

А. С. НОВИКОВА

Тектоника основания Восточно-Европейской платформы



A. S. NOVIKOVA

TECTONICS OF THE BASEMENT
OF THE EAST-EUROPEAN
PLATFORM

Transactions, vol. 237



PUBLISHING OFFICE «NAUKA»

MOSCOW 1971

А. С. ПОВИКОВА

ТЕКТОНИКА ОСНОВАНИЯ
ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ
ПЛАТФОРМЫ

Труды, вып. 237



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА 1971

Тектоника основания Восточно-Европейской платформы. Новикова А. С. Труды ГИН, вып. 237. М., «Наука», 1971.

На основании обобщения геологических и геофизических материалов многих исследователей, а также личных наблюдений автора составлена принципиально новая схема тектоники глубского докембрия Карелии. Основные элементы ее структуры — Восточно-Карельская зона расланцевания и зона тектонитов Ветреного пояса — представляют собой ограничения крупных чешуйчатых форм, возникших при горизонтальном сжатии. Сравнительно-тектонический анализ наиболее полно изученных регионов Карелии, КМА и Украинской железорудной провинции показывает, что деформации, свойственные восточной части Балтийского щита, характерны и для других районов основания Восточно-Европейской платформы.

Табл. 3. Илл. 26. Библ. 86 назв.

Редакционная коллегия:

академик А. В. ПЕЙВЕ (главный редактор), академик В. В. МЕННЕР,
Т. Г. ПАВЛОВА, П. П. ТИМОФЕЕВ

Ответственный редактор

Н. А. ШТРЕЙС

Editorial Board:

Academician A. V. PEIVE (Editor-in-Chief), Academician V. V. MENNER,
T. G. PAVLOVA, P. P. TIMOFEEV

Responsible editor

N. A. SHTREIS

ВВЕДЕНИЕ

Геологическая история Восточно-Европейской платформы подразделяется на два весьма длительных интервала времени, совпадающих с разными этапами ее тектонического развития. Более ранний охватывает свыше полутора миллиардов лет и связан с формированием среднепротерозойской и рифейской структур платформы, последующий, заметно меньшей протяженности, — с послерифейскими ее преобразованиями.

