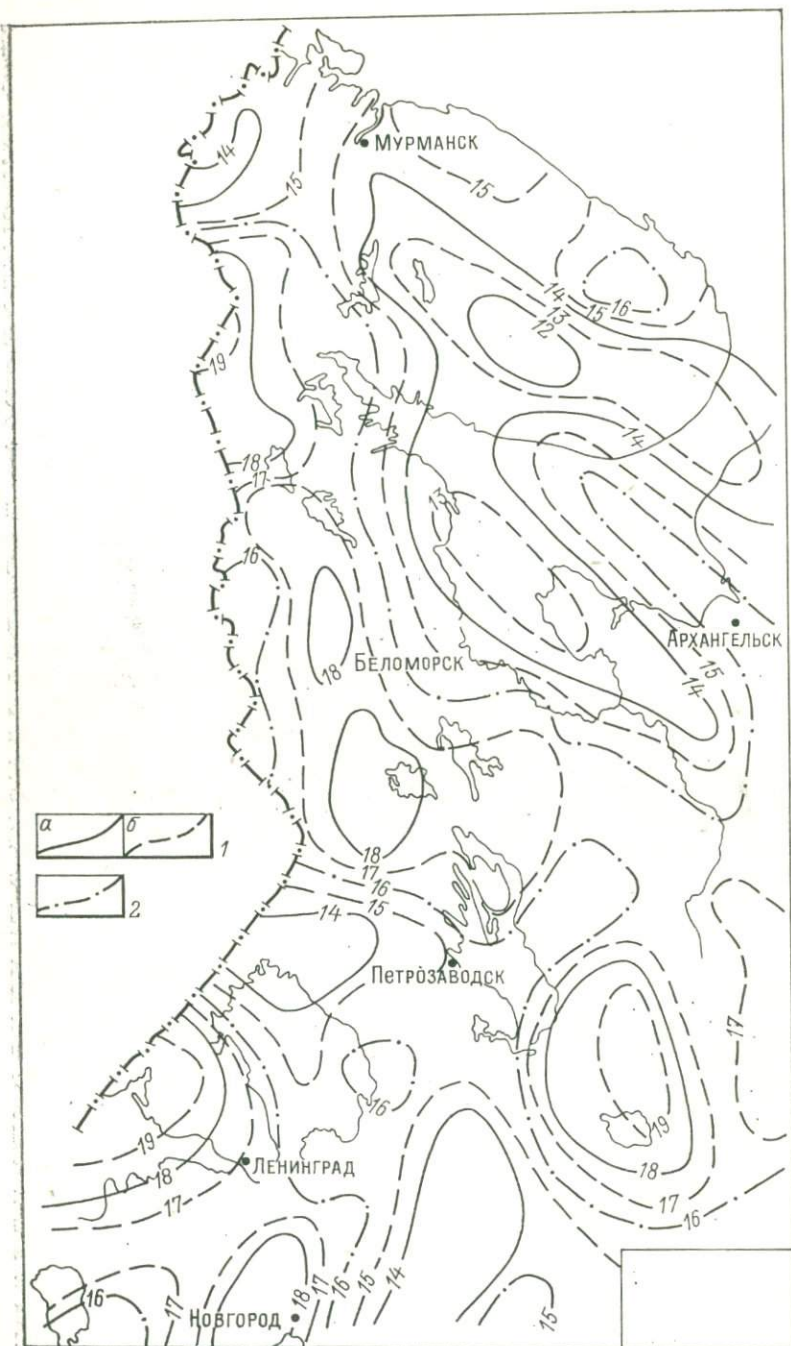
протяженных участков земной коры с увеличенной (до 20 км) мощностью «гранитного» слоя. Они имеют трансблоковый характер, но нередко приурочены к границам блоков II—IV порядка. В рельефе поверхности Мохо им соответствуют зоны чередования валообразных поднятий и грабенообразных опусканий при ведущей роли поднятий.

Неоднократные глыбовые перестройки в последующие геологические эпохи привели в основном к усложнению конфигурации и внутреннего строения блоков прежде всего за счет возникновения и становления крупных линейных трансблоковых тектонических зон, в первую очередь северо-восточного и субширотного простирання.

На данном этапе исследований для практического решения поставленных задач наиболее подходят основные положения теории изостазии и, в частности, то из них, которое определяет литосферу как слой изостаической компенсации мощностью, по расчетам В. А. Магницкого и А. А. Борисова [3], 100—200 км. В соответствии с этим была выбрана методика работ. Она состоит из ряда последовательных приемов, основанных на количественной интерпретации гравитационных аномалий.

1. Составление карты изолиний поверхности «гранитного» слоя, предположительно сопоставимой с поверхностью Конрада [1, 9]. С этой целью выполнены количественные расчеты региональных гравиметровых данных с использованием «аппарата изостазии» по методике Л. З. Злавдинова [9]. Она одновременно учитывает принцип изостаического равновесия (по Дж. Эри, 1855) и напряжение горизонтальных сил сцепления при условии упругого равновесия земной коры согласно закону Гука. Полученные данные позволяют принять: а) двухслойную модель строения земной коры — «гранитный» слой — «базальтовый» слой при средней плотности вещества первого из них (по петрофизическим данным) $\sigma = 2,70 \text{ г/см}^3$ и средних плотностях вещества «базальтового» слоя и верхней мантии (рассчитаны путем перевода граничных скоростей распространения продольных волн в плотности с использованием формулы Берча) соответственно $\sigma_2 = 2,95 \text{ г/см}^3$ и $\sigma_3 = 3,4 \text{ г/см}^3$, а земной коры в целом — $\sigma_0 = 2,85 \text{ г/см}^3$; б) существование компенсации основных форм рельефа за счет изменения мощности земной коры согласно Дж. Эри.

В качестве поверхности генерализованного рельефа в дополнение к методике Л. З. Злавдинова была использована среднемасштабная «карта вершинных поверхностей», построенная нами путем картографического и геоморфологического анализа неотектонических морфоструктур региона. Это позволило генерализовать рельеф с определенным радиусом осреднения, устранить влияние эрозионно-денудационных процессов эпохи новейшего эрозионного цикла и привести в соответствие первично-тектонический рельеф и изостаическую компенсацию.



Итоговая формула мощности земной коры имеет вид

$$H_{\text{Мохо}} = H_0 + \frac{\Delta\sigma_1 h}{(\Delta\sigma + \Delta\sigma_2) \Delta\sigma_2},$$

где $\Delta\sigma = \sigma_3 - \sigma_0$ — аномальная плотность средней плотности коры относительно мантии, г/см³; σ_1 — плотность пород выше уровня моря, г/см³; $\Delta\sigma_2 = \sigma_3 - \sigma_2$ — аномальная плотность «базальтового» слоя относительно мантии, г/см³; H_0 — нормальное значение мощности земной коры, составляющее для Балтийского щита 35 км; h — абсолютная отметка генерализованного рельефа, км.

Мощность «гранитного» слоя рассчитывается следующим образом:

$$H_{\text{гран}} = \frac{\sigma_0 - \sigma_1}{\sigma_2 - \sigma_1} H_0 + \frac{\Delta g}{2\pi f (\sigma_2 - \sigma_1)},$$

где f — постоянная гравитационная.

На основании выполненных расчетов составлена схема изолиний подошвы «гранитного» слоя (рис. 2) и получены значения мощности «гранитного» слоя для блоков разного порядка (табл. 2), использованные для объемной характеристики этих блоков (рис. 1) и установления их границ.

2. Составление схем рельефа поверхности Мохо и вертикальной неоднородности земной коры. Для этого использована методика Ю. Ф. Сапрыкина, реализованная в его программе «Изостазия». Она составлена исходя из предположения о существовании изостаического равновесия блоков земной коры и мантии с компенсацией на уровне подошвы земной коры (по схеме С. Н. Люстиха) и позволяет использовать данные гравиметрии и топогеодезии для определения физических параметров коры. Определение этих параметров производится при фиксированной средней мощности 35 км и средней плотности земной коры 2,85 г/см³, мощности гравитационно-активного слоя 11,5 км и его средней плотности 2,74 г/см³. Основное уравнение изостазии:

$$\sigma_{з,к} H_{з,к} = \sigma_m H_2, \quad H_2 = H_{з,к} - d - h_p,$$

где σ_m — средняя плотность мантии, г/см³; $\sigma_{з,к}$ — средняя плотность земной коры, г/см³; h_p — высота рельефа, км; d — уровень «свободной мантии», км; H_2 — мощность земной коры ниже уровня d , км.

На основе расчетов методом последовательных приближений по программе «Изостазия» вычислены глубины залегания границы Мохо и коэффициенты вертикальной неоднородности зем-

Рис. 2. Схематическая карта изолиний подошвы «гранитного» слоя. Составила Г. П. Воеводова по методике З. Л. Злавдинова [9].

Изолинии: 1 — основные (а), дополнительные (б); 2 — оконтуривающие крупные фрагменты земной коры.

Коэффициент вертикальной неоднородности земной коры	Типы блоков по особен			
	Мощность земной коры (км)			
	28—34, I		34—38,	
	Мощность слоя (км), отождествляемого			
	11—15 I ₁	15—18 I ₂	18—21 I ₃	11—15 II ₁
0,95—0,97	—	—	—	6, 11, 15, 54 II ₁ ³
0,93—0,95	—	38 I ₂ ²	—	3, 7, 9, 20 35, 45 II ₁ ²
0,90—0,93	10, 14 I ₁ ¹	42, 44, 47 I ₂ ¹	29, 30, 33 34, 48 I ₃ ¹	13, 23 II ₁ ¹

ной коры, выражающие отношение плотности верхней части земной коры к средней плотности земной коры в целом (табл. 2). Установлено, что уменьшение значений этого коэффициента связано с возрастанием роли и количества гранитного вещества в земной коре. Его минимальные значения свойственны «линейным зонам разуплотнения» преимущественно субмеридионального простирания (рис. 1).

На основании полученных данных построена схема рельефа поверхности Мохо (рис. 3), а также схема вертикальной неоднородности земной коры, которые послужили основой для составления карты блокового с элементами глубинного строения территории северо-запада Русской платформы (рис. 1).

Как показало сопоставление рассчитанных нами глубин залегания поверхности Мохо в Приладожье с данными МОВЗ (Н. И. Булин, 1969) и МОВ (В. Г. Кокорина, 1976) для того же района, точность наших построений не превышает ± 2 км. Глубины залегания поверхности Мохо в районах городов Кировска (36—38 км), Ловозеро (40 км) и Ковдора (40—42 км), рассчитанные нами и Н. В. Шаровым, полностью совпадают. Такой же результат получен при сравнении глубины залегания сейсмической границы, рассматриваемой как поверхность Мохо, под Кейвским синклином — 30—32 км (данные И. В. Литвиненко

ностям глубинного строения

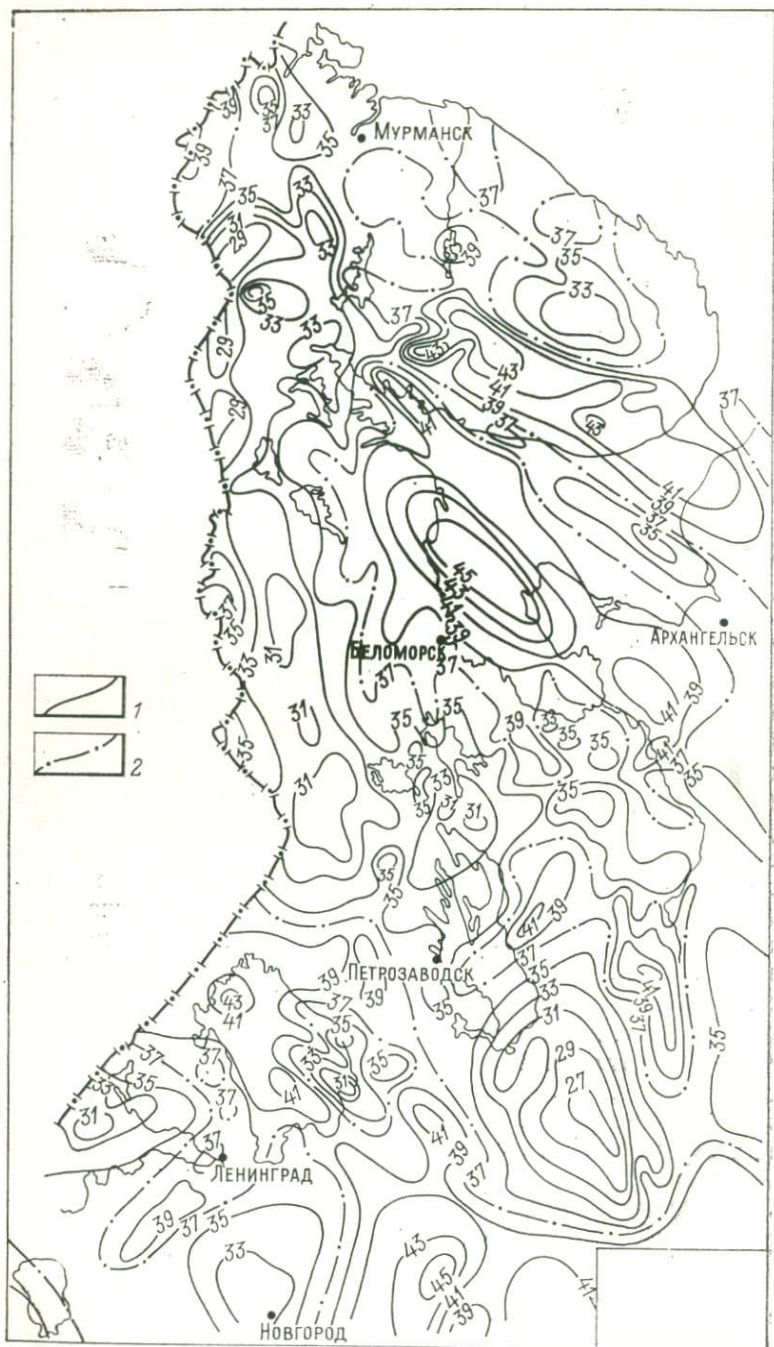
и индекс типов блоков						
II		38—42, III			42—46, IV	
с «гранитным», и индекс подтипов блоков						
15—18 II ₂	18—21 II ₃	11—15 III ₁	15—18 III ₂	18—21 III ₃	11—15 IV ₁	15—18 IV ₂
4, 37, 46 II ₂ ³	—	8, 12, 17, 19, 52 III ₁ ³	25, 55 III ₂ ³	49 III ₃ ³	16, 18, 26 IV ₁ ³	27 IV ₂ ³
25, 22, 31 32, 36, 40 41, 53, 57 II ₂ ²	—	60 III ₁ ²	39, 50, 56 59, 64 III ₂ ²	—	62 IV ₁ ²	—
1, 21, 24, 28, 43, 51, 61, 63 II ₂ ¹	58 II ₃ ¹	—	—	—	—	—

и наши). Вычисленная нами плотность пород верхней части земной коры в районе Кольской сверхглубокой скважины на глубинах до 11 км ($2,93 \text{ г/см}^3$) совпадает с измеренной [10]. Качественная характеристика глубинного строения Балтийского щита, полученная нами, совпадает с характеристикой, составленной З. А. Крутиховской [12] на основании анализа магнитного поля: блокам существенно фемического состава соответствуют погружения поверхности Мохо, а блокам с преобладанием сиалической составляющей — утонения коры.

3. Вычисление гравитационного эффекта аномальных масс. Расчет гравитационного эффекта аномальных масс, расположенных на разных, конкретно заданных глубинах, осуществлен с помощью математического аппарата спектрального анализа. Для этого использована трансформация Саксова — Нигарда:

$$U_{mp(0,0,0)} = \frac{\overline{\Delta g}_{(\rho_1,0)} - \overline{\Delta g}_{(\rho_2,0)}}{\rho_2 - \rho_1},$$

где $\overline{\Delta g}_{(\rho_1,0)}$ и $\overline{\Delta g}_{(\rho_2,0)}$ — средние значения аномалий силы тяжести на окружности с радиусами соответственно ρ_1 и ρ_2 , мГл. Глубинная характеристика этой функции достигает максимума при



Z, связанном с радиусами окружностей ρ_1 и ρ_2 соотношением

$$Z = \sqrt{\frac{\rho_2^2 \left(\frac{\rho_1}{\rho_2}\right)^{4/5} - \rho_1^2}{1 - \left(\frac{\rho_1}{\rho_2}\right)^{4/5}}}$$

Сопоставление рассчитанного гравитационного эффекта аномальных масс, расположенных на глубине около 36,5 км ($\rho_1 = 20$ км, $\rho_2 = 40$ км), и поверхности Мохо (рис. 3) свидетельствует об их явном соответствии и позволяет предположить, что выявленные на основе принятой нами методики закономерности строения поверхности Мохо доказательны и реальны.

4. Совместный анализ разрезов и спектров естественных полей. С помощью этого анализа выявлены определенные закономерности и особенности распределения физических неоднородностей в земной коре и верхней мантии, учитывая которые для составления карт полосового спектра Саксова — Нигарда, можно выбирать и использовать радиусы осреднения, отвечающие глубинам пологозалегающих неоднородностей:

ρ_1 , км	ρ_2 , км	$\frac{\rho_1}{\rho_2}$	$Z=0,85 \cdot \rho_2$, км
80	160	0,5	136
40	80	0,5	68
20	40	0,5	36,5
10	20	0,5	17
5	10	0,5	8,5

На указанных трансформациях по зонам максимальных градиентов проведены разломы, ограничивающие блоки. Основные особенности межблоковых разломов сводятся к следующему: а) разломы, разделяющие гео- и мегаблоки (блоки I и II порядка) и отмечающиеся на картах трансформаций $\Delta g_{\rho_1=80\text{км}} - \Delta g_{\rho_2=160\text{км}}$, достигают глубины 130 км и предположительно являются астеносферными; б) разломы, разделяющие блоки III порядка и отмечающиеся на картах трансформаций $\Delta g_{\rho_1=20\text{км}} - \Delta g_{\rho_2=40\text{км}}$, прослеживаются до глубины 36,5 км и относятся нами к мантийным; в) разломы, разделяющие блоки IV порядка и отмечающиеся на картах трансформаций $\Delta g_{\rho_1=10\text{км}} - \Delta g_{\rho_2=20\text{км}}$, проникают до глубины 17 км и опреде-

Рис. 3. Схематическая карта изолиний поверхности Мохо. Составила Г. П. Воеводова по методике Ю. Ф. Сапрыкина (1982).

Изолинии: 1 — с сечением 2 км; 2 — околтуривающие крупные фрагменты мантии.

ляются нами как коровые; г) внутриблоковые разломы, фиксирующиеся на картах трансформаций $\Delta g_{\rho_1=5 \text{ км}} - \Delta g_{\rho_2=10 \text{ км}}$, имеют соответственно глубину проникновения 5—8 км и рассматриваются нами как внутрикоровые (разломы малых глубин).

При совместном анализе разноглубинных трансформаций («послойных вырезок») с использованием «аппарата совмещения» вычислены направления и углы падения зон разломов. Оказалось, что большинство из зон, ограничивающих блоки III и IV порядка, испытывают тенденцию к сближению на глубинах 30—50 км. Наметилась еще одна особенность поведения межблоковых зон с увеличением глубины: их углы и направления падения варьируют; углы падения при этом уменьшаются, уменьшается и мощность зон.

Большинство рассчитанных центров аномалиеобразующих масс сосредоточено в верхней части разреза земной коры; это соответствует максимальной структурно-вещественной неоднородности верхнего слоя консолидированной земной коры [5]. С глубиной количество «особых точек» уменьшается, что отвечает более однородному составу нижнего слоя земной коры и верхней мантии.

Установлено, что степень неоднородности строения земной коры в блоках, как в верхних, так и в нижних частях их разреза, прямо зависит от интенсивности и длительности структурно-вещественных преобразований, происходивших в течение геологической истории развития блоков. Наиболее однородными являются блоки, сохранившие свой первоначальный облик почти без изменений. Максимальная неоднородность земной коры фиксируется в тех блоках, которые после своего образования в позднем архее испытали активизацию в конце раннего протерозоя (1700—1950 млн. лет), а также в рифее (1260—1400 млн. лет) и палеозое (320—400 млн. лет).

Кратко охарактеризуем некоторые результаты выполненных построений, оговорив предварительно, что в геологическом, геохимическом и металлогеническом аспектах они рассматриваются в статьях Т. В. Билибиной, А. В. Савицкого и В. К. Титова с соавторами, помещенных в настоящем сборнике.

В изученном регионе (рис. 1) выделяются два геоблока — Карело-Кольский и Белорусско-Балтийский. Первый из них состоит из четырех мегаблоков (Мурманский, Кольский, Беломорский и Карельский); второй, большая часть которого находится за пределами территории, представлен Ладожским мегаблоком и частью Балтийского мегаблока. Перечисленные структуры подразделяются на блоки III порядка (сегменты) и блоки IV порядка. Всего выделяется 64 блока IV порядка. Их наличием, строением и взаимодействием определяется, с нашей точки зрения, складчато-блоковое строение и металлогенические особенности различных частей региона. По совокупности геофизических признаков структуры одного порядка выделяются с удов-

летворительной достоверностью и достаточно отчетливо отличаются от структур более высокого и более низкого порядка (табл. 2).

Мурманский, Кольский и Беломорский мегаблоки характеризуются неоднородным строением, сложены небольшими по размерам и очень контрастными блоками IV порядка. В них наряду с типично салическими (Кейвский блок) отмечаются типично фемические (Имандра-Мезенский блок). Карельский мегаблок образован блоками III порядка, приблизительно равными по размерам и менее контрастными по своему выполнению (рис. 1). В его составе широко представлены блоки IV порядка салического профиля (Повенецкий, Шардозерский и др.), подчиненно — блоки фемического и салически-фемического профилей. В строении Ладожского и Балтийского мегаблоков участвуют приблизительно одинаковые по размерам и форме изометричные блоки IV порядка. Среди них присутствуют и салические, и фемические, и салически-фемические.

Мощность земной коры в регионе колеблется от 28 до 46 км (рис. 3). Мурманский, Кольский и Беломорский мегаблоки отмечаются в целом меньшими значениями земной коры, чем Ладожский. Самая маломощная земная кора определена в Карельском мегаблоке. В его пределах выделяются: Северо-Карельский, Онежский и Южно-Карельский блоки III порядка с мощностью земной коры до 33 км. Аналогичными цифрами характеризуются Выборгский (в Ладожском мегаблоке) и Кейвский (в Кольском мегаблоке) блоки IV порядка. Наибольшая мощность земной коры характерна для Имандра-Варзугского и Южно-Беломорского блоков III порядка. Сопоставимой с ними, но менее мощной корой отличаются Ладожский и Ленинградский блоки III порядка и Кубенско-Озерский блок IV порядка.

Наблюдается различие блоков по мощности «гранитного» слоя (рис. 1, табл. 2). Наименьшими значениями этого параметра характеризуется Кольский мегаблок (меньше 14 км), а наибольшими — Карельский и Балтийский мегаблоки (более 17 км). Мощности «гранитного» слоя Мурманского и Беломорского мегаблоков примерно равны. В пределах Карельского мегаблока максимальные значения мощности «гранитного» слоя присущи Куоляярвинскому, Пяозерскому, Лехтинско-Шомбозерскому, Ковжско-Белозерскому и Воже-Лачскому блокам IV порядка. Выборгский блок IV порядка в пределах Ленинградского сегмента и Псковский блок IV порядка в пределах Балтийского мегаблока также выделяются максимальными мощностями «гранитного» слоя.

Еще более контрастная картина размещения салических блоков наблюдается при их сравнении по коэффициенту вертикальной неоднородности земной коры ($K_{в.н}$). К типично салическим, наиболее насыщенным гранитоидными породами структурам

($K_{в.н} < 0,92$) относятся в пределах Карельского мегаблока Северо-, Центральнo-, Восточно- и Южно-Карельский, а также Онежский сегменты, а в Кольском мегаблоке — Кейвский блок IV порядка. Наименее насыщены гранитоидами ($K_{в.н} > 0,95$) Беломорский мегаблок, Имандра-Мезенский и Ленинградский сегменты (табл. 2).

Границей Карело-Кольского и Белорусско-Балтийского геоблоков является изобилующая изгибами по простиранию и падению зона линейных неоднородностей гравимагнитного поля, погружающаяся в северо-восточном направлении на глубину более 130 км. В том же направлении погружаются граничные зоны всех выделенных мегаблоков, фиксируемые в верхних частях земной коры. Здесь углы падения около 60° . С глубиной они выполаживаются или меняют направление падения на обратное. Границы блоков II—IV порядка представлены, как правило, линейными зонами разломов, среди которых отмечаются астеносферные, мантийные, коровые и внутрикоровые (малых глубин) структуры. Астеносферные, мантийные и частью коровые разломы проявляются как зоны градиентов гравимагнитного поля, подчиненно — как «зоны разуплотнения» — линейными минимумами Δg , являющимися отражением участков земной коры с увеличенной мощностью «гранитного» слоя и валлообразным поднятием поверхности Мохо.

В Карельском мегаблоке разломы, ограничивающие блоки более высоких порядков, характеризуются преимущественно пологими углами наклона. В Кольском и Мурманском блоках II порядка преобладают крутопадающие межблоковые разломы. Вероятно, можно говорить о преобладании в этих блоках II порядка вертикальных глыбовых перемещений. В Карельском и Беломорском блоках II порядка, а также в северной части Белорусско-Балтийского геоблока отмечаются пологие разрывные структуры типа шарьяжей.

Выводы

1. Основными принципами выделения блоков являются: а) принятие слонсто-блоковой структуры литосферы и ее дискретности; б) принятие двухслойной модели строения земной коры; в) получение характеристики блоков в трехмерном измерении: в пространстве, объеме и во времени; г) комплексный анализ геофизических, геологических и других данных при решающей роли материалов гравиметрии.

2. Основные особенности методики исследований заключаются в следующем: а) все построения базируются на данных количественной интерпретации гравитационных аномалий с использованием положений изостазии; б) карты блокового строе-

ния составляются на основе сравнительного анализа и синтеза карт и схем глубинных границ и вертикальной неоднородности земной коры, а также карт полосового спектра Саксова — Нигарда.

3. По сравнению с предыдущими исследованиями: а) впервые установлена специфическая особенность строения земной коры региона — широкое развитие линейных «зон разуплотнения» преимущественно субмеридионального простирания, имеющих важное значение для металлогении региона; б) впервые рассчитана глубина залегания, параметры и направление падения зон ограничения блоков I—IV порядка; отмечена изменчивость углов и направления падения этих зон по простиранию и с глубиной.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев Б. А., Клушин И. Г. Геологическое истолкование гравитационных аномалий. Л., Недра, 1965. 495 с.
2. Белоусов В. В. Основы геотектоники. М., Недра, 1975. 331 с.
3. Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., Недра, 1967. 303 с.
4. Геофизические исследования восточной части Балтийского щита/Ред. М. И. Голод. Петрозаводск, 1980. 184 с.
5. Дедеев В. А., Шустова Л. А. Геоблоки европейской части СССР. Доклад на заседании президиума Коми филиала АН СССР 16 сентября 1976 г. Сыктывкар, 1976. 49 с. (АН СССР. Коми филиал. Серия прerinтов «Научные доклады». Вып. 25).
6. Земная кора восточной части Балтийского щита/Ред. К. О. Кратц. Л., Наука, 1978. 230 с.
7. Земная кора и металлогения юго-восточной части Балтийского щита/Ред. К. О. Кратц. Л., Наука, 1983. 304 с.
8. Земная кора окраин материков и внутренних морей/Ред. Н. А. Беляевский. М., Наука, 1975. 214 с.
9. Злавинов З. Л. Изучение строения земной коры по гравиметрическим данным. Алма-Ата, Наука, 1974. 119 с.
10. Кольская сверхглубокая. Исследования глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины/Ред. Е. А. Козловский. М., Недра, 1984. 490 с.
11. Косыгин Ю. А. Основы геотектоники. М., Недра, 1974. 215 с.
12. Некоторые результаты изучения регионального магнитного поля Карелии/З. А. Крутиховская, Л. Д. Кливаленко, С. В. Елисеева, В. С. Сукач.— Геофизический журнал, 1983, т. 5, № 3, с. 10—19.
13. Ушаков С. А., Кросс М. С. Сила тяжести и вопросы механики недр Земли. М., Недра, 1972. 157 с.
14. Ханн В. Е., Михайлов А. Е. Общая геотектоника. М., Недра, 1985. 326 с.

**БЛОКОВАЯ ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА ЗЕМНОЙ КОРЫ
СЕВЕРО-ЗАПАДА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ПРИНЦИПЫ
ПРОГНОЗИРОВАНИЯ РУДОНОСНЫХ СТРУКТУР**

Проблемы блокового строения земной коры в глобальном масштабе находят свое решение при планетарных тектонических обобщениях [1, 3, 6, 10]. В региональном масштабе эти вопросы возникают при изучении глубинного строения щитов древних платформ.

В настоящей статье приводятся уточненные данные о блоковом и глубинном строении северо-запада Русской платформы и впервые рассматривается металлогеническая специализация блоков.

Северо-запад Русской платформы является уникальной окраинно-материковой геоструктурой. Современные границы ее находятся у бортов зоны, переходной от континента к океану, в полосе шельфа Белого, Баренцева и Северного морей. Окраинно-материковое положение Балтийского щита, включая склоны, определяет его как область максимального напряжения геодинамических движений литосферы. В общем плане Балтийский щит испытал, начиная с позднего протерозоя, погружение его западной части с формированием скандинавской ветви Британско-Норвежской системы каледонид. Восточная часть щита в это время приподнималась и испытала воздействие разнородных геодинамических напряжений в области материкового склона Баренцева и Белого морей и в контакте с Русской плитой. Общая тенденция к поднятию восточной части щита возникла еще в позднем архее, о чем свидетельствует преобладание в геологическом строении Карело-Кольского региона раннеархейской коры. В такой геодинамической обстановке восточная часть Балтийского щита подверглась блоковым расколам и смещениям разного рода.

Общая схема блокового деления рассматриваемой части щита и глубинности заложения поверхностных структур была выявлена И. В. Литвиненко [7], а затем усовершенствована К. О. Кратцем, Р. В. Былинским и др. [4], Т. В. Билибиной, Р. В. Былинским, М. А. Корсаковой и др. [8], М. В. Муратовым [9] и др. Анализ данных о глубинном строении северо-запада Русской платформы, проведенный А. В. Савицким и Г. П. Воеводовой и опубликованный в этом сборнике, показал, что в условиях тенденции к поднятию земная кора приобрела двухслойное строение при мощности всей коры 28—42 км и слоя, сопоставимого с «гранитным», 11—21 км. В погруженных частях фундамента на склонах щита мощность коры достигает 46 км.

В эпоху первой консолидации литосферы (2500—2400 млн.

Характеристика структурно-формационных комплексов

№ СФК	Тектонический режим	Цикл диастрофизма	Наименование комплекса	Радиологический возраст, млн. лет
X	Платформенный		Кайнозойский — KZ	<20
		Терский		
IX	Активизационный Платформенный	-----	Палеозойский — PZ	270—570 300—400
		Хибинский		
VIII	Платформенный		Вендский — V	570—650
		Ижорский		
VII	Активизационный Платформенный	Позднерифейский — Rf ₃ и среднерифейский — Rf ₂ (нерасчлененные)	650
		Выборгский		
VI	Платформенный Миогеосинклиналь- ный	Раннерифейский — Rf ₁	1650
		Карельский		
V	Протоплатформен- ный Активизационный	Вепсийский — Vr и хог- ландский — HG (не- расчлененные)	1650—1800
IV	Интракратонный геосинклинальный Протоактивизацион- ный	Ладожский — LD Карельский — KR	1800—2500 1800—2150
		Селецкий		

№ СФК	Тектонический режим	Цикл диастрофизма	Наименование комплекса	Радиологический возраст, млн. лет
IV	Протоорогенный		Сегозерско-онежский (ятулийско-суйсарский) — SG—Op	2150—2300
	«		Сариолийский	2300—2500
		Ребольский		
III	Протогеосинклинальный	-----	Сумийский — SM	2500—2600
II	»		Лопийский — Lp	2600—3000
I	Пермобильный	-----	Саамийский — SA	3000—3400

Примечание. ... — разрыв, стратиграфический перерыв, химические коры выветривания полного профиля. ----- — разрыв, стратиграфический перерыв, коры выветривания.

лет) сформировалась кора преимущественно салически-фемического состава, соответствующая веществу слоя, идентифицируемого с «гранитным» (тонாலитовая кора). По своему строению эта кора, надстроенная и активизированная в протерозое и фанерозое, отличается от других участков литосферы и выступов фундамента Русской платформы более высокой степенью блоковой делимости.

В общей схеме эволюции земной коры этого региона выделено 10 структурно-формационных комплексов (СФК), соответствующих главным стратиграфическим комплексам или подкомплексам, разделенным поверхностями несогласия (табл. 1), главными из которых с корой выветривания полного профиля являются досариолийская, довендская и допалеозойская.

Блоковое строение северо-запада Русской платформы

По сумме геологических и геофизических данных докембрийский фундамент Русской платформы и перекрывающий его плитный покров принадлежат к двум геоблокам — Карело-Кольскому и Белорусско-Балтийскому. Геоблоки разделены глубокопроникающими межблоковыми швами (граничными поверхностями), верхняя часть которых наращивается прогибами различ-

ного генезиса. Блоки более высоких порядков относятся к категории мегаблоков (II порядок) и блоков III и IV порядка.

Более молодыми по отношению к блокам являются секущие наложенные активизационные сооружения I порядка, или разломно-блоковые зоны — Балтийско-Мезенская и Хибинская, входящая в состав трансблоковой зоны Осло — Альнё — Хибинны [4]. Тектонический план северо-запада Русской платформы определяется, наряду с другими геоструктурами, многообразием типов разрывных дислокаций. Среди них особое значение имеет Ладожско-Баренцевоморская зона мантийно-коровых разломов, соответствующая субмеридиональному шву перегиба и коробления земной коры в пределах Карело-Кольского региона. Эта зона выражена, кроме обычных для нее разрывных нарушений с бластомилонитовым заполнением, системой пониженных градиентов силы тяжести, или зон разуплотнения*.

Блоки и межблоковые швы

Большую часть региона занимает сложнопостроенный Карело-Кольский геоблок, в состав которого входят Мурманский, Кольский, Беломорский и Карельский мегаблоки, сложенные гнейсовыми и мигматит-гнейсовыми образованиями саамийского СФК (рис. 1). Мегаблоки различаются по составу докембрийской коры и по характеру граничных поверхностей.

Граничная поверхность Мурманского мегаблока с Кольским представлена взбросом с углом падения $65\text{--}70^\circ$ на северо-восток. Саамийские гнейсовые и гранит-мигматитовые комплексы Мурманского мегаблока надвинуты на Кольский мегаблок. Положение взбросовой поверхности фиксируется локальными надвигами, взбросами и сбросами с милонитовым и бластомилонитовым заполнением [4]. Северная граница Мурманского блока отмечена на сейсмическом разрезе в шельфе Баренцева моря до появления мощного осадочного слоя [7, 10]. Граничная поверхность Беломорского и Кольского мегаблоков фиксируется разновозрастными разрывными нарушениями и обычно затушевана процессами полиметаморфизма и гранитизации. К зоне сочленения этих мегаблоков, изогнутой по латерали и вертикали, приурочены системы протоорогенных прогибов — Печенгского и Имандра-Варзугского, разделенных блоками архейд. Вдоль перегибов граничной поверхности располагаются надвиги и взбросы, по которым беломорские гнейсы поддвинуты под протерозойские структуры Имандра-Варзугского прогиба под углами $60\text{--}70^\circ$. Граничная поверхность Беломорского и Карельского мегаблоков, усложненная наложением Куола-Шомбозеро-Кожозерской системы протоорогенных впадин и прогибов, имеет крутое падение на северо-восток под углом $65\text{--}75^\circ$ и резко изгиба-

* См. статью Г. П. Воеводовой, А. В. Савицкого в настоящем сборнике.

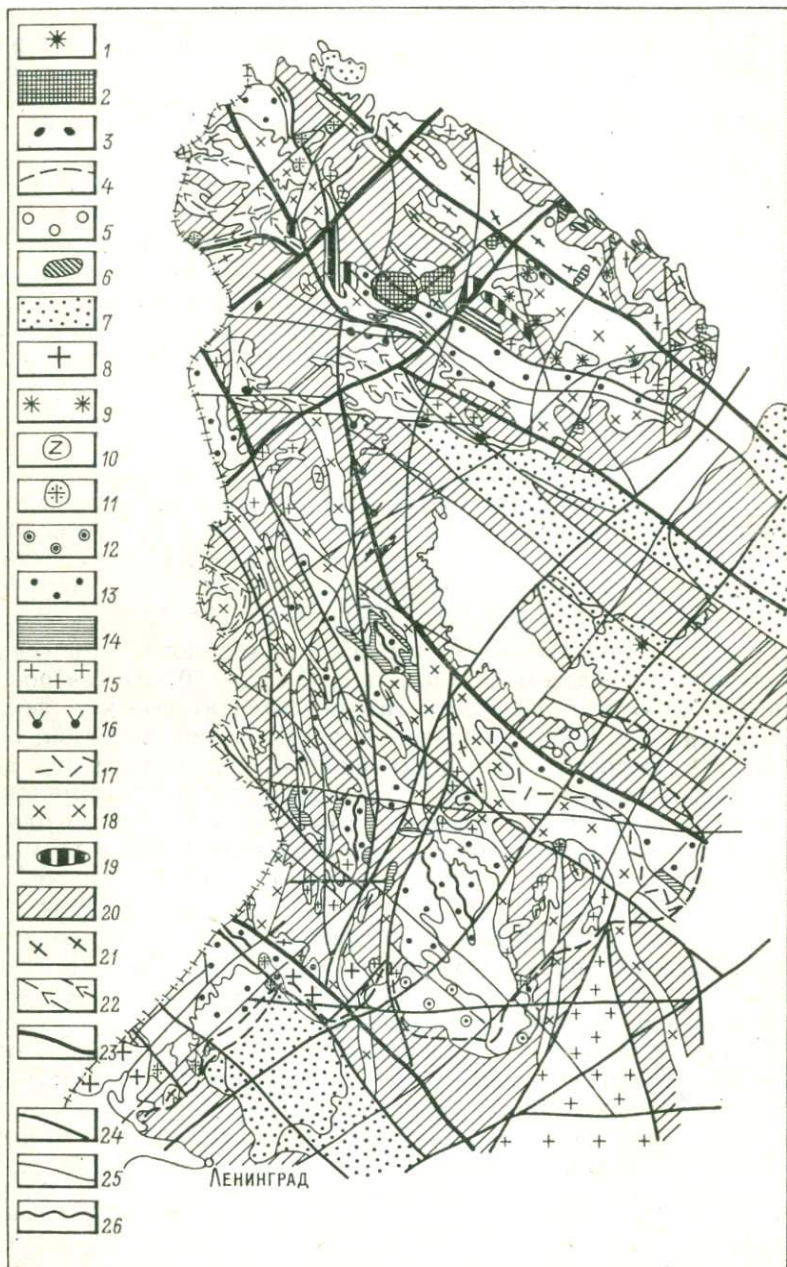
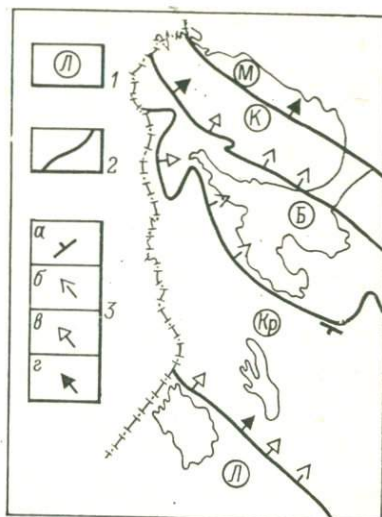


Рис. 2. Схема соотношения мегаблоков северо-запада Русской платформы. Составила Т. В. Билибина.

1 — основные мегаблоки и их индексы: М — Мурманский, К — Кольский, Б — Беломорский, Кр — Карельский, Л — Ладжский; 2 — разломы, ограничивающие мегаблоки; 3 — расчетные углы падения граничных поверхностей разломов: а — 30—45°, б — 45—60°, в — 60—75°, г — 75—85°.



ется у северо-западного фланга. На глубине ей соответствует подъем поверхности Мохо на уровне 32—36 км (рис. 2). Граница разновозрастных Карело-Кольского и Белорусско-Балтийского геоблоков изогнута и круто падает на северо-восток под углом 65—75°.

Характер граничных поверхностей геоблоков позволяет предположить выжимание наиболее глубоких слоев земной коры и надвигание их на погружающиеся протерозойские сооружения, что может быть связано с перестройкой земной коры в позднем протерозое — палеозое.

Геодинамическое развитие северо-запада Русской платформы в своей основе определяется характером перемещений мегаблоков в литосфере. Главные признаки мегаблоков, систематизированные в табл. 2, показывают их существенные различия.

Рис. 1. Схема структурно-формационных комплексов Карело-Кольского региона. Составили В. С. Зайцев и А. В. Савицкий.

СФК (геологические формации): 1—3 — палеозойский активизационный (1 — щелочно-базальтоидная, 2 — агапитовых нефелиновых сиенитов, 3 — щелочных ультраосновных пород и карбонатитов); 4 — граница осадочного чехла Русской платформы; 5 — вендский платформенный (осадочные и осадочно-вулканогенные); 6—7 — рифейский протоактивизационный (6 — трапповая, 7 — осадочные и осадочно-вулканогенные нерасчлененные); 8—12 — нижнепротерозойский (вепсийско-хогландский) протоактивизационный (8 — габбро-анортозит-гранитов рапакиви, 9 — щелочных гранитов и сиенитов, 10 — щелочных габброидов, 11 — гранитовая, 12 — осадочные и осадочно-вулканогенные нерасчлененные); 13—14 — нижнепротерозойский (карельский) протоорогенный (13 — осадочные и осадочно-вулканогенные ладожийские, суйсарские и ятулийские нерасчлененные, 14 — осадочные и осадочно-вулканогенные сарнолийские); 15—17 — верхнеархейский (сумийский) протоорогенный (15 — гранитовая и чарнокит-гранитовая нерасчлененные, 16 — перидотит-пироксенит-норитовая, 17 — туфо-липарит-базальтовая); 18—20 — верхнеархейский (лолийский) протогейсинклинальный (18 — мигматит-гранитовая, 19 — габбро-анортозитовая, 20 — осадочные и осадочно-вулканогенные нерасчлененные); 21—22 — нижнеархейский (свамийский) протогейсинклинальный (21 — мигматит-плагногранитовая, мигматит-плагногранит-гранитовая, осадочные и осадочно-вулканогенные нерасчлененные, 22 — «гранулитовый комплекс»); 23—25 — разломы: 23 — межблоковые, 24 — трансблоковые, 25 — внутриблоковые; 26 — зоны складчато-разрывных дислокаций.

Характеристика мегаблоков

Наименование мегаблока	Геологический комплекс саамийской коры	Метаморфическая фация (возраст в млн. лет)	Геоструктуры лопия, сумия и протерозоя
Кольский	Амфиболит-гнейсовый, гнейсовый, джеспилитовый, мигматит-плагногранитовый	Амфиболитовая (2900—2700) Гранулитовая и амфиболитовая (2900—2700)	Гранитно-зеленокаменные пояса — AR ₂ , протоорогенные прогибы — PR ₁
Беломорский	Гнейсовый, амфиболит-гнейсовый, гранулитовый, амфиболитовый	Амфиболитовая кианит-силлиманитового и кианит-андалузитового типов (2900—2700) Гранулитовая (3200—3000)	Континентальные впадины — PR ₂
Карельский	Гнейсовый, габбро-диорит-чарнокитовый, мигматит-плагногранитовый, мигматит-гранитовый	Амфиболитовая кианит-силлиманитового типа (3200—3000)	Зеленокаменные пояса, гранитно-зеленокаменные пояса — AR ₂ , протоорогенные прогибы и впадины — PR ₁ —PR ₂ , протоплатформенные впадины — Rf—PZ
Белорусско-Балтийский	Гнейсовый, джеспилитовый, мигматит-плагногранитовый, мигматит-гранитовый	Амфиболитовая андалузит-силлиманитового типа (2100—1900)	Интрагеосинклинальные прогибы, протоплатформенные впадины PR ₂

Таблица 2

восточной части Балтийского щита

Геоструктуры областей активизации (возраст в млн. лет)	Геохимический тип земной коры	Мощность земной коры, км	
		до поверхности Мохо	гранитного* слоя
Не проявлены	Салически-фемический	37—38	15—16
Блоки с щелочным и щелочно-базитовым магматизмом (400—350)	Фемический и салический	33—35	12—15
Складчато-метаморфические зоны (1800), блоки с базитовым магматизмом (300)	Фемический, высокофемический	41—43	14—16
Блоки с гранитовым и базит-гранитовым магматизмом (1900—1700)	Салически-фемический и салический	29—34	15—18
Блоки с гранитовым и базит-гранитовым магматизмом (1900—1600), блоки с базитовым и ультрабазитовым магматизмом (450—310)	Фемический, высокофемический, салический	29—35 и 41—46	14—19

Строение и этапность развития мегаблоков зависят как от первичного состава литосферы, так и от их автономного положения — функции геодинамических факторов. Решающими являются взаимосвязанные перемещения блоков типа поднятий и погружений, возникающих при этом надвиганий и поддвиганий и, возможно, вращения. Положение граничных поверхностей (рис. 2) показывает, что Кольский и Карельский блоки погружались при надвигании на них бортов Мурманского, Беломорского мегаблоков и Белорусско-Балтийского геоблока. Погружающиеся мегаблоки прошли полный цикл геотектонических режимов и разнородных геологических процессов. Развитие поднятых блоков было неполным, а некоторые стороны геологических процессов оказались гипертрофированными.

Осевой структурой Карело-Кольского геоблока является Беломорский мегаблок, в котором полно представлена исходная саамийская амфиболито-гнейсовая кора. В этом мегаблоке разнообразно проявлен зональный полиметаморфизм, эволюционирующий при различных тектонических условиях и интенсивных геодинамических перемещениях (табл. 2). Ультраметаморфизм, синхронный со складчатостью, проявлен большей частью в форме мигматизации, не доходящей до образования сплошных гранитных масс.

Окраинный Мурманский блок воздымания отличается монотонным мигматит-гранит-диоритовым веществом, близким к пониманию «серых гнейсов», и метаморфизмом амфиболитовой фации древнего цикла (3500—3000 млн. лет) с последующей регрессивной зеленосланцевой стадией. Этот блок, погружающийся в Баренцево море, видимо, отражает состав какой-то глущинной части литосферы.

Погруженные Кольский и Карельский мегаблоки являются полноразвитыми геоструктурами с гетерогенным саамийско-лопийским фундаментом и гранитизацией тех же эпох, прогрессирующей в южных частях щита (табл. 2). В этих мегаблоках широко проявлены шовные и наложенные структуры позднего архея — раннего протерозоя, тяготеющие к длительным зонам растяжения и раздвига в земной коре. Это гранитно-зеленокаменные и зеленокаменные пояса, протоорогенные щелевидные и полноразвитые прогибы и впадины и др.

Белорусско-Балтийский геоблок, находящийся в области сочленения щита и Русской плиты, вероятно, относится к другой части литосферы. Он отделен складчатой зоной свекофеннид и перекрыт плитными отложениями PR — PZ. Раннедокембрийский фундамент в нем по предварительным данным сходен с Карельским мегаблоком. В месте стыка щита и плиты располагается пограничная (буферная) зона активизации рифейско-палеозойского возраста, в которой сочетаются разноуровневые блоки и впадины.

Блоки высоких порядков

Мегаблоки дробятся на группы блоков III и IV порядка, различающихся по глубинному строению и структурно-вещественным типам (табл. 2). В строении этих блоков наиболее отчетливо выражена неоднородность как по глубинным параметрам, так и по структурно-вещественному типу. При общем значительном диапазоне глубин Мохо от 28 до 42 км характерны частые перепады в соседних блоках. По значению коэффициента вертикальной неоднородности блоки подразделяются на три группы, соответствующие салическим, переходным и фемическим типам дифференциации вещества (табл. 2).

Наименьшее распространение имеют высокоплотные фемические блоки и несколько большее — «легкие» салические. Остальное составляют блоки с промежуточным типом дифференциации вещества.

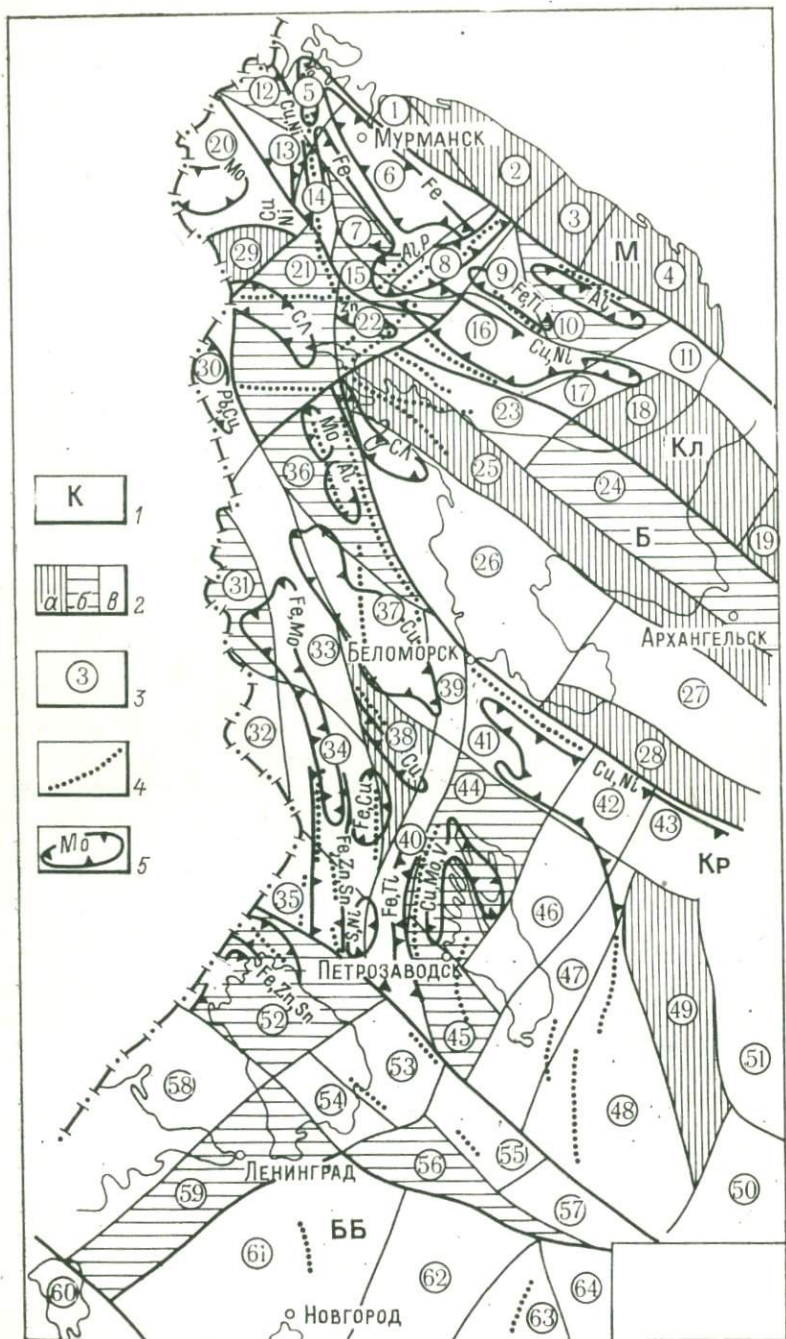
Активизированные сооружения I порядка, или разломно-блоковые зоны, формируются на раннедокембрийской коре в различных геологических обстановках и имеют различную генетическую природу. Такие зоны приурочены к наиболее проницаемым и восприимчивым частям литосферы в местах сочленения щитов и плит или к областям геодинамических напряжений в трансконтинентальных областях раздвига, связанных с возникновением более молодых складчатых поясов. Зона Осло — Альнё — Хибины обособлена от крайней восточной ветви материково-океанического контакта литосферы (пояс британско-норвежских каледонид). Зонам активизации соответствуют очаги энергетических напряжений в мантии.

Балтийско-Мезенская разломно-блоковая зона представляет собой буферную активизационную структуру. Она прослеживается от п-ова Канин, через акваторию Белого моря, а также Онежского и Ладожского озер до берега Финского залива. Ее суммарная протяженность 1500 км при ширине 150—300 км.

Зона, рассматриваемая как единая геотектоническая структура, имеет сложное многоярусное строение в результате влияния активизации — байкальской, вендской и герцинской — в условиях неоднократного поднятия и погружения блоков.

Главной особенностью всей геоструктуры является тесное сочетание и взаимосвязь разрывных нарушений, преимущественно глубинных, и подвижных блоков, определяющих само понятие «разломно-блоковая зона».

Многочисленные разрывные нарушения различных систем пересекаются в особо проницаемых фрагментах земной коры. Такие узлы обозначаются на продолжении Саво-Ладожского прогиба в Онежском и Белозерском блоках и южнее в месте пересечения северо-западных разломов северо-восточным Крестецким. Второй крупный узел сочленения разрывных нарушений находится у юго-восточной окраины Белого моря в месте пересе-



чения Кандалакшского и Архангельского разломов с северо-восточной системой.

Строение Балтийско-Мезенской зоны в целом определяется сочетанием разноуровневных блоков докембрийского фундамента и эпикратонных активизационных и собственно платформенных структур, заложившихся на докембрийском складчатом основании. Время их формирования — вепсий—рифей—венд и девон—карбон—пермь.

В фундаменте плиты продолжаются Южно- и Северо-Ладожский, а также Онежский блоки. В районе южного побережья Белого моря обособляются Терский, Архангельский и другие блоки, приуроченные к узлу пересечения северо-западной и северо-восточной систем разломов.

Активизационные протоплатформенные впадины — Терская, Кандалакшская, Кожозерско-Малошуйская и Пашско-Ладожская — локализируются в области стыка щита и плиты. Они формировались в вепсии — рифее на складчатых сооружениях раннего докембрия. Простираются впадины обычно северо-западное.

Хибинская разломно-блоковая зона (рис. 3) является частью «трансрегиональной линейной тектонической зоны» северо-восточного простирания, прослеживающейся во внутренней части щита. Она трассируется геофизическими и геологическими методами, а также космической и высотной съемками от грабена Осло через щелочной массив Альнё до северного побережья Кольского полуострова. Протяженность зоны свыше 1500 км, ширина 150—200 км. Зона пересекает Кольский, Беломорский, Карельский и Мурманский мегаблоки и четко разграничивает их северо-западные и юго-восточные части (рис. 2).

Производными тектоно-магматической активизации являются разломы и палеозойские прогибы и впадины, заполненные осадочно-вулканогенными породами, а также сложные кольцевые и конические кальдероподобные вулканоплутонические постройки и трубки взрыва.

К местам пересечения Хибинской зоны и зон сочленения Карельского, Беломорского, Кольского мегаблоков приурочены известные массивы агпантовых нефелиновых сиенитов (Хибинский и Ловозерский), крупные базит-щелочные с карбонатитами интрузии (Ковдор, Vuориярви, Африканда и др.) и вулканотекто-

Рис. 3. Схема размещения рудоносных блоков и структурно-металлогенических зон на северо-западе Русской платформы. Составили Т. В. Билибина, Е. Н. Афанасьева, А. В. Савицкий с использованием комплекта карт «Металлогения восточной части Балтийского щита», 1979.

1 — мегаблоки: М — Мурманский, Кл — Кольский, Б — Беломорский, Кр — Карельский, ББ — Белорусско-Балтийский; 2 — блоки: а — безрудные, б — высокорудоносные, в — рудоносные; 3 — номера блоков (названия блоков см. рис. 1 в статье Г. П. Воеводой и А. В. Савицкого); 4 — оси линейных зон разуплотнения земной коры; 5 — схематизированные границы структурно-металлогенических зон (в соответствии с комплектом карт «Металлогения...»).

нические постройки (Контозерская и другие кальдеры). Наложенные и покровные морфоструктуры в значительной степени эродированы и сохранились только в кровле Хибинского и Ловозерского массивов и в Контозерской кальдере.

Хибинская разломно-блоковая зона заметно отличается от Балтийско-Мезенской более тесным массообменом вещества раннедокембрийской коры и мантии.

Блоки и металлогения

Вопросы рудоносности геологических блоков в последние годы привлекают к себе внимание в связи с проблемами глубинности и генезиса оруденения. Изучение их имеет также целью уточнение строения структурно-металлогенических зон и узлов, использующихся в качестве главных элементов прогнозирования. Характер взаимоотношения блоков с оруденением более сложен, чем это устанавливается при анализе выделяемых ранее таксонов. При определении потенциальной рудоносности блоков за основу нами приняты только блоки IV порядка, имеющие конкретные параметры и частные вещественные характеристики.

На примере изучения блоков северо-запада Русской платформы устанавливается их принадлежность к трем категориям: безрудные, рудоносные и высокорудоносные. Рудоносные блоки обычно составляют фрагменты крупных структурно-металлогенических зон. Реже наблюдается обратная картина. Высокорудоносные блоки, как правило, вмещают рудные узлы и районы (табл. 3).

В результате изучения блокового строения региона и проведенного ранее металлогенического районирования [8] представилась возможность установить 17 высокорудоносных блоков и 19 безрудных. В остальных 29 блоках с различной степенью интенсивности проявлен набор полезных ископаемых, характерных для этого региона (рис. 3). Черты различия и конкретные признаки рудоносности, очевидно, должны быть проявлены в крайних членах — в безрудных и высокорудоносных блоках.

По характеру дифференциации вещества преобладают рудоносные блоки с промежуточным составом, затем фемические и салические. Фемический профиль коры типичен для медно-никелевого и редкометалльно-апатитового оруденения, а промежуточный — для железных руд, мусковитовых пегматитов, бокситов.

Большинство безрудных блоков также имеет минимальную и среднюю мощность «гранитного» слоя. В ряде случаев фиксированы максимальные значения (42—46 км) и более распространены фемические блоки; «легкие» блоки для этого типа редки (табл. 2).

Как следует из приведенных материалов, различия в глубинном строении высокорудоносных и безрудных блоков еще только намечаются в соответствии с уровнем знаний по этому вопросу.

Характерна зависимость состава рудоносных блоков от «гранитного» слоя со средними параметрами мощности и промежуточным калиево-фемическим геохимическим профилем. Фемические и калиевые блоки в общем аномальны и в каждом случае требуют объяснения. При установлении поисковых признаков рудоносных блоков необходимо учитывать линейные зоны разуплотнения земной коры, присущие большинству из них (рис. 3).

Более определенными факторами различия блоков остаются признаки геологического значения, выделяемые при регионально-металлогенических и специальных исследованиях. В соответствии с особенностями строения верхней осадочно-вулканогенной оболочки земной коры можно выделить следующие группы рудоносных блоков: 1) блоки, в которых сочетаются зеленокаменные пояса (AR_2) и эпикратонные прогибы ($PR_1 - PR_2$), разделенные региональными поверхностями несогласия; 2) активизированные блоки с гранитовым, мафит-гранитовым магматизмом и метасоматизмом ($PR_1 - PR_2$); 3) активизированные блоки разломно-блоковых зон с мафитовым, щелочно-мафитовым магматизмом и щелочным метасоматизмом ($PR_2 - PZ$) в сочетании с континентальными впадинами ($PR_2 - PZ$), разделенные региональными поверхностями несогласия; 4) мантийные и коровые разломы, дискоформные по отношению к консолидированным блоковым структурам.

Связь перечисленных рудоносных структур с блоками учтена в табл. 2.

Закономерности размещения рудоносных блоков в кратонизированных и активизированных структурах фундамента и плитного покрова северо-запада Русской платформы корреспондируют, таким образом, с выделенными ранее структурно-металлогеническими зонами, рудными районами, мантийными и коровыми разломами и зонами разуплотнения земной коры (рис. 3).

Большая часть высокорудоносных блоков локализуется в активизированных зонах: Ладожско-Баренцевоморской, завершившей активизацию в позднем протерозое, Балтийско-Мезенской и Хибинской, завершивших активизацию в палеозое. За их пределами высокорудоносные блоки локализуются в структурах типа зеленокаменных и метаморфических поясов.

Безрудные блоки занимают фланги рассматриваемого региона преимущественно в пределах Мурманского мегаблока и Белорусско-Балтийского геоблока, что можно объяснить глубинно-коровым строением или маскирующей ролью осадочного чехла Русской плиты. Кроме того, они располагаются на продолжении структурно-металлогенических зон типа зеленокаменных поясов в местах относительно слабого проявления процессов активизации.

Максимальная генерация зон разуплотнения земной коры приходится на узел пересечения Хибинской зоны с северо-запад-

№ на карте (рис. 3)	Наименование	Ведущие полезные ископаемые	Глубинная характеристика		высокорудоносных блоков		
			Мощность земной коры, км		Тип геохимической дифферен- циации. Коэффициент вертикальной неоднородности	Рудоносные структуры	Типичный рудный район
			до поверхно- сти Мохо	слоя, отож- дествляемого с „гранитным“			
7	Оленегорский	Fe	34—38	11—15	Салически-фемический 0,93—0,95	Зеленокаменные пояса — AR ₂	Оленегорский
31	Войницкий	Fe	34—38	15—18	Фемически-салический 0,93—0,95	То же	Костомукшский
12	Печенгский	Cu, Ni	38—42	15—18	Фемический 0,95—0,97	Протоорогенные прогибы — PR ₁	Печенгский
15	Мончетундровско- Титанский	Cu, Ni	34—38	11—15	Фемический 0,95—0,97	Протоорогенные прогибы — PR ₁ и зеленокаменные по- яса — AR ₂	Мончегорский
44	Повенецкий	Cu, Mo, Se, V	28—34	15—18	Фемически-салический 0,90—0,93	Активизированные прото- орогенные прогибы — PR ₁	Заонежский
45	Петрозаводский	Cu, RM	36—37	15—16	Салически-фемический 0,93—0,94	Активизированные впадины	—
52	Сортавальский	Fe, Zn, Sn, W, Mo	38—42	11—15	Салически-фемический 0,95—0,97	Зеленокаменные пояса — AR ₂ , интракратонные про- гибы — PR ₂	Питкярантский
36	Пяозерский	Mu, Mo	34—38	15—18	Фемически-салический 0,93—0,95	Активизированные блоки — PR ₂	Чупинский
26	Поньгомский	Mu, Mo	42—46	11—15	Фемический 0,96—0,98	То же	Питкаламбинский
21	Енский	Mu, Mo, RM, Ti	34—38	15—18	Фемически-салический 0,93—0,95	Активизированные блоки — PR ₂ и PZ	Ковдорский
22	Кенозерский	RM, Ti	34—38	15—18	Фемически-салический 0,93—0,95	Активизированные блоки — PZ	Африкандовский
6	Чудзъяврский	Fe, Ar, RM, Mo	34—38	11—15	Фемический 0,95—0,97	Активизированные блоки — PZ и зеленокаменные по- яса — AR ₂	Хибинский, Себляврский
8	Ловозерский	Fe, Ar, RM, Mo	38—42	11—15	Фемический 0,95—0,97	То же	Ловозерский
10	Кейвский	Al (Ки)	28—34	11—15	Салический 0,90—0,93	Активизированные блоки — PR ₁	Кейвский
24	Кандалакшско- Архангельский	Al (бокситы)	34—38	15—18	Салически-фемический 0,93—0,94	Континентальные впади- ны — Rf, активизирован- ные блоки — PZ	Турин мыс
56	Тихвинский	Al (бокситы)	38—42	15—18	Салически-фемический 0,93—0,95	То же	Тихвинский
59	Невский	Mo, Ni, Cu, Pb, Zn	38—42	15—18	Салически-фемический 0,93—0,95	„	—

ными коровыми и мантийно-коровыми сооружениями. В этом узле и прилегающем фланге Кольского мегаблока сосредоточено большинство высокорудоносных блоков с разновозрастным и комплексным оруденением (Ar, RM, TR, Fe, Ti, Ni, Cu и др.).

Балтийско-Мезенская разломно-блоковая зона вмещает группу рудоносных блоков, содержащих полезные ископаемые фундамента (Cu, Fe, Ni, Mo, Sn, Zn, Co и др.) и плиты (бокситы, Cu, Pb, Zn); существенный интерес представляют опущенные блоки с поверхностями несогласий, перекрытые различными подразделениями платформенного чехла (PZ, V, Rf).

Выводы

1. Северо-запад Русской платформы по своему строению отличается от других участков литосферы с гомологичным строением более высокой степенью блоковой делимости, связанной с окраинно-материковым положением этого региона в местах раскола континентов.

2. Блоковая тектоника, связанная с геодинамическими напряжениями, влияла на эволюцию литосферы от эпохи первичной дифференциации на мегаблоки (AR) до неоднократной активизации и блокообразования в позднем протерозое и фанерозое. Максимальное дробление на блоки III и IV порядка относится к геодинамическим условиям сжатия-расширения в конце раннего — позднем протерозое. Межблоковые граничные поверхности относятся к категории систем сверхглубоких тектонических швов, верхняя часть которых наращивается наложенными прогибами различного генезиса и возраста.

3. Эволюции блоков с их автономным передвижением способствовала активизация кратонизированного фундамента в пределах разломно-блоковых зон.

4. Рудоносные блоки составляют 30 % от их общего количества. Наиболее типичные для металлогении региона высокорудоносные блоки имеют свойства коры, сопоставимой с гранитной, и соответственно средние параметры глубинности и вертикальной неоднородности. Аномальное увеличение мощности коры присуще некоторым блокам с медно-никелевым и апатит-редкометальным оруденением.

5. Закономерности размещения рудоносных блоков взаимосвязаны с разрывными и складчато-разрывными дислокациями и зонами разуплотнения земной коры. Большая часть высокорудоносных блоков локализуется в активизированных разломно-блоковых зонах. За их пределами такие блоки тяготеют к зеленокаменным и метаморфическим поясам. Общий план первичной металлогенической зональности определяется размещением зеленокаменных поясов, эликратонных впадин и секущих разломно-блоковых зон. Размещение рудоносных блоков взаимообусловле-

но положением структурно-металлогенических зон, рудных районов и линейных зон дефицита силы тяжести.

6. Металлогенический анализ с позиций блоковой тектоники служит основой для новых методических разработок, позволяющих вводить в прогнозные построения категории объемного значения. На первом этапе это должны быть карты и разрезы глубинного и блокового строения, тщательно построенные на основе достоверных геологических карт и данных структурной геофизики, глубинного зондирования и сверхглубокого бурения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

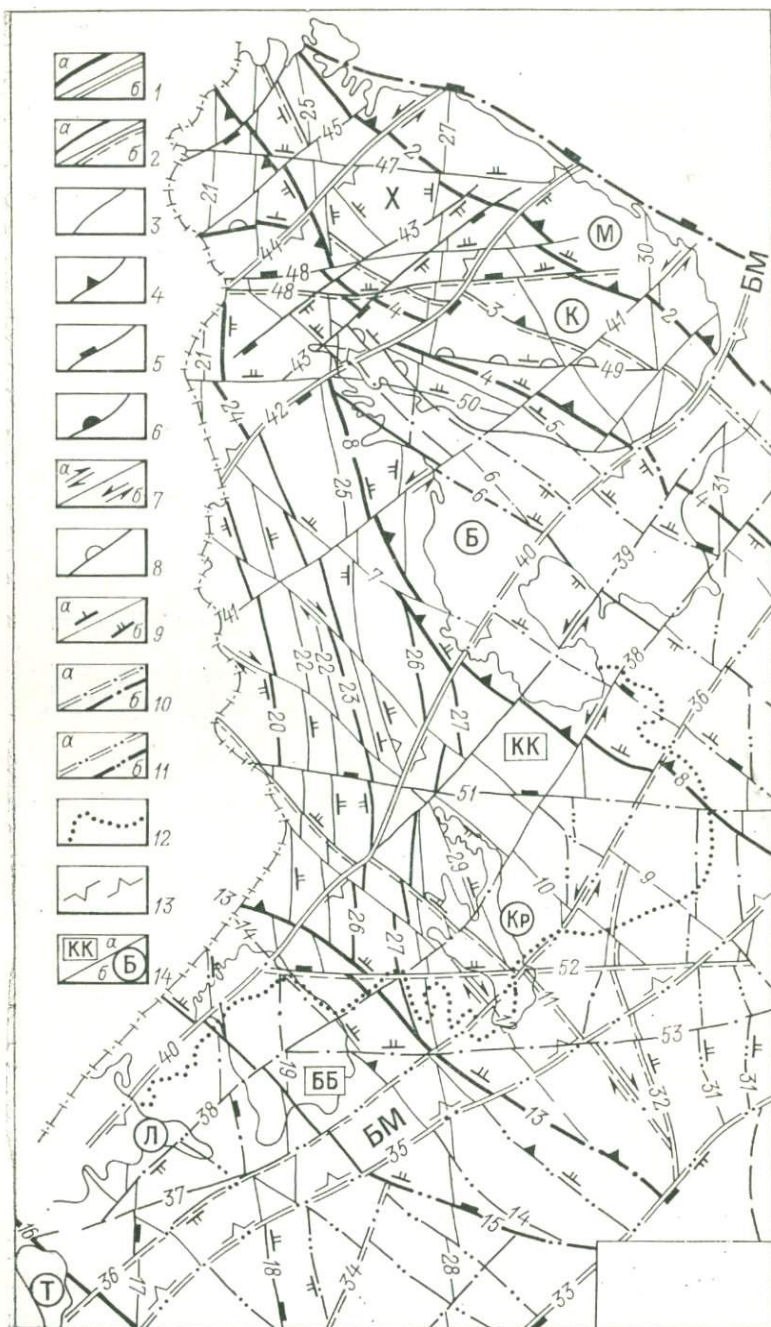
1. Билибина Т. В. Глобальные проблемы металлогении и тектоники докембрия.— Сов. геология, 1983, № 6, с. 19—34.
2. Геология и металлогения щитов древних платформ СССР/Ред. А. В. Сидоренко, Т. В. Билибина. Л., Недра, 1978. 339 с.
3. Деменницкая Р. М. Кора и мантия Земли. Л., Недра, 1982.
4. Земная кора восточной части Балтийского щита/Ред. К. О. Кратц. Л., Наука, 1978. 230 с.
5. Кольская сверхглубокая. Исследования глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины/Ред. Е. А. Козловский. М., Недра, 1984. 490 с.
6. Красный Л. И. Глобальная система геоблоков. М., Недра, 1984. 224 с.
7. Литвиненко И. В. Особенности глубинного разреза земной коры северо-западной части Кольского полуострова и южной части Баренцева моря.— В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., 1968, с. 90—96.
8. Металлогения восточной части Балтийского щита/Ред. А. В. Сидоренко, Т. В. Билибина. Л., Недра, 1980. 247 с.
9. Муратов М. В. Блоки фундамента Балтийского щита и главные черты их формирования в раннем протерозое.— В кн.: Региональная тектоника раннего докембрия СССР. Л., Наука, 1980, с. 33—43.
10. Русская платформа.— В кн.: Геологическое строение СССР и закон. размещ. полезных ископаемых. Т. 1/Ред. В. Д. Наливкин, К. Э. Яковсон. Л., Недра, 1985. 345 с.

УДК 551.243 : 553.078(470)

*А. В. Савицкий, Е. Н. Афанасьева,
Г. О. Гукасян, Ю. В. Петров*

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

В настоящей работе предпринята попытка охарактеризовать основные дизъюнктивные структуры северо-запада Русской платформы, выделенные и изученные нами в докембрийском фундаменте и в палеозойском осадочном чехле (рисунок, таблица), оценить их роль в формировании и локализации месторождений различных полезных ископаемых.



Конкретные сведения о размещении, времени и глубине заложения, морфологии и внутреннем строении, о параметрах и рудоносности рассматриваемых разрывных нарушений получены нами в результате собственных многолетних комплексных средне- и крупномасштабных геолого-геофизических и петрофизических [3] исследований на изученной площади. Кроме того, при подготовке статьи были использованы обширные геологические, геофизические, космофотоструктурные, геохронологические и другие данные, опубликованные в разные годы [3, 4, 5, 7, 8, 9, 11, 12, 13]. Изучение разломов проводилось с использованием методических разработок, предложенных В. И. Лукинним, В. И. Казанским и В. И. Крейтером [6].

Результаты проведенных комплексных исследований показывают, что в домезозойской истории развития разрывных нарушений можно наметить от 4 до 10 этапов их активизации, протекавших в разное время в различных геотектонических режимах (таблица). Эти разломы являются долгоживущими и, как правило, характеризуются сложным внутренним строением [4, 8, 11, 12].

Основная сеть разломов северо-запада Русской платформы была заложена главным образом в позднем архее (2600—2800 млн. лет) в связи с кеноранским диастрофизмом [10]. Они являлись границами оформившихся в эту эпоху [7, 8] Карело-

Схема размещения основных разрывных структур в восточной части Балтийского щита и на северо-западе Русской платформы. Составили А. В. Савицкий и Е. Н. Афанасьева по собственным данным с использованием материалов ПГО «Севзапгеология», «Архангельскгеология», «Аэрогеология», ВСЕГЕИ, ЛГУ, ГИ Кольского и ИГ Карельского филиалов АН СССР.

Типы разломов по их глубинности: 1 — преимущественно мантийные, частично астеносферные (а — межблоковые, б — трансблоковые); 2 — преимущественно мантийные, частично коровые (а — межблоковые, б — трансблоковые); 3 — коровые (меж-, транс- и внутриблоковые). Морфокинематические типы разломов (установленные): 4 — взбросы; 5 — сбросы; 6 — надвиги; 7 — сдвиги (а — левые, б — правые); 8 — сложного типа; 9 — углы падения современных граничных поверхностей разломов (а — до 60°, б — 60—80°); 10 — разломы под акваториями морей (а) и озер (б); 11 — разломы в кристаллическом фундаменте (а) и чехле Русской платформы (б); 12 — морфотектоническая граница Балтийского щита; 13 — границы Хибинской и Балтийско-Мезенской разломно-блоковых зон; 14 — индексы и названия геоблоков (а) и мегаблоков (б); геоблоки — Карело-Кольский (КК) и Белорусско-Балтийский (ББ); мегаблоки — Мурманский (М), Кольский (К), Беломорский (Б), Карельский (Кр), Ладожский (Л), Балтийский (Б). Цифры на рисунке — номера разломов: 1 — Карпинского; 2 — Воронья-Колмозерский; 3 — Варзугско-Мезенский; 4 — Печенга-Зимнебережный; 5 — Кольвицко-Двинский; 6 — Кандалакшско-Онежский; 7 — Неблагора-Онежский; 8 — Беломорский; 9 — Куйтозеро-Ветренополюской; 10 — Кемско-Шандозерский; 11 — Лубосалма-Лачский; 12 — Петрозаводский; 13 — Янисъярвинский; 14 — Северо-Ладожский; 15 — Ладожско-Рыбинский; 16 — Чудскоозерский; 17 — Псковский; 18 — Гатчинско-Ильменский; 19 — Питкяранта-Новгородский; 20 — Лекозеро-Куйтозерский; 21 — Алакуртинский; 22 — Куйто-Мурто-Кудамгубский; 23 — Селецко-Янгозерский; 24 — Восточно-Куоляярвинский; 25 — Печенга-Куйтозерский; 26 — Пибозеро-Выгозерский; 27 — Воронья-Выгозеро-Гирвасский; 28 — Лодейнопольский; 29 — Тереховский; 30 — Восточно-Кольский; 31 — Архангельский; 32 — Воже-Лачский; 33 — Крестецкий; 34 — Восточно-Новгородский; 35 — Псковско-Белозерский; 36 — Псковско-Мезенский; 37 — Мгинско-Чаплинский; 38 — Ленинградско-Зимнебережный; 39 — Лижма-Горлобеломорский; 40 — Приморско-Стрельнинский; 41 — Тулосозерско-Иоканьский; 42 — Панаярви-Рыдинский; 43 — Нивско-Ловозерский; 44 — Туломский; 45 — Лицко-Арагубский; 46 — Западно-Кольский; 47 — Нотозеро-Вороньинский; 48 — Ковдозеро-Понойский; 49 — Варзугский; 50 — Вуориярви-Умбинский; 51 — Сегозеро-Пинежский; 52 — Шатозеро-Пудожский; 53 — Салминско-Лачский.

Основные этапы развития, морфология и особенности внутреннего строения разломов восточной части Балтийского щита и северо-запада Русской платформы

Составил А. В. Савицкий при участии Е. Н. Афанасьевой и Г. О. Гукасяна по собственным данным с использованием материалов ПГО «Севзапгеология», «Архангельскгеология», НПО «Аэрогеология», ИГГД АН СССР, ГИ Кольского и ИГ Карельского филиалов АН СССР, ЛГУ и ВСЕГЕИ*

Этапы развития		Структурно-вещественная характеристика				Генетические типы разломов	Примеры типовых разломов (их номера на рисунке)	
Тектонический режим	Номер, название, радиологический возраст в млн. лет	Морфологическая характеристика	Тектониты	Интрузивные, ультраметаморфические и вулканогенные породы	Гидротермально-метасоматические и метаморфо-метасоматические породы			Руды
магматической активизации	10. Терский 290—250	Сбросы, сбросо-сдвиги, реже взбросы	Интенсивно трещиноватые породы (системы сближенных кулисообразных тектонических трещин). Какириты, грубые катаклазиты, реже брекчии и микробрекчии	Тингуаиты, альнеиты, щелочные трахитовые порфиры, щелочные лампрофиры, карбонатиты, эруптивно-эксплозивные брекчии, меллитовые и пикритовые базальты	Кварц-флюорит-кальцитовые, кальцитовые с сульфидами, франколит-апатитовые породы: Ортоклазиты, микроклиниты, кальцит-альбитовые с эгирином, кальцит-биогитовые, кварц-гематитовые, гематит-халцедоновые породы, альбититы, эгириниты	Редкометалльные, апатит-редкометалльные	Вертикальные сдвиги	Разломы: Кандакшско-Онежский (6), Панаярви-Рындинский (42), Ковдорско-Понойский (48), Вуориярви-Умбинский (50)
	ский 320	Сбросы, взбросы, надвиги, сдвиги	Разлистованные, развальцованные, интенсивно трещиноватые	Нефелиновые сиениты, щелочные ультраосновные породы и карбонатиты	Безнефелиновые пегматиты, сложнопозамещенные пегматиты, апатит-нефелиновые	Комплексные редкоземельно-редкометалльные,	Кольцевые разломы (наследующие редкометалльные,	То же
Тектоно-Палео	9. Хибин 400—		щениноватые породы (системы сближенных кулисообразных тектонических трещин), реже какириты, катаклазиты, брекчии		породы	апатит-магнетитовые с перовскитом, апатитовые, магнетитовые	ентированные докембрийские разрывные структуры)	
Тектоно-магматической активизации (рифей)	8. Катагский 670—570	Сбросы, взбросы, сдвиги	Интенсивно трещиноватые породы (системы сближенных кулисообразных тектонических трещин), катаклазиты, частью брекчии	Габбро-диабазы, конга-диабазы, габбро-сиениты, базальты, редкодациты	Кварц-карбонат-сульфидные, кварц-сульфидно-полиметаллические, кварц-карбонатные породы, альбититы	Галенит-сфалеритовые	Вертикальные сдвиги	Разломы: Карпинского (1), Воронья-Выгозеро-Гирвасский (27)
	7. Гренвиллский 1100—1000	Взбросы, надвиги, сдвиги	Милониты, катаклазиты, реже бластокатаклазиты зеленосланцевой фации	Долериты, габбро-диабазы	Кварц-барит-флюоритовые, кварц-карбонатные породы	Аметистовые	Сдвиги — раздвиги	Разломы: Колвицко-Двинский (5), Воронья-Выгозеро-Гирвасский (27), Нивско-Ловозерский (43)

Этапы развития		Морфологическая характеристика	Структурно-вещественная характеристика				Генетические типы разломов	Примеры типовых разломов (их номера на рисунке)
Тектонический режим	Номер, название, радиологический возраст в млн. лет		Тектониты	Интрузивные, ультраметаморфические и вулкано-генные породы	Гидротермально-метасоматические и метаморфо-метасоматические породы	Руды		
Тектоно-магматической активизации Поздний протерозой (рифей)	6. Кибарский 1400—1250	Взбросы, надвиги, поддвиги, реже сдвиги	Катаклазиты, реже бласто-катаклазиты зеленосланцевой фации	Субщелочные габбро, монцониты, сиениты, оливковые габбро-диабазы, диабазовые и пикритовые порфириты, слюдистые пикриты, андезит-базальты	Карбонатные, сульфидно-карбонатные породы		Сдвиги	Разломы: Петрозаводский (12), Куйто-Мурто-Кудамгубский (22), Печенга-Куйтозерский (25)
	5. Выборгский 1650—1550	Сбросы, сдвиги	Милониты и катаклазиты зеленосланцевой фации	Лейкократовые граниты, граниты рапакиви, габбро-нориты, анортозиты	Барит-кальцитовые и кальцитовые породы, апрогранитные альбититы, адуляриты, микроклиниты	Галенит-сфалеритовые (в том числе с касситеритом), молибденитовые	Раздвиги	Разломы: Янисъярвинский (13), Ленинградско-Зимнебережный (38), Лицко-Арагубский (45)
(карелий)	1950—1700	Взбросы, надвиги, чешуйчатонадвиговые дислокации, сдвиги,	Складчато-разрывные дислокации, сложноскладчатые породы, милониты, ка-	Габбро-диабазы, верлиты, пироксениты, перидотиты, габбро-нориты, щелочные габбро, нефели-	Кварц-сульфидные, сульфидно-карбонатные, альбит-карбонатные, альбит-карбонат-слюдистые,	Комплексные редкоземельно-редкометалльные, редкометалльные, молибдено-	Сдвиги — раздвиги	Разломы: Печенга-Зимнебережный (4), Колвицко-Двинский (5), Янисъярвин-
Протоогрогennyй и протоактивизации. Ранний протерозой	4. Карельский	реже шарьяжи	таклазиты, частью бласто-катаклазиты фации зеленых сланцев	новые сиениты, щелочные сиениты, аляскитовые граниты, турмалиновые граниты, диориты, андезит-дациты	кварц-альбит-серицитовые породы, кварц-альбит-микроклиновые с рибекитом, альбититы, микроклиниты, пегматиты	вые, сульфидные, пирротиновые, пентландитовые, титаномангнетитовые руды, мусковитовые, керамические и комплексные пегматиты		ский (13), Алакурттинский (21), Космозерский (29)
	3. Селецкий 2200—2150	Взбросы, реже надвиги	Бластомилониты, бласто-катаклазиты, очково-сланцеватые гранитонды, очковые гнейсы, реже инъекционные мигматиты и агматиты альмандин-амфиболитовой фации	Граниты, плагиограниты, габбро-диабазы, пикритовые и диоритовые порфириты	Кварц-полевошпатовые с биотитом, кварц-альбитовые, кварц-микроклиновые породы, микроклиниты, слюдиты	Молибденитовые, редкометалльные, титаномангнетитовые	Сдвиги	Разломы: Варзугско-Мезенский (3), Куйто-Мурто-Кудамгубский (22), Печенга-Куйтозерский (25)

Этапы развития		Морфологическая характеристика	Структурно-вещественная характеристика			Генетические типы разломов	Примеры типовых разломов (их номера на рисунке)
Тектонический режим	Номер, название, радиологический возраст в млн. лет		Тектониты	Интрузивные, ультраметаморфические и вулканогенные породы	Гидротермально-метасоматические и метаморфо-метасоматические породы		
Протоорогенный и протоактивизации Ранний протерозой (карелий)	2. Ребольский 2450—2400	Взбросы, надвиги, сдвиги	Агматиты, инъекционные мигматиты, микроскладчатые породы, реже бластомилониты и бластокатаклазиты альмандин-амфиболитовой фации	Чарнокиты, граниты, гранодиориты, габбро-диабазы, габбро-нориты, в том числе оливиновые, зерцолиты, перидотиты, пироксениты	Кварц-полевошпатовые породы, пегматиты, чернокварцевые метасоматические граниты	Молибденовые, халькопирит-пиритовые, редкометалльные	Сдвиги — раздвиги Разломы: Куйто-Мурто-Кудамгубский (22), Воронья-Выгозеро-Гирвасский (27)
Протогосинклинальный Поздний архей (лопий)	1. Кеноранский 2800—2600	Сбросы, сдвиги	Агматиты, инъекционные мигматиты, реже микроскладчатые породы высокотемпературной амфиболитовой и низкотемпературной гранулитовой фаций	Граниты, гранодиориты, габбро-диабазы, габбро-анортозиты, пироксениты, гипербазиты, габбро-нориты	Олигоклазиты, кварц-микроклин-олигоклазовые породы, слюдиты, пегматиты	Редкометалльные, магнетитовые	Раздвиги Разломы: Воронья-Колмозерский (2), Куйто-Мурто-Кудамгубский (22)

* Материалы В. В. Баржецкого, А. И. Богачева, В. Р. Ветрина, А. Н. Виноградова, Г. П. Воеводовой, Д. И. Гарбара, В. Г. Гаскельберга, В. Е. Гендлера, В. П. Гриба, Л. В. Григорьевой, О. Б. Дудкина, В. Г. Загородного, В. С. Зайцева, А. И. Ивлиева, А. И. Кайряка, М. Т. Козлова, Ю. С. Кондакова, М. А. Корсаковой, С. Б. Лобач-Жученко, Б. В. Петрова, Ю. В. Петрова, А. А. Преодовского, Л. И. Салопа, П. К. Скуфына, В. Ф. Смодькина, В. Е. Солдатенко, Л. И. Увадьева, П. И. Шарикова и Б. Н. Шустова.

Кольского и Белорусско-Балтийского геоблоков и входящих в их состав блоков II и III порядка. Современные очертания и особенности внутреннего строения блоков определились в результате их неоднократной перестройки в раннем протерозое и особенно в позднем протерозое и палеозое, но в общих чертах они близки к первоначальным. Для ранней стадии развития разрывных структур в позднем архее были характерны процессы растяжения. В этих условиях образовались раздвиги и сбросы преимущественно северо-западного, подчиненно субмеридионального простирания [7]. Вдоль разломов, по краям и внутри раннеархейских блоков, сформировались зеленокаменные пояса различного типа (Воронья-Колмозерский, Имандра-Варзугский, Хаутаварский, Ветренопоясной, Гимольский). Для первых четырех из них, по данным А. А. Предовского, Б. В. Петрова и нашим, характерны коматиты. В конце позднего архея, в связи со складчатостью, раздвиги и сбросы преобразовались в взбросо-сдвиги, надвиги и сдвиги без существенного изменения их ориентировки [7, 11]. Эти дизъюнктивные структуры контролировали размещение интрузий габбро-анортозитов, массивов гранитоидов и гранито-гнейсовых куполов, сосредоточенных, как правило, по периферии зеленокаменных поясов [1, 9]. В их пределах локализованы почти все характерные для этой эпохи рудопроявления железа, молибдена и редких металлов.

Большинство позднеархейских дизъюнктивных структур сохранило свою активность и в раннем протерозое. Унаследованность в развитии подчеркивается пространственной приуроченностью линейных структур типа рифтогенных (Ветренопоясная, Имандра-Варзугская, Печенгская), протоорогенных поясов (Ладожский) и прогибов (Онежский), а также наложенных впадин (Шокшинская). В раннем протерозое (2500—1700 млн. лет), так же как и в позднем архее, разломы формировались при чередовании условий растяжения и сжатия. Первые из них преобладали при заложении разрывных структур, вторые — при завершении их становления. По данным [1, 9, 11] и нашим, наиболее широко и мощно процессы сжатия проявились в карельский (1700—1950 млн. лет) этап разломообразования. Надвиги, взбросы, сдвиги, а также шарьяжи («Кольская сверхглубокая», 1985) и своеобразные зоны складчато-разрывных дислокаций определяют морфокинематический рисунок разломов раннего протерозоя. Надвиговый характер, например, имели зоны сочленения Карело-Кольского и Белорусско-Балтийского геоблоков, а также всех входящих в их состав мегаблоков (на рисунке им соответствуют разломы 13, 2, 4, 8 и 16). Перемещения по этим зонам происходили, как правило, в южном и западном направлении. Амплитуды перемещений достигают 20—30 км [7, 8]. С надвигами и взбросами пространственно и генетически связаны сдвиги преимущественно северо-восточного и подчиненно субширотного простирания. На северо-востоке изученной терри-

тории закартированы в основном левые, а на остальной ее части — правые сдвиги, трансформные по отношению к архейским блокам и карельским складчатым сооружениям. Разломы северо-западного и северо-восточного простирания контролируют размещение интрузий различного состава (таблица), среди которых преобладают базиты и гипербазиты (Мончегорский плутон, Печенгские и Бураковская интрузии и др.); подчиненно представлены гранитоиды. Тела гранитоидов размещаются главным образом в субмеридиональных разрывных структурах, а также в узлах их сопряжения с субширотными (массивы гранитов рапакиви) и северо-восточными (массивы Большелицевский, Умбинский и др.) разрывными нарушениями.

Субмеридиональные разломы в основном принадлежат одной из самых крупных дизъюнктивных структур рассматриваемого региона — Ладожско-Баренцевоморской трансблоковой тектонической зоне (рисунок, разломы 18—28), оформившейся в карельский этап диастрофизма. Отличительными особенностями этой зоны являются: широкое развитие бластомилонитов и бластоктаклазитов; интенсивное и неоднократное проявление процессов гранитообразования и их преимущественно линейный характер; широкое развитие тектоно-метасоматических зон. Облик этих зон, размещенных в архейском фундаменте, определяется кремнещелочными и щелочными метасоматитами, а во впадинах и прогибах — щелочно-магнезиально-карбонатными и щелочно-карбонатными метасоматитами. Четко выражена их редкоземельно-редкометалльная (на северо-востоке региона) и редкометалльная (на юго-западе региона) металлогеническая специализация. В разломах Ладожско-Баренцевоморской зоны размещено большое число рудопоявлений молибдена, железа, редкометалльных и редкоземельно-редкометалльных руд, мусковитового и керамического сырья.

С позднепротерозойскими этапами разломообразования, протекавшими в условиях растяжения земной коры, связано формирование грабенов и авлакогенов (Крестецкий, Онежско-Кандалакшский, Ладожский), образующих своеобразную «палеорифтную систему платформы» [7]. В целом она унаследованно отражает структурный план раннедокембрийского основания платформы, но в ряде районов (северо-восток и юго-запад региона) существенно преобразует и усложняет этот план. С формированием системы грабенов и авлакогенов связано образование продольных северо-западных сбросов и поперечных, преимущественно северо-восточных, сдвигов (правых — на северо-востоке и левых — на юге региона) и сбросо-сдвигов со смещением до 30 км (в плане), а также поддвигов, чешуйчато-надвиговых структур и взбросов в зонах сочленения блоков I и II порядка — Карело-Кольского и Белорусско-Балтийского, Кольского и Беломорского, Беломорского и Карельского. С разрывными структурами позднепротерозойского возраста связано проявление

ние основного и щелочно-базальтоидного магматизма (таблица). К этим структурам приурочены трубки взрыва (Онежско-Кандалакшский авлакоген). Металлогенический облик разломов определяют рудопроявления полиметаллического (галенит-сфалеритового) оруденения и проявления неметаллов (барит, аместист).

Палеозойские этапы разломообразования протекали в режиме тектоно-магматической активизации (в условиях чередующихся растяжения и сжатия). Она синхронно проявилась в восточной части Балтийского щита, в фундаменте и осадочном чехле Русской платформы. Наиболее мощно и широко разломообразование имело место в силуре (сбросы с амплитудой от 60 до 500 м, реже сдвиги), в девоне и карбоне (сбросы, взбросы, надвиги, правые сдвиги), а также в перми (сбросы). Господствующее простирание палеозойских разрывных нарушений — северо-восточное и субширотное. Существенно подновлялись субмеридиональные и северо-западные разломы [11, 12].

Большинство выделенных палеозойских дизъюнктивных структур сосредоточено в пределах Хибинской (северо-восток Балтийского щита) и Балтийско-Мезенской (область сочленения щита и Русской платформы) разломно-блоковых зон (рисунок). К первой из них относятся разломы 42, 43, 44, 45, к второй — разломы 35—40. Те части региона, где отмечаются эти зоны и узлы их сопряжения с разрывными нарушениями иных направлений, характеризуются наиболее высокой блоковой делимостью. Им свойственна повышенная сейсмичность [8] и аномальные значения теплового поля [7]. Отличительной чертой строения названных зон является наличие в них локальных линейных грабенов, валообразных поднятий, уступов и впадин в фундаменте и чехле Русской платформы. В Хибинской зоне, особенно в узлах пересечения разломов, размещаются крупные интрузии центрального типа, сложенные щелочными ультраосновными породами и карбонатитами (Ковдорская, Вуориярвинская, Турьемысская) и нефелиновыми сиенитами (Хибинская, Ловозерская), а также протяженные пояса и рои даек щелочных лампрофиров (Канда-Рябиновский, Умбинский) и трубки взрыва, образованные щелочными базальтоидами. Балтийско-Мезенская зона контролирует проявления основного вулканизма (базальты и их туфы) и щелочно-базальтоидного магматизма [7]. Однако о масштабах этих процессов судить трудно, так как сведения о них скудны и неоднозначны. К характерным особенностям Хибинской зоны относится широкое развитие в ней щелочных, щелочно-карбонатных метасоматитов, гематит-халцедоновых брекчий и разнообразных по составу гидротермалитов [11]. В Балтийско-Мезенской зоне известен ряд участков, где обнаружены карбонатные, кварц-карбонатные, кварц-гематитовые и кварцевые породы. Металлогенический облик Хибинской зоны определяется месторождениями редкометалльно-редкоземельных руд и неметал-

лов (апатит, флогопит), Балтийско-Мезенской — рудопроявлениями полиметаллов.

Завершая описание разрывных нарушений северо-запада Русской платформы, отметим, что большинство изученных разломов отличается крутым (свыше 60°) падением. В Карельском мегаблоке, а также вблизи южной границы Кольского и северной границы Ладожского мегаблоков существенную роль играют также пологие надвиги и чешуйчато-надвиговые структуры. Установлена тенденция к концентрации пологозалегающих нарушений в пределах крупных раннепротерозойских прогибов (Янгозерский, Лехтинский, Онежский, Печенгский) и в их архейском фундаменте. Мощность выделенных разломов варьирует, как правило, от 200—300 м до 10—15 км, их протяженность от 30 до 900 км. Зоны сочленения гео- и мегаблоков (рисунок, 13, 2, 4, 8, 16) характеризуются мощностью 5—10 км и протяженностью свыше 500 км.

Самыми крупными дизъюнктивными структурами региона являются Балтийско-Мезенская (протяженность свыше 1200 км), Ладожско-Баренцевоморская (свыше 1000 км) и Хибинская (свыше 900 км) трансблоковые зоны. Их мощность варьирует от 130—150 км (Хибинская) до 250—450 км (Балтийско-Мезенская). Все три структуры прослеживаются внутрь континента далеко за пределы рассматриваемого региона: первая — через Белоруссию на территорию ПНР [7, 13, 14], вторая — по крайней мере до УКЩ [7], третья — до грабена Осло в Норвегии [2, 7, 14].

Кроме охарактеризованных линейных разрывных нарушений, на северо-западе Русской платформы по космогеологическим и геофизическим данным выделяются разнопорядковые кольцевые структуры [7]. Большинство из них пространственно совпадает и, как правило, соизмеримо по размерам с блоками II—IV порядка (рисунок), отличающимися наиболее интенсивными и неоднократными структурно-вещественными преобразованиями во временном интервале от карельского до хибинского диастрофизма. Наиболее крупные кольцевые структуры, по О. Б. Гинтову, имеют диаметр от 250 до 800 км (Южно-Балтийская, Прионежская и др.). Первая из них по своим очертаниям близка к Ладожскому мегаблоку, вторая — к Онежскому блоку III порядка. Их внутреннее строение не изучено, а генезис проблематичен. Но эти структуры заслуживают серьезного изучения, так как с ними могут быть связаны крупные месторождения различных полезных ископаемых [1, 13, 14].

Выводы

1. Основная сеть разломов и блоков северо-запада Русской платформы была заложена в позднем архее. Ее современный

рисунок оформился главным образом в позднем протерозое и палеозое, но в общих чертах он близок к первоначальному.

2. В докембрийской истории развития разломов намечается 10 этапов, четыре из которых проявлены на всей изученной территории: кеноранский (2800—2600 млн. лет), карельский (1950—1700 млн. лет), кибарский (1400—1250 млн. лет) и хибинский (400—320 млн. лет). На каждом из выделенных этапов заложение разломов происходило в условиях растяжения, завершение их становления — в условиях сжатия. Устанавливается пространственная унаследованность в размещении разновозрастных разломов. Многие из них уверенно выделяются и в фундаменте, и в осадочном чехле Русской платформы.

3. Характерной особенностью региона является наличие трех трансрегиональных тектонических зон — субмеридиональной Ладожско-Баренцевоморской и северо-восточных Хибинской и Балтийско-Мезенской. С ними в значительной мере связана высокая блоковая делимость, свойственная региону.

4. С Ладожско-Баренцевоморской зоной пространственно и парагенетически (?) связаны месторождения редких металлов и молибдена, а также железа, мусковита и керамического сырья, с Хибинской — месторождения комплексных редкометалло-редкоземельных руд, а также апатита и флогопита. Балтийско-Мезенская зона контролирует размещение проявлений полиметаллов. Специализация трех названных зон во многом определяет металлогенический облик северо-запада Русской платформы в позднем докембрии и палеозое.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Билибина Т. В. Глобальные проблемы металлогении и тектоники докембрия. — Сов. геология, 1985, № 6, с. 19—34.
2. Вейренен Х. Кристаллический фундамент Финляндии. М., ИЛ, 1959. 295 с.
3. Внутреннее строение рудоносных докембрийских разломов/Ред. И. Н. Томсон. М., Наука, 1985. 168 с.
4. Геология и металлогения щитов древних платформ СССР/Ред. А. В. Сидоренко, Т. В. Билибина. Л., Недра, 1978. 339 с.
5. Земная кора восточной части Балтийского щита/Ред. К. О. Кратц. Л., Наука, 1978. 230 с.
6. Казанский В. И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М., Недра, 1972. 240 с.
7. Карта разломов территории СССР и сопредельных стран. Масштаб 1 : 2 500 000. Объяснительная записка. Л., 1982. 56 с.
8. Металлогения восточной части Балтийского щита/Ред. А. В. Сидоренко, Т. В. Билибина. М., Недра, 1980. 247 с.
9. Основы металлогении метаморфических поясов докембрия/Ред. К. О. Кратц. Л., Недра, 1984. 340 с.
10. Салоп Л. И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л., Недра, 1982. 343 с.

11. Савицкий А. В., Козлов М. Т. Основные этапы развития разломов Кольского полуострова.— В кн.: Тектоника и глубинное строение северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты, 1978, с. 12—20.

12. Тектоника восточной части Балтийского щита/Ред. В. А. Перевозчикова. Л., Недра, 1974. 287 с.

13. Тектоника Северной Евразии/Ред. А. В. Пейве. М., Наука, 1980. 222 с.

14. Хаин В. Е., Левин Л. Э. Основные черты тектоники континентов и океанов. Объяснительная записка к тектонической карте мира. Масштаб 1 : 25 000 000. М., ВНИИзарубежгеология, 1980. 74 с.

УДК 550.814 : 241(470.21)

*В. Е. Гендлер, И. Л. Белкина,
Н. С. Берендеев, С. Ю. Гершаник*

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ КАРЕЛО-КОЛЬСКОГО РЕГИОНА

В последние годы было проведено космофотогеологическое картирование восточной части Балтийского щита. Оно основано на всестороннем изучении материалов космических съемок различных масштабов и видов и сопоставлении полученных результатов с данными геологических и геофизических исследований.

При картировании были установлены три типа структурных элементов, определяющих основу строения земной коры региона: 1) структуры блокового типа; 2) разграничивающие их линейные структуры — зоны сочленения и 3) системы поперечных разломов. На долю блоков приходится 74 % общей площади региона; зоны сочленения составляют остальные 26 %.

Наилучшими для целей проведенного исследования оказались изображения масштабов 1 : 2 500 000 — 1 : 500 000. Они дают возможность непосредственного обзора одиночных блоков и выявления характера их границ, а также позволяют анализировать внутреннее строение блоков и слагающие их структуры.

При изучении восточной части Балтийского щита выделено 30 блоков (рис. 1). Для каждого из них типичен присущий только ему структурный план. Выделенные блоки отличаются также по главным типам слагающих их формаций и по истории развития.

Различия в истории формирования отдельных блоков оказывается возможным подтвердить начиная с самых ранних стадий их существования. Так, в пределах Мурманского блока [7] в составе докембрийского фундамента принимают широкое участие образования, прошедшие гранулитовую стадию метаморфизма. Несмотря на более поздний метаморфизм амфиболитовой фации и гранитизацию, здесь сохраняются участки двупироксеновых гнейсов, эндербитов и чарнокитов. Такие же образования широко развиты в пределах фундамента и в Ениско-Чупинском блоке.

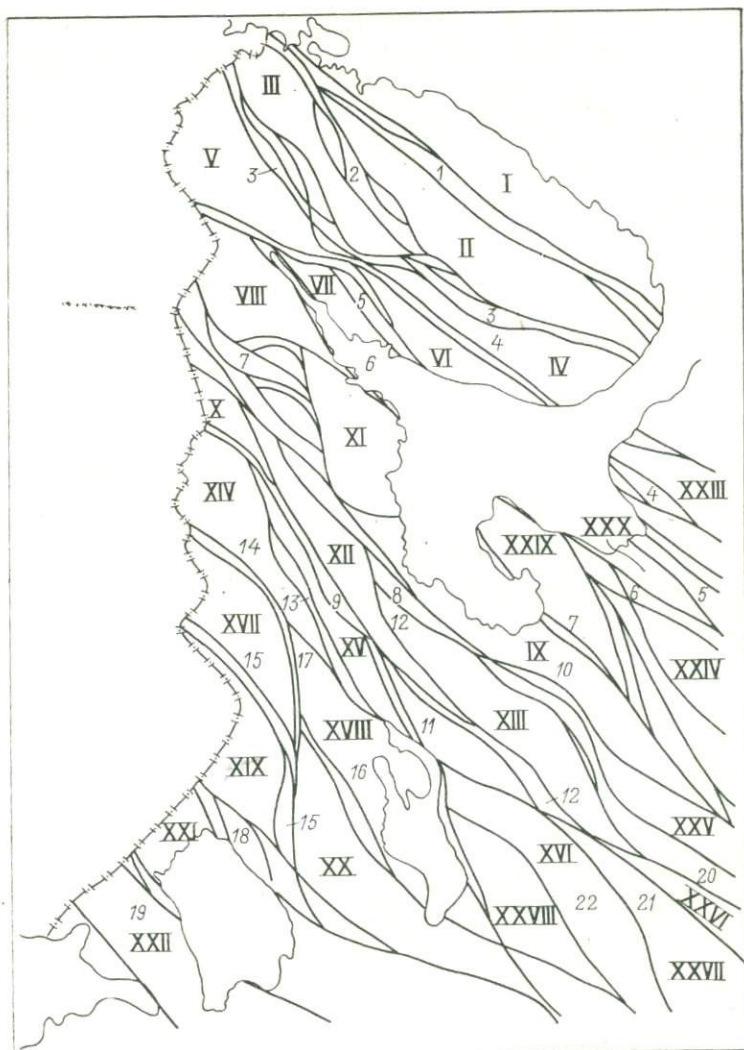


Рис. 1. Основные структурные элементы восточной части Балтийского щита (блоки и зоны сочленения).

Блоки: I — Мурманский; II — Кейвский; III — Центральнокольский; IV — Имандра-Варзутский; V — Лоттинский; VI — Терский; VII — Колвизкий; VIII — Енско-Чупинский; IX — Малошуйский; X — Пяозерский; XI — Белозерский; XII — Шомбозерско-Лехтинский; XIII — Пулосозерский; XIV — Костомукшский; XV — Ондозерский; XVI — Волдозерский; XVII — Гимольский; XVIII — Онежский; XIX — Суоярвский; XX — Сямозерский; XXI — Ладожский; XXII — Выборгский; XXIII — Зимнебережный; XXIV — Холмогорский; XXV — Пуксозерский; XXVI — Андомский; XXVII — Коношский; XXVIII — Волдозерский; XXIX — Онегополуостровский; XXX — Кандалякско-Двинский. Зоны сочленения: 1 — Кейвско-Поросозерская; 2 — Коло-Лявозерская; 3 — Печенгско-Варзутская; 4 — Лицко-Кижско-Зимнебережная; 5 — Канозерско-Пинежская; 6 — Двинско-Кандалякская; 7 — Кемьско-Онего-Двинская; 8 — Восточно-Карельская; 9 — Пяозерско-Сегежская; 10 — Ветреный Пояс; 11 — Регозерская; 12 — Выгозерская; 13 — Чиркокемско-Кумсинская; 14 — Костомукшско-Гимольская; 15 — Тулос-Ведлозерская; 16 — Западно-Онежская; 17 — Маслозерская; 18 — Приладожская; 19 — Приозерская; 20 — Вельская; 21 — Верхнеонежская; 22 — Волдозерско-Лачская.

В других блоках в составе фундамента выделяются толщи с железистыми кварцитами, а в некоторых — образования спилит-кератофировой формации.

Еще более существенно различаются блоки по истории формирования их верхних структурных этажей. Так, в Енско-Чупинском блоке к протоплатформенному чехлу относятся стратифицированные отложения беломорской серии. Примерно одновозрастные и сходные по своей тектонической позиции щелочные гнейсы и лебяжинские гнейсы устанавливаются в Кейвском блоке. В других блоках такие образования если и были развиты, то или не сохранились, или выделяются в виде мелких фрагментов, указывая этим на наличие размыва в одном из последующих этапов развития.

В ряде блоков формации, образующие протоплатформенный чехол, не претерпели регионального метаморфизма, более высокотемпературного, чем фации зеленых сланцев. Резкие индивидуальные отличия в строении верхнего этажа свидетельствуют о том, что во время их образования продолжались локальные перемещения блоков относительно друг друга.

Различия в составе, возрасте и начале времени формирования блоков типичны и для платформенного чехла. И хотя к началу фанерозоя индивидуальные особенности элементарных структур проявляются не так резко и отчетливо, как ранее, некоторая специфика формирования платформенного чехла в них продолжает сохраняться.

Блоки, выделенные по результатам дешифрирования космических снимков, в геофизическом аспекте являются участками земной коры с однотипными, для каждого из них, гравитационными и магнитными полями. Они обладают также однородными петрофизическими характеристиками. К периферическим частям таких структур приурочены вытянутые участки дискретных изменений геофизических параметров, маркирующие границы блоков.

По выборке этих блоков была проведена статистическая обработка данных по их основным параметрам. К их числу относятся длина (L), ширина (l), площадь (S), степень удлиненности (L/l) и величина угла при замыкании (α). Проведенная проверка показала возможность аппроксимации всех указанных величин нормальным законом распределения (таблица).

Данные статистической обработки позволили выявить принадлежность всех блоков к единой совокупности по размерам и форме. Эти наименьшие, или элементарные, структуры имеют самостоятельную историю развития.

Для всех блоков характерны вытянутые линзовидные, ланцевидные или сегментовидные формы. Такие формы были отмечены как типичные для тектонических структур М. В. Муратовым [8], а для Балтийского щита — К. О. Кратцем [5]. Линзовидность форм блоков подчеркивается плавными изгибами их

Статистика	Размерность				
	S, км ²	L, км	I, км	L/I	α , градус
Количество замеров	22	22	22	22	31
Среднее значение	19 400	415	75	5,9	30
Среднее квадратичное отклонение	5 780	78	22	2,2	10

очертаний и малыми величинами углов при замыканиях структур.

Зоны сочленения блоков выделяются при дешифрировании достаточно отчетливо. Протяженность отдельных из них достигает нескольких сот километров. Так, Кейвско-Поросозерская зона прослеживается от границ Норвегии, вдоль всего Мурманского блока более чем на 550 км. Восточно-Карельская зона тянется от границы с Финляндией в районе Куолаярви до оз. Кожезеро на Ветреном Поясе более чем на 600 км. Не менее протяженны и другие зоны сочленения. Однако и это далеко не полная их длина. Дешифрирование космических снимков показало, что большинство из зон, выделенных в пределах Балтийского щита, продолжается на Восточно-Европейской платформе, иногда протягиваясь до Урала. Ширина выходов отдельных зон сочленения колеблется в пределах от нескольких километров до первых десятков километров. Наиболее обычны размеры 5—15 км. Выявляется определенная зависимость между шириной выходов зоны и степенью кривизны их изгиба в плане. Наиболее узкие участки приурочены к прямолинейным частям зон. Для всех зон сочленения характерно северо-западное направление с азимутами 300—330°. Отмечаются отклонения как к субмеридиональным, так и к субширотным простираниям. Зоны сочленения в том объеме, в каком они выделены при дешифрировании космических изображений, выявлены впервые, хотя некоторые из них были описаны в литературе ранее.

Зоны сочленения и отдельные составляющие их разрывы в плане пологоволнисты. Изменчивы они и по углам падения. Наряду с крутопадающими разрывами среди них присутствуют и относительно пологопадающие ветви. К таким нарушениям относятся дугообразные в плане разрывы, образующие Восточно-Карельскую зону смятия в районе к северу от Пяозера. Структурой надвигового типа является зона, отделяющая Мурманский блок от Имандра-Варзугского, а также ряд других. Сопоставление полученных при дешифрировании данных с геологическими картами выявляет значительную сходимость общего плана расположения зон сочленения и отдельных их ветвей с планом разрывных структур, выделявшихся рядом авторов [2, 4 и др.].

Зоны сочленения состоят из многочисленных субпараллельных ветвей разломов с бластомилонитовым и бластокатаклазитовым заполнением. Катаклазиты обычно формируются после образования бластомилонитов. Различные соотношения между отдельными типами тектонических изменений пород в пределах разрывов, относящихся к одной и той же зоне, являются не исключением, а правилом, что свидетельствует о сложности и неоднородности развития зон сочленения во времени.

Характерная пологоволнистая форма как зон сочленения, так и составляющих их разломов и отклонение простираения ветвей от общего направления зон являются важным фактором для понимания истории их формирования. Появление изгибов обуславливает возможность образования местных растяжений в условиях развития общих сжимающих усилий на территории региона в целом. Такие местные растяжения оказываются возможными в широком диапазоне направлений, примерно $20-25^\circ$ в обе стороны от общего простираения зон сочленения. Этим во многом объясняется повышенная проницаемость зон сочленения для проявления глубинных процессов. Особенно благоприятно это для развития базитового и гипербазитового магматизма. К зонам сочленения приурочено большинство крупных поясов массивов основных и ультраосновных пород, для которых характерно расположение длинных осей массивов вдоль общего простираения зон. Устанавливается зависимость расположения тел гипербазитов и базитов от степени кривизны зон сочленения. Наибольшая частота встречаемости таких тел отмечается в участках наименьших радиусов кривизны. Это свидетельствует о специфических условиях растяжения, возникавших на участках перегибов и изменения простираений зон сочленения при тектонических напряжениях. С зонами сочленения также связано широкое развитие основного вулканизма, иногда существенно распространяющегося на площади сопредельных блоков (части структур Имандра-Варзуги, Ветреного Пояса, район Куолаярви).

История формирования зон сочленения отличается большой длительностью. Надежных данных, однозначно фиксирующих начало их формирования, не имеется. Предположительно можно датировать это временем начала формирования структур сопредельных с ними блоков. Такое предположение основывается на том, что различия в истории формирования самих блоков могли возникать только при наличии между ними зон разломов с проходившими по ним движениями. Существуют, однако, непосредственные данные, свидетельствующие о большой древности движений по ним. К ним относятся радиологические датировки возраста пород из зон сочленения. Одно из таких мест — расслоенный плутон Чуна-Монче-Волчьих тундр, примыкающий к одной из ветвей Печенгско-Имандра-Варзугской зоны сочленения. Сильно переработана тектонически и сама краевая часть плутона. В не-

посредственной близости от зоны сочленения располагаются выходы более молодых нетектонизированных габброидов. Возраст этих пород по данным радиоизотопного анализа 2900 ± 200 млн. лет [6]. Тем самым устанавливается, что заложение зоны сочленения было более древним. Близкие значения возраста получены для пород Кейвско-Поросозерской зоны (2730 ± 15 млн. лет).

Следующий этап жизни зон сочленения датируется возрастом основных вулканитов зон Имандра-Варзуги, Ветреного Пояса и Куоляярви, который колеблется в пределах 2400—1800 млн. лет.

Приуроченность к зонам сочленения более молодых геологических образований, вплоть до палеозойских, свидетельствует о длительной и многократной активизации зон сочленения. Однако и в это время формирование их не было завершено. При аэровизуальных маршрутах отмечены участки, где к разломам зон сочленения в районе горы Киме-Тундра приурочены отчетливые уступы высотой более 100 м.

Полученные данные свидетельствуют о сложности строения и длительной истории формирования зон сочленения как особого типа тектонических структур.

Наличие большого количества зон сочленения позволило провести обработку статистических данных по особенностям их морфологии. Одним из параметров явилось расстояние между отдельными ветвями разломов, входящих в состав зон сочленения. Поскольку отдельные ветви их также извилисты, в качестве параметра использовалась наибольшая ширина расположенных между ними блоков. Общее количество замеров 254; среднее расстояние 5,1 км; среднее квадратичное отклонение 2,5 км. Закон распределения — нормальный. Такая же проверка была сделана и для углов сочленения отдельных ветвей в пределах зон сочленения. Здесь также был установлен нормальный закон распределения с средним углом 15° при среднем квадратичном отклонении $5,3^\circ$.

Совместный анализ данных дешифрирования космических снимков и геофизических полей выявил закономерную приуроченность к зонам сочленения однотипных геофизических характеристик. Почти все зоны нашли подтверждение в геофизических полях. В гравитационном поле они выражены зонами интенсивных градиентов; особенно четко фиксируются высокими градиентами осевые части зон сочленения. Величина горизонтальных градиентов силы тяжести в пределах зон составляет в среднем 2 мГл/км, достигая иногда 5 мГл/км. Однако не все зоны сочленения (например, в Карелии) выражены градиентными зонами.

В магнитном поле зоны сочленения фиксируются системами полосовых и линейных аномалий, разграничивающих однопорядковые магнитные области. Для большинства зон сочленения характерно наличие полос упорядоченных осей магнитных аномалий, параллельных простиранию структур и повторяющих их из-

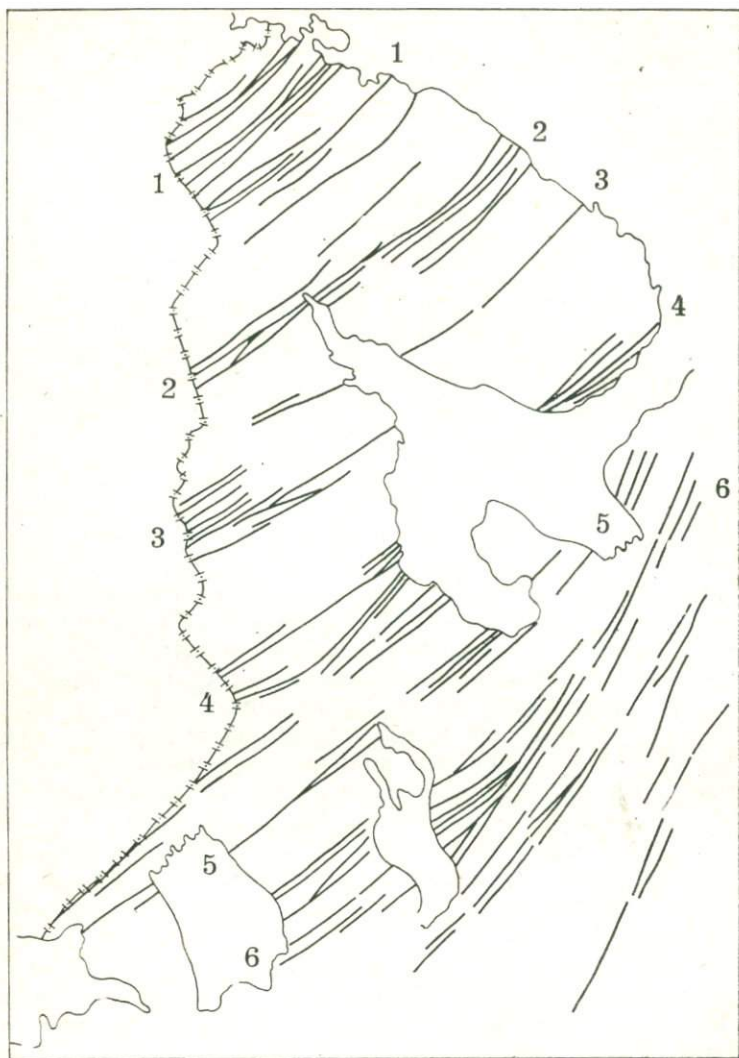


Рис. 2. Основные структурные элементы восточной части Балтийского щита (зоны глыбовой переработки).

Зоны: 1 — Арагубско-Ботничская; 2 — Соколозерско-Шагнянская; 3 — Куйтозерско-Иоканьская; 4 — Понойско-Янисъярвинская; 5 — Выборгско-Зимнебережная; 6 — Ладжско-Мезенская.

гибы. В пределах этих полос фиксируется заметное увеличение длин осей магнитных аномалий.

Сопоставление всех полученных данных позволяет предполагать мантийное заложение зон сочленения. Систематическое присутствие в их пределах базитовых и гипербазитовых массивов,

связь с ними интенсивной вулканической деятельности, приуроченность высоких градиентов гравитационного поля — все это может свидетельствовать о больших глубинах заложения зон сочленения. Косвенным доказательством того же является длительность существования этих структур с многократным возобновлением движений по ним.

При изучении космических снимков выделены системы разрывных нарушений, резко отличающиеся по своим азимутам и морфологии от зон сочленения (рис. 2). С учетом данных геологии и геофизики выявлено принципиальное отличие таких разрывов от зон сочленения не только по морфологии, но и по истории их формирования. Разрывы этого типа обычно пересекают несколько блоков, рассекая земную кору на структуры, определяемые как глыбы. Такие системы выделены нами как разломно-блоковые зоны. Для их выделения наиболее удобны космические изображения масштабов 1 : 2 500 000 — 1 : 1 000 000, на которых такие зоны выделяются с большой уверенностью. Все они характеризуются типичным фотоизображением и фототонном. Существенно помогает их выделению направленность структур, поперечных к простиранию длинных осей блоков и зон сочленения.

Протяженность разломно-блоковых зон достигает нескольких сот километров. Так, Арагубско-Нотинская зона в пределах Советского Союза протягивается от Баренцева моря более чем на 250 км. Она прослеживается до Ботнического залива, где к ней приурочен грабен Осло. При этом общая протяженность зоны, которую лучше называть Арагубско-Ботнической, составляет более 900 км. Не меньшей протяженностью обладает Понойско-Янисъярвинская зона, протягивающаяся по космическим изображениям через район озер Ондозеро и Сегозеро до оз. Янисъярви. За пределами Советского Союза эта зона разломов прослеживается до южных границ Финляндии. Столь же значительны по своим размерам и остальные разломно-блоковые зоны. Для всех таких зон характерно северо-восточное простирание с азимутом порядка 50°.

Каждая из зон состоит из многочисленных разломов, располагающихся субпараллельно или ветвящихся под острыми углами. Количество таких разрывов в разных зонах различно и колеблется от единиц до нескольких десятков. Протяженность отдельных разломов составляет от десятков до сотни и более километров.

Границы разломно-блоковых зон нечеткие. Они устанавливаются по космогеологическим данным по уменьшению количества разрывов к краям вплоть до их исчезновения. Ширина отдельных зон различна. Зависит она от количества разломов, входящих в данную зону, и колеблется от 15 до 120 км (Арагубско-Ботническая и Ладожско-Мезенская зоны).

В промежутках между зонами разрывы северо-восточного простирания или не отмечаются, или фиксируются в виде еди-

ничных линий небольшой протяженности. За каждой крупной разломно-блоковой зоной, состоящей из многочисленных разломов, располагается относительно менее развитая зона с существенно меньшим количеством составляющих ее разломов.

Разломно-блоковые зоны пересекают границы блоков и зон сочленения без заметных смещений. В большинстве случаев они отчетливо пересекают зоны сочленения под углами, близкими к прямым.

К разломно-блоковым зонам тяготеют определенные типы магматических образований. К ним, например, относятся граниты лицевого комплекса, приуроченные к Арагубско-Ботнической зоне. Другой такой формацией являются массивы главного гипербазитового пояса, располагающиеся в пределах Арагубско-Ботнической зоны, Бураковский массив, приуроченный к Ладожско-Мезенской зоне, и многие др. К Соколозерско-Цагинской зоне достаточно четко приурочены массивы формации агпайтовых нефелиновых сиенитов Хибинского и Ловозерского плутонов, расположенные в виде единой цепочки. Помимо этих крупных массивов, при проверке данных дешифрирования в южной части Кольского полуострова А. В. Савицким были выявлены в той же зоне дайки мончикитов, также подтверждающие связь щелочного магматизма с зонами глыбовой переработки. Наличие различных формаций глубинных плутонических пород является надежным показателем весьма большой глубины заложения самих зон. Проявления магматогенной деятельности, связанной с зонами, свидетельствуют о большой длительности формирования разломно-блоковых зон от позднего архея до неотектонических движений по ним, проявленных в особенностях геоморфологии.

По данным проведенной статистической обработки, среднее расстояние между зонами равно 110 км. Выявляется четкое чередование крупных зон с многочисленными разломами и менее развитых, с малым их количеством.

В пределах каждой зоны хорошо выражены внутренние закономерности. Выявляется определенный «ритм» — шаг между разломами. По определением на участках, где такие разрывы располагаются параллельно (по 167 замерам), среднее расстояние составляет 6,1 км, среднее квадратичное отклонение 1,4 км. Закономерны и углы ветвления отдельных разрывов в зонах глыбовой переработки — 15°.

Разломно-блоковые зоны относятся к образованиям тектономагматической активизации и процессов сводообразования. Крупные зоны с многочисленными разломами и проявлениями интрузий тяготеют к осям сводов, где создаются условия местного растяжения. Здесь возникают условия для образования компенсационных надвигов. В пониженных частях межсводовых прогибов зоны оказываются в условиях сжатия. Проницаемость таких участков остается незначительной и, несмотря на появление разрывов, проявлений магматизма здесь не отмечается.

В гравитационном поле рассматриваемые зоны фиксируются резким изменением направлений изолиний в участках пересечения их отдельными разрывами зон. Именно здесь образуются пережимы или раздувы локальных аномалий поля силы тяжести, вызванные вертикальными смещениями масс по отдельным тектоническим клиньям. В магнитном поле этим зонам отвечают области смещения простираций осей магнитных аномалий и цепочки локальных аномалий северо-восточного направления. Наблюдаются зоны интерференции осей магнитных аномалий северо-восточного и северо-западного направления.

Изучение выделенных элементарных тектонических структур и данных о размещении полезных ископаемых выявило закономерные связи. Значительное сгущение проявлений полезных ископаемых оказывается приуроченным к зонам сочленения, которые могут быть выделены как перспективные структуры при проведении поисковых работ. Наиболее перспективными участками являются площади, располагающиеся на пересечении зон сочленения и разломно-блоковых зон.

Выводы

1. В итоге всестороннего изучения материалов космических съемок установлены три типа структурных элементов: а) структуры блокового типа; б) разграничивающие их зоны сочленения; в) системы поперечных разломов (разломно-блоковые зоны).

2. Перечисленные типы структур в общем сопоставимы с подобными структурами, выделенными на основании геологических и геофизических данных, что является одним из объективных свидетельств правомерности их существования. Конечно, при космическом дешифрировании выявляется ряд структур, требующих специального изучения. В частности, это относится к различным типам кольцевых структур.

3. Приведенные в статье данные могут иметь определенное значение при прогнозировании и выявлении закономерностей размещения полезных ископаемых.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гендлер В. Е., Берендеев Н. С., Белкина И. Л. Основные структурные единицы восточной части Балтийского щита по данным дешифрирования космических снимков.— В кн.: Региональная тектоника раннего докембрия СССР. Л., Наука, 1980, с. 130—132.

2. Геологическая карта-схема Кольского полуострова масштаба 1:1 000 000/Ред. В. Г. Загородный.— В кн.: Минеральные месторождения Кольского полуострова. Л., Наука, 1981. 272 с.

3. Кайряк А. И., Ходак Ю. А. Формирование щитов и эволюция вещества толщ их оснований на примере Анабарского, Украинского и Балтийского щитов.— В кн.: Петрология литосферы и рудоносность. Л., 1981.

4. Козлов М. Т. Разрывная тектоника северо-восточной части Балтийского щита. Л., Наука, 1979. 183 с.

5. Кратц К. О. Земная кора восточной части Балтийского щита. Л., Наука, 1978. 230 с.

6. Лобач-Жученко С. В., Кратц К. О. Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л., Наука, 1972. 193 с.

7. Муратов М. В. Строение и развитие эвгеосинклинальных прогибов и их магматизм.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 5, с. 3—11.

8. Пустовалова Л. А., Белоножка Л. Б., Гиммельфарб Г. Б. Петрология раннеархейских гипербазитов и пород чарнокитовой серии в связи с картированием территории западного побережья Белого моря.—В кн.: Петрология литосферы и рудоносность. Л., 1981.

9. Реликты древнейшей коры Земли в пределах Мурманского блока (Кольский полуостров)/М. В. Минц, Н. И. Колпаков, Т. П. Чирикова, В. Е. Чудинова.—В кн.: Петрология литосферы и рудоносность. Л., 1981.

УДК 551.243 : 551.7 : 553.2(470.22)

Е. К. Мельников, П. И. Шариков

СТРУКТУРНО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ НЕСОГЛАСИЯ КАРЕЛИИ И ИХ РОЛЬ В РУДООБРАЗОВАНИИ

Интенсивное углубленное изучение областей региональных докембрийских поверхностей структурно-стратиграфических несогласий (СН), проведенное в 70—80-е годы в Австралии и Канаде, показало, что эти элементы строения земной коры исключительно благоприятны для локализации месторождений меди, никеля, кобальта, полиметаллов и других полезных ископаемых. Условия локализации месторождений, форма рудных тел весьма сложны и разнообразны, но общим для них является закономерное размещение оруденения вблизи границы платформенных или субплатформенных отложений докембрийского (преимущественно позднепротерозойского) возраста с подстилающими их интенсивно дислоцированными и в различной степени метаморфизованными образованиями архея и раннего протерозоя. Руды размещаются в основном в интервале до 50 м выше и 100—200 м ниже поверхности несогласия.

Подавляющее количество месторождений «типа несогласия» локализуется в сложнислоцированных нижнепротерозойских толщах, включающих горизонты углеродсодержащих сланцев и карбонатных пород. Степень метаморфизма нижнепротерозойских образований различна; например, в Канаде они метаморфизованы в амфиболитовой фации, а в Австралии — от зеленосланцевой до высших ступеней амфиболитовой. При наличии в складчатом основании карбонатных, закарстованных в зоне выветривания, пород оруденение целиком размещается ниже поверхности несогласия. При отсутствии карбонатных пород оно как бы поджимается к несогласию и распространяется в базальные горизонты пологозалегающих платформенных отложений чехла.

Месторождения приурочены к районам с высокой тектонической анизотропностью и нарушением пород, в частности, к контактам геосинклинальных толщ с жесткими упорами типа архейских куполов или крупных массивов гранитоидов. Здесь развиты различные типы разломов — от региональных коровых и трансформных с пестрым набором тектонитов до сбросов и взбросов простого строения, в основном конседиментационных, зачастую смещающих на первые метры — десятки метров поверхность несогласия. Наиболее типичны складчато-разрывные нарушения со сложнопостроенной вторичной складчатостью и многочисленными послыльными, реже секущими зонами дробления и трещиноватости.

Для месторождений «типа несогласия» характерно широкое проявление эпигенетических изменений, связанных как с древним корообразованием (гематитизация, гидрослюдистые изменения и др.), так и с гидротермально-метасоматическими процессами (магнезиальным, натриевым и другими типами метасоматоза). Оруденение локализуется обычно вблизи пересечения поверхностей несогласия конседиментационными нарушениями в зонах интенсивной иллитизации, хлоритизации или альбитизации, обнаруживая при этом приуроченность к границе гематитизированных, в основном карбонатных пород с неокисленными пиритсодержащими углеродистыми сланцами.

Наличие в рудных районах Австралии и Канады долеритов и габбро-диабазов, возраст которых 1000—1260 млн. лет, свидетельствует о проявлении в их пределах позднерифейской тектоно-магматической активизации, с которой ряд исследователей связывает формирование месторождений «типа несогласия».

Генезис месторождений «типа несогласия» остается предметом многолетних дискуссий. В публикациях они относятся то к типично гидротермальным, то к формирующимся в результате циркуляции нисходящих вод метеорного происхождения. В настоящее время большинство исследователей склонно рассматривать эти месторождения как полигенные и полихронные [1, 4].

Определенные черты сходства рудных районов Канады и Австралии с некоторыми структурами северо-запада Русской платформы позволяют рассматривать последние в качестве перспективных на проявление месторождений комплексных руд и прежде всего месторождений меди, ванадия, молибдена и полиметаллов.

На северо-западе Русской платформы выделяются четыре основных докембрийских структурно-стратиграфических несогласия (ССН).

1. Предвендская поверхность ССН на доступных для бурения глубинах прослеживается в пределах обширной полосы от Прибалтики до Архангельской области. Песчаники гдовского (или редкинского) горизонта с корами выветривания в основании несогласно перекрывают все более древние комплексы пород от

архея до верхнего рифея включительно. На рассматриваемой территории к этой поверхности приурочены широкие контрастные первичные ореолы рассеяния свинца, молибдена, никеля.

2. Предрифейская поверхность ССН зафиксирована в впадинах, выполненных субплатформенными отложениями среднего и верхнего рифея, по возрасту и составу близкими к песчаникам серии Комбалджа в Австралии, Атабаска в Канаде и к отложениям полесской свиты на Украинском щите. В Канаде к этой поверхности ССН приурочен ряд крупных месторождений комплексных кобальт-никелевых руд с повышенным содержанием мышьяка, молибдена, меди, селена, ванадия. На Балтийском щите вблизи предрифейской поверхности несогласия отмечены контрастные первичные ореолы рассеяния меди, никеля, полиметаллов.

3. Предвепсийская поверхность ССН хорошо проявлена в Прионежье, где слабометаморфизованные субплатформенные отложения петрозаводской свиты вепсия с красноцветными корами выветривания в основании несогласно перекрывают образования различных свит раннего протерозоя и архея. Эта поверхность отвечает перерыву в осадконакоплении нижнепротерозойских образований на рубеже 2000—1950 млн. лет. На Канадском щите к вепсийским отложениям близки по возрасту образования формаций Мартин и Питер-Ривер, в Австралии — отложения нижней части разреза карпентария, включающие формацию Эдит-Ривер, а в обрамлении Украинского щита — отложения пугачевской свиты. В Канаде с этой поверхностью несогласия некоторые геологи связывают формирование жильных месторождений района Биверлодж, радиологический возраст которых 1700 млн. лет, в Австралии — часть комплексного оруденения на месторождениях района Рейнджер, а на Балтийском щите — ряд рудопроявлений комплексных молибден-медно-ванадиевых руд, возраст которых 1750 млн. лет, в Карелии.

4. Преднижнепротерозойская поверхность ССН характерна для нижнепротерозойских протоорогенных прогибов. Однозначно связанным с нею промышленным месторождением «типа несогласия» ни на одном из кристаллических щитов не обнаружено.

По сумме факторов, отличающих районы развития месторождений комплексных руд «типа несогласия» на Австралийском и Канадском щитах, с этими районами может быть сопоставлена южная часть Балтийского щита.

Особенно важным является то, что здесь развиты горизонтально залегающие субплатформенные и платформенные отложения вепсия, рифея и венда с корами выветривания в основании, с резким угловым несогласием перекрывающие дислоцированные образования архея и раннего протерозоя. Последние по составу, возрасту и степени метаморфизма аналогичны образованиям афебия в Канаде или формации Кулпин в Австралии. Нижнепротерозойские образования содержат благоприятные для

локализации месторождений «типа несогласия» пачки карбонатных пород и углеродсодержащих сланцев, включающие отдельные горизонты, обогащенные медью, никелем, кобальтом, ванадием, мышьяком и другими элементами.

Вепсийские отложения рассечены дайками габбро-диабазов и долеритов (возраст 1260 млн. лет), что свидетельствует о проявлении на рассматриваемой площади позднерифейской тектономагматической активизации.

В отличие от районов Австралии и Канады Онежский район характеризуется ограниченным развитием в его пределах нижнепротерозойских гранитов и значительным развитием в разрезе нижнего протерозоя базальтоидных, андезит-базальтоидных и пикрит-порфировых вулканогенных образований.

К настоящему времени на Балтийском щите не выявлено месторождений комплексных руд, которые могли бы быть отнесены к месторождениям «типа несогласия». Вместе с тем ряд известных в Карелии рудопроявлений с медно-кобальтовой и молибден-медно-ванадиевой минерализацией по сумме признаков возможно, по-видимому, отнести к этому типу. Ниже приводится характеристика молибден-медно-ванадиевых рудопроявлений, большинство из которых локализуется в пределах зон складчато-разрывных дислокаций.

Эти зоны представляют собою систему сложнопостроенных крутопадающих, часто запрокинутых на запад, антиклинальных складок с размахом крыльев от 0,5 до 4 км. Они разделены широкими и пологими синклиналями с размахом крыльев от 5 до 15 км. Зоны прослежены по простиранию в северо-северо-западном направлении на 50—70 км. Рудопроявления приурочены к узлам пересечения зон складчато-разрывных дислокаций северо-северо-западного простирания и секущих их близмеридиональных и северо-восточных разломов. В пределах тектонических узлов отмечается резкая ундуляция осей антиклинальных складок. В их ядрах вскрываются доломиты, а на крыльях — шунгитосодержащие сланцы с покровами габбро-диабазов. Все породы, слагающие антиклинальные складки, интенсивно трещиноваты и участками брекчированы. Тектонические брекчии наиболее широко развиты на контакте доломитов и сланцев. Преобладают субсогласные, но довольно часто встречаются и секущие зоны брекчий.

В их пределах повсеместно проявлены эпигенетические процессы как гидротермально-метасоматические, так и гипергенные. К первым из них относятся прежде всего пропилитизация, альбитизация и карбонатно-слюдистый метасоматоз. Пропилитизация охватывает практически всю зону складчато-разрывных дислокаций, достигая мощности 300—500 м. Для пропилитов характерен минеральный парагенезис: хлорит + эпидот + альбит + магнетит (в диабазах). Альбитизация проявлена в зонах мощ-

ностью до 200 м. Наиболее мощно и контрастно этот процесс проявляется в сланцах и диабазах, менее четко — в карбонатных породах. Для альбититов характерна минеральная ассоциация: альбит+ванадиевый и хромовый эгирин+рибекит+хром-дравит. В карбонатных породах типичен апатит. Ширина зон карбонатно-слюдистого метасоматоза достигает 100—150 м. В минеральную ассоциацию карбонатно-слюдистых метасоматитов, помимо доломита, входят ванадиевые флогопит и мусковит, хромфенгит и тайнниолит. Возраст слюдитов, определенный с помощью калий-аргонового метода, составляет 1760 млн. лет. С этими метасоматитами пространственно и генетически связано молибден-медно-ванадиевое орудование.

Гипергенные изменения пород выражены в образовании линейных кор выветривания и связанных с ними зон окисления. Выделяются два типа кор выветривания: а) кайнотипные белочетные (каолин-гидрослюдистые) и бурые (каолин-лимонитовые); б) слабометаморфизованные красноцветные (гематитовые). Первые сформированы, по-видимому, в интервале от венда до мезозоя, вторые — в предрифейское или, скорее, предвепсийское время. Наиболее глубоко древние линейные коры выветривания развиваются в ядерных частях антиклинальных складок, сложенных доломитами. Они представлены кварц-гематитовыми брекчиями и кавернозными, закарстованными доломитами с пустотами, выполненными гематитом и «песчаной сыпучкой». В сланцах коры выветривания сложены пестрыми и малиново-красными глинами. С глубиной коры выветривания сменяются зонами окисления, фиксируемыми по выносу натрия из сланцев и осветлению сланцев, обусловленному выгоранием углеродистого вещества. При более сильном окислении сланцев и доломитов содержащийся в них пирит полностью замещается гематитом, в результате чего эти породы меняют свой черный или темно-серый цвет на вишнево-красный.

Обращает на себя внимание определенная закономерность в взаимном расположении перечисленных зон эпигенетического изменения пород в пространстве. Зоны альбитизации, так же как и зоны выноса натрия, наиболее четко фиксируются в сланцах и очень слабо — в карбонатных породах. Зоны выноса натрия наиболее глубоко (до 200—350 м) проникают на крыльях антиклиналей, в ядрах которых на поверхность выходят закарстованные доломиты. Интенсивность выноса натрия здесь резко затухает с удалением от поверхности, где содержание натрия в сланцах составляет 0,04—0,8 % на глубинах 100—200 м при нормальном его содержании в неизменных сланцах 1,0—2,5 %. Зоны альбитизации (содержание натрия $>3\%$) на крыльях глубоко эродированных антиклиналей в виде узких лент как бы окаймляют снизу зоны выноса натрия, сменяясь на больших глубинах неизменными сланцами. В периклинальных частях антиклиналей, где закарстованные и окисленные доломиты по-

гружаются под не затронутые выветриванием сланцы и диабазы, зоны альбитизации окаймляют сверху гематитизированные доломиты и распространяются от них вверх по секущим нарушениям в виде крутопадающих зон.

Зоны гематитизации и карбонатно-слюдистого метасоматоза охватывают как сланцы, так и карбонатные породы. Гематитизация наиболее глубоко распространяется по более проницаемым карбонатным породам, в результате чего в периклинальных частях антиклиналей интенсивно окисленные доломиты оказываются перекрытыми практически не затронутыми выветриванием пиритсодержащими сланцами. На крыльях антиклиналей зоны гематитизации обычно почти совпадают с зонами выноса натрия, а в периклинальных частях гематитизация зачастую накладывается на альбититы. Все без исключения зоны слюдизации пространственно тяготеют к окислительно-восстановительному барьеру, захватывая вблизи него как сульфидизированные, так и гематитизированные породы.

Отмеченная закономерность во взаимном расположении зон эпигенетического изменения пород позволяет высказать предположение о возможной их генетической связи. Зоны гематитизации и слюдизации некоторые исследователи рассматривают как дегидратированные в процессе метаморфизма соответственно охристую и гидрослюдистую части древней зоны окисления.

Молибден-медно-ванадиевое оруденение приурочивается к альбитизированным и к слюдизированным разностям пород, содержащим и пирит, и гематит. Рудная минерализация представлена молибденитом, халькопиритом, самородной медью, галенитом и многими минералами ванадия. Ей сопутствуют селениды висмута, свинца и меди. Медное оруденение располагается в верхних частях рудоносных зон, ванадиевое — в их нижних частях.

Большинство геологов относят рассмотренные рудопроявления к эндогенному типу. В то же время постоянная приуроченность оруденения к окислительно-восстановительному барьеру, его пространственная связь с древними корами выветривания, характерное для экзогенных месторождений сочетание литофильных элементов с сидерофильными и халькофильными позволяют высказать предположение о существенной роли в его формировании гипергенных процессов или нагретых рудоносных растворов инфильтрационного происхождения. В частности, можно предположить, что оруденение формировалось на окислительно-восстановительном барьере из нагретых на глубине нисходящих метеорных вод, поступавших по захороненным в то время древним (предвесийским?) корам выветривания и прежде всего по высокопроницаемым карстогенным структурам, наблюдаемым в описанных выше складчато-разрывных дислокациях, т. е. считать, что оруденение формировалось в зоне древнего структурно-стратиграфического несогласия.

На сходство молибден-медно-ванадиевых рудопроявлений Карелии с месторождениями «типа несогласия» указывает приуроченность к запрокинутым складкам нижнепротерозойского основания, тесная связь с карбонатными и углеродисто-сланцевыми пачками пород, локализация в послонных и субсогласных зонах дробления вблизи карстогенных структур обрушения, приуроченность оруденения к окислительно-восстановительному барьеру, комплексный характер оруденения, радиологический возраст 1700 и 800—1000 млн. лет.

Эти рудопроявления наиболее близки к подтипу месторождений несогласия с карбонатными породами в фундаменте. Для них характерен некоторый отрыв оруденения от поверхности несогласия и локализация его ниже глубоко распространяющейся по карбонатным породам древней коры выветривания.

Помимо описанных рудопроявлений молибдена, меди и ванадия, к объектам «типа несогласия», по-видимому, могут быть отнесены медно-кобальтовые рудопроявления, где послонно-вкрапленное оруденение, представленное пиритом, халькопиритом и халькозином, локализуется в песчаниках и сланцах в пределах зон складчато-разрывных дислокаций. К этому типу, по-видимому, следует отнести рудопроявления своеобразных вкрапленных руд, приуроченных к древней коре выветривания в диабазах в районе Перт-Наволоок, где отмечаются устойчиво высокие концентрации меди [2, 3].

В целом интерес представляют те площади, в пределах которых рифейские и венскийские отложения несогласно перекрывают дислоцированные образования раннего протерозоя.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лаверов Н. П., Смиркстын А. О., Шумилин М. В. Зарубежные месторождения урана. М., Недра, 1983, с. 38—60, 215—249.
2. Металлогения восточной части Балтийского щита/Ред. А. В. Сидоренко, Т. В. Билибина. Л., Недра, 1980. 247 с.
3. Металлогения Карелии/Ред. А. И. Богачев, Р. А. Хазов. Петрозаводск, 1982, с. 133—143.
4. Полезные ископаемые Австралии и Папуа Новой Гвинеи. Т. 1/ Под ред. К. Найта. М., Мир, 1980, с. 153—250, 481—534.

УДК 551.241(470.11)

*С. Н. Кондаков, Ю. В. Петров, А. В. Булавин
В. А. Пичугин, В. К. Титов*

БЛОКОВОЕ И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ОНЕЖСКОГО ПРОГИБА

Онежский прогиб является одной из уникальных структур северо-запада СССР. Он находится в восточной окраинной части Балтийского щита, где расположены и другие структуры такого

типа, образующие швы и цепочки, вытянутые в северо-западном направлении на 800 км, в том числе под чехлом Русской платформы на 100—150 км. По положению в окраинной части Балтийского щита, полноте и характеру геологического разреза нижнепротерозойских образований, выполняющих прогиб, он может быть сопоставим только с Печенгской структурой, от которой отличается схемой блокового строения и металлогенной [3].

Онежский прогиб представляет собой брахиформную синклинорную структуру, сформировавшуюся в раннем протерозое на гранито-гнейсовом фундаменте позднеархейской консолидации на рубеже 2,6 млрд. лет [6]. Прогиб, сформировавшийся в течение протоорогенного и протоплатформенного этапов развития региона [2], выполнен вулканогенно-осадочными образованиями карельского комплекса — от сариолийских до вепсийских включительно. Площадь его около 12 тыс. км². Фундамент прогиба образован крупными мигматит-плутонами позднего архея и реликтами лопийских зеленокаменных поясов близмеридионального простираения.

Для нижнепротерозойского заполнения Онежского прогиба характерно широкое развитие карбонатных и черносланцевых пород в туломозерской и заонежской свитах. Характерно также большое количество вулканитов основного состава в заонежской и суйсарской свитах [4]. Мощность протерозойских отложений в погруженных блоках достигает 3,5—4 км на западе и 0,8—2 км на востоке прогиба.

Границы Повенецкого блока, вмещающего Онежский прогиб, фиксируются по положению систем глубинных разломов. С запада и востока Повенецкий блок ограничен зонами долгоживущих Хаутаварского, Гирвасского и Пудожгорского разломов субмеридионального простираения (рис. 1). По данным сейсмических исследований, они являются отражающими поверхностями раздела с углами падения 30—35° и двухслойным строением. Глубина заложения 50—60 км. Морфологически зоны представляют собой серии взбросов, ограничивающих распространение протерозойских образований Онежского прогиба. Северная граница прогиба совпадает с Кумсинско-Повенецким разломом, западная ветвь которого также представляет собой серию взбросов и надвигов. Положение южной границы прогиба намечается вдоль Петрозаводского разлома, по которому он сочленяется с Шокшинской протоплатформенной впадиной. Достоверность этой границы усложнена наложением на южном склоне щита Балтийско-Мезенской разломно-блоковой зоны.

Глубинное строение Онежского прогиба, расположенного в пределах Повенецкого блока IV порядка, неоднородно и аномально по отношению к смежным блокам земной коры [5]. Для Повенецкого блока характерен салический тип и четырехслойная модель земной коры, что резко выделяет его среди примыкающих с запада и востока фемических блоков — Сямозерско-

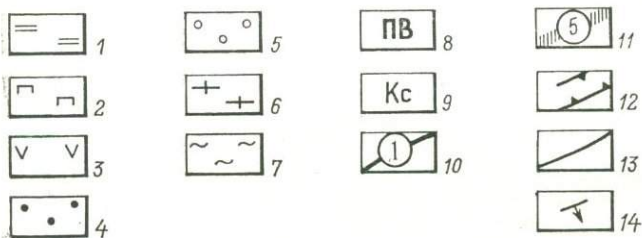
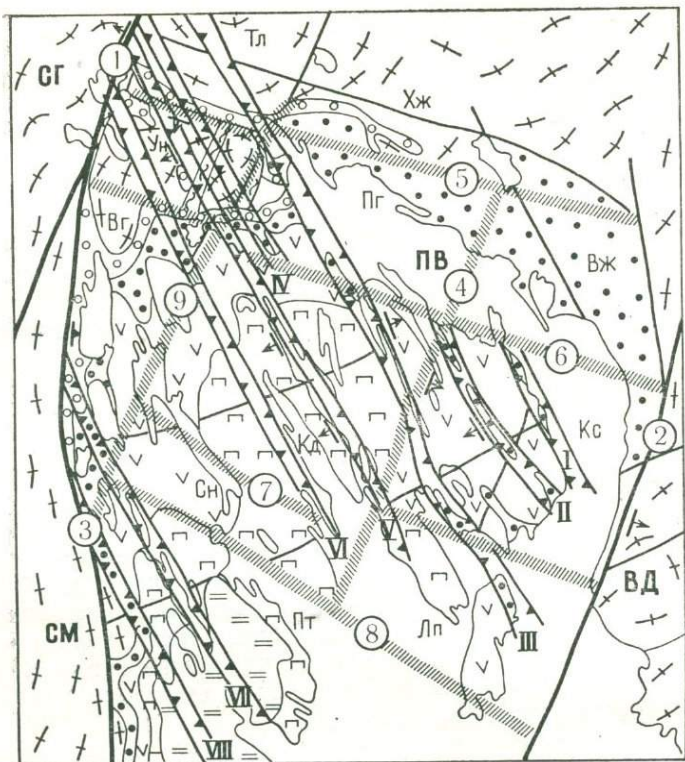


Рис. 1. Схема блокового строения Онежского прогиба.

Нижнепротерозойские образования Онежского прогиба: 1 — терригенные и туфогенные породы петрозаводской и шокшинской свит; 2 — вулканогенные породы суйсарской свиты; 3 — терригенные (черносланцевые) осадочно-вулканогенные породы заонежской свиты; 4 — терригенно-карбонатные породы туломозерской свиты; 5 — грубообломочные терригенные породы янгозерской свиты. Архейский фундамент: 6 — гранитоиды нерасчлененные; 7 — осадочно-вулканогенные образования лопья. Блоковые структуры: 8 — блоки IV порядка: СГ — Сегозерский, СМ — Сямозерский, ПВ — Повенецкий, ВД — Водлозерский; 9 — блоки V порядка: Тл — Телекинский, Хж — Хижозерский, Ун — Уницкий, Пе — Пергубский, Вж — Выжский, Вг — Войгубский, Кд — Кедрозерский, Те — Тереховский, Сн — Сандальский, Лп — Липовецкий, Пт — Петрозаводский. Разрывные нарушения: 10 — межблоковые мантийные разломы (цифры на рисунке): (1 — Хаутаварский, 2 — Пудожгорский, 3 — Гирвасский); 11 — межблоковые коровые разломы в фундаменте (4 — Центральный, 5 — Кумсинско-Повенецкий, 6 — Шуньгский, 7 — Сандальский, 8 — Кондопожский, 9 — Григоровский). Структуры протоактивизации: 12 — зоны складчато-разрывных дислокаций (I—VIII); 13 — прочие разломы; 14 — направление падения зон тектонических нарушений

го и Водлозерского. Мощность земной коры в пределах Повенецкого блока оценивается в 33—35 км при возможном увеличении ее в северном направлении, где мощность «гранитного» слоя достигает 15 км. По данным МОВЗ, центральная и южная части Онежского прогиба представляют собой многослойную сейсмическую среду, окруженную более гомогенными полями развития архейских гранитоидов.

Комплексные геофизические исследования, проведенные Э. В. Исаниной и Г. Х. Останиным, позволили выделить в архейском фундаменте прогиба ряд разнородных аномальных структур, различных по форме и глубине распространения. Среди них фиксируются поля, в которых отсутствуют или слабо проявлены сейсмические поверхности разделов, именуемые «зонами молчания». Предварительные данные показывают, что пространственно эти зоны совпадают с областями развития гранитов и гранитизированных гнейсов фундамента (рис. 2). Такие глубинные проницаемые и различные по интенсивности массообмена зоны могли служить каналами, вдоль которых происходили тектоно-метасоматические преобразования фундамента и процессы активизации.

Структурные особенности Онежского прогиба определяются сочетанием ортогональной ($0-30^\circ$ и $270-300^\circ$) и диагональной ($40-60^\circ$ и $310-340^\circ$) систем разрывных нарушений. Ортогональные Хаутаварский, Григозерский и другие разломы, частично наследующие протогеосинклинальные трюги, формировались в обстановке протоорогенного и протоплатформенного режимов. Ранние кон- и постседиментационные разломы определили контуры прогиба, его блоковую структуру и контролировали вулканические процессы. По данным МОВЗ, они представлены коровыми разломами с глубиной заложения до 30 км. В протерозойских образованиях эти разломы в основном проявлены в форме протяженных флексур, сопровождающихся проявлениями разрывной тектоники. Обычно они оконтуривают блоки, различающиеся уровнями эрозионного среза (рис. 1). В пределах Повенецкого блока геофизическими методами выделено 11 блоков V порядка: Телекинский, Хижозерский, Уницкий, Пергубский, Выжский, Войгубский, Кедрозерский, Тереховский, Сандальский, Липовецкий и Петрозаводский, естественные границы которых имеют более сложную форму, чем показывают геофизические данные (рис. 1). Особенности физических полей блоков определяются преимущественно вещественным состоянием архейского фундамента, прежде всего степенью его гранитизации. Так, например, по геофизическим данным Космозерский блок выделяется среди других как интенсивно гранитизированная область.

На фоне брахиформного ортогонального структурного плана Онежского прогиба с пологим залеганием вулканогенно-осадочных образований обособляются диагональные структуры, из которых наиболее выразительными являются зоны складчато-раз-

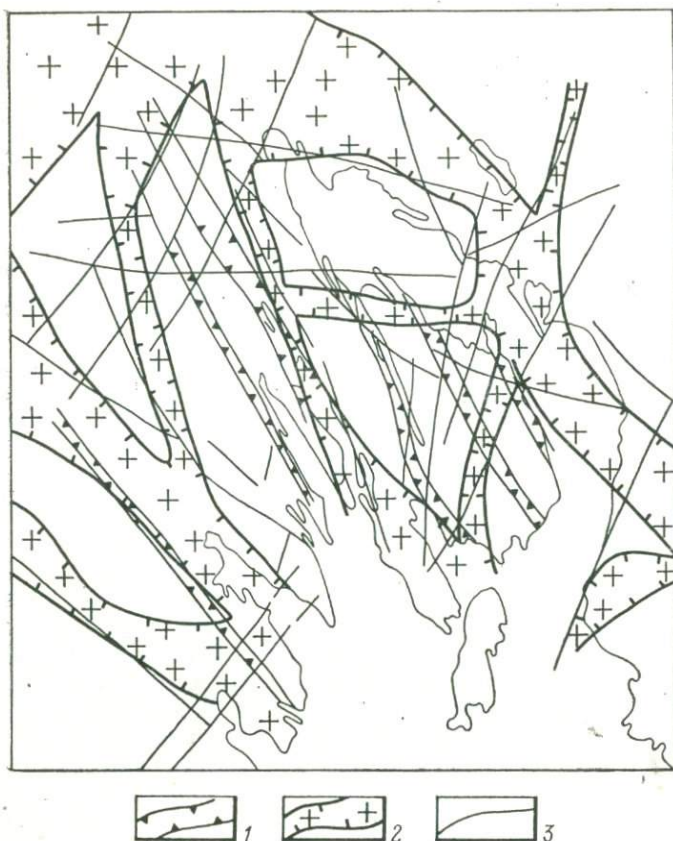


Рис. 2. Схема расположения «зон молчания». Составил С. Н. Кондаков.

1 — границы зон складчато-разрывных дислокаций; 2 — предполагаемые области распространения «зон молчания»; 3 — разрывные нарушения.

рывных дислокаций (СРД). Основу их составляют узкие, протяженные (гребневидные по форме) антиклинальные структуры шириной 2—4 км, пересекающие прогиб в северо-западном ($310\text{--}340^\circ$) направлении на протяжении до 100 км и более. Каждая зона состоит из нескольких сжатых крутых линейных антиклинальных складок, ядра которых сложены доломитами и другими карбонатными породами туломозерской свиты, а крылья и разделяющие синклинали — сланцами и диабазами заонежской свиты. Обычно в пределах зоны сочетаются до четырех параллельных антиклиналей шириной 0,5—1,5 км. Для них характерно кулисообразное расположение осей, ундуляции шарниров и виргации. Хорошо развитые складки в этих зонах характеризуются значительной амплитудой (сотни метров) при изоклиальной, реже веерообразной форме, с крутым до опрокинутого залегани-

ем пород на крыльях, а также проявлениями дисгармоничной складчатости высоких порядков. Антиклинальные структуры осложнены продольными разломами взбросового характера, контролирующими проявления гидротермально-метасоматических процессов (пропилитизация, альбитизация и др.).

Границы зон СРД в пределах прогиба уверенно фиксируются методами структурной геофизики. По данным МОВЗ, в гнейсогранитном фундаменте зонам соответствуют разломы корового заложения, секущие по отношению к нарушениям ортогональной системы и усложняющие блоковое строение. Такое сочетание разнородных разломов на различных глубинах находит отражение и в уровнях эрозионного среза блоков внутри прогиба. В узлах пересечения зон СРД с ортогональными нарушениями происходит усложнение их внутреннего строения, вызывающее изменение их простирания и деление на поперечные блоки, различающиеся уровнем эрозионного среза. Зоны СРД могут быть отнесены к структурам протоактивизации, развивающимся, судя по изотопным значениям для тектонитов и метасоматических образований, с конца раннего протерозоя. Изученные зоны СРД обладают набором признаков, характерных для зон гребневидной складчатости продольного изгиба, что определяется по прерывистому характеру складчатости, развитию соскладчатых взбросов вдоль опрокинутых крыльев антиклиналей и проявлению диапиризма [1]. Перечисленные признаки позволяют представить механизм формирования зон СРД как проявление линейной гребневидной складчатости в тектонизированных зонах вулканогенно-осадочной толщи над протяженными разломами фундамента, вдоль которых происходили глыбовые подвижки.

Одновременно формировались широкие и пологие компенсационные синклинали, разделяющие антиклинальные зоны, что способствовало значительной перестройке структурного плана прогиба. По данным структурной геофизики и дешифрирования космофотоснимков, кроме перечисленных главных типов разрывных нарушений в пределах прогиба выделяются разломы северо-восточного простирания, вероятно, сопряженные с развитием северо-западных структур. Характерно также большое количество разнонаправленных нарушений высоких порядков.

Таким образом, общая схема размещения внутриблоковых разрывных нарушений Онежского прогиба имеет ортогональный характер, но отличается значительной сложностью в связи с наложением складчато-разрывных дислокаций северо-западного простирания и других нарушений разной глубинности и ориентировки.

Определенный интерес представляет вопрос связи зон складчато-разрывных дислокаций с «зонами молчания» в архейском фундаменте прогиба. Автономное положение СРД по отношению к «зонам молчания» позволяет предположить, что формирование их происходило вне прямой связи с вертикальными перемеще-

ниями в фундаменте, скорее, под воздействием боковых тангенциальных напряжений в осадочно-вулканогенном слое в верхней части земной коры.

По времени проявления максимальной тектонической активности, характеру взаимоотношений и генетическим особенностям разрывные структуры Онежского прогиба можно разделить на три группы.

1. Конседиментационные разломы ортогональной системы, развивавшиеся в течение сумийско-сарнилийского и ятулийско-вепсийского этапов и частично унаследовавшие структурный план лопийских зеленокаменных поясов. Эти разломы определили план развития Онежского прогиба начиная с щелевидных прогибов сариолия, а также контролировали проявления магматизма в условиях общего растяжения земной коры.

2. Постседиментационные разломы поствепсийского возраста, определяющие современные очертания прогиба и его внутреннее блоковое строение. Разломы, ограничивающие прогиб, представлены взбросами и надвигами. С движением блоков по этим нарушениям в условиях общего сжатия земной коры связан этап формирования глыбовой складчатости и регионального метаморфизма зеленосланцевой фации, соответствующий кондопожскому периоду деформаций.

3. Протоактивизационные нарушения вепсийско-рифейского возраста, образовавшиеся в условиях подвижек блоков фундамента и гребневидной складчатости. К ним относятся разломы северо-северо-западного простирания, вдоль которых сформировались зоны СРД как системы сколовых трещин, оперявших мантийные меридиональные разломы при сдвиговых перемещениях блоков IV порядка.

Эти разломы имеют важное металлогеническое значение как рудоконтролирующие и рудовмещающие структуры при развитии метасоматических процессов и локализации комплексного оруденения различных типов. Изотопный возраст минерализации (1800—1700 млн. лет и меньше) свидетельствует о периодических возобновлениях периодов активности рудоконцентрирующих процессов в активизационных зонах в рифее, венде и палеозое.

Сложность блокового и глубинного строения Онежского прогиба обусловлена его положением в области сочленения Балтийского щита и Русской плиты, входящей в состав Балтийско-Мезенской разломно-блоковой зоны. Геодинамическая обстановка этого района характеризовалась периодически меняющимися напряжениями сжатия и расширения различной направленности. В этой обстановке происходило дробление и блоковые перемещения кристаллического фундамента, что способствовало господству изменчивого полифациального режима осадконакопления. Этот фактор в сочетании с особенностями климатического режима привел к созданию обстановки, благоприятной для разви-

тия областей структурных несогласий. Для Балтийско-Мезенской зоны характерна также повышенная активность мантийных процессов, аномально высокая роль толент-базальтового магматизма и его коматинитовой составляющей. В условиях массообмена мантии с веществом верхней части земной коры при развитии магматических и метаморфических процессов возрастает роль газовых эманаций, оказывающих влияние на метаморфизм пород и металлогенические особенности региона.

Перечисленные факторы определили своеобразие металлогении Онежского прогиба.

Металлогения Онежского прогиба характеризуется комплексным медно-молибден-ванадиевым, медно-кобальтовым оруденением различного генезиса: магматогенного, гидротермального и экзогенного, связанного с корами выветривания. Значительная часть рудного вещества концентрируется в связи с разрывными нарушениями зон складчато-разрывных дислокаций, особенно в узлах их пересечений с структурами более ранних этапов развития Онежского прогиба и его обрамления.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

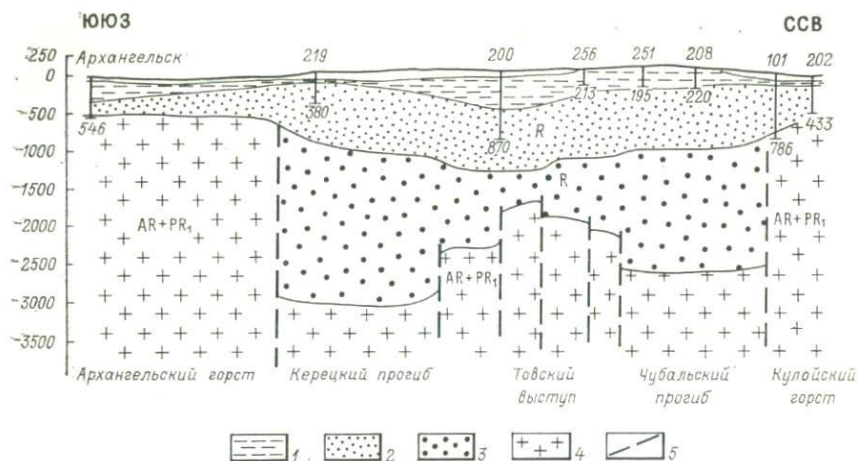
1. Белоусов В. В. Основы структурной геологии. М., Недра, 1985. 331 с.
2. Земная кора и металлогения юго-восточной части Балтийского щита/Ред. К. О. Кратц. Л., Наука, 1983. 304 с.
3. Металлогения восточной части Балтийского щита/Ред. А. В. Сидоренко, Т. В. Билибина. М., Недра, 1980. 247 с.
4. Соколов В. А. Геология и литология карбонатных пород среднего протерозоя Карелии. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1968. 184 с.
5. Строение земной коры юго-восточной части Балтийского щита по геофизическим данным/Ред. Л. П. Свириденко. Л., Наука, 1983. 180 с.
6. Этапы тектонического развития докембрия Карелии/Ред. В. А. Соколов. Л., Наука, 1973. 173 с.

УДК 551.242(268.41)

А. Ф. Станковский, К. Э. Якобсон

СТРУКТУРЫ ФУНДАМЕНТА И ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ЮГО-ВОСТОЧНОГО БЕЛОМОРЬЯ

Юго-Восточное Беломорье — относительно слабо изученный регион Восточно-Европейской платформы. Вместе с тем исследование структур фундамента и осадочного чехла этого региона представляет интерес, поскольку позволяет более обоснованно прогнозировать проявления кимберлитового магматизма [3]. В основу предлагаемой статьи положены опубликованные ранее геофизические материалы [1, 2], а также данные, полученные в результате геологосъемочных работ Архангельского ПГО, в частности бурения, маршрутных исследований, дешифрирования кос-



Разрез, иллюстрирующий строение Зимнегорского авлакогена.

1—3 — структурные ярусы: 1 — верхнепалеозойский, 2 — вендский, 3 — рифейский; 4 — кристаллический фундамент; 5 — разломы.

мических и аэрофотоснимков, изучения геофизических материалов.

Юго-Восточное Беломорье представляет собой краевую северо-западную часть крупнейшей отрицательной структуры Восточно-Европейской платформы — Русской плиты вблизи сочленения ее с Балтийским щитом. В строении Юго-Восточного Беломорья четко обособляются два структурных этажа: кристаллический фундамент и осадочный верхнепротерозойско-палеозойский чехол.

На основании геолого-геофизических данных для нижнего структурного этажа установлено блоковое строение с развитием крупных контрастных структур преимущественно северо-западной ориентировки, разделяемых зонами глубинных разломов [2]. Обобщение и анализ имевшихся материалов и новые геологические данные по скважинам позволяют наметить в строении фундамента три структуры I порядка — Архангельский и Кулойский горсты и разделяющий их Зимнегорский авлакоген (рисунок).

Архангельский горст впервые выделен Р. А. Гафаровым [1] по результатам аэромагнитной съемки масштаба 1:1 000 000, подтвержден бурением пяти скважин: Ненокса, Беломорье, Архангельск, Мечка-Полой и Усть-Пинега. Глубина залегания фундамента в пределах горста от Архангельска до Усть-Пинеги изменяется от 0,5 до 0,8 км. Во всех скважинах фундамент представлен гнейсами, гранито-гнейсами, реже плагиомикроклиновыми гранитами беломорского комплекса архея. При отрицательном в целом характере магнитного поля, местами мозаичного, фиксируется максимум силы тяжести.

Ранее выделявшийся Кулойский выступ фундамента [3] впервые обособляется в ранге Кулойского горста, равнозначного Архангельскому. Основанием для этого послужило вскрытие гранито-гнейсов архея скв. 101 Ручьи на глубине 538 м и результаты бурения скв. 200 Поморская.

Глубины залегания пород фундамента, их сходный петрографический состав и идентичность физических полей позволяют считать обе структуры равнопорядковыми. Северо-западная часть Кулойского горста характеризуется пониженными полями ΔT и силы тяжести, что, по аналогии с Архангельским горстом, соответствует распространению гранито-гнейсов и подтверждается данными бурения. В юго-восточной части горста положительное поле ΔT сочетается с максимальными значениями поля силы тяжести, что, вероятно, отвечает развитию здесь осадочно-эффузивного комплекса нижнего протерозоя.

Главной отрицательной структурой фундамента Юго-Восточного Беломорья является впервые выделяемый Зимнегорский авлакоген — западная ветвь Лешуконско-Сафоновской системы прогибов. Ранее здесь выделялась серия грабенов (Керецкий, Лешуконский и др.), переведенных нами в ранг прогибов в составе авлакогена. Изменение номенклатуры отрицательных структур обусловлено геологическим подтверждением ранга Кулойского горста. Термин «авлакоген» более точно отражает современную структурно-магматическую ситуацию района. Дугообразно изогнутый, шириной порядка 120 км, постепенно погружаясь, Зимнегорский авлакоген протягивается с северо-запада на юго-восток, охватывая большую часть Беломорско-Кулойской площади. С юго-запада Керецко-Сийским, а с северо-востока Чубала-Ежугским глубинными разломами он отделяется соответственно от Архангельского и Кулойского горстов. Разломами северо-западной ориентировки, интерпретируемыми по данным аэромагнитной съемки и дешифрирования, Зимнегорский авлакоген разбит на серию блоков. По предполагаемым глубинам залегания пород фундамента на основании характера физических полей в пределах авлакогена выделяются три структуры II порядка (с юга на север): Керецкий прогиб, Товский выступ и Чубальский прогиб (рисунок), разделяемые Зимнегорско-Кулойским и Падун-Пинежским глубинными разломами. Увеличение ширины Товского выступа за счет сужения прогибов в северо-западном направлении свидетельствует, по-видимому, о близости центриклинального замыкания последних, как и авлакогена в целом.

Магнитное поле в пределах Зимнегорского авлакогена различное: от спокойного отрицательного до интенсивного положительного. Особая мозаичность магнитного поля характерна для Товского выступа, где фундамент сложен, вероятно, гнейсами и гранито-гнейсами беломорского комплекса архея, сходными с вскрытыми скважинами в пределах Архангельского и Кулойско-

го горстов. Для Керецкого прогиба характерны интенсивные магнитные аномалии, пространственно совпадающие с отрицательным полем силы тяжести. Такое сочетание магнитного и гравитационного полей наблюдается и над кейвскими гнейсами Кольского полуострова, измененными в процессе щелочного метасоматоза. Аналогичное явление, вероятно, наблюдается в Керецком и Чубальском прогибах в зонах, прилегающих к Керецко-Сийскому и Чубала-Ежугскому разломам. По расчетам, верхняя кромка магнитных масс в Керецком прогибе находится на глубинах порядка 6 км и, очевидно, характеризует не поверхность фундамента, а, вероятнее всего, горизонт беломорид архея внутри него, подвергнутый щелочному метасоматозу.

Глубина залегания поверхности пород фундамента в пределах авлакогена различная. В составляющих его структурах фундамент предположительно залегает на глубинах 1,5—2,5 км в полосе Товского выступа и 3—4 км в прогибах и погружается с северо-запада на юго-восток по простиранию структур.

По геофизическим данным, границы между структурами фундамента имеют тектонический, разломный характер. Анализ геолого-геофизических материалов указывает на активную тектоническую жизнь района на протяжении всей истории геологического развития начиная с среднего рифея. Это подтверждается площадями развития отдельных горизонтов осадочного чехла, колебанием их мощностей, стратиграфическими несогласиями, наличием флексур и проявлением глубинного магматизма. Наибольшее влияние на структурный план осадочного чехла оказали, очевидно, долгоживущие глубинные разломы северо-западной ориентировки с интенсивными блоковыми движениями по ним. В строении осадочного чехла региона выделяются рифейский, вендский и верхнепалеозойский структурные ярусы, причем два последних расчленяются на подъярусы.

Рифейский структурный ярус объединяет отложения, формирующие нижнюю часть разреза осадочного чехла Зимнегорского авлакогена. Раннебайкальская активизация глубинных разломов привела к заложению авлакогена и к заполнению его отложениями рифея. Неравномерное опускание блоков фундамента способствовало возникновению в краевых частях авлакогена двух прогибов, разделенных выступом. Отложения структурного яруса представлены, вероятно, аналогами рифейских отложений, известных на смежных площадях (Онежский полуостров, район Лешуконска), где они вскрыты скважинами. Некоторое представление о составе рифейских отложений Зимнего берега дают и косвенно указывают на относительно небольшую их мощность в пределах Товского выступа редкие ксенолиты в магматических аппаратах. Представлены ксенолиты обломками темно-серых, слюдистых, рассланцованных алевропесчаников, аргиллитов, реже доломитов и округлых галек сливных кварцитов. Общая мощность отложений рифейского структурного яруса

в пределах выступа предположительно составляет 0,5—1 км, а в прогибах, вероятно, достигает 2,5 км.

Вендский структурный ярус резко отличается от рифейского и характеризуется широким распространением на площади. С вендом, после длительного перерыва, связана коренная перестройка структурного плана всей Русской плиты и, по-видимому, заложение системы глубинных разломов фундамента северо-восточной ориентировки. На основании новых геологических данных этот структурный ярус впервые подразделяется на два подъяруса: нижний (редкинский горизонт) и верхний (котлинский горизонт).

Нижний подъярус вендского структурного яруса распространяется далеко за пределы данной территории. На фоне общего опускания территория во время его формирования заметна среднебайкальская активизация Керецко-Сийского и Чубала-Ежугского разломов, ограничивающих Зимнегорский авлакоген. Мощность редкинского горизонта, вскрытого скв. 101 Ручьи в пределах Кулойского горста, не превышает 0,5 км. В то же время существенное увеличение мощности верхних его слоев в центре авлакогена, вскрытых скв. 200, позволяет предположить здесь полную мощность подъяруса 0,7—0,8 км. Сокращенный разрез вскрыт и скв. Кузнечиха, пробуренной в пределах Архангельского горста, где полная мощность подъяруса, даже с учетом имеющегося здесь значительного эрозийного среза, не превышает 0,4—0,5 км. Таким образом, в среднебайкальский этап развития амплитуда опускания в пределах Зимнегорского авлакогена как единого блока фундамента по отношению к Архангельскому и Кулойскому горстам составила первые сотни метров.

Верхний структурный подъярус вендского яруса также имеет широкое распространение. Формирование его началось после перерыва в осадконакоплении, которое подтверждается резким изменением видов фаунистических остатков, а также значительным эрозийным срезом отложений нижнего структурного подъяруса, четко устанавливаемым в региональном плане. Так, в скв. Архангельск из трех вулканогенно-осадочных маркирующих пачек редкинского горизонта под отложениями котлинского горизонта вскрыты только две нижние.

Образование верхнего структурного подъяруса связывается нами с новой, позднебайкальской активизацией ряда разломов фундамента: Керецко-Сийского, Зимнегорско-Кулойского, Золотницкого, Падун-Пинежского и Чубала-Ежугского на фоне общего опускания территории. Сопоставление геологических разрезов скважин показывает, что максимальное опускание блоков фундамента происходило в центральной части Зимнегорского авлакогена, в пределах Товского выступа. В нижнем структурном подъярусе над разломами, по которым происходило дифференцированное опускание блоков, образовались флексуры, легко об-

наруживаемые при сопоставлении разрезов благодаря наличию региональных маркирующих горизонтов. Мощность отложений верхнего структурного подъяруса постепенно увеличивается к востоку-юго-востоку и достигает 0,5 км, резко сокращаясь над Архангельским и Кулойским горстами.

После завершения формирования вендского структурного яруса Юго-Восточное Беломорье в течение длительного времени находилось в условиях кратонизации. Единственным свидетельством ордовикской трансгрессии моря являются ксенолиты терригенно-карбонатных пород в магматических образованиях, содержащие ордовикские акритархи. Недостаточность данных не позволяет пока судить о продолжительности и масштабах этой трансгрессии. Однако сам факт установления ордовикских отложений в Юго-Восточном Беломорье имеет принципиальное значение для уточнения структуры и палеогеографии севера Русской плиты в раннем палеозое.

Раннегерцинская (поздний девон — средний карбон) тектоно-магматическая активизация обуславливает, по-видимому, заложение меридиональной системы магмоконтролирующих глубинных разломов и проявление магматической деятельности [3]. Магмоподводящими каналами при этом являлись, вероятно, оперяющие разломы северо-восточного направления, на что указывают результаты дешифрирования дистанционных материалов.

Смена этапа кратонизации на Зимнем берегу происходит в середине среднего карбона в урзугское время, когда начинается образование верхнепалеозойского структурного яруса, разделяемого на нижний (средний карбон — нижняя пермь) и верхний (верхняя пермь) структурные подъяруса. Формирование структурного яруса, по-видимому, контролировалось герцинской активизацией глубинных разломов субмеридионального направления. На это указывают площади распространения структурных подъярусов и образование Мегра-Кепинской и Кулойской флексур.

Мощность верхнепалеозойского структурного яруса достигает 60 м и значительно увеличивается к востоку.

Неоднократные возобновления блоковых тектонических движений по разломам фундамента отражаются в осадочном чехле не только в региональном плане — в распространении и мощностях структурных ярусов и подъярусов, проявлении магматизма и формировании крупных флексур, но и более локально. Это — структурный контроль мощностей относительно мелких стратиграфических подразделений; широкое развитие зон повышенной трещиноватости и разломов чехла без видимого смещения, фиксируемых в скв. 247 Мал. Торожма, на космических снимках и по выходам хлоридных вод; формирование мелкой складчатости платформенного типа; локальные нарушения горизонтального залегания пластов; переуглубленные бессточные долины в дочетвертичном рельефе и т. п. Благодаря пластичности отложений

чехла, блоковые движения фундамента, по-видимому, не приводили к существенным горизонтальным или вертикальным смещениям отдельных участков с разрывом сплошности напластования.

Приведенный материал показывает, что геологическое развитие Юго-Восточного Беломорья определялось тектоническими движениями двух основных направлений: юго-восточного и северо-восточного. В рифее по разломам залежились авлакогены юго-восточного простирания. Движения по линиям этих разломов, хотя и не столь интенсивные, как в рифее, продолжались в венде — палеозое; они приводили к образованию флексур и влияли на распределение мощностей платформенного чехла. Движения, при которых формировались структуры северо-восточного простирания, начались в венде и продолжались в течение всего палеозоя. Эти движения наиболее четко выразились в поднятии Балтийского щита и погружении сопредельных частей Русской плиты. На стыке двух названных структур сформировалась ослабленная зона, контролирующая распределение магматизма.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

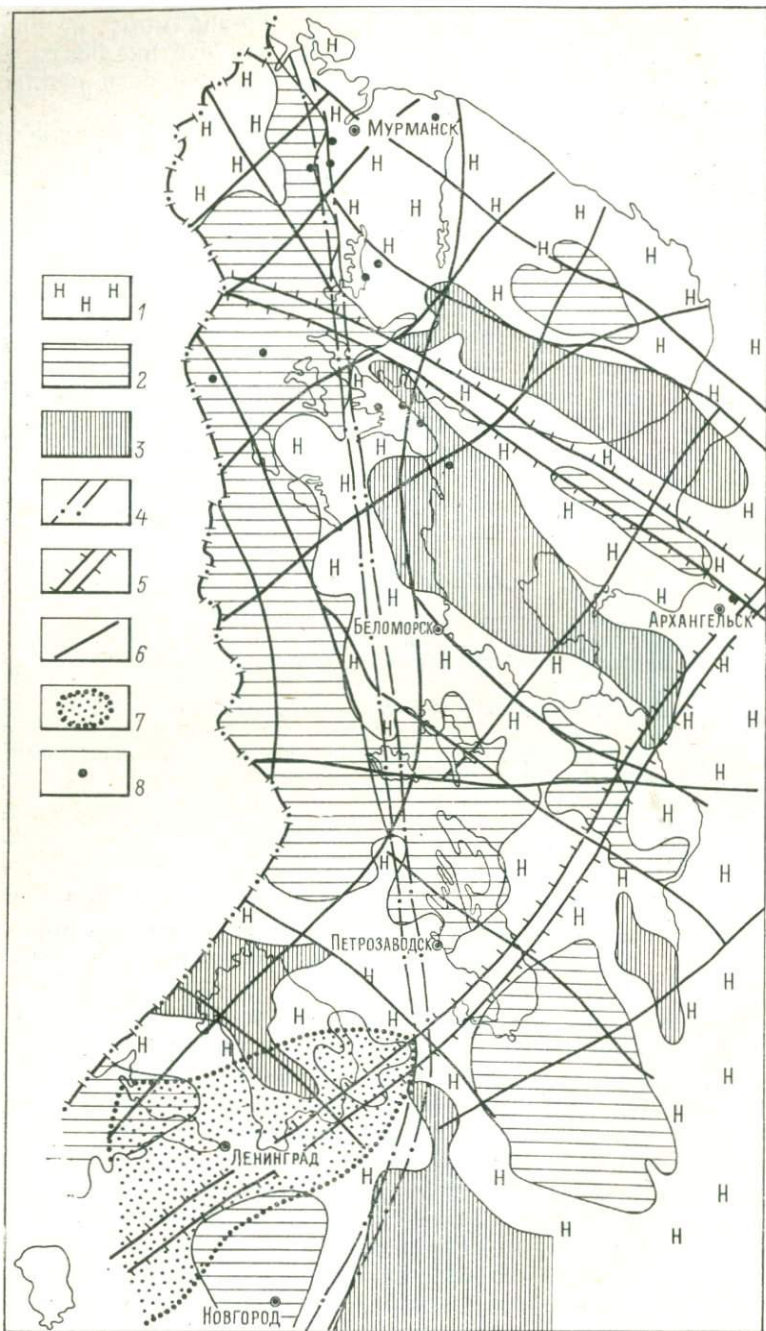
1. Гафаров Р. А. Строение складчатого фундамента Восточно-Европейской платформы по геофизическим данным.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 8, с. 56—67.
2. Зандер В. Н. Геологическое строение фундамента Русской плиты. Л., Недра, 1967. 157 с.
3. История развития и минерагения чехла Русской платформы/Ред. Ю. Г. Старицкий. Л., Недра, 1981. 224 с.

УДК 551.14(470)

А. А. Смыслов

СТРОЕНИЕ, ЭВОЛЮЦИЯ И ГЕОДИНАМИКА ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕВЕРО-ЗАПАДА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Балтийский щит, крупный выступ фундамента на северо-западе Восточно-Европейской (Русской) платформы, является наиболее типичным представителем древней континентальной земной коры. Он слагает геоблок литосферы, активное развитие геодинамических систем которого закончилось в основном в протерозое. Восточная часть Балтийского щита, расположенная на территории Советского Союза, к настоящему времени достаточно хорошо изучена комплексными геолого-геофизическими и геохимическими методами. Это позволило получить важную информацию о глубинном геологическом строении и эволюции земной коры рассматриваемого региона, что нашло отражение на составленных картах геологического и геофизического содержания и в многочисленных монографиях [1—4 и др.].



Исключительное значение в познании структурных и вещественных особенностей древней континентальной коры имеют данные по изучению керна самой глубокой в мире Кольской сверхглубокой скважины, пробуренной в пределах Печенгской структуры и достигшей рекордной глубины 12,8 км*. В настоящее время структура Балтийского щита представляет собой стабилизированный в конце протерозоя консолидированный участок литосферы. Его блоки и межблоковые зоны сформировались преимущественно в архее и протерозое с незначительным преобразованием их структурно-вещественных комплексов в фанерозойскую эпоху.

Прослеживаемые по геофизическим данным, как правило, прерывистые границы раздела в земной коре Балтийского щита позволяют говорить о сложном характере поверхности Мохо и наличии многочисленных, обусловленных разными факторами (вещественными, структурными, динамическими) внутрикоровых разделов.

Современная структура и геодинамическая активность земной коры показаны на рисунке. Для большинства блоков литосферы характерна невысокая мощность земной коры (от 29 до 45 км) и в целом относительная стабильность, о чем свидетельствуют низкие значения тепловых потоков (≤ 40 мВт/м²), типичные для большей части геологических структур щита, слабое развитие геотектонических движений и землетрясений. Исключением составляет лишь южная часть региона в пределах юго-западного фланга Балтийско-Мезенской зоны глубинных разломов и отдельные шовные зоны северо-западного и северо-восточного простирания на Кольском полуострове, где установлены повышенные значения теплового потока (до 40—60 мВт/м²) и очаги землетрясений на глубине около 15—20 км (у подошвы гранито-метаморфического слоя).

В целом, если исходить из мощности земной коры и гранито-метаморфического слоя, для Балтийского щита можно наметить элементы симметрии и асимметрии (рисунок). Симметрия в мощности блоков земной коры проявлена в связи с относительно молодыми зонами (и системами зон) глубинных разло-

* Подробное описание результатов исследования этой скважины до глубины 11,6 км изложено в монографии «Кольская сверхглубокая» [3].

Современная структура и геодинамическая активность земной коры юго-восточной части Балтийского щита и его склонов.

1—3 — мощность земной коры: 1 — нормальная, средняя для Балтийского щита, 35—40 км; 2 — пониженная, 27—35 км, с мощным гранито-метаморфическим слоем > 15—20 км; 3 — повышенная, 40—45 км, с маломощным гранито-метаморфическим слоем < 15 км; 4 — древняя (AR) зона глубинных разломов, разделяющая блоки литосферы с резко различной мощностью земной коры, ось асимметрии; 5 — молодые (PR с омоложением в PZ и MZ) зоны глубинных разломов, разделяющие блоки литосферы с близкой мощностью земной коры, ось симметрии; 6 — прочие глубинные разломы; 7 — зона повышенных значений теплового потока, связанная с активизацией литосферы в позднем палеозое—мезозое; 8 — зафиксированные очаги землетрясений в земной коре.

мов: северо-западной (Кандалакшская) и северо-восточной (Балтийско-Мезенская). Эти зоны, вдоль которых проявлена и максимальная современная геодинамическая активность, проходят по линиям, разделяющим блоки с примерно близкой мощностью земной коры (повышенной — >40 км или пониженной — <35 км).

Главной линейной структурой, подчеркивающей асимметричное глубинное строение Балтийского щита, является древняя (архейско-раннепротерозойская) система зон глубинных разломов близмеридионального простирання — Ладожско-Баренцево-морская.

К западу от этой зоны расположены блоки земной коры с пониженной мощностью (в основном 30—35 км), а к востоку — с повышенной (в основном 35—40 км). Вероятно, эта асимметрия и связанная с ней региональная геохимическая и металлогеническая зональность щита обусловлены изначальным неравномерным ходом дифференциации мантийного вещества в процессе формирования протокры континента.

Современная слабая геодинамическая активность Балтийского щита связана с глобальными процессами активизации планеты в мезозое и кайнозое. В мезозое это проявилось в некотором оживлении тектонических процессов в геологических структурах Западной Европы, с отголосками которых связана, вероятно, тепловая аномалия по южному склону щита. В кайнозое наибольшее влияние имело глобальное оледенение и последующее уничтожение ледового покрова с некоторым воздыманием щита.

В целом современную геодинамическую систему северо-запада СССР, включающую блоки высокометаморфизованных пород докембрия и плитные комплексы чехла платформы и протоорогенных впадин, характеризует стабильность тектонического режима и стационарность теплового поля. Это позволяет выделить здесь мегаблок литосферы с консолидированной корой континентального типа, для которого характерны средние мощности земной коры 35—40 км и несколько повышенная мафичность по сравнению с другими щитами мира. Последняя находит подтверждение в пониженном содержании литофильных компонентов, как петрогенных (SiO_2 , K_2O), так и редких элементов (таблица).

Повышенная мафичность структурно-вещественных комплексов Балтийского щита является следствием двух причин: 1) широкое развитие мафических комплексов пород в пределах многочисленных зеленокаменных поясов позднеархейского и раннепротерозойского возраста и других линейных структур раздвигов с проявлением инициального мантийного магматизма; 2) интенсивное распространение денудационных процессов в позднем протерозое — палеозое, в результате которых эта область длительное время служила областью сноса и питания для осадочного чехла Русской платформы, орогенных и рифтовых впадин,

Сравнительная характеристика щитов мира по содержанию литофильных и других компонентов

Компоненты, %	Канадский щит	Австралийский щит	Украинский щит	Алданский щит	Балтийский щит	Источник информации
SiO ₂	66,4	66,2	68,6	64,8	65,3	А. А. Смыслов и др., 1978; Л. Б. Ронов, А. А. Ярошевский, 1984
Na ₂ O	3,6	2,6	3,2	2,7	3,0	
K ₂ O	3,3	3,4	3,6	2,9	2,6	
U, 10 ⁻⁴	2,0	3,0	2,5	2,2	1,6	
Th, 10 ⁻⁴	10,6	20,0	14,0	12,0	10,0	

нижнепалеозойской геосинклинали Скандинавии и других депрессионных структур. Направленное поднятие и процессы механического и химического выветривания привели к денудации и сокращению мощности гранитно-метаморфического слоя и вскрытию глубокометаморфизованных и обедненных литофильными элементами гранулитовых и других комплексов.

Наиболее активные и достаточно хорошо изученные тектонические и магматические процессы протекали на Балтийском щите в позднем архее и раннем протерозое. Раннеархейская и более древняя катархейская эпохи в развитии щита во многом затушеваны более поздними процессами магматизма и гранитизации. Вместе с тем по наличию реликтов древней коры (возраст 3,6—4,0 млрд. лет) некоторые исследователи [1, 5] выделяют здесь, главным образом в пределах Кольского мегаблока, стадию образования и становления первичной континентальной коры (3,6—4,4 млрд. лет). По мнению Б. Я. Хоревой [5], для этой стадии характерно формирование преимущественно мафитовых комплексов пород, высокие значения геотермического градиента (>100 °C/км) и активная турбулентная конвекция в мантии с явлениями ее дегазации флюидами и газами, богатыми CO₂, CH₄, окисленными углеводородами.

Для раннеархейской стадии кратонизации в целом характерно формирование слабодифференцированной первичной мафической земной коры с нечетким обособлением в вертикальном разрезе ее отдельных слоев. Этот тип земной коры спорадически проявлен преимущественно в пределах Кольского полуострова и имеет мощность примерно 30—35 км. По общему химическому составу к этому типу земной коры близки глубокоэродированные участки литосферы в пределах Мурманского блока и других структур. Повышенная мафичность этих блоков связана с вторичными наложными процессами эрозии, которые привели к вскрытию глубокометаморфизованных пород архейского возраста, из которых в результате регионального метаморфизма были вынесены литофильные компоненты.

Наличие салических, иногда мафически-салических интенсивно дифференцированных и разуплотненных блоков литосферы на Балтийском щите связано с проявлением гранитизации на разных стадиях его развития: начальной стадии в раннем архее и поздней — в позднем архее и протерозое.

В разной степени гранитизированные блоки докембрия с четко выраженной слоистостью проявлены на Балтийском щите в пределах центральной части Кольского полуострова и в южной части региона. Эти типы земной коры (мафический, мафическо-салический и салический) образуют единый эволюционный ряд геодинамических систем, для которых характерно постепенное наращивание мощности и сналичности земной коры. В блоках литосферы с таким типом развития отмечается закономерное увеличение скорости прохождения упругих волн (и плотности) с глубиной, что является следствием увеличения мафичности нижележащих слоев и этажей — нормальный тип земной коры. Вместе с тем в пределах Балтийского щита, так же как и в других регионах, отмечается наличие блоков литосферы с инверсионным типом изменения глубинных петрофизических характеристик. Это проявляется в появлении в земной коре волноводов (участков с пониженной скоростью) и существенно плотных структурно-формационных комплексов, представленных метаморфизованными вулканитами, залегающими на гранитном основании. Такой инверсионный тип земной коры с перекрытием разуплотненных гранито-гнейсовых комплексов плотными базитовыми породами вскрыт Кольской сверхглубокой скважиной [3]. Для этого типа земной коры была установлена обратная зональность в изменении химических и физических параметров вещества с глубиной: уменьшение скорости упругих волн и плотности, увеличение кислотности, повышение уровня радиоактивности пород и т. д.

На Балтийском щите возникновение инверсионного типа земной коры связано главным образом с проявлением основного вулканизма в протоорогенную стадию развития региона (Печенгская, Онежская и другие структуры) в верхнем протерозое. Глубинная обстановка проявления таких структур связана, вероятно, с возникновением полигональных геодинамических систем раздвигов в остывающей консолидирующейся литосфере, в которых очаги плавления на завершающей активной стадии развития региона опускались в верхнюю мантию.

Существенное значение в геохимической и металлогенической зональности региона наряду с блоками литосферы с нормальным и инверсионным типом строения земной коры имеют линейные межблоковые зоны раздвигов, для которых характерны продукты мантийно-коровой дифференциации и сочетание литофильных и сидерофильных ассоциаций рудных элементов. Если для полигональных блоков литосферы характерна верти-

кальная зональность в распределении геохимических ассоциаций металлов (литофильных в верхних гранитизированных зонах, сидерофильных в нижних гранулитовых), то в линейных зонах наблюдается перемежаемость по латерали и вертикали сидерофильных (Ni, Co, Fe и др.), халькофильных (Cu, Pb) и литофильных (Ta, Nb, TR и др.) элементов.

В силу специфичности резко меняющейся физико-химической и термодинамической обстановки в межблоковых линейных зонах раздвигов Балтийского щита в них появляются контрастные и благоприятные условия для миграции и накопления металлов. В целом для них характерны [4]: 1) повышенная геохимическая градиентность накопления редких и рассеянных элементов разных ассоциаций; 2) более высокая дисперсия распределения элементов; 3) снижающийся уровень сидерофильности от архея до палеозоя. Последнее наиболее ярко проявлено в северо-восточных зонах палеозойской активизации на севере щита, где широко развиты щелочные и ультраосновные щелочные интрузии (Хибинская, Ловозерская и др.).

Контрастное распределение металлов разных геохимических групп характерно и для субгоризонтальных зон структурных несогласий, проявленных в позднем протерозое наиболее широко в южной и юго-восточной частях щита. Однако в отличие от линейных зон с продуктами корово-мантийной дифференциации контрастность геохимических серий в зонах несогласий связана с наложением эндогенных и экзогенных процессов миграции элементов в результате эпигенетических явлений мобилизации металлов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Земная кора восточной части Балтийского щита/Ред. К. О. Кратц. Л., Наука, 1978. 230 с.
2. Земная кора и металлогения юго-восточной части Балтийского щита/Ред. К. О. Кратц. Л., Наука, 1983. 304 с.
3. Кольская сверхглубокая. Исследования глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины/Ред. Е. А. Козловский. М., Недра, 1984. 490 с.
4. Металлогения восточной части Балтийского щита/Ред. А. В. Сидоренко, Т. В. Билибина. Л., Недра, 1980. 247 с.
5. Хорева Б. Я. Структурно-вещественные особенности и механизм образования архейских гранулитогнейсовых комплексов.— В кн.: Минералы, горные породы и месторождения полезных ископаемых в геологической истории. Л., Наука, 1985, с. 161—171.

**ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ И СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ БЛОКОВ
И ЗОН ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА**

Геохимической характеристике геологических и рудных формаций Балтийского щита посвящены работы В. И. Герасимовского, А. А. Кухаренко, В. З. Негруцы, А. А. Предовского, Г. М. Саранчиной, А. В. Сидоренко, Н. Г. Судовикова, Р. А. Хазова и многих других исследователей [1—10 и др.]. Обобщение этих материалов проведено при составлении первой «Геохимической карты восточной части Балтийского щита» [1, 2]. Полученные данные о проявлении геохимических эпох накопления рудных элементов, о геохимической эволюции блоков, об особенностях геохимического и металлогенического районирования территории, а также материалы исследований последних лет положены в основу настоящей статьи.

Для выяснения уровня концентрации рудных элементов в различные периоды развития Балтийского щита и выделения главных геохимических эпох А. А. Смысловым с сотрудниками и рядом других исследователей [1—3 и др.] были рассчитаны значения удельного коэффициента накопления химических элементов в геологических формациях крупных блоков региона и межблоковых зонах, включая зеленокаменные пояса, рифтогенные и протоорогенные впадины и прогибы. Эти расчеты показали, что уровни содержаний и ассоциации рудных элементов в структурно-формационных комплексах архея, протерозоя и палеозоя существенно различаются и фиксируют эпохи сингенетического накопления элементов. Так, для архея характерно преимущественно равномерное рассеяние и низкий уровень накопления (кларк концентрации $K_k \leq 1,5$) практически всех групп химических элементов, в особенности литофильных. Наиболее типичными элементами производных протогеосинклинального режима раннего архея являются Cr, Fe, Ti, а также Ni и Co при максимальных дисперсиях распределения двух первых. Несколько повышенные содержания Cr, Ti, Sc и Co ($K_k = 1,5—2,5$) отмечаются в породах межблоковых тектонических зон (габбро-норитовая и габбро-диабазовая формации).

К концу раннего архея (2,8—2,6 млрд. лет) в основном завершилось разделение Русской платформы на блоки, в которых преобладала коровая дифференциация вещества, и на межблоковые пояса и зоны с существенной мантийной составляющей. Следует отметить, что образования мигматит-плагиогранитовой, эндербитовой и чарнокитовой формаций раннего архея по содержанию Ni, Co, Cu и многих других элементов не существенно отличаются от исходных метаморфических толщ преимущественно

но гранулитовой фации и совместно с ними определяют общий уровень содержания химических элементов в первичной коре тоналит-трондjemитового состава. Они характеризуются низкими мантийными отношениями изотопов стронция ($Sr^{87}/Sr^{86}=0,701$). При этом уровень концентрации Ni, Co и Cu в первичной коре Балтийского геоблока в 1,5—2 раза выше по сравнению с Бело-русско-Литовским и Воронежско-Украинским. Это свидетельствует о первичном различии в геохимической специализации названных геоблоков Русской платформы уже на ранних стадиях формирования литосферы, что во многом предопределило и различие в их металлогении.

Ведущими элементами геологических формаций протогеосинклинального режима позднего архея остаются сидерофилы, но одновременно несколько меняется их состав: типичными становятся Cu, Ni, Co, Cr (K_k до 2), реже отмечаются Fe, Sc и Ti (базальт-коматитовая формация). Впервые появляются формации с литофильным TR—Zr—Mo профилем (гранитовая, частью мигматит-гранитовая). Дисперсии распределения содержаний элементов (V) увеличиваются до 40—45%. В породах межблоковых зон кларк концентрации ряда элементов заметно возрастает: Ni, Co и Cr до 5 (оливинит-перидотит-габбровая формация), TR, Zr, Mo и Nb до 4—5 (формации гранитовая и кремнещелочных метасоматитов), Cu и Ti до 3 (габбро-анортозитовая формация). Таким образом, для этой эпохи развития щита отчетливо прослеживается гомодромная направленность эволюции блоков, что выражается в контрастной смене ранних сидеро-халькофильных ассоциаций элементов поздними литофильными.

Породы раннего протерозоя, выполняющие интракратонные протогеосинклинали, протоорогенные и рифтогенные прогибы и впадины, геохимически неоднородны, что обусловлено различием геотектонического режима и динамики развития этих структур, состава слагающих их осадочных и осадочно-вулканогенных формаций. Они характеризуются различным, но обычно пониженным уровнем накопления элементов ($K_k \leq 3$) и слабой неоднородностью распределения ($V \leq 45\%$). Типично наличие литофильных элементов (Ba, Sr и др.) и появление локальных геохимических аномалий (Cu и др.). Большинству раннепротерозойских структур свойствен смешанный лито-халько-сидерофильный геохимический профиль. При этом, как правило, рифтогенные структуры характеризуются халько-сидерофильной специализацией (Ветреный Пояс—Cr, Ni, Co, Cu; Имандра-Варзугский пояс—Cu, Ni, Co, Fe), протоорогенные прогибы и впадины—лито-халькофильной (Саво-Ладожская синклиналь—TR, Mo, Sn, Cu, Fe). Установлено также, что геохимическая специализация раннепротерозойских образований этих типов геоструктур во много унаследована от архейских метаморфических толщ ближайшего обрамления.

Для магматических пород протоорогенного этапа развития региона, также трассирующим положение межблоковых зон, характерны Ni, Cr и Cu (габбро-верлитовая формация), Ni, Cr, Cu в ассоциации с Co, Mo, V и Mn (перидотит-пироксенит-норитовая формация) или с Co и Zr (габбро-диабазовая формация). Эти халько-сидерофильные ассоциации элементов последовательно сменяются во времени в производных протоактивизации сидеро-литофильной — TR, Nb, Zr, P, Fe Ti, V (щелочно-габброидная формация) и литофильными ассоциациями — Ta, Nb, Zr, TR с Ba (формация щелочных гранитов и сиенитов), Nb, Zr и TR с Mo и Pb (гранитовая формация), TR и Nb, нередко с Mo и Sn (формация гранитов рапакиви), TR, Zr с Mo или с V; Cu и Cr (формация кремнещелочных, щелочно-карбонатных и щелочно-магнезиально-карбонатных метасоматитов). Ведущими геохимическими ассоциациями структурно-металлогенических зон, связанных с процессами протоактивизации протерозоя, являются: Ta, Zr, Nb, TR с Mo; V, Bi, Cu, Cr.

Позднепротерозойские существенно терригенные отложения, как правило, геохимически более однородны. За редким исключением им свойственны очень низкие уровни накопления всех элементов при однородном их распределении в породах. Исключение иногда представляют грубообломочные либо пелитовые (зачастую углеродсодержащие) горизонты рифея и венда. Они в ряде случаев отличаются повышенными содержаниями Cu, Pb и V в ассоциации с литофильными элементами. Общеизвестно также некоторое обогащение траппов Cu, Fe, Ti и другими сидерофильными элементами.

Геохимический профиль палеозоя восточной части Балтийского щита в основном определяется производными тектономагматической активизации. Это прежде всего специфическая сидеро-литофильная ассоциация элементов, представленная Nb, Ta, Zr, TR и Sr, а также P, Fe и Ti, характерная для ультраосновных и щелочных пород с карбонатитами, а также для агпаитовых нефелиновых сиенитов и связанных с ними щелочных метасоматитов. Все эти формации являются высоко геохимически специализированными и во многом определяют металлогенический облик рассматриваемого региона.

Современная геохимическая специализация того или иного блока Балтийского щита является результатом многократного наложения разнообразных эндогенных и экзогенных процессов. Каждая из эпох в эволюции блоков началась с длительного континентального перерыва, в течение которого формировались крупные денудационно-аккумулятивные поверхности выравнивания, захватывающие территорию нескольких прилегающих блоков и фиксируемые развитием площадных и линейных кор выветривания и рядом других признаков. В связи с этим их изучение представляет особый интерес для выделения и уточнения положения геохимических и металлогенических эпох накопления

ряда полезных ископаемых. В последнее время получены материалы по геохимической характеристике образований, связанных с формированием крупных структурно-стратиграфических несогласий преимущественно ранне- и позднепротерозойского времени. С их формированием связано перераспределение и концентрация целого ряда химических элементов (Cu, V и др.) преимущественно в форме осадочных и экзогенно-диагенетических скоплений, либо вторичного обогащения сформированных ранее рудоносных структур эндогенного происхождения.

Например, в связи с завершением карельского и Выборгского диастрофизмов (возраст 1800—1650 млн. лет) фиксируется ряд тектоно-метасоматических зон с медным и полиметаллическим оруденением в Прионежье (рудопроявления Медные Ямы, Базанова Оргы), Северном Приладожье и в других районах Карелии. В части из них установлено последующее проявление экзогенных процессов обогащения руд в рифейское время (эпоха около 1000 млн. лет, соответствующая дальсландскому диастрофизму) и в венде (раннебайкальская эпоха 650—600 млн. лет).

Формирование последних генераций новообразованных минералов в рудоносных зонах здесь продолжается и в палеозое (эпохи 350, 200 млн. лет).

Такой тип накопления рудогенных элементов свидетельствует о их полигенном происхождении в эндогенном и экзогенном циклах и о смешении в рудах халькофильных, сидерофильных и литофильных ассоциаций элементов (Cu, Sg и др.). Для этого нового типа рудоносных структур весьма характерен существенный разрыв во времени между формированием специализированных на ряд элементов вмещающих или подстилающих толщ, привнесом новой ассоциации элементов при активизации и последующими процессами вторичного обогащения.

Наиболее вероятной областью развития таких рудоносных структур, условно пока относимых к «типу несогласия», являются проницаемые участки земной коры. Они фиксируются в эпикратонных прогибах и впадинах разновозрастными структурно-стратиграфическими несогласиями (предъятулийским, предсуйсарским, предвепским, пред- и внутририфейскими, предвендским) и одновременно признаками тектоно-магматической активизации этих структур возраста 1,8, 1,3, 1,0 и 0,6 млрд. лет. Геохимически это определяется формированием зон привноса и перераспределения элементов часто смешанных литофильных, халькофильных и сидерофильных ассоциаций, характеризующихся чрезвычайно неоднородным их распределением. По комплексу геохимических признаков такими районами в восточной части Балтийского щита в первую очередь являются Прионежье, Терский берег, Пашский и Приозерский прогибы.

История геологического развития региона и особенности формирования его геохимического фона отражают влияние эпох слабого по уровню, но значительного по масштабам сингенетиче-

ского накопления элементов в совокупности с периодами их интенсивного эпигенетического перераспределения и концентрации, обуславливающих формирование подавляющего большинства промышленных месторождений. Те и другие эпохи согласуются с крупными периодами перестройки земной коры и смены геотектонических режимов, а также с эпохами проявления ультраметаморфизма, регионального метаморфизма, тектонической и тектоно-магматической активизации, формированием поверхностей выравнивания с корами выветривания. При прогнозировании месторождений следует ориентироваться преимущественно именно на пространственное совмещение производных различных, нередко значительно разорванных во времени, геохимических эпох сингенетического и эпигенетического накопления элементов.

Наиболее интенсивно совокупность указанных процессов в данном регионе проявилась в следующих эпохах и обстановках:

1) ранне- и позднеархейскую, раннепротерозойскую в пределах протогеосинклиналей и гранитно-зеленокаменных поясов с метаморфизованными и ультраметаморфическими месторождениями;

2) ранне- и позднепротерозойскую в интракратонных геосинклиналях, протоорогенных и рифтогенных прогибах, платформенных впадинах с магматогенными, гидротермальными и полигенными месторождениями «типа несогласия»;

3) рифейскую и вендскую в пределах платформенных впадин и прогибов с осадочно-эпигенетическими, инфильтрационными, а также полигенными концентрациями «типа несогласия»;

4) в палеозойских зонах областей тектоно-магматической активизации с магматогенными и гидротермально-метасоматическими месторождениями.

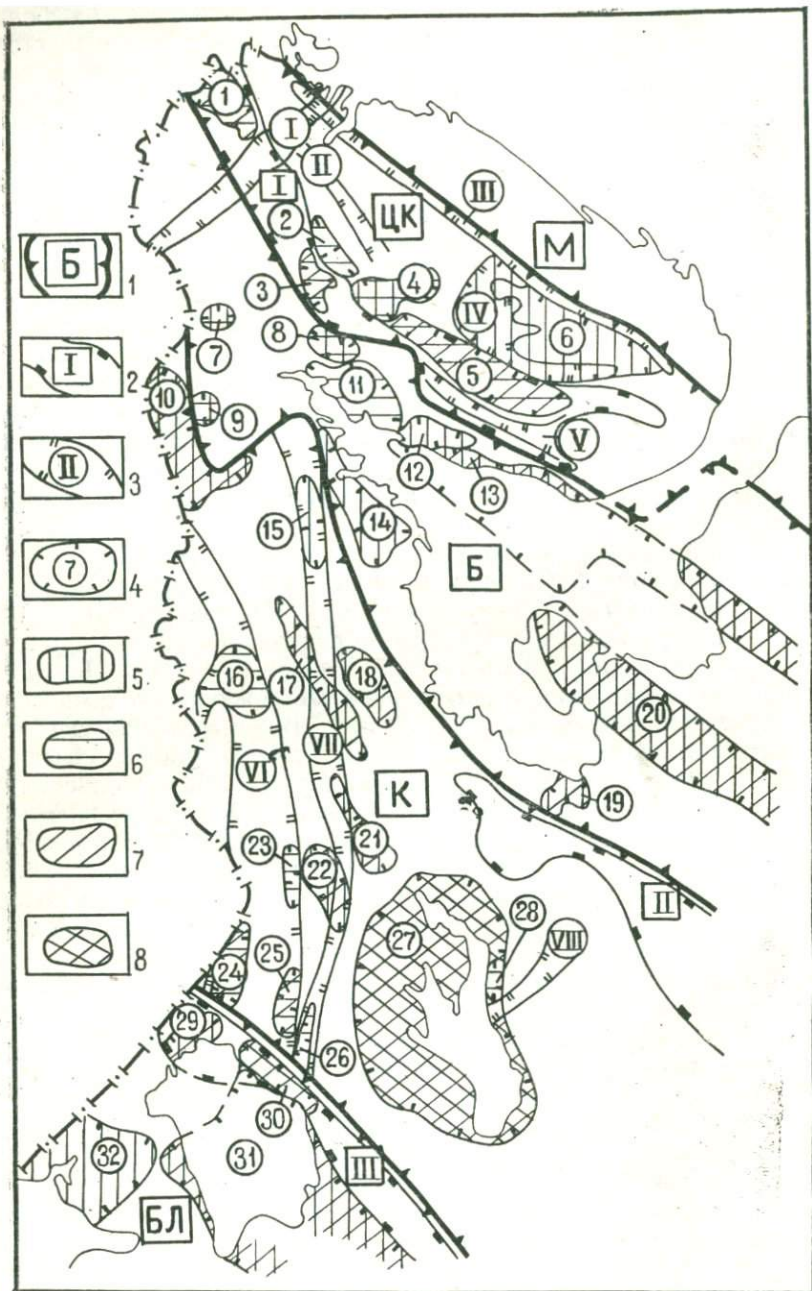
Полученные материалы геохимического картирования рассматриваемого региона, наряду с решением ряда общих вопросов эволюции земной коры и выделения эпох накопления химических элементов, позволяют по независимым геохимическим данным уточнить представления о металлогенетической зональности территории. На основе разработанных во ВСЕГЕИ принципов геохимического районирования докембрийских структур [1,7] в восточной части Балтийского щита по уровню накопления различных ассоциаций химических элементов и степени однородности их распределения обособляются пять геохимических областей и целый ряд районов, поясов и зон (рисунок). Области практически отвечают положению основных мегаблоков региона. Они имеют неправильную изометричную форму и химический профиль специализации, обусловленный геохимическими процессами миграции элементов в верхних этажах земной коры (корový тип дифференциации). Периферические части этих блоков и непосредственно зоны их сочленения, как правило, являются

составными частями крупных межблоковых геохимических поясов или зон, характеризующихся четкой линейностью. Особенности их геохимической специализации заключаются в существенной роли сидерофильных и смешанных ассоциаций, появление которых связано с поступлением в земную кору значительных масс материала мантийного происхождения (мантийно-коровый тип дифференциации).

В ранге геохимических областей в восточной части Балтийского щита выделяются дифференцированные Центральнокольская, Карельская и Балтийско-Ладожская и слабо дифференцированные Мурманская и Беломорская. Две последние геохимические области характеризуются устойчиво кларковыми и более низкими содержаниями большинства элементов. В пределах этих областей лишь Енско-Лоухский и Кандалакшско-Колвицкий районы выделяются в качестве геохимически специализированных. Профиль первого определяется рядом редкометалльных аномалий, фиксирующих полосу развития керамических и мусковитовых пегматитов, а второго — несколько повышенным уровнем сидерофильной ассоциации в приуроченности к габбро-анортозитам.

Оценка прогнозных ресурсов Мурманской и Беломорской геохимических областей на рудные полезные ископаемые по геохимическим данным свидетельствует о их низкой удельной рудоносности. Рудоносные структуры, определяющие промышленный потенциал региона, локализуются главным образом в Центральнокольской, Карельской и Балтийско-Ладожской геохимических областях. По своему внутреннему строению и геохимической специализации они весьма неоднородны, что объясняется сочетанием в их составе блока II и более высоких порядков с нижекларковым уровнем накопления рудных элементов, обычно соответствующих выступам различно эродированного раннеархейского (долопийского) фундамента, и специализированных структурно-формационных комплексов гранитно-зеленокаменных поясов, протоорогенных прогибов, структур тектоно-магматической активизации и т. д.

Центральнокольская геохимическая область отличается примерно равной проявленностью всех типов основных малых элементов (сидерофильных, халькофильных и литофильных) при неодинаковом уровне их накопления в разных частях области. От Мурманской области она отделяется Урагубско-Мурманской межблоковой зоной сидерофильно-литофильного профиля с месторождениями и рудопоявлениями железистых кварцитов и редкометалльных пегматитов. По границе с Беломорской областью проходит Печенгско-Варзугский геохимический пояс, вмещающий Печенгский, Имандра-Варзугский геохимические районы и Кислогубско-Витегубскую зону с высоким на западе и средним на востоке уровнем накопления малых элементов халько-сидерофильной ассоциации (Cu, Ni, Co, Fe и др.).



В центре области располагается Хибинско-Ловозерский геохимический район сложного сидеро-литофильного профиля с известными месторождениями Р, Та, Nb, TR, Fe, Ti и других элементов. С запада к нему прилегает Оленегорская железорудная зона. Еще западнее проходит секущая Лицевская геохимическая зона с редкометалльно-молибденовой специализацией. Она продолжается как в Беломорскую, так и в Мурманскую области и связана с одноименной северо-восточной зоной протоактивизации.

В восточной части области выделяется Кейвский халько-литофильный геохимический район. Он опоясан Прикейвской литофильной (TR, Zr, Nb с Sn) зоной, обусловленной широким развитием щелочных гранитоидов. В области развития высокоглиноземистых сланцев и образований тундровой серни фиксируется высокая неоднородность распределения элементов свинцово-молибденовой ассоциации.

Поисковая изученность этой области, особенно ее юго-восточной части, весьма неравномерна.

Карельская геохимическая область располагается в одноименном мегаблоке I порядка и отличается от Центральнокольской и Балтийско-Ладожской дифференцированных геохимических областей относительно пониженными фоновыми концентрациями большинства литофильных, халькофильных и сидерофильных групп элементов. Однако в пределах отдельных структур отмечается высокая неоднородность распределения элементов при наличии их локальных концентраций, обуславливающих их геохимическую аномальность и специализацию. Наиболее характерен в этом отношении Онежский геохимический район, осадочно-вулканогенные образования которого специализированы на Cu, Ni, Ti, V, Mn. Щелочные и магнезиально-карбонатные метасоматиты складчато-разрывных дислокаций района характеризуются дополнительным привнесом Cr, В, Вi и последующим перераспределением вблизи поверхности предвепсийского структурно-стратиграфического несогласия Na, V, Mn и ряда других элементов.

Схема геохимической зональности восточной части Балтийского щита.

1 — геохимические области (М — Мурманская, ЦК — Центральнокольская, Б — Беломорская, К — Карельская, БЛ — Балтийско-Ладожская); 2 — геохимические пояса (I — Печенгско-Варзугский, II — Ветреного Пояса, III — Саво-Ладожский); 3 — геохимические зоны (I — Лицевская, II — Шонгуй-Волшпахская, III — Урагубско-Мурманская, IV — Прикейвская, V — Кислогубско-Витегубская, VI — Западно-Карельская, VII — Центральнокарельская, VIII — Бураковская); 4 — геохимические районы (цифры на рисунке: 1 — Печенгорский, 2 — Оленегорский, 3 — Мончегорский, 4 — Хибинско-Ловозерский, 5 — Варзугский, 6 — Кейвский, 7 — Ковдорский, 8 — Африкандовский, 9 — Vuориярвинский, 10 — Куоляярвинский, 11 — Кандалякско-Колвицкий, 12 — Умбинский, 13 — Терского Берега, 14 — Енско-Лоухский, 15 — Хизоварский, 16 — Костомукшский, 17 — Шомбозерско-Гайкольский, 18 — Лехтинский, 19 — Малошуйский, 20 — Кандалякско-Онежский, 21 — Сегозерский, 22 — Янгозерский, 23 — Гимольский, 24 — Ялонварский, 25 — Хаутаварский, 26 — Киндасово-Маньгинский, 27 — Онежский, 28 — Пудожгорский, 29 — Кирьява-Лехтинский, 30 — Салминский, 31 — Пашко-Приозерский, 32 — Выборгский); 5—8 — геохимическая специализация районов: 5 — литофильная, 6 — сидерофильная, 7 — халькофильная, 8 — смешанная всех трех ассоциаций. Смешанная специализация 5—6, 5—7, 6—7 показана сочетанием соответствующих штриховок.

На северо-западе к Онежскому району примыкает Янгозерский район, геохимическая специализация которого определяется повышенными кларками элементов в слабометаморфизованных толщах протерозоя и наличием рудоносных конгломератов и магнезиально-карбонатных метасоматитов. Геохимические наблюдения свидетельствуют, что рудоносность конгломератов обусловлена не только метаморфизмом специализированных кластогенных толщ сариолия и ятулия, но в не меньшей степени и последующими процессами активизации. По типу геохимической концентрации элементов к этим двум геохимическим районам близки также Сегозерский, Шомбозерско-Гайкольский, Лехтинский и Куоляярвинский районы.

Наиболее протяженными линейными структурами в пределах области являются Западно-Карельская и Центральнокарельская зоны. Первая из них вмещает Костомукшский и Гимольский геохимические районы с железистыми кварцитами. Для Костомукшского района характерны также высокие фоновые содержания Cu ($K_k=4-7$), Sn и Pb ($K_k=2-4$) в большинстве комплексов пород района, за исключением самих кварцитов.

Центральнокарельская зона прослеживается от Улялегского массива гранитов рапакиви на юге вдоль Янгозерской впадины до Ковдозера на севере. Различные ее фрагменты имеют четко выраженную геохимическую специализацию: Хаутаварский район — Cu , Ni в кератофир-спилитах, Мурто-Кудамгубский фрагмент — Zr , Mo в гранитоидах и кремний-калиевых метасоматитах, Хизоварский фрагмент — на Al в кианитовых сланцах и др. Сочетание столь разнородных по геохимической специализации ассоциаций в одной структуре обусловлено многоэтапностью ее развития — наследованным планом развития разновозрастных структур активизации на месте гранитно-зеленокаменного пояса.

Рассматриваемая область отделяется от Беломорской мощной межблоковой геохимической структурой Ветреного Пояса. Сидеро-халькофильная специализация ее обусловлена широким распространением пород алевролит-пикрит-диабазовой формации, с которой связаны повышенные кларки концентрации Cr (до 16), Ni , Co (3) в тесной ассоциации с Pb и Zn , характеризующихся высокими дисперсиями распределения. Пространственно связанные с образованиями этой формации гипербазиты, несущие повышенные концентрации Cr , Ni (до 24), Co (8—9) и содержащие высокодисперсные Cu и Zn , дополняют геохимическую характеристику этого геохимического пояса. По геохимическим данным, наибольшие потенциальные ресурсы рудных полезных ископаемых Карельской области, кроме известных рудных районов, связаны с формированием активизированных протоорогенных впадин и рифтогенной структуры Ветреного Пояса. Особое внимание, как и для других геохимических областей, должно быть обращено на специальное изучение возможностей комплексного использования сырья.

Балтийско-Ладожская геохимическая область в целом имеет халько-литофильную специализацию. На границе с Карельской областью располагается межблоковый Саво-Ладожский геохимический пояс, прослеживающийся в район Оутокумпу Финляндии. Он включает Кирьява-Лахтинский и Салминский геохимические районы. В пределах первого широко развит «черносланцевый» комплекс ладожской серии с повышенным содержанием V, Mo, Pb, Zn, As, Cu, Ni, Co (Рускеала), Pb—Zn и W скарноиды (Латвасюрья) и редкометальные граниты (Вахваярви). Формирование Салминского геохимического района предопределено редкоземельно-редкометальной (Sn, Mo, TR, Nb, F, Ta и др.) специализацией гранитов рапакиви, а также повышенными содержаниями Zn, Sn и Fe в доломит-сланцево-диабазовой формации (Питкяранта).

В юго-западной части области выделяется Выборгский геохимический район с четко проявленной редкоземельной геохимической специализацией, связанной с одноименным массивом гранитов рапакиви и кузнечинским комплексом ультраметаморфических гранитоидов, надфоновыми содержаниями в которых выделяются TR, Zr, Nb, P. Проявление в зонах разломов эпигенетических процессов гидротермального метасоматоза приводит также дополнительно к концентрации Mo, Pb и Sn.

В центральной части описываемой области, в основном в пределах акватории Ладожского озера, фиксируется сидеро-литофильный геохимический район. Здесь развита своеобразная трахибазальтовая субформация траппов, характеризующаяся высокими фоновыми содержаниями Ti, Mo, Sn и F, а также проявлением признаков обогащения халькофилами и литофилами предрифейского несогласия в Пашском и Приозерском прогибах.

Потенциальная рудоносность этого геохимического района заслуживает специального изучения.

Таковы основные особенности геохимической зональности восточной части Балтийского щита, предопределяющие в целом размещение соответствующих металлогенических подразделений. В общем в этом регионе отмечается значительно больший уровень накопления рудных и других элементов в межблоковых структурах, которым свойственны также: а) более высокий, чем в прилегающих блоках, градиент распределения элементов всех групп — литофильных, халькофильных и сидерофильных, б) более высокая дисперсия распределения большинства элементов, в) снижающийся уровень сидерофильности и относительное возрастание литофильного профиля от архея к палеозою.

Для стабилизированных блоков более характерна унаследованная геохимическая специализация с проявлением цикличности по эпохам с общим гомодромным планом изменения от геохимических ассоциаций, свойственных основным магмам, к ассоциациям элементов кислых магм в пределах каждой эпохи.

Учитывая более низкий уровень накопления и слабую неоднородность распределения рудогенных элементов в пределах блоков, основные усилия прогнозных и поисковых работ следует направить на изучение межблоковых структур.

Геохимическая история развития этого региона свидетельствует о первичной специализации коровой оболочки на халько-сидерофильную ассоциацию элементов (Cu, Ni, Co) уже на ранних этапах ее формирования. Последующая эволюция коры приводит к дальнейшему накоплению этих элементов и дополнительно литофилов за счет коровой дифференциации вещества в результате проявления нескольких эпох регионального метаморфизма, ультраметаморфизма и преобразований в зоне гипергенеза. Наблюдающиеся различия в составе геохимических ассоциаций и в их фоновых концентрациях в пределах различных блоков объясняются как интенсивностью проявления указанных процессов, так и глубиной эродированности блоков.

Наблюдаемая геохимическая зональность региона связана главным образом с развитием наложенных интракратонных структур различной глубины проникновения: протогеосинклиналей, гранитно-зеленокаменных поясов, протоорогенов, рифтогенов, ранних авлакогенов и зон тектоно-магматической активизации. Специфика формирования каждого типа структур и сфера их развития предопределяют геохимическую и металлогеническую специализацию той или иной области региона в целом и ассоциацию полезных ископаемых в пределах локальных площадей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геохимическая зональность восточной части Балтийского щита.— В кн.: Металлогения восточной части Балтийского щита. А. А. Смыслов, В. К. Титов, Э. А. Ланда, Л. И. Тихомиров. Л., Недра, 1980, с. 149—167.
2. Геохимическая карта восточной части Балтийского щита. Масштаб 1 : 1 500 000/Отв. ред. А. А. Смыслов. Л., 1980.
3. Геохимическая эволюция метаморфических комплексов докембрия Кольского полуострова/Ред. А. А. Предовский. Апатиты, 1976. 112 с.
4. Кольская сверхглубокая. Исследования глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины/Ред. Е. А. Козловский. М., Недра, 1984. 490 с.
5. Научные основы геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых и оценки потенциальной рудоносности магматических и метаморфических комплексов докембрия/Ред. Л. Н. Овчинников. Апатиты, 1972. 276 с.
6. Предовский А. А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты, 1970. 114 с.
7. Титов В. К., Смыслов А. А. Принципы геохимического районирования щитов.— В кн.: Геология и металлогения щитов древних платформ СССР. Л., Недра, 1976, с. 305—312.
8. Ферсман А. Е. Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1933. 446 с.

9. Хазов Р. А. Металлогения Ладожско-Ботнического геоблока Балтийского щита. Л., Наука, 1982. 192 с.

10. Division of the Eastern part of the Baltic Shield into geochemical areas and quantitativ-prognosis evaluatin of the territory. Methods of the geochemical mapping and Boulder prospecting in the Eastern part of the Baltic Shield.—Geological Survey of Finland, Espoo, 1980, p. 203—227. Авт.: А. А. Smyslov, E. A. Landa, V. E. Popov, V. K. Titov and L. I. Tikhomirov,

УДК 551.16(470.22)

В. А. Глебовицкий

ГЛУБИННЫЕ ФАКТОРЫ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Балтийский щит принадлежит к наиболее детально исследованным выходам фундамента древних платформ Евразийского континента. В его геологической истории выделяются два главных периода развития: архейский, завершающийся ребольским (2800 млн. лет) импульсом эндогенной активности, и раннепротерозойский, завершающийся свекофенским (1800 млн. лет) импульсом, в течение которых произошло становление основных геоструктур и была сформирована зрелая кора континентального типа. В этом ведущая роль принадлежит процессам регионального метаморфизма и ультраметаморфизма.

Как показывает опыт исследования эндогенных процессов [5, 17, 18], режимы тектонических движений вполне однозначно определяют термодинамические режимы метаморфизма. Поэтому анализ последних на основании схем минеральных фаций и фациальных серий метаморфических пород и разнообразных методов термо- и барометрии [6] является главной задачей настоящей статьи. Особенно важно выявление таким способом палеогеотермических обстановок преобразования горных пород [7].

На исследованной территории существуют фрагменты двух главных типов архейских ареальных структур — гранулитно-гнейсовых и гранитно-зеленокаменных областей. Первый из них представлен Центральнокольским блоком и Лоттинским сегментом [11] Кольско-Норвежской зоны карелид. Метаморфизм в этом районе неоднороден. Здесь закартирована зональность в интервале от среднетемпературных субфаций фации куммингтоновых амфиболитов до гранулитовой фации (андалузит-силлиманитовая фациальная серия) при давлении, меняющемся от 4 до 5,5 кбар [16], что соответствует геотерме 30—35 °С/км. Преобладают, особенно в южной и центральной частях структуры, породы гранулитовой фации. Наиболее отчетливо снижение степени метаморфизма происходит в сторону Мурманского блока, являющегося еще одним небольшим фрагментом гранитно-зеленокаменной области.

В зонах амфиболитовой фации Центральнокольского блока, так же как и в Мурманском блоке, установлены многочисленные реликты парагенезисов гранулитовой фации. Оценка p - T -параметров этих образований с помощью методов термо- и барометрии [7] дает следующие результаты: T около $800\text{ }^{\circ}\text{C}$, $p = 7$ кбар, что соответствует среднему по глубине геотермическому градиенту около $27\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$, примерно отвечающему геотермической обстановке формирования древнейших гранулитов континентов и геотермическому фону раннеархейских гранитно-зеленокаменных областей [8].

Если формирование упомянутой метаморфической зональности в пределах Кольского фрагмента гранулитогнейсового ареала соотносится с позднеархейским периодом эволюции со значительной долей условности, то метаморфизм средних ступеней фации куммингтонитовых амфиболитов вулканогенно-осадочных толщ зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья безусловно проявляется в этот период, о чем свидетельствуют как геологические [11], так и изотопно-геохронологические [14] данные. В северо-западной части этой структуры доминировал андалузит-силлиманитовый режим глубинного петрогенезиса и давление не превышало 4,5 кбар при температуре $600\text{ }^{\circ}\text{C}$ (геотерма $35\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$). По направлению к Кейвскому блоку наблюдается инверсия геотермических обстановок и появляются метаморфические породы, сформированные в кианит-силлиманитовых режимах. Это предположительно можно связывать с покровно-надвиговой тектоникой, обуславливающей дополнительный эффект нисходящих движений и снижение вертикального градиента температуры.

Реликты древних, доробольских, гранулитов широко распространены в пределах Беломорского мегаблока [1, 2]. В основных кристаллических сланцах, как правило, отсутствует парагенезис граната с клинопироксеном, а в кислых породах (в частности, в районе Алакуртти) встречена ассоциация умеренномагнезильного граната с кордиеритом, что свидетельствует о достаточно высокоградиентных режимах метаморфизма. Наблюдающаяся в районе Поньгомы и Ковдозера интенсивная эклогитизация основных пород гранулитовой фации накладывается, кроме них, на эндербиты и чарнокиты, слагающие жильный материал мигматитов, и на поздние, параавтохтонные пегматоидные чарнокиты, а также на интрузивные породы перидотит-габбро-норит-анортозитовой формации [11], знаменующие собой начало позднеархейского, ребольского, цикла развития. Они являются отражением магматической базификации нижних частей раннеархейской существенно сиалической коры, которая определяла режимы дальнейшего развития этой геоструктуры. По данным методов термо- и барометрии продуктов ранних стадий ребольского цикла регионального метаморфизма, температура эклогитизации варьировала от 700 до $800\text{ }^{\circ}\text{C}$, а давление от 9 до 10 кбар и выше, благодаря чему возникали не только сланцы

с парагенезисом высокомагнезиального граната с двумя пироксенами и плагиоклазом, гнейсы с парагенезисом такого же граната с кианитом и ортоклазом, кианитовые эклогитоподобные породы, но и настоящие эклогиты с ассоциацией омфацита и высокопиропового граната. Из этих данных следует, что геотермический градиент в начале ребольского цикла приобретал необычные для архея низкие значения 17—20 °С/км.

Карельская гранитно-зеленокаменная область представляет собой один из крупнейших фрагментов эппархейских кратонов Восточно-Европейской платформы. Признаки раннеархейских (доребольских) эндогенных процессов почти нигде не сохранились. Лишь в пределах Водлозерского блока, по-видимому, есть реликтовые породы гранулитовой фации. Другие локальные проявления высокотемпературных процессов, относившиеся ранее к доребольскому циклу эндогенной активности, по последним данным датируются рубежом архея и протерозоя [3].

Наблюдаемые сейчас метаморфические образования Карельской области относятся к ребольскому циклу. Степень изменения пород варьирует по латерали. В осадочно-вулканогенных толщах, слагающих зеленокаменные пояса, она колеблется от фации зеленых сланцев до среднетемпературных субфаций фации куммингтонитовых амфиболитов. В Ветреном Поясе эта зональность относится к андалузит-силлиманитовому типу; в других районах она более низкоградиентна и относится к промежуточному между андалузитовым и кианитовым типу. Плагиогранитоидные комплексы, относящиеся к предполагаемому раннеархейскому сиалическому основанию, испытали, как правило, более высокотемпературный метаморфизм, чем супракрустальные толщи, в чем проявляется так называемый эффект цоколя; в силу значительного стока тепла на реакции прогрессивного метаморфизма на границе вулканогенно-осадочных толщ и кристаллического основания устанавливается высокий градиент температуры. Породы основания испытали не только метаморфическую перекристаллизацию, но и ультраметаморфизм, который обуславливал ремобилизацию сиалического основания и формирование коровых магматических очагов, давших начало позднеархейским ассоциациям тоналит-трондъемитовых интрузивных пород, столь характерных для гранитно-зеленокаменных областей.

Итак, в архее выделяются два крупных периода эндогенной активности: доребольский (саамийский, или беломорский) и ребольский. Реликтовые признаки метаморфизма первого из этих периодов сохраняются очень редко. В ряде случаев выделяются древние гранулиты, но утверждать, что эти условия существовали в пределах всего региона, нельзя. Напротив, можно уверенно констатировать, что имеются доребольские тоналитовые и трондъемитовые гнейсы, которые никогда не подвергались крайне высокотемпературным преобразованиям.

Ребольский период развития является главным для Балтийского щита в том смысле, что в это время произошло заложение основных геоструктур региона. Стержневой структурой является Беломорско-Лапландский метаморфический пояс. Повсеместное проявление однородного толеитового магматизма [11] свидетельствует о существовании на глубине латерально протяженного магматического очага, являющегося источником материала для магматической базификации нижних частей коры. Дальнейшие интенсивные нисходящие движения утяжеленной таким образом коры определяли появление отрицательной термической аномалии. Одним из процессов, проявляющихся в низкоградиентных режимах, является эклогитизация основных пород, которая, в свою очередь, усиливает тенденцию к погружению, так как габброиды при этом становятся более плотными, чем перidotиты мантии.

Комплементарные восходящие движения осуществлялись в пределах Кольского фрагмента гранулитогнейсового ареала и Карельской гранитно-зеленокаменной области. В первом районе они вызвали равномерный прогрев всей структуры и формирование вертикальной высокоградиентной зональности, во втором — возникли многочисленные, сравнительно небольшие положительные термические аномалии, или термальные антиклинали, в ядрах которых залегают гранитоиды — продукты ультраметаморфизма сиалического основания. В образовании антиформ значительная роль принадлежит явлениям глубинного диапиризма в результате плотностной инверсии в гранитизированных гравитационно неустойчивых системах, что вообще свойственно архейским гранитно-зеленокаменным областям.

Процессы ультраметаморфизма в конечном итоге захватывают и большую часть Беломорско-Лапландского пояса. Здесь они синхронны с формированием крупных тектонических покровов [11], а зоны мигматизации представляют собой протяженные горизонтальные тектонические потоки. В отличие от Карельской гранитно-зеленокаменной области явления плотностной инверсии от зоны ультраметаморфизма с формированием диапировых куполов и локальных положительных термических аномалий практически не имели места. Именно поэтому на поздних стадиях ребольский цикл в Беломорско-Лапландском поясе протекал в умеренноградиентных режимах (породы кианит-силлиманитовой серии): $T=700$ °C, $p=7$ кбар, геотермический градиент равен 24 °C/км [12].

В раннем протерозое процессы метаморфизма в меняющихся термодинамических условиях и в различных геотермических обстановках проявлялись практически на всей территории Балтийского щита. В пределах Свекофеннского геоблока [11], представленного на нашей территории районом Северного Приладожья, распространены лишь продукты эндогенных процессов этого

времени, тогда как Кольско-Карельский геоблок испытал эндогенную активизацию меняющейся интенсивности.

В Кольском мегаблоке в раннем протерозое была заложена Печенгско-Имандра-Варзугская тектоническая зона, которая на ранних этапах своего развития функционировала как внутриконтинентальный рифт. Обстановка растяжения коры существовала не только в период накопления супракрустальных серий, что находит отражение в эволюции вулканизма, но и на начальных стадиях метаморфизма, протекавшего в условиях тангенциального растяжения и повышенного теплового потока или высокого вертикального градиента температуры $43^{\circ}\text{C}/\text{км}$ [7, 10] в связи с подъемом мантийного астенолита. Однако начиная с определенного момента произошла инверсия тектонических режимов, а вместе с тем и термодинамического режима глубинного петрогенезиса. Обстановка рифтогенеза сменилась тангенциальным сжатием коры, что привело к формированию чешуйчато-надвиговой зоны, характерной, например, для южной окраины Печенгско-Имандра-Варзугской структуры. Одновременно с этим происходил зональный метаморфизм в кианит-силлиманитовом режиме при среднем вертикальном градиенте температуры около $25^{\circ}\text{C}/\text{км}$ [7]. На примере упомянутых прогибов можно убедиться в существовании влияния цоколя на распределение изотермических поверхностей. Специальный палеогеотермический анализ Печенгской структуры показал, что гестермический градиент, очень низкий в верхней части супракрустального разреза ($13^{\circ}\text{C}/\text{км}$), резко возрастает в его основании до $85^{\circ}\text{C}/\text{км}$, а далее снижается до $30^{\circ}\text{C}/\text{км}$. Поэтому ядра супракрустальных трогов оказываются метаморфизованными лишь до низкотемпературных субфаций фации зеленых сланцев. К их периферии степень метаморфизма возрастает до низкотемпературных субфаций фации альмандиновых амфиболитов, а на юге — до высокотемпературных субфаций.

В архейских породах Кольского мегаблока повторные преобразования протерозойского возраста интенсивно проявляются в узких зонах наложенных дислокаций и носят диафторический характер. По условиям они соответствуют ставролитовым субфациям фации альмандиновых амфиболитов. Однако вблизи северной границы Печенгского прогиба наблюдаются преобразования в высокоградиентных условиях с образованием парагенезисов ставролит-андалузит-биотит-мусковитовой субфации. Эти изменения, по-видимому, синхронны с ранней, рифтовой, стадией эволюции структуры.

Наиболее ранними метаморфическими событиями протерозойского периода развития Беломорско-Лапландского пояса являются изменения, приводившие к формированию гранулитов лапландского типа [9]. Этот комплекс пород прослеживается в виде гигантской дуги из самых северных районов Норвегии через финскую Лапландию на нашу территорию в район Сальных

тундр. Здесь он прерывается, а высокобарические и высокотемпературные породы вновь появляются в районе Колвицких тундр и Порьей губы (кольский берег Кандалакшского залива). Гранулиты лапландского типа отчетливо приурочиваются к полого падающей на север и северо-восток зоне рассланцевания, маркирующей собой крупный надвиг глубокометаморфизованных архейских толщ на гранито-гнейсы беломорского комплекса и супракрустальные образования Корва, Сальных и Колвицких тундр, представляющих фрагменты позднеархейских зеленокаменных поясов. В основании тектонического покрова наблюдается своеобразная метаморфическая зональность, подобная устанавливаемой в низах некоторых альпийских шарьяжей и отражающая повышение степени метаморфизма не вниз, а вверх по разрезу, в данном случае от ставролит-кианит-биотит-мусковитовой субфации фации альмандиновых амфиболитов кианит-силлиманитовой фациальной серии до гиперстен-силлиманитовой субфации гранулитовой фации. Существуют два объяснения этому факту. Первое сводится к тому, что дополнительным источником тепла, вызывающим появление температурного градиента, являются тела магматических пород (габброидов и анортозитов), прогревающих преимущественно кровлю массивов [13]. Второе объяснение, более правдоподобное с точки зрения автора, заключается в том, что по рассматриваемой зоне происходит быстрое выдвигание с глубины интенсивно нагретых пород. В этой связи находит удовлетворительное объяснение наблюдающееся наложение высокотемпературного метаморфизма не только на архейские гнейсы и кристаллические сланцы, но и на интрузивные габброиды и анортозиты, которые в первой гипотезе сами рассматриваются как источники тепла.

В том и другом случае необходимо признать дополнительный прогрев метаморфизирующихся пород, находящихся на глубинах, отвечающих давлению 9—11 кбар при температуре амфиболитовой фации около 650—700°C, что соответствует очень низкой геотерме (около 15—17°C/км). Иными словами, в раннем протерозое повторилась позднеархейская ситуация, когда быстрые нисходящие движения вызвали формирование отрицательных термических аномалий. Ранее [4] было показано, что в северной части Беломорского мегаблока, на его границе с Кольским геоблоком, реализовались тектонические режимы коллизионных орогенов, причиной чего было сближение двух континентальных литосферных плит.

Дальнейшая эволюция Беломорско-Лапландского пояса происходила на фоне воздымания его осевой части, в процессе которого глубинные образования типа лапландских гранулитов и ассоциирующих с ними пород выводились на уровень современного эрозионного среза и возрастал вертикальный градиент температур. Следствием последнего было появление крупной линейной положительной термической аномалии и формирование

симметричной метаморфической зональности кианит-силлиманитового типа со средним геотермическим градиентом около 25 °С/км. Северная часть этой термальной структуры наблюдается в зоне Печенга — Имандра — Варзуга и уже упоминалась выше.

В осевой части Беломорско-Лапландского метаморфического пояса изменения происходили в условиях гранат-кианит-биотит-мусковитовой и гранат-кианит-биотит-ортоклазовой субфаций фации альмандиновых амфиболитов. Процессы ультраметаморфизма, выразившиеся в формировании в зонах наложенных деформаций преимущественно анатектических мигматитов и массивов диатектических плагногранитоидов или на более высоком уровне — пегматитов, проявляются достаточно широко и также являются отражением декомпрессии при воздымании осевой части структуры.

На юго-западной окраине рассматриваемого пояса в верхнеархейских и нижнепротерозойских толщах синклиновых структур Северо-Карельской и Восточно-Карельской мобильно проницаемых зон [11] наблюдается закономерное повышение степени метаморфизма от зеленосланцевой фации до среднетемпературных ступеней фации альмандиновых амфиболитов. Эту закономерность можно проследить по бластомилонитам и диафторитам древних кристаллических пород антиклинорных структур. Оценка p - T -параметров метаморфизма производилась в низкотемпературной части и на высокотемпературной границе зоны ставролитовых субфаций, а также в наиболее высокотемпературных частях осевой зоны структуры. Получено соответственно: $T = 500$ °С, $p = 6-7$ кбар; $T = 650$ °С, $p = 7-8$ кбар; $T = 750$ °С, $p = 7-8$ кбар. Вертикальный градиент меняется от 20 до 25 °С/км, что говорит о незначительной интенсивности положительной термической аномалии и низкой плотности теплового потока через литосферу даже на завершающей стадии свекофеннского цикла эволюции Беломорско-Лапландского пояса. Лишь в северо-западной его части, судя пока еще по ограниченному материалу, вертикальный градиент температур мог достигать 30—35 °С/км, что можно связывать с интенсивной гранитизацией Енского сегмента [11].

В процессе свекофеннской эндогенной активизации архейских кристаллических комплексов их повторные преобразования, будучи латерально выдержанными по термодинамическим условиям, проявлены часто лишь в узких зонах рассланцевания. Это свойственно высокотемпературной части Беломорско-Лапландской зоны, но особенно характерно для Кольского мегаблока, где наложенные изменения в условиях высокотемпературных субфаций фации зеленых сланцев, эпидот-амфиболитовой фации или низкотемпературных субфаций фации альмандиновых амфиболитов кианит-силлиманитовой фациальной серии строго ло-

кализованы в узких зонах наложенных дислокаций, часто на границах архейских и протерозойских комплексов пород.

Свекофеннский геоблок, к которому относится район Северного Приладожья, является областью проявления исключительно раннепротерозойских эндогенных процессов. На северо-восточной окраине этой структуры закартирована правильная зональность, отражающая повышение степени метаморфизма от окраины Карельского эпиархейского кратона в глубь свекофенида от биотитовой субфации фации зеленых сланцев до низкотемпературных (бесчарнокитовых) субфаций гранулитовой фации, в интервале температур 400—770 °С при незначительных вариациях давления 4—5 кбар [12]. Соответственно вертикальный градиент температур меняется по зональности от 23°С/км до 36—38°С/км, а это свидетельствует о высокой интенсивности положительной термической аномалии, на месте которой сформировался Свекофеннский метаморфический пояс.

В зоне гранат-силлиманит-биотит-мусковитовой субфации при температуре 680 °С, которая определена с помощью гранат-биотитового термометра [8] и методом гомогенизации расплавных включений [12], появляются первые существенно анатектические мигматиты. Развитие этого процесса приводит к диатексису и формированию коровых магматических очагов гранодиоритового и тоналитового состава. Замечательной особенностью Свекофеннского метаморфического пояса является проявление в нем интрузивного магматизма с формированием комплекса габбро, норитов, комагматичных с ними и преобладающих по объему диоритов и тоналитов (эндербитов), возникших при дифференциации высокоглиноземистых андезитовых магм. Они внедрялись после ранних анатектических мигматитов, но перед массовым проявлением диатексиса. Иными словами, данные магматические породы синхронны с кульминацией процесса регионального метаморфизма. Широкое распространение габброндов и эндербитов практически во всей высокотемпературной зоне и латеральная их однородность свидетельствуют о том, что в период формирования метаморфической зональности существовал обширный магматический очаг, или мантийный астенолит, поднятый к основанию земной коры и явившийся причиной формирования интенсивной положительной термической аномалии. После кристаллизации как мантийных андезитовых, так и диатектических коровых гранодиоритовых и тоналитовых магм имела место новая вспышка эндогенной активности, выразившаяся в интенсивной поздней мигматизации. Ведущим процессом, помимо анатексиса, становится гранитизация по механизму магматического замещения при существенном возрастании роли массопереноса флюидным потоком. Результатом поздних эндогенных процессов была не только повсеместная мигматизация с высоким насыщением гнейсов жильным материалом, но и формирование значительных объемов гранито-гнейсов. Та-

кой путь эволюции ультраметаморфизма, когда скорость теплопереноса превышает скорость массопереноса, характерен для метаморфических поясов, возникающих на месте положительных термических аномалий максимальной интенсивности [15].

Результаты краткого рассмотрения особенностей процессов регионального метаморфизма в разновозрастных структурах восточной части Балтийского щита сводятся к следующему.

1. Архейские ареальные структуры, начавшие свое развитие в саамийский, или беломорский (доребольский), период с формирования преимущественно магматических сиалических дифференциатов мантии и их последующего метаморфизма в достаточном высокоградиентных условиях, сопоставимых с режимами формирования древнейших гранулитовых комплексов и с геотермическим фоном раннеархейских гранитно-зеленокаменных областей, завершили эволюцию примерно синхронно на всей исследованной территории проявлением высокоградиентного метаморфизма. В пределах гранулитогнейсового ареала происходил равномерный прогрев земной коры и формировалась строго вертикальная метаморфическая зональность, которая была деформирована после своего становления. Тогда-то и произошел вывод на один уровень разнотемпературных зон. В гранитно-зеленокаменной области на высоком геотермическом фоне происходило формирование многочисленных мелких положительных термических аномалий, обнаруживающих явную связь с подъемом гранитоидных диапировых куполов.

2. Комплементарно с позднеархейским, или ребольским, воздыманием двух рассмотренных ареальных структур в зоне их сочленения происходило быстрое погружение магматически базифицированной в нижней части коры, формирование линейной отрицательной термической аномалии и заложение Беломорско-Лапландского метаморфического пояса, представляющего собой типичный коллизийный ороген. Поздние стадии ребольского цикла ознаменовались лишь слабым воздыманием и развитием процессов ультраметаморфизма при незначительной декомпрессии в низкоградиентных режимах. Развитый в результате этих процессов горизонтальный астенослой отличался гравитационной устойчивостью, о чем свидетельствует отсутствие диапировых структур, что можно связывать с высокой сиаличностью гранитизирующегося комплекса. По этому признаку Беломорско-Лапландский пояс отличается, например, от Карельской гранитно-зеленокаменной области, где в верхних частях разреза коры существовала довольно мощная вулканогенно-осадочная толща повышенной плотности, которая стимулировала плотностную инверсию от зоны гранитизации.

3. В раннем протерозое возникали по меньшей мере три типа синхронных термальных структур, отличающиеся друг от друга геодинамическими режимами формирования. Первый из них представлен Печенгско-Имандра-Варзугской зоной рифтогенеза,

в которой подъем мантийного астенолита в основание земной коры обуславливал мощный вулканизм и высокоградиентный метаморфизм. Второй тип представлен Беломорско-Лапландским поясом, развивавшимся в режиме коллизионного орогена, что обуславливало низкоградиентный метаморфизм (формирование гранулитов лапландского типа и ассоциирующих с ними пород) на ранних стадиях и на стадии гранитизации, когда вследствие воздымания осевой зоны появляется лишь слабая положительная термическая аномалия. Третий тип представлен Свекофеннским метаморфическим поясом, формирующимся на месте интенсивной положительной термической аномалии, которая была инъецирована поднимающимся мантийным астенолитом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Володичев О. И. *Метаморфизм фации дистеновых гнейсов*. Л., Наука, 1975. 170 с.
2. Володичев О. И., Король Н. Е. *Геология и метаморфизм пород гранулитовой фации беломорского комплекса*.— В кн.: *Петрология глубокометаморфизованных комплексов Карелии*. Петрозаводск, 1983, с. 5—26.
3. *Гетерогенность строения и развития архейской литосферы Карельской гранит-зеленокаменной области*/И. Н. Крылов, О. А. Левченко, С. Б. Лобач-Жученко, В. П. Чекулаев.— В кн.: *Геология докембрия*. Т. 5. М., 1984, с. 100—106.
4. *Главный Беломорский шов*/Ю. Б. Богданов, Р. В. Былинский, В. А. Глебовицкий, В. В. Доливо-Добровольский.— *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1981, № 11.
5. Глебовицкий В. А. *Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях*. Л., Наука, 1973. 128 с.
6. Глебовицкий В. А. *Схема минеральных фаций и термодинамический режим метаморфизма*.— В кн.: *Термодинамический режим метаморфизма*. Л., 1976, с. 105—119.
7. Глебовицкий В. А. *Принципы и методы палеогеотермического анализа*.— В кн.: *Геотермометры и палеотемпературные градиенты*. М., Наука, 1981, с. 5—11.
8. Глебовицкий В. А., Другова Г. М. *Границы фаций и субфаций пород, бедных СаО, по данным гранат-биотитовой термо- и барометрии*.— В кн.: *Проблемы физико-химической петрологии*. Т. 1. М., Наука, 1979, с. 34—46.
9. *Гранулитовая фация метаморфизма*/Ред. В. А. Глебовицкий. Л., Наука, 1972. 255 с.
10. Дук Г. Г. *Структурно-метаморфическая эволюция пород печенгского комплекса*. Л., Наука, 1977. 104 с.
11. *Земная кора восточной части Балтийского щита*/Ред. К. О. Кратц. Л., Наука, 1978. 230 с.
12. *Мигматизация и гранитообразование в различных термодинамических режимах*/Ред. Ф. П. Митрофанов. Л., Наука, 1985. 310 с.
13. Прияткина Л. А., Шарков Е. В. *Геология Лапландского глубинного разлома*. Л., Наука, 1979. 127 с.
14. Пушкарев Ю. Д., Кравченко Э. В., Шестаков Г. И. *Геохронологические реперы докембрия Кольского полуострова*. Л., Наука, 1978.
15. Седова И. С., Глебовицкий В. А. *Пути развития ультраметаморфизма в условиях амфиболитовой фации*.— *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1984, № 2, с. 46—60.

16. Фации регионального метаморфизма Кольского полуострова/ О. А. Беляев и др. Л., Наука, 1977. 88 с.

17. Цикличность и направленность процессов регионального метаморфизма/В. А. Глебовицкий и др. Л., Наука, 1978. 288 с.

18. Эндогенные режимы формирования земной коры и рудообразования в раннем докембрии/Ред. Ф. П. Митрофанов, В. А. Глебовицкий. Л., 1985. 288 с.

УДК 552.4 : 553.22(470.22)

С. А. Бушмин

МИНЕРАЛЬНЫЕ ФАЦИИ РУДОНОСНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ШИТА

В метаморфических комплексах восточной части Балтийского щита в результате широкого развития разнообразных метасоматических процессов сформировались рудные зоны и месторождения метаморфического класса [6, 12].

Связь метасоматоза с процессами регионального метаморфизма, рассмотренная в ряде специальных работ [5, 14], заключается прежде всего в физико-химическом соответствии условий регионального метаморфизма и сопутствующего ему метасоматоза послемигматитовой стадии и проявляется в закономерных соотношениях метасоматитов с метаморфической зональностью. Анализ наиболее общих свойств эволюционирующих флюидных систем, вызывающих метаморфизм, а затем и метасоматоз толщ, показал [7, 9], что проявление процессов кислотного выщелачивания и связанного с ними основного и щелочного метасоматоза на регрессивной стадии цикла регионального метаморфизма является универсальным свойством любого эволюционирующего метаморфического комплекса.

Метасоматические процессы, как правило, синхронны поздним этапам деформаций, сопровождающих региональный метаморфизм, и проявляются всегда локально, в определенных зонах, которые могут иметь мощность от метров до сотен метров и протяженность на многие километры. Но физико-химические условия формирования метасоматитов относительно постоянны, а если меняются, то постепенно, в зависимости от изменения на площади фациальных условий метаморфизма.

Рудная специализация минеральных фаций метасоматических пород восточной части Балтийского щита очень разнообразна и определяется широким геохимическим спектром металлических и неметаллических полезных ископаемых, с ними связанных (молибденовые, медно-никелевые, медноколчеданные, колчеданно-полиметаллические, редкометальные руды, мусковитовые и редкометальные пегматиты, техническое и ювелирно-поделочное минеральное сырье: кианитовое, гранатовое, корундовое, кордиери-

Минеральные фации метасоматитов метаморфических комплексов восточной части Балтийского щита

Группы фаций по температуре	Серии метасоматических фаций (по геотермическим типам метаморфизма)	Примеры метаморфических комплексов	Группы фаций по составу (химической направленности процесса метасоматоза)		
			Кислотные	Основные	Щелочные
Высокотемпературные	Неопределенного давления	Ареалы мигматитов и автохтонных гранитоидов Кольского полуострова, Центральной и Южной Карелии	Микроклин-кварцевая Микроклин-силлиманит-кварцевая	Гранатовая Клинопироксеновая Гиперстеновая	Кварц-плагиоклаз-ортоклазовая (перед фронтом магматического замещения)
	Низкого давления андалузит-силлиманитового типа	Гранулитовые комплексы Кольского полуострова	Кордиерит-силлиманит-кварцевая	Магнезиальных скарнов Силлиманит-кордиеритовая Кордиерит-гиперстеновая	—
	Умеренного и высокого давления кианит-силлиманитового типа	Кианитовые комплексы Западного Беломорья района Энгозера, гранулиты Лапландской зоны	Гранат-силлиманит-кварцевая Микроклин-кианит-кварцевая Гиперстен-силлиманит-кварцевая	Силлиманит-жедрит-гранатовая Диоксид-анортитовая Силлиманит-гранат-гиперстеновая Эклогитов	—
Среднетемпературные	Неопределенного давления	Метаморфические комплексы разного давления, зоны дислокационного метаморфизма	Кордиерит-кварцевая, ставролит-кварцевая Гранат-кварцевая Актинолит-эпидот-кварцевая Мусковит-кварцевая Альбит-кварцевая	Клинопироксеновая Актинолит-эпидотовая Гранатовая, гранат-магнетитовая Кордиеритовая Биотитовая, флогопитовая Карбонатная	Альбитовая (редкометалльные пегматиты) Альбитовая с щелочными силикатами Микроклиновая Микроклиновая с щелочными силикатами Плагиоклаз-скаполитовая
	Низкого давления андалузит-силлиманитового типа	Андалузитовые комплексы Кольского полуострова	Кордиерит-андалузит-кварцевая (скёли) Мусковит-андалузит-кварцевая (скёли) Андалузит-мусковит-кварцевая (грейзены)	Андалузит-антофиллит-кордиеритовая (скёли) Известковых скарнов, скарнов	—
Низкотемпературные	Умеренного давления кианит-силлиманитового типа	Кианитовые комплексы Северо-Западного Беломорья, кейвский комплекс Кольского полуострова	Роговообманково-кианит-кварцевая (хизовариты) Ставролит-кианит-кварцевая Гранат-кианит-кварцевая Мусковит-кианит-кварцевая Кианит-мусковит-кварцевая (мусковитовые пегматиты) Корундовая	Роговообманково-анортитовая Роговообманково-ставролит-гранатовая (хизовариты) Кианит-жедрит-гранатовая Корунд-плагиоклазовая	—
	Неопределенного давления	Зеленосланцевые комплексы разного давления, зоны дислокационного метаморфизма	Хлоритоид-кварцевая Хлорит-турмалин-кварцевая Эпидот-хлорит-кварцевая (пропилиты) Серцит-кварцевая	Хлоритоидная Эпидотовая, хлоритовая (пропилиты) Тальковая Серпентиновая	Кальцит-скаполитовая
Низкотемпературные	Низкого давления андалузит-силлиманитового типа	Зеленокаменные пояса Юго-Восточной Карелии	Карбонат-ортоклаз-кварцевая (гумбеиты) Карбонат-серцит-кварцевая (березиты) Карбонат-кварцевая (листвениты) Карбонат-альбит-кварцевая (эйситы)	Карбонатная (листвениты)	Кальцит-ортоклазовая (гумбеиты) Кальцит-серцитовая (березиты) Кальцит-альбитовая (эйситы)
	Умеренного давления кианит-силлиманитового типа	Зональный комплекс Печенги, свекофенская зональность Пана—Куола—Ярви	Хлорит-кианит-кварцевая	—	—

товое и др.), формирующихся в различных физико-химических условиях [6, 12]. Поэтому всестороннее изучение и систематика метасоматитов приобретают важное практическое значение для металлогенического прогнозирования метаморфических комплексов, слагающих большую часть рассматриваемой территории.

В метаморфических комплексах Балтийского щита развиты метасоматиты минеральных фаций практически всего интервала термодинамических условий регионального метаморфизма и зон дислокационного метаморфизма (таблица). Под минеральной фацией метасоматоза понимается закономерная ассоциация метасоматических пород или парагенезисов, объединенных общими генетическими особенностями, т. е. одной метасоматической колонкой, формирующейся в определенных условиях (T , p , pH , $\mu_{\text{в.п.к}}$). В зависимости от химической направленности процесса метасоматоза выделены кислотные (привнос, накопление кислотных компонентов и вынос оснований), основные (привнос и накопление железа, магния и кальция) и щелочные (привнос и накопление калия и натрия) минеральные фации, которые могут быть объединены в группы, отвечающие достаточно широким интервалам температур (высокотемпературные, среднетемпературные и низкотемпературные). Высокотемпературные минеральные фации развиты преимущественно в зонах высокотемпературной амфиболитовой, гранулитовой и эклогитовой фаций регионального метаморфизма при температуре больше 600—650 °С [5]. Область развития среднетемпературных фаций ограничена зонами эпидот-амфиболитовой и низкотемпературных субфаций амфиболитовой и эклогитовой фаций метаморфизма (температура 450—600 °С). Низкотемпературные минеральные фации обычно развиваются в зонах зеленосланцевого метаморфизма регионального характера, либо в зонах наложенного дислокационного метаморфизма при температуре ниже 400—450 °С. Внутри этих групп выделены серии фаций, отвечающие определенным уровням глубинности.

Основываясь на предложенной классификации метасоматитов, рассмотрим типы рудоносных метасоматитов, характерных для докембрийских метаморфических комплексов разного возраста от архея до протерозоя. Фациальное соответствие метасоматоза термодинамическим обстановкам метаморфизма позволяет наметить и проследить главные тенденции в развитии метасоматических процессов на фоне эволюции процессов регионального метаморфизма, а фациальный анализ самих метасоматитов — наметить тенденции в эволюции геохимического режима метасоматического петрогенезиса в докембрии Балтийского щита, а значит, и связанного с ним рудообразования.

Для архейского периода формирования Кольского и Карельского участков гранитно-зеленокаменных областей и Кольского гранулитогнейсового ареала в целом были характерны высоко-

градиентные режимы регионального метаморфизма андалузит-силлиманитовых фацнальных серий (см. статью В. А. Глебовичского в настоящем сборнике). На Кольском полуострове ранние гранулиты представлены, помимо реликтовых участков на площадях амфиболитовой фации, зональными комплексами районов Имандры, Печенги, Лотты. Для них типичны кордиерит-силлиманит-кварцевые, кордиеритовые, микроклин-силлиманит-кордиеритовые, гранат-силлиманит-кордиеритовые с биотитом или без него метасоматиты кордиерит-силлиманит-кварцевой, силлиманит-кордиеритовой и гиперстен-кордиеритовой минеральных фаций, известные, например, на участках Вялозеро, Печозеро. Из высокотемпературных фаций представляют интерес железомagneзиально-кальциевые метасоматиты, относящиеся к формации магнезиальных скарнов.

Для среднетемпературных метаморфических зон андалузитовых комплексов Кольского полуострова характерны метасоматические процессы кордиерит-андалузит-кварцевой и андалузит-антофиллит-кордиеритовой фаций скёлей (Терский берег Белого моря, Варзугский и Стрельнинский участки и др.). Преобразования названных фаций заслуживают особого упоминания в виду того, что скёлы (по терминологии шведских геологов — комплекс мусковит-андалузит-кварцевых и антофиллит-кордиеритовых пород, содержащих в своем составе кроме названных минералов ставролит, гранат, плагиоклаз) являются рудоносными или рудными породами на многих молибденовых, медно-никелевых, медноколчеданных, полиметаллических месторождениях Финляндии и Швеции (Ориярви, Виханти, Пюхасалми, Айала, Фалун, Шелефтео и др.) [8]. Наиболее достоверным примером архейских зеленокаменных поясов Кольской гранитно-зеленокаменной области является западный фрагмент зоны Колмозеро-Воронья, где в районе Вороньих тундр установлены парагенезисы, соответствующие архейскому (ребольскому) метаморфизму андалузит-силлиманитового типа [4, 7]. Для этих метаморфических толщ особенно характерны метасоматические преобразования в условиях кордиерит-андалузит-кварцевой, мусковит-андалузит-кварцевой кислотных и андалузит-антофиллит-кордиеритовой, гранатовой, гранат-магнетитовой, диопсидовой основных минеральных фаций. Метасоматиты, локализованные в зоне мощностью до 1 км, прослеживаются по простиранию на расстояние до 10—12 км. В участках сопряженного выщелачивания и переотложения компонентов с мусковитовыми сланцами, андалузитовыми, андалузит-мусковитовыми, андалузит-кордиеритовыми кварцитами и окварцованными породами с кордиеритом, гранатом, ставролитом, контролирующими размещение молибденовой, редкометальной, медноколчеданной, магнетитовой минерализации, тесно ассоциируют магнезиально-железистые и магнезиально-железисто-кальциевые породы, состоящие из граната, кордиерита, жедрита, ставролита, куммингтонита, роговой обманки, био-

тита и диоксида и сопровождаемые колчеданно-полиметаллическим, магнетитовым и шеелитовым оруденением.

Для зеленокаменных поясов Карельской области в целом характерны более низкотемпературные метасоматические преобразования, приводящие к формированию в зонах зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма лопийских вулканогенно-осадочных толщ и гранитоидных пород основания рудоносных березитов, лиственитов и гумбенитов с сульфидным и редкометальным оруденением. Показательными примерами карельских зеленокаменных поясов архейского возраста, метаморфизованных в высокоградиентных андалузитовых режимах, являются структуры районов Ветреного Пояса и Пана-Куола-Ярви [10]. В районе Ветреного Пояса (Сумозерско-Кенозерский зеленокаменный пояс) архейский (ребольский) зональный метаморфизм лопийских толщ андалузит-силлиманитовой фациальной серии в диапазоне от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации завершился интенсивными низкотемпературными процессами кислотного выщелачивания и сопряженного основного метасоматоза. В локальных зонах метасоматоза, секущих толщи зеленых сланцев, на одних участках (например, Вожмореченский, Сенгозеро) преимущественное развитие получили кислотные фации березитов; на других участках (Золотые пороги) метасоматиты карбонат-серицит-кварцевой и карбонат-кварцевой кислотных фаций березитов и лиственитов пространственно сочетаются с зонами переотложения оснований (железо-магnezально-кальциевого метасоматоза), представленными карбонатной фацией лиственитов и хлоритовой фацией пропилитов. Например, на участке Каменноозерском обнаруживается преобладание фаций лиственитов, а в тех случаях, когда низкотемпературному замещению подвергались и породы гранитоидного состава, возникали карбонат-ортоклаз-кварцевая и кальцит-ортоклазовая фации гумбенитов (южная граница Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса). Такое пространственное разделение различных геохимических типов метасоматитов устанавливается прежде всего для минеральных фаций разной кислотности и поэтому интересно в практическом отношении, так как позволяет прогнозировать различные типы сопутствующего оруденения (редкометального для кислотных фаций березитов, сульфидного для основных фаций лиственитов, аметистовой минерализации для кислотной фации лиственитов и т. д.).

Следует подчеркнуть, что и кислотные, и основные фации перечисленных формационных типов метасоматитов формируются в условиях низкой температуры и давления регионального метаморфизма андалузитовых режимов, когда в качестве главного кислотного компонента гидротермальных растворов выступает именно угольная кислота [6]. Поэтому карбонаты во всех случаях определяют минералогическую специфику такого рода рудоносных фаций низкотемпературных метасоматитов, возникаю-

щих в зонах зеленосланцевого метаморфизма высокоградиентных метаморфических комплексов.

Что касается метасоматических процессов, характерных для гранито-гнейсовых ареалов Кольского и Карельского фрагментов гранитно-зеленокаменных областей [3 и др.], то можно отметить тенденцию к усилению процессов высокотемпературной микроклин-кварцевой и особенно среднетемпературной альбитовой минеральной фации по периферии термальных антиклиналей в районах развития супракрустальных поясов (Хаутавара — Гимольское озеро). Заканчивая рассмотрение особенностей метасоматических процессов, связанных с этапами метаморфизма андалузитовых режимов архейского возраста, отметим, что натриевые тенденции среднетемпературных минеральных фаций щелочного метасоматоза, проявившиеся в синметаморфических гранитоидах и пегматитах, обеспечили ярко выраженную редкометальную специализацию последних (например, редкометальные пегматиты андалузитовых комплексов Кольского полуострова) [12].

На рубеже архея и протерозоя и в раннепротерозойский (свекофенский) период на рассматриваемой территории Балтийского щита произошла смена режимов регионального метаморфизма на умеренно- и низкоградиентные кианит-силлиманитового типа. В глубинных кианитовых метаморфических комплексах процессы кислотного выщелачивания широко проявлены не только в кислых, но и в основных, богатых кальцием, железом и магнием метаморфических породах, например амфиболитах. Этот факт послужил основанием для выделения роговообманково-кианит-кварцевой минеральной фации, отражающей условия максимальной кислотности метасоматического минералообразования и связанного с ним рудоотложения, достаточной для превращения метаморфических пород основного состава в метасоматические (вторичные) кварциты хизоварского типа (или хизовариты). Это важный в практическом отношении формационный тип рудоносных метасоматитов, в состав которых помимо названной кислотной фации еще входят комплементарные железо-магнезиальные метасоматиты роговообманково-ставролит-гранатовой основной минеральной фации [2, 6]. Роговообманково-ставролит-гранатовая фация железо-магнезиального метасоматоза является высокобарическим аналогом андалузит-антофиллит-кордиеритовой фации скёлей для области средних температур, а кианит-жедрит-гранатовая — и высокобарическим, и высокотемпературным ее аналогом. Обе минеральные фации рудоносны, особенно первая, представляющая железо-магнезиальные метасоматиты хизоваритов с колчеданными, медноколчеданными и неметаллическими (корунд, гранат) рудами в кианитовых метаморфических комплексах.

На Кольском полуострове [1, 11] в свекофенское время получили широкое распространение латерально однородные мета-

морфические комплексы кианит-силлиманитового типа (Кейвы), зонально метаморфизованные кианитовые комплексы (Печенгская, Имандра-Варзугская структуры), а также зоны дислокационного метаморфизма (диафтореза) фаций эпидотовых и альмандиновых амфиболитов (северная граница Имандра-Варзугской зоны в районе Малых Кейв, северная граница Кейвского блока). Наиболее показательным примером возникновения локальных зон глубинных метасоматических фаций может служить район Кейв. Развитие процессов кислотных (гранат-кианит-кварцевая, ставролит-кианит-кварцевая) и сопряженных с ними основных (гранатовая, роговообманково-ставролит-гранатовая и др.) минеральных фаций в метаморфических сланцах и гнейсах кейвской серии на регрессивном этапе раннепротерозойского метаморфизма кианит-силлиманитового типа оказалось столь интенсивным, что привело к формированию целого ряда проявлений и месторождений кианита (Кейвы, Червурта, Шуурурта, Кирпуайв и др.) и граната (Ровозерское, Макзабакское, Березовское и др.).

На территории Карелии режимы регионального метаморфизма кианит-силлиманитовых фациальных серий свекофеннского времени связаны с становлением на границе Кольского и Карельского фрагментов гранитно-зеленокаменных областей Беломорско-Лапландского метаморфического пояса. Характерной особенностью эволюции метаморфических комплексов названной структуры было постоянство во времени режимов высоких давлений на всех этапах ее раннепротерозойской истории. Для высокотемпературных метаморфических комплексов Беломорья типичны те же кислотные и основные фации метасоматитов, которые свойственны глиноземистым толщам Кейв, а также роговообманково-кианит-кварцевая, роговообманково-ставролит-гранатовая и кианит-жедрит-гранатовая фации метасоматитов хизоварского и шуерецкого типов. Примерами могут служить локальные зоны метасоматоза на участках Кукаозеро, Тикшеозеро, Кереть, оз. Верхне-Пулонгское, Шуерецкая губа; месторождения и рудопроявления Хизовара, Винча (кианит, гранат, медноколчеданные руды), Выгостровское (кианит), Медвежья Варака (кианит), Хитостров (кианит, корунд, гранат), Варацкое (корунд), Дядина гора (корунд), Кузостровское (кианит), Тербеостров (гранат), Еловый наволок (гранат), Солохина луда (гранат) и др. Среди кальциевых метасоматитов, возникающих только в кианит-силлиманитовых комплексах, обычно в зонах, сопряженных с кислотным выщелачиванием пород основного состава, особого внимания заслуживают роговообманково-анортитовая и корунд-плагиоклазовая минеральные фации. Последняя интересна прежде всего тем, что контролирует размещение корундовой минерализации, например проявление Варацкое.

Для среднетемпературных высокотемпературных метаморфических комплексов Беломорья особенно характерны зоны метасо-

матической мусковитизации. Метасоматиты мусковит-кианит-кварцевой и кианит-мусковит-кварцевой фаций кислотного выщелачивания, приуроченные к породам кислого состава, обычны для ареалов мигматизации, полей автохтонных гранитоидов и связанных с ними пегматитов. Формирование собственно мусковитовых промышленных пегматитов связано с этапом возникновения в первично магматических пегматитах на регрессивной стадии регионального метаморфизма наложенных мусковитовых парагенезисов именно кианит-мусковит-кварцевой фации, обеспечивающей необходимый для образования мусковита режим повышенной кислотности и высокой активности калия в среде минералообразования. Таким условиям метасоматического петрогенезиса не отвечают высокоградиентные метаморфические комплексы андалузитового типа, поэтому в них и отсутствуют месторождения промышленных мусковитовых пегматитов, характерные для Чупинско-Лоухского района Беломорья [6, 12]. Для наиболее высокобарических метаморфических комплексов Беломорско-Лапландского пояса характерен тип метасоматитов, связанных со свекофенскими гранулитами лапландского типа (район Порьей губы [13]). Обращает на себя внимание возникновение на регрессивной стадии гранулитового метаморфизма гиперстен-силлиманит-кварцевой фации кислотных метасоматитов, парагенезисы которой свидетельствуют об очень высоком давлении (более 11—12 кбар) при формировании метасоматитов, замещающих гранулиты в зоне Лапландского глубинного разлома. Типичные для этих высокобарических гранулитов основные метасоматиты гранат-гиперстеновой и эклогитовых фаций (Порья губа) оказываются комплементарными кислотному выщелачиванию гиперстен-силлиманит-кварцевой фации.

Заканчивая рассмотрение минеральных фаций метасоматитов, подведем некоторые итоги.

На примере Балтийского щита эмпирически устанавливается, что проявление щелочных, кислотных и основных фаций метасоматитов является свойством любого метаморфического комплекса во всем диапазоне термодинамических условий метаморфизма.

Для всех метаморфических комплексов обнаруживается фациальное соответствие метаморфизма и сопутствующего ему метасоматоза, что свидетельствует о генетической связи этих процессов и позволяет проследить в геологическом времени главные тенденции в эволюции рудоформирующих метасоматических процессов по мере эволюции метаморфизма.

От архея к протерозою намечается определенная тенденция к смене типовых метасоматических формаций и связанных с ними типов руд. Если для архейского периода характерны березиты и листвениты, скёли и магнезиальные скарны, а в редкометальных пегматитах — альбитовая фация щелочных метасоматитов с редкометальными, полиметаллическими, колчеданно-

полиметаллическими рудами, кордиеритовым минеральным сырьем, то в протерозойский период впервые появляется формация хизоваритов и широкое развитие получает кианит-мусковит-кварцевая фация кислотных метасоматитов, обеспечивающая появление одноименных пегматитов, с медноколчеданными, колчеданными рудами и мусковитовым, гранатовым, кианитовым, корундовым минеральным сырьем.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бельков И. В. Кианитовые сланцы свиты кейв. М.—Л., Наука, 1963. 320 с.
2. Бушмин С. А. Метасоматиты месторождения Хизовара (Северная Карелия).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, с. 127—138.
3. Воинов А. С., Полеховский Ю. С. Кварц-полевошпатовые метасоматиты восточной части Балтийского щита (геологические особенности и геохимическая специализация).— В кн.: Закономерности концентрации рудных элементов гранитоидных формаций Карело-Кольского региона. Апатиты, 1985, с. 53—61.
4. Высокоградентные режимы метаморфизма в развитии земной коры. Л., Наука, 1982. 229 с.
5. Глебовицкий В. А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., Наука, 1973. 128 с.
6. Глебовицкий В. А., Бушмин С. А. Послемигматитовый метасоматоз. Л., Наука, 1983. 216 с.
7. Глебовицкий В. А., Бушмин С. А. Основные закономерности метасоматоза и рудоотложения регрессивной стадии регионального метаморфизма.— В кн.: Критерии отличия метаморфогенных и магматогенных гидротермальных месторождений. Новосибирск, Наука, 1985, с. 106—114.
8. Глебовицкий В. А., Турченко С. И. Некоторые проблемы металлогении протерозойских подвижных поясов Балтийского щита.— В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., Наука, 1970, с. 275—288.
9. Глебовицкий В. А., Седова И. С., Бушмин С. А. Геологические и физико-химические связи регионального метаморфизма, ультраметаморфизма, метасоматоза и метаморфического рудообразования.— В кн.: Основы металлогении метаморфических поясов докембрия. Л., Наука, 1984, с. 15—37.
10. Земная кора и металлогения юго-восточной части Балтийского щита/Ред. К. О. Кратц. Л., Наука, 1983. 304 с.
11. Метасоматоз и метасоматиты в метаморфических комплексах докембрия. Апатиты, 1981. 146 с.
12. Основы металлогении метаморфических поясов докембрия. Л., Наука, 1984. 340 с.
13. Прияткина Л. А., Шарков Е. В. Геология Лапландского глубинного разлома. Л., Наука, 1979. 127 с.
14. Эволюция метаморфических поясов альпийского типа. Л., Наука, 1981. 304 с.

РУДОНОСНЫЕ СТРУКТУРЫ, МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И РОЛЬ КОРОВЫХ И МАНТИЙНЫХ ПРОЦЕССОВ В КОНЦЕНТРИРОВАНИИ ОРУДЕНЕНИЯ

В последние десятилетия большое внимание уделяется изучению докембрийских металлогенических эпох и провинций, с которыми связано формирование специфических, присущих только древней континентальной земной коре видов полезных ископаемых: железистых кварцитов, золотоносных конгломератов, коматинитовых комплексов (Cu, Pt), месторождений «типа несогласия» (Ni, Co, V и др.). Выяснение генезиса этих и других месторождений, их прогнозно-поисковых критериев и признаков требует комплексного анализа структурно-вещественных особенностей блоков и межблоковых зон древней литосферы и изучения длительной эволюции преобразования ее вещества, для которой характерно широкое проявление геохимических рубежей, связанных с главнейшими геохронологическими эпохами.

При выяснении металлогенической зональности щитов и генезиса месторождений обращается внимание не только на выделение конкретных рудоносных структур докембрия (глубинных разломов, гранито-гнейсовых куполов и др.), но и на более широкий круг вопросов, связанных с оценкой потенциальной рудоносности блоков, роли коровых и мантийных процессов в концентрировании металлов.

Такой подход к металлогеническому анализу структур докембрия и блоковой тектонике Балтийского щита наметился в работах ряда исследователей [3, 5, 9]. Вместе с тем, в последние годы при изучении рудоносности Канадского, Австралийского и других щитов мира выявились новые типы рудоносных провинций и месторождений и еще более резко обозначились специфические черты рудоносных структур докембрия [1, 2, 4, 6, 8].

Среди главнейших особенностей металлогении докембрия можно отметить следующие.

1. Большая длительность эволюции рудоносных структур и литосферы в целом, условно подразделенная на фоне геохронологических рубежей и диастрофизмов на восемь эпох (см. статью Т. В. Билибиной в настоящем сборнике).

2. Резкая геохимическая гетерогенность блоков и межблоковых зон литосферы, оказывающая существенное влияние на концентрацию полезных ископаемых и специализацию их генетических типов и связанная с неоднократным проявлением процессов коровой и мантийной дифференциации вещества. Она приводит к появлению широкого геохимического спектра полезных химических элементов в месторождениях и рудных провинциях как в

докембрийскую, так и в более поздние эпохи. Наряду с этим существуют некоторые типы полезных ископаемых, предпочтительно или исключительно развитые в докембрии: железистые кварциты, золото-редкометалльные конгломераты, мусковитовые пегматиты, гондиты и др.

3. Частая смена эндогенных и экзогенных режимов, повторное проявление процессов активизации, способствующих повышению проницаемости земной коры и генерации рудно-геохимических и металлогенических систем. Особенно перспективными в последнее время представляются области развития структурно-стратиграфических несогласий, возникших в условиях относительного покоя после завершения диастрофизмов. В этих обстановках наиболее полно проявилось телескопирование экзогенных и эндогенных процессов концентрирования металлов.

4. Периодическое воздействие на металлогеническую активность литосферы контрастных энергетических (тепловых) режимов как в коровых, так и в мантийных условиях. Конвективный теплоперенос, возникающий в различных участках верхней мантии, приводит не только к привносу сидерофильных элементов в земную кору, но к генерации механических напряжений в литосфере. Наиболее контрастно это выражено в областях несогласия, в местах стыка фундамента и плитного покрова проторогенных впадин и платформ, а также при образовании других рудоносных структур — зеленокаменных поясов, рифтов, шовных прогибов и пр.

5. Влияние на рудообразование геохимических рубежей, связанных с появлением CO_2 , началом органической жизни и другими факторами. Для эндогенных процессов важное значение имеет газовая составляющая, возникающая в условиях стрессовых деформаций при передвижении и скольжении блоков.

Эволюция литосферы и рудоносных структур приводит в общем плане к смене металлогенических ассоциаций от существенно сидерофильных к существенно халькофильным при неоднократной повторяемости концентрации литофильных элементов. Примечательно, что в общей схеме прерывистой эволюции земной коры происходит вовлечение в сложный процесс рудоконцентрации новых элементов, в той или иной мере насыщающих верхние горизонты земной коры, и образование новых типов комплексных месторождений. К ним относятся цезий, германий, редкие щелочи, некоторые элементы редкоземельной группы. Причиной этого является возрастающая степень дифференциации геологических процессов и дифференцированности вещества земной коры [1, 2].

Перечисленные особенности докембрийской блоковой металлогении в той или иной мере проявлены в пределах северо-запада Русской платформы.

Пространственное размещение рудоносных структур в блоках литосферы этого региона (рисунок) наглядно показывает

основные элементы металлогенической зональности. Анализ главных типов докембрийских тектонических структур северо-запада Русской платформы позволяет выделить следующие потенциально рудоносные группы:

1) гранитно-зеленокаменные пояса — AR_2 , лопий, до 2,6 млрд. лет;

2) зеленокаменные пояса — AR_2 , сумий, до 2,5 млрд. лет;

3) активизированные протоорогенные прогибы и пояса, формирующиеся в связи с поверхностями несогласия, — PR_1 , 2,5—2,15 млрд. лет;

4) протоплатформенные впадины, формирующиеся на поверхностях несогласия, — Vp , 2,0 млрд. лет;

5) активизированные блоки с гранитным и базит-гранитным магматизмом — PR_1 — PR_2 , 2,0—1,65 млрд. лет;

6) линейные зоны активизации с разнородными разломными дислокациями — PR_2 ;

7) эпиплатформенные прогибы и впадины, формирующиеся на различных поверхностях несогласия, — Rf , 1,65—1,35 млрд. лет;

8) пограничные разломно-блоковые зоны на разнородном блоковом фундаменте (V , 0,65—0,57 млрд. лет), в пределах которых формируются континентальные впадины, грабены и активизированные блоки с трапповым магматизмом;

9) разломно-блоковые зоны (PZ , 0,57—0,27 млрд. лет) — активизированные блоки с щелочным и базальт-щелочным магматизмом, континентальные впадины с терригенно-базальт-щелочным заполнением.

Смена рудоносных структур в докембрии и фанерозое северо-запада Русской платформы подтверждает установленную для других щитов мира закономерную эволюцию типов этих структур в зависимости от степени стабилизации литосферы и ее последующего преобразования и разрушения [4, 6, 8].

Рудоносные структуры подразделяются на следующие:

— синкратонные, заложение которых относится к становлению симатической коры, — зеленокаменные пояса (1-я и 2-я группы);

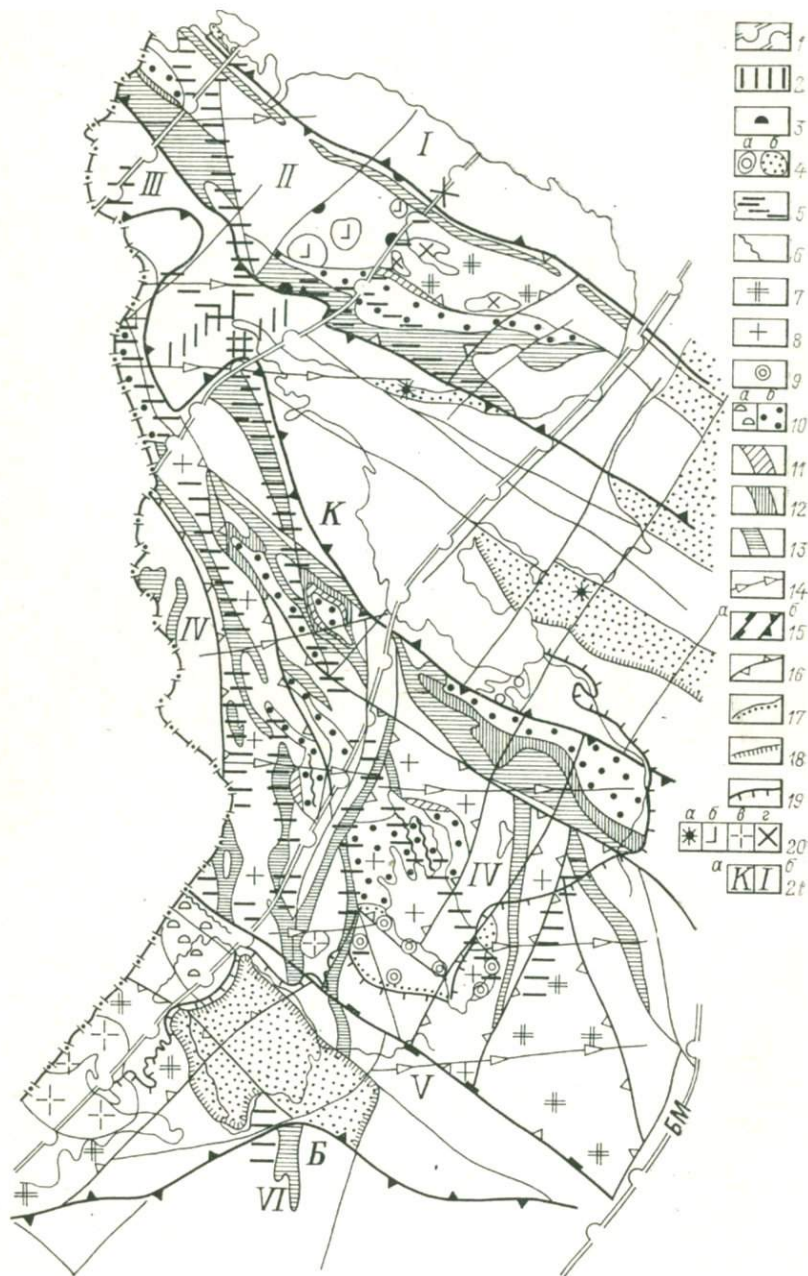
— эпикратонные протоорогенные прогибы, формирующиеся после первой кратонизации литосферы (3-я и 4-я группы);

— эпикратонные блоки и разломы периода протоактивизации (5-я и 6-я группы);

— эпикратонные впадины и блоки разломно-блоковых зон (7-я и 8-я группы);

— эпикратонные блоки и впадины разломно-блоковых зон (9-я группа).

Максимальной потенциальной рудоносностью обладают сочетания эпикратонных структур, сопоставимых с областями несогласий, разломно-блоковые зоны и зеленокаменные пояса.



В целом ассоциация рудоносных структур зависит от первичной неоднородности литосферы и от степени ее кратонизации или зрелости. Вся совокупность рудоносных структур отражает специфику Карело-Кольской металлогенической провинции, а их расположение определяет тектоно-металлогеническую схему региона. Наиболее обычны и широко распространены на щите ассоциации вторичных зеленокаменных поясов с более поздними рудоносными структурами второй и третьей групп (рисунок). Поздние эпикратонные структуры, возникшие в условиях длительного поднятия фундамента платформы и формирования ее ложа, имеют в своем основании различные типы рудоносных структур и заложены на глубоководной архейской коре. Они формируются в принципиально новой геотектонической обстановке, характеризующейся наступлением платформенного режима, активизацией в условиях высокоподвижной части литосферы и заложением разломно-блоковых зон окраинно-платформенного типа.

Гранитно-зеленокаменные пояса, наиболее широко распространенные в архейских структурах метаморфической коры, имеют извилисто-петельчатые ограничения и значительную суммарную протяженность — до 800—900 км. Внутреннее заполнение — обычно терригенно-вулканогенное андезит-базальтового профиля — определяется гнейсо-сланцевыми толщами тикшозерской, тундровой, гимольской и парандовской серий лопия. Ассоциация с лопийскими и сумийскими гранитоидами (2800—2500 млн. лет) подчеркивает оваловидную и петельчатую конфигурацию поясов. Размещение поясов подчиняется положению систем примерно параллельных антиформных и синформных мантийных разломов глубиной свыше 50 км, разделяющих главную систему блоков. На севере региона — это Воронья-Колмозерский, Южно-Печенгский, Южно-Варзугский и Шомбозерско-Каменноозерский пояса северо-западного простирания.

Схема размещения основных рудоносных структур восточной части Балтийского щита и его склонов. Составили Т. В. Билибина, В. С. Зайцев, А. В. Савицкий.

1—4 — активизационные структуры палеозойской тектоно-магматической активизации: 1 — разломно-блоковые зоны (БМ — Балтийско-Мезенская, Х — Хибинская), 2 — линейные тектоно-метасоматические зоны, 3 — блоки с базит-щелочным магматизмом, 4 — впадины окраин щита: а — венские, б — рифейские; 5—8 — активизационные структуры эпохи позднекарельской активизации: 5 — линейные тектоно-метасоматические зоны, 6 — зоны складчато-разрывных дислокаций, 7 — блоки с базит-гранитным и базит-щелочногранитным магматизмом, 8 — блоки с объемными ореолами гранитизации; 9—10 — нижнепротерозойские наложенные структуры: 9 — окраинные впадины, 10 — протоорогенные пояса (а) и прогибы (б), 11 — щелевидные прогибы; 12—13 — вторичные зеленокаменные пояса: 12 — зеленокаменные, 13 — гранитно-зеленокаменные; 14—16 — разломы: 14 — трансблоковые, мантийные и коровые, 15 — ограничивающие геоблоки (а) и мегаблоки (б), преимущественно мантийные, 16 — ограничивающие сегменты и блоки IV порядка, преимущественно коровые; 17—19 — поверхности несогласия: 17 — предвепсийского, 18 — предрифейского, 19 — предвендского; 20 — интрузии областей активизации: а — щелочно-базальтоидной формации, б — агпаит-нефелиновой формации, в — формации габбро-анортозит-гранитов рапакиви, г — формации щелочных гранитов и сиецитов; 21 — индексы блоковых структур: а — геоблоки (К — Карело-Кольский, Б — Балтийско-Ладозский или Свекофенский), б — мегаблоки (I — Мурманский, II — Кольский, III — Беломорский, IV — Карельский, V — Ладозский, VI — Новгородский).

В Карельском мегаблоке сеть гранитно-зеленокаменных поясов более густая. К ним относятся Мурто-Кудамгубский, Хаутаварский, Гирвасский, Куйтозерский, Маткалахтинский, Каргопольский пояса субмеридионального и северо-западного простирания.

Осадочно-вулканогенное заполнение зеленокаменных поясов характеризуется повышением степени кислотности в составе вулканогенных образований, сопоставимых с базальт-липаритовой формацией фанерозоя (тунгудская серия, ожиярвинский горизонт). К ним относятся Восточно-Лехтинский, Центральнo-Ветренопоясной, Северо-Шомбозерский пояса, имеющие относительно более четкие границы, но почти не затронутые влиянием процессов гранитизации. Примечательно, что они наследуют положение гранитно-зеленокаменных поясов, например, Шомбозерско-Кожозерского, но в то же время их осадочно-вулканогенное заполнение занимает трансгрессивное положение по отношению к различным толщам верхнего и нижнего архея.

Большинство поясов локализуется между блоками с малой мощностью земной коры, равной 34—36 и редко 38 км, и с максимальной мощностью «гранитного» слоя порядка 15—17 км (см. статью Г. П. Воеводовой, А. В. Савицкого в настоящем сборнике).

Такие мощности обычны для раннеархейских блоков, в различной степени гранитизированных, но не затронутых протерозойскими протоорогенными процессами и активизацией. Исключение составляет только Южно-Варзугский пояс, где мощность земной коры превышает 40 км.

Разрастание «гранитного» слоя может происходить под влиянием активизации в условиях повышенного теплового поля и имеет, таким образом, вторичный характер. Интересно пространственное совпадение зон позднекарельской протоактивизации с некоторыми гранитно-зеленокаменными поясами (Мурто-Кудамгубский, Хаутаварский).

Рудоносные структуры типа гранитно-зеленокаменных и зеленокаменных поясов близки по своему характеру к протогеосинклинальным прогибам. Существующее мнение о рифтогенной природе зеленокаменных поясов может в какой-то мере быть применимо к сумийским структурам, но по своему геологическому смыслу эти понятия — протогеосинклинальный и рифтогенный — в условиях докембрийской коры, по нашему мнению, весьма близки.

Зеленокаменные и гранитно-зеленокаменные пояса различных континентов характеризуются повышенной рудоносностью. Они вмещают месторождения железистых кварцитов, марганца, никеля, цинка, меди. На Балтийском щите структуры этого типа перспективны на железо, колчеданы, никель, медь, но полная их оценка пока не завершена.

Протоорогенные прогибы раннего протерозоя, разнородные по масштабности, времени заложения и тектоническому режиму, распространены в тех же Карельском и Кольском мегаблоках, что и зеленокаменные пояса, но занимают меньший объем в земной коре. Этот тип рудоносных структур отличается прежде всего терригенно-мафитовым осадочно-вулканогенным заполнением, в общем не обычным для подобных структур других континентов. По масштабам и полноте разреза резко выделяются Печенгский, Имандра-Варзугский, Куоляярвинский и Онежский прогибы. Заполняющие их ятулийские и сариолийские образования (возраст 2400—2150 млн. лет) состоят из терригенного обломочного и хемогенного карбонатного комплексов и вулканогенной андезит-базальто-трахибазальтовой и пикрит-базальтовой серий. Мощность ятулия в Печенгском прогибе 6840 м (по данным СГ-3), в Имандра-Варзугском и Онежском прогибах — около 3500—4000 м, а в остальных значительно меньше.

Рудоносные структуры этой группы, отделенные от архейской коры региональным несогласием, в общем тяготеют к проницаемым участкам земной коры в зонах сочленения мегаблоков и в своей большей части наследуют положение гранитно-зеленокаменных поясов.

Общее простирание системы протоорогенных прогибов северо-западное, то же, что и у вторичных зеленокаменных поясов, но с некоторым сдвигом к юго-западу и более дифференцировано в отдельных фрагментах, что обусловлено заложением их в условиях интенсивного блокового деления и скольжения земной коры.

Более ранние щелевидные структуры сохранились в краевых частях Онежского, Янгозерского, Лехтинского и Выгозерско-Кожозерского прогибов, где они имеют форму узких асимметричных грабенов, заполненных андезит-базальтовыми лавами и грубообломочными толщами сариолия. Их возраст 2,5—2,4 млрд. лет. Характер соотношения рудоносных структур протоорогенного типа с блоковыми структурами близок к таковому для вторичных зеленокаменных поясов. Исключение составляет Онежский прогиб, зажатый между глубинными разломами. Мощность земной коры под ним меньше обычной — 31—33 км, а мощность «гранитного» слоя, наоборот, увеличивается до 17—19 км.

На поверхностях выравнивания регионального несогласия между сариолийско-ятулийскими отложениями и лопийско-сумийским основанием на различных горизонтах широко развиты коры выветривания: предсариолийская — физического, предъятулийская — химического выветривания.

Металлогения рудоносных структур этой группы имеет важное значение в масштабе провинции. В них сформированы комплексные промышленные медно-никелевые месторождения (Печенгское и др.), связанные с мафит-ультрамафитовым магматиз-

мом, меднорудная минерализация в вулканитах (Кончозерское и др.), конгломераты с золотом и редкими землями.

Главные проявления полигенного медного и ванадиевого оруденения находятся в пределах Онежского и в меньшей степени Куоляярвинского прогибов. Активизированные зоны складчато-разрывных дислокаций с этим оруденением располагаются на юго-восточном склоне щита в пределах Онежского прогиба, где они деформируют карельские осадочно-вулканогенные толщи. Поисковые критерии, прямые признаки и прогнозные факторы позволяют относить к числу перспективных структур Андомский, Белозерский, Петрозаводский блоки. Медное и ванадиевое оруденение локализуется в зонах складчато-разрывных нарушений. Эти зоны приурочены к мантийным разломам глубиной свыше 40 км, рассекающим как осадочно-вулканогенное заполнение прогиба, так и блоки архейской коры.

Активизированные блоки с гранитным и базит-гранитным магматизмом и линейные зоны активизации тяготеют к трансрегиональным зонам разломов. Главная из них Ладожско-Баренцевоморская зона. Время консолидации блоков и образования рудоносных структур 1800—1650 млн. лет. Линейные зоны активизации локализуются в блоках II и III порядка, имеющих минимальную мощность земной коры меньше 33 км при мощности верхней части от 12 до 19 км.

Рудоносные разломы, совпадающие с зонами разуплотнения, проявлены в различных геологических средах: среди древнейших гнейсовых толщ, лопийских гранитно-зеленокаменных поясов и ятулийских отложений протоорогенных прогибов. Характерна их приуроченность к блокам с максимальной объемной концентрацией гранитов. Линейные зоны разуплотнения связаны с валообразными поднятиями поверхности Мохо и с полосовидными зонами знакопеременного магнитного поля. К числу главных линейных зон относятся: Нясюкско-Титовская, Лицко-Арагубская, Кичано-Топозерская, Куоляярви-Панаярвинская, Мурто-Кудамгубская и ряд др. Вместилищем для рудных метасоматитов являются коровые зоны разломов глубиной 10—20 км, внутреннее выполнение которых представлено тектонитами амфиболитовой и наложенной зеленосланцевой фаций. В этих зонах концентрируется редкометальная с Mo и Pb минерализация в кварц-альбит-микроклиновых метасоматитах. Протоорогенные интракратонные пояса (или, по мнению большинства авторов, геосинклинальные пояса) представлены в исследуемом регионе только одним Северо-Ладожским поясом, находящимся на юго-восточном фланге Саво-Ладожской зоны Финляндии. Северо-Ладожский пояс протягивается в северо-западном направлении на 40 км; на севере он ограничен транскоровым межмегаблоковым Янисъярвинским разломом, а на юге погружается под осадочный чехол Русской платформы. В основании его находятся ступенчатые блоки с мощностью коры до 40 км при глубине осно-

вания «гранитного» слоя 12—14 км. Внутреннее заполнение прогиба в основном терригенное; представлено породами ладожской серии, возраст которых 2 млрд. лет, метаморфизованными в отличие от других карельских образований в амфиболитовой фации до уровней ставролит-биотит-андалузит-мусковитовой субфации. В основании ее лежат осадочно-вулканогенные ятулийские толщи сортавальской серии, лопийские гнейсы и кристаллические сланцы. Для Северо-Ладожского пояса в целом характерно широкое проявление базит-гранитного и гранитного магматизма, в частности анортозит-рапакивигранитовая формация. Металлогеническая специфика зон определяется комплексными эндогенными месторождениями олова и полиметаллов (Питкярантское и др.), вольфрама и более древним углеродисто-фосфатным оруденением метаморфогенного типа в сортавальских мраморах и скарноподобных породах.

Потенциально рудоносными структурами в регионе являются эпикратонные прогибы и впадины, располагающиеся на юге провинции, в Балтийско-Мезенской разломно-блоковой зоне. На юго-западе между Ладожским и Онежским озерами находятся Пашско-Ладожская, Видлицкая и Водлореченская континентальные впадины рифея (рисунок). На северном берегу Белого моря известны Кандалакшская и Терская впадины, а на южном — Кожозерско-Маложуйская и др. Заполнение впадин терригенное мелкообломочное и базальтовое (1,35 млрд. лет) в ассоциации с дайками диабазов и траппов (1,2 млрд. лет). Впадины лежат на размытой поверхности беломорской и кольской гнейсовых серий, образуя четко выраженную структуру несогласия. В области развития впадин и к югу от них широко развиты осадочные формации вендского возраста (0,65 млрд. лет), являющиеся связующим звеном между эпикратонными и собственно плитными структурами. Песчанико-аргиллитовые формации венда имеют в основании докембрийские породы различного состава, сильно измененные под влиянием предвендской коры выветривания. Блоковые структуры фундамента платформы продолжают структурный план блокового строения щита, с некоторыми усложнениями в районе Южного Беломорья. К ним относятся Южно- и Северо-Ладожский, Онежский, Белозерский, Терский, Архангельский, Новгородский и другие блоки (см. рис. 1 в статье Г. П. Воеводовой и А. В. Савицкого в настоящем сборнике).

Разломно-блоковая зона в целом является областью многоактного проявления мафитового и ультрамафитового магматизма, повторяющегося по единой схеме от базальтоидов к щелочно-мафит-ультрамафитовым образованиям с карбонатитами. Возраст их варьирует от среднего девона до раннего карбона.

Металлогения этого типа рудоносных структур комплексная. Она включает эндогенные гидротермальные и магматогенные месторождения полиметаллов и нематаллических полезных иско-

паемых — аметиста, барита, флюорита. Экзогенная медно-полиметаллическая минерализация выявлена в вендских осадочных толщах в зоне Мгинско-Чаплинского разлома на значительных глубинах.

Активизированные в палеозое блоки с базит-щелочным магматизмом представляют собой рудоносные структуры, входящие в состав разломно-блоковых зон и связанные с фанерозойской активизацией Балтийского щита. Разломно-блоковая зона распространяется в северо-восточном направлении от Мурманского и Кольского мегаблоков до блока Осло — Альнё. Главной сферой влияния фанерозойской активизации в Кольском мегаблоке являются Ловозерский и Енский блоки, вмещающие сгустки массивов мафит-щелочных, щелочных пород с возрастом 0,5—0,27 млрд. лет. В качестве реликтов сохранились континентальные песчанико-туфо-щелочно-базальтовые породы, составляющие в сумме с интрузивами и метасоматитами полный комплекс активизированных образований.

Глубинное строение рудоносных структур этой зоны сходно с строением рифтовых структур: мощность земной коры в Ловозерском блоке 37—40 км, глубина основания «гранитного» слоя 12—14 км, а в Енском блоке, наоборот, глубина подошвы «гранитного» слоя понижается до 18 км, а мощность коры уменьшается до 33 км, что, вероятно, связано с разнонаправленным перемещением блоков в кратонизированной коре. Ограничения этой разломно-блоковой зоны представлены трансрегиональными глубинными разломами (свыше 40 км), с которыми совпадают зоны разуплотнения или линейные зоны концентрации локальных гравитационных аномалий, вызванных процессами активизации.

Металлогения рудоносных структур рассматриваемого типа так же уникальна, как и внутреннее заполнение. Металлогенический профиль зоны определяется месторождениями апатита в комплексе с редкометальной и редкоземельной минерализацией в апатитовых сиенитах и железо-редкоземельно-редкометальных руд с вермикулитом и флогопитом в карбонатитах ультрамафит-щелочных интрузий. Редкие металлы составляют существенную часть этих безотходных руд недалекого будущего и, кроме того, образуют самостоятельные эндогенные концентрации в щелочных метасоматитах.

В целом можно отметить следующие особенности металлогенической зональности Балтийского щита.

1. Формирование рудоносных структур Карело-Кольского региона происходило в различные этапы развития литосферы на фоне слабегетерогенной симатической (толентовой) раннеархейской коры и впоследствии на этой же коре, надстроенной и интенсивно дифференцированной в протерозое. Мощность относительно тонкой земной коры в большинстве блоков 33—36 км и

меньше (в единичных блоках 37—40 км), основание гранитизированного слоя находится на глубине 12—18 км, редко 19 км.

Преимущественно фемический состав литосферы и небольшая ее мощность предопределили широкое развитие зеленокаменных поясов и протоорогенных впадин с мафитовой магматогенной составляющей и сидерофильно-халькофильным профилем металлогении, связанным с мантийными процессами дифференциации. Увеличение мощности «гранитного» слоя в блоках, испытавших протерозойскую активизацию и гранитообразование, предопределило появление рудоносных структур с литофильной специализацией за счет коровых рудоконцентрирующих процессов.

2. Формирование рудоносных структур происходило в периоды, разделенные фазами диастрофизма и континентальными перерывами с образованием поверхностей несогласия. Рудоносные структуры 1-й группы завершили свое развитие при наступлении кеноранского диастрофизма (2,8—2,6 млрд. лет), 3-й и 4-й групп — при гренвиллском диастрофизме (2,1—2,0 млрд. лет) и 8-й группы — при катангском диастрофизме (0,68—0,65 млрд. лет). Резкая перестройка в развитии литосферы соответствует хибинскому диастрофизму (450—300 млн. лет).

3. Эволюция степени и качественной дифференциации земной коры при периодическом поступлении мантийного и астеносферного вещества привела к нарушению общей схемы рудообразования в сторону создания многометалльных безотходных руд с вовлечением в процесс рудоконцентрации широкой гаммы редких и рассеянных элементов.

4. Сложность эволюции и неоднородность земной коры, а также автономное развитие блоков и межблоковых зон предопределили режим наибольшего благоприятствования для рудоконцентрации; внешнее выражение этого режима — совместное нахождение различных рудоносных структур с зеленокаменными и гранитно-зеленокаменными поясами в основании.

5. Важным элементом потенциальной рудоносности является наличие структур с поверхностями несогласия, которые связаны с формированием эпикратонных прогибов на юго-востоке Балтийского щита вдоль его склонов и внутри протоорогенных прогибов.

По времени смены континентальных перерывов и реликтов кор выветривания определились две главные группы поверхностей несогласия: ятулийская и рифейско-вендская. Граница первой группы фиксируется в Карельском мегаблоке от Куоляярвинского, через Шомбозерско-Куйтозерский к Ковжско-Белозерскому блоку, иными словами, пересекает Карельский мегаблок в северо-северо-западном направлении (рисунок).

Рифейско-вендская граница наступает на щит с юга и юго-востока, где она пересекает Усть-Андомский, Ковжско-Белозерский, Тихвинский блоки и замыкается на Петрозаводском и По-

венецком блоках. Вторая прерывистая линия проходит по берегам Кандалакшского залива, захватывает Терский блок и переходит на Онежский и Кулойский полуострова.

Большинство блоков, тяготеющих к этим границам областей несогласия, принадлежит к группе высокой рудоносности. Однако разноуровненное поднятие и опускание блоков предопределило некоторые различия в их строении и вероятность значительного разнообразия форм проявления оруденения.

6. Зоны складчато-разрывных нарушений тесно сопряжены с областями развития поверхностей несогласия и нередко секут эти поверхности: такие узлы пересечения особенно благоприятны для накопления рудного вещества. Следует обратить внимание на то, что именно эти узлы относятся к проницаемым зонам земной коры, где происходит смещение вещества коры и мантии как в конкретно-вещественной терригенно-магматогенно-метаморфогенной фазе, так и в глубинных газовых эманациях.

В целом необходимо отметить высокие перспективы потенциальной рудоносности Балтийского щита и прилегающих к его склонам частей Русской платформы на широкий комплекс полезных ископаемых, формирование которых обусловлено сочетанием в одном и том же геологическом пространстве эндогенных и экзогенных факторов концентрирования рудного вещества.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Билибина Т. В. Глобальные проблемы металлогении и тектоники докембрия.— Сов. геология, 1985, № 6, с. 19—33.
2. Билибина Т. В., Казанский В. И., Лаверов Н. П. Основные типы рудоносных структур докембрия.— В кн.: Металлогения раннего докембрия СССР. Л., Наука, 1984, с. 14—32.
3. Земная кора восточной части Балтийского щита/Ред. К. О. Кратц. Л., Наука, 1978. 230 с.
4. Казанский В. И. Эволюция рудоносных структур докембрия.— В кн.: Геология докембрия. Т. 5. М., Наука, 1984, с. 153—159.
5. Красный Л. И. Глобальная система геоблоков. М., Недра, 1984. 224 с.
6. Лаверов Н. П., Смилкстын А. О., Шумилин М. В. Зарубежные месторождения урана. М., Недра, 1983. 320 с.
7. Металлогения восточной части Балтийского щита/Ред. А. В. Сидоренко, Т. В. Билибина. М., Недра, 1980. 247 с.
8. Пейдж Р. У., Мак-Каллах М. Т., Лбэк Л. П. Изотопные данные об основных событиях в докембрии Австралии.— В кн.: Геология докембрия. Т. 5. М., Наука, 1984, с. 3—35.
9. Смирнов В. И. Периодичность рудообразования в геологической истории.— В кн.: Металлогения и рудные месторождения. М., Наука, 1984, с. 3—10.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексные геолого-геофизические и геохимические исследования юго-восточной части Балтийского щита показали, что изученный регион отличается высокой степенью блоковой делимости, связанной со значительной геодинамической напряженностью и активностью литосферы в разные эпохи его развития. Интенсивность этого процесса увеличивается к концу раннего и позднего протерозоя. Первичная блоковая делимость литосферы относится к концу архея. В протерозое при более поздней тектоно-магматической активизации имело место преобразование вещества древних блоков, вплоть до появления новых блоковых и межблоковых структур.

Анализ блоковой структуры Балтийского щита, особенностей глубинного геологического строения блоков, их геохимической и металлогенической зональности позволяет применить «блоковый» металлотект в качестве важного элемента, определяющего потенциальную рудоносность структур земной коры.

Использование как традиционных геологических (структурно-вещественных и историко-эволюционных) признаков, так и геофизических и геохимических параметров позволило разработать «геофизические образы» рудоносных блоков, которые открывают дополнительные перспективы в оценке потенциальной рудоносности геологических структур.

Наличие блоков с изначальной геохимической и металлогенической специализацией требует дополнительного рассмотрения вопросов специальной металлогенической иерархии, основанной на комплексном изучении глубинного строения блоковых и межблоковых структур. Особого внимания заслуживает выявление роли эндогенных и экзогенных факторов рудообразования и формирования металлогенической зональности земной коры.

Применительно к анализу блоковой структуры и потенциальной рудоносности северо-запада Русской платформы сделаны следующие общие выводы.

1. Главные элементы слоисто-блокового глубинного строения земной коры обладают характерными особенностями металлогении, связанными с их первоначальной геохимической специализацией и последующими процессами коровой и мантийной дифференциации.

Металлогенический облик наиболее четко проявлен для блоков IV порядка, при классификации которых по ассоциациям металлов и интенсивности рудоносности могут быть использованы как традиционные геологические признаки (литологические, гидротермально-метасоматические изменения и др.), так и некоторые глубинные параметры (мощность земной коры, уровень ее гомогенности и расслоенности и др.).

2. Существенную роль в создании металлогенического облика региона играют межблоковые линеаменты глубинных разломов, среди которых по наличию признаков рудоносности особое место занимают трансрегиональные тектонические зоны: субмеридиональная Ладожско-Баренцевоморская древнего заложения (редкие металлы, железо, мусковит и другие полезные ископаемые) и северо-восточные верхнепротерозойско-палеозойские Балтийско-Мезенская (полиметаллы, бокситы и другие рудные элементы) и Хибинская (редкометалльно-редкоземельные руды, апатит, флогопит). Специализация этих зон и примыкающих к ним блоков во многом определяет металлогенический облик и потенциальную рудоносность рассматриваемого региона.

3. Характерной металлогенической особенностью северо-запада Русской платформы является сидерофильный (иногда комплексный литофильно-сидерофильный) профиль многих межблоковых линейных зон в связи с внедрением магматических мантийных дифференциатов в пределах архейских зеленокаменных поясов (коматиниты, анортозиты и др.) и в более молодых раздвиговых структурах (гипербазиты, габбро и др.). Близкую металлогеническую специализацию имеют и некоторые блоки с инверсионным типом строения литосферы (Печенгская структура, Онежский прогиб), для которых повышенная мощность земной коры (38—42 км) связана с неоднократной перемежаемостью салических и мафических коровых слоев и их составляющих.

4. Изучение в последние годы и прогнозирование обстановок, благоприятных для телескопирования эндогенных (гидротермальных) и экзогенных (коробразующих) факторов рудообразования в соответствующих по геохимическим признакам структурах, привело к выявлению в регионе новых геологических ситуаций, благоприятных для рудообразования. Такие обстановки, весьма типичные для зон верхнепротерозойских структурно-стратиграфических несогласий, широко проявлены на Балтийском щите (особенно в его склоновых частях), и к ним должно быть приковано самое пристальное внимание.

В целом выполненные комплексные исследования, результаты которых изложены в статьях сборника, нацелены на выяснение дополнительных поисковых и прогнозных критериев новых рудоносных структур Балтийского щита, что в условиях Карело-Кольского региона с широким развитием аллохтонных ледниковых отложений будет максимально способствовать локализации прогноза и повышению эффективности геологоразведочных работ на новом этапе исследований.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
<i>Г. П. Воеводова, А. В. Савицкий.</i> Принципы и методика выделения блоков и основных элементов глубинного строения северо-запада Русской платформы	5
<i>Т. В. Билибина.</i> Блоковая тектоника и геодинамика земной коры северо-запада Русской платформы и принципы прогнозирования рудоносных структур	22
<i>А. В. Савицкий, Е. Н. Афанасьева, Г. О. Гукасян, Ю. В. Петров.</i> Разрывные нарушения северо-запада Русской платформы и их металлогеническое значение	39
<i>В. Е. Гендлер, И. Л. Белкина, Н. С. Берендеев, С. Ю. Гершаник.</i> Использование космических данных для изучения глубинного строения земной коры Карело-Кольского региона	52
<i>Е. К. Мельников, П. И. Шариков.</i> Структурно-стратиграфические несогласия Карелии и их роль в рудообразовании	62
<i>С. Н. Кондаков, Ю. В. Петров, А. В. Булавин, В. А. Пичугин, В. К. Титов.</i> Блоковое и глубинное строение Онежского прогиба	68
<i>А. Ф. Станковский, К. Э. Якобсон.</i> Структуры фундамента и осадочного чехла Юго-Восточного Беломорья	75
<i>А. А. Смыслов.</i> Строение, эволюция и геодинамика земной коры северо-запада Русской платформы	81
<i>В. К. Титов, В. С. Зайцев, В. В. Титов.</i> Геохимическая эволюция и специализация блоков и зон восточной части Балтийского щита	88
<i>В. А. Глебовицкий.</i> Глубинные факторы регионального метаморфизма раннего докембрия восточной части Балтийского щита	99
<i>С. А. Бушмин.</i> Минеральные фации рудоносных метасоматитов метаморфических комплексов восточной части Балтийского щита	109
<i>Т. В. Билибина, А. А. Смыслов.</i> Рудоносные структуры, металлогеническая зональность и роль коровых и мантийных процессов в концентрировании оруденения	119
Заключение	131

БЛОКОВАЯ ТЕКТОНИКА И ПЕРСПЕКТИВЫ РУДОНОСНОСТИ
СЕВЕРО-ЗАПАДА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Сборник научных статей

Редактор *Н. И. Домнич*
Технический редактор *А. А. Иванова*

Сдано в набор 20.02.87 г. М-20955. Подписано к печати 31.12.86 г.
Формат бугами 60×90¹/₁₆. Печ. л. 8³/₄. Уч.-изд. л. 8,3. Тираж 400 экз. Заказ 105.
Цена 1 р. 25 к.

Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

Принципы и методика выделения блоков и основных элементов глубинного строения северо-запада Русской платформы. Воеводова Г. П., Савицкий А. В.— В кн.: Блоковая тектоника и перспективы рудоносности северо-запада Русской платформы. Л., 1986, с. 5—21.

Рассматриваются принципы и методика выделения блоков на северо-западе Русской платформы, выполненного на основе количественной интерпретации гравиметрических материалов с использованием положений теории изостазии. Приводятся карты и схемы рельефа поверхности Мохо, «гранитного» слоя, вертикальной неоднородности земной коры и блокового строения и дается описание методических приемов их построения. Излагаются результаты совместного комплексного анализа этих материалов с геологическими и другими данными.

Ил. 3, табл. 2, список лит. 14 назв.

Блоковая тектоника и геодинамика земной коры северо-запада Русской платформы и принципы прогнозирования рудоносных структур. Билибин Т. В.— В кн.: Блоковая тектоника и перспективы рудоносности северо-запада Русской платформы. Л., 1986, с. 22—39.

Рассматриваются основные черты блоковой тектоники северо-запада Русской платформы. Доказана и объяснена высокая степень блоковой делимости региона. Показано, что максимальное дробление на блоки III и IV порядка относится к геодинамическим условиям сжатия-расширения в конце раннего—позднем протерозое. Выделены и охарактеризованы рудоносные блоки, намечены закономерности их размещения и их соотношение с различного типа рудоносными структурами. Рассмотрены особенности проведения металлогенического анализа с позиций блоковой тектоники и показана необходимость введения в прогнозные построения категории объемного значения.

Ил. 3, табл. 3, список лит. 10 назв.

Разрывные нарушения северо-запада Русской платформы и их металлогеническое значение. Савицкий А. В., Афанасьева Е. Н., Гукасян Г. О., Петров Ю. В.— В кн.: Блоковая тектоника и перспективы рудоносности северо-запада Русской платформы. Л., 1986, с. 39—52.

Приводятся сведения о размещении, параметрах, времени и глубине заложения, морфологии и внутреннем строении, истории развития разрывных нарушений в фундаменте и чехле северо-запада Русской платформы. Выделяется 10 этапов разломообразования и дана характеристика каждого из них. Большое внимание уделяется трем крупным трансрегиональным тектоническим зонам: субмеридиональной Ладожско-Баренцевоморской и северо-восточным — Хибинской и Балтийско-Мезенской. Дается их металлогеническая характеристика. Делается вывод о существенном влиянии этих зон на металлогению района.

Ил. 1, табл. 1, список лит. 14 назв.

Использование космических данных для изучения глубинного строения земной коры Карело-Кольского региона. Гендлер В. Е., Белкина И. Л., Берендеев Н. С., Гершаник С. Ю.— В кн.: Блоковая тектоника и перспективы рудоносности северо-запада Русской платформы. Л., 1986, с. 52—62.

На основании комплексного анализа материалов космических съемок, геологических и геофизических данных в Карело-Кольском регионе установлены три типа структурных элементов: а) структуры блокового типа, б) разграничивающие их зоны сочленения, в) системы поперечных разломов (разломно-блоковые зоны). Для каждого из них определены геологические и геофизические признаки и некоторые элементы глубинного строения, а также оценено значение при прогнозировании месторождений полезных ископаемых.

Ил. 2, табл. 1, список лит. 9 назв.

Структурно-стратиграфические несогласия Карелии и их роль в рудообразовании. Мельников Е. К., Шариков П. И.— В кн.: Блоковая тектоника и перспективы рудоносности северо-запада Русской платформы. Л., 1986, с. 62—68.

На основании анализа результатов многолетних геологических, геолого-поисковых и геологопрогнозных исследований в Карелии выделены как благоприятные на обнаружение месторождений комплексных руд четыре докембрийских региональных структурно-стратиграфических несогласия (ССН): 1) предвендское, 2) предрифейское, 3) предвепсийское, 4) преднижнепротерозойское. Дана их сопоставительная характеристика с областями развития соответствующих по времени ССН в других регионах.

Ил. 1, список лит. 4 назв.

Блоковое и глубинное строение Онежского прогиба. Кондаков С. Н., Петров Ю. В., Булавин А. В., Пичугин В. А., Титов В. К.— В кн.: Блоковая тектоника и перспективы рудоносности северо-запада Русской платформы. Л., 1986, с. 68—75.

На основании анализа новейших геофизических и геологических материалов доказано сложноблоковое строение Онежского прогиба. Дана характеристика блоков и межблоковых зон. Приведены некоторые особенности глубинного строения этих структур. Оценено их значение при прогнозировании рудных месторождений. Подчеркнута важная роль тектонических узлов в размещении оруденения.

Ил. 2, список лит. 6 назв.

Структуры фундамента и осадочного чехла Юго-Восточного Беломорья. Станковский А. Ф., Якобсон К. Э.— В кн.: Блоковая тектоника и перспективы рудоносности северо-запада Русской платформы. Л., 1986, с. 75—81.

Кристаллический фундамент Юго-Восточного Беломорья имеет блоковое строение с развитием контрастных структур северо-западного простирания и представлен беломоридами. Обосновано выделение Архангельского и Кулойского горстов и разделяющего их Зимнебережного авлакогена рифейского возраста. Выделяются вендский и верхнепалеозойский структурные ярусы, характеризующиеся северо-восточными простираниями складчатых структур.

Ил. 1, список лит. 3 назв.

Строение, эволюция и геодинамика земной коры северо-запада Русской платформы. Смыслов А. А.— В кн.: Блоковая тектоника и перспективы рудоносности северо-запада Русской платформы. Л., 1986, с. 81—87.

Рассматриваются общие особенности глубинного строения региона (с выделением элементов симметрии и асимметрии в структуре земной коры) и его геодинамической активности в кайнозое. Из проявлений современной геодинамики региона отмечено наличие тепловой аномалии по южному склону Балтийского щита и небольших по интенсивности землетрясений вдоль южной границы Кольского полуострова. Современная блоковая структура литосферы обусловлена активными коровыми и мантийными тектоническими процессами в архее и протерозое, которые привели к формированию двух типов блоков: с нормальным и инверсионным характером изменения вещественных и физических параметров с глубиной.

Ил. 1, табл. 1, список лит. 5 назв.

Геохимическая эволюция и специализация блоков и зон восточной части Балтийского щита. Титов В. К., Зайцев В. С., Титов В. В.— В кн.: Блоковая тектоника и перспективы рудоносности северо-запада Русской платформы. Л., 1986, с. 88—99.

Статья составлена по материалам специализированного геохимического картирования региона. В ней последовательно рассматривается изменение фоновых содержаний малых элементов и их ассоциаций в различных типах геоструктур по мере дифференцированности вещества литосферы. Приведенные материалы позволяют уточнить положение основных геохимических эпох накопления рудогенных элементов, а также особенности геохимического районирования территории для целей металлогенического анализа и прогнозирования месторождений полезных ископаемых.

Ил. 1, список лит. 10 назв.

Глубинные факторы регионального метаморфизма раннего докембрия восточной части Балтийского щита. Глебовицкий В. А.— В кн.: Блоковая тектоника и перспективы рудоносности северо-запада Русской платформы. Л., 1986, с. 99—109.

На основании схем минеральных фаций и фациальных серий метаморфических пород и разнообразных методов термо- и барометрии установлены особенности процессов регионального метаморфизма в разновозрастных структурах восточной части Балтийского щита: раннеархейских (саамийских) ареальных структурах, позднеархейских (ребольских) коллизонных орогенах (Беломорско-Лапландский ороген) и гранитно-зеленокаменных областях (Карельская область), раннепротерозойских зонах рифтогенеза (Печенгско-Имандра-Варзугская зона) и метаморфических поясах (Беломорско-Лапландский и Свеккофеннский пояса).

Список лит. 18 назв.

Минеральные фации рудоносных метасоматитов метаморфических комплексов восточной части Балтийского щита. Бушмин С. А.— В кн.: Блоковая тектоника и перспективы рудоносности северо-запада Русской платформы. Л., 1986, с. 109—118.

На примере Балтийского щита показано, что проявление щелочных, кислотных и основных фаций рудоносных метасоматитов является свойством любого метаморфического комплекса во всем диапазоне термодинамических условий метаморфизма. Предложена классификация минеральных фаций метасоматитов, связанных с региональным и дислокационным метаморфизмом.

От архея к протерозою установлена смена типовых метасоматических формаций и связанных с ними типов руд. Если для архейского периода характерны березиты и листвениты, скёли и магнезиальные скарны, а в редко-метальных пегматитах альбитовые фации щелочных метасоматитов, то в протерозойский период впервые появляется формация хизоваритов и широкое развитие получает квантит-мусковит-кварцевая фация кислотных метасоматитов, обеспечивающая появление промышленных мусковитовых пегматитов.

Табл. 1, список лит. 14 назв.

Рудоносные структуры, металлогеническая зональность и роль коровых и мантийных процессов в концентрировании оруденения. Библибина Т. В., Смыслов А. А.— В кн.: Блоковая тектоника и перспективы рудоносности северо-запада Русской платформы. Л., 1986, с. 119—130.

Обобщены данные анализа результатов изучения рудоносных структур северо-запада Русской платформы и установлен характер соотношения их с блоками и структурно-металлогеническими зонами.

Закономерности размещения этих главнейших форм контроля концентрации оруденения и металлогеническая зональность позволяют оттенить роль массообмена при эволюции мантии и верхней части литосферы. Показан двойственный характер источников рудного вещества, предопределивший в этом регионе сложную ассоциацию, комплексность руд и, в частности, новых типов безотходных руд. Отмечена важная роль геохимической гетерогенности блоков и их частей, смены эндогенных и экзогенных режимов в условиях контрастных энергетических процессов. Следствием сочетания таких обстановок является появление областей с поверхностями несогласия, известных как структуры высокой рудоносности.

Ил. 1, список лит. 9 назв.

1 р. 25 к.

5064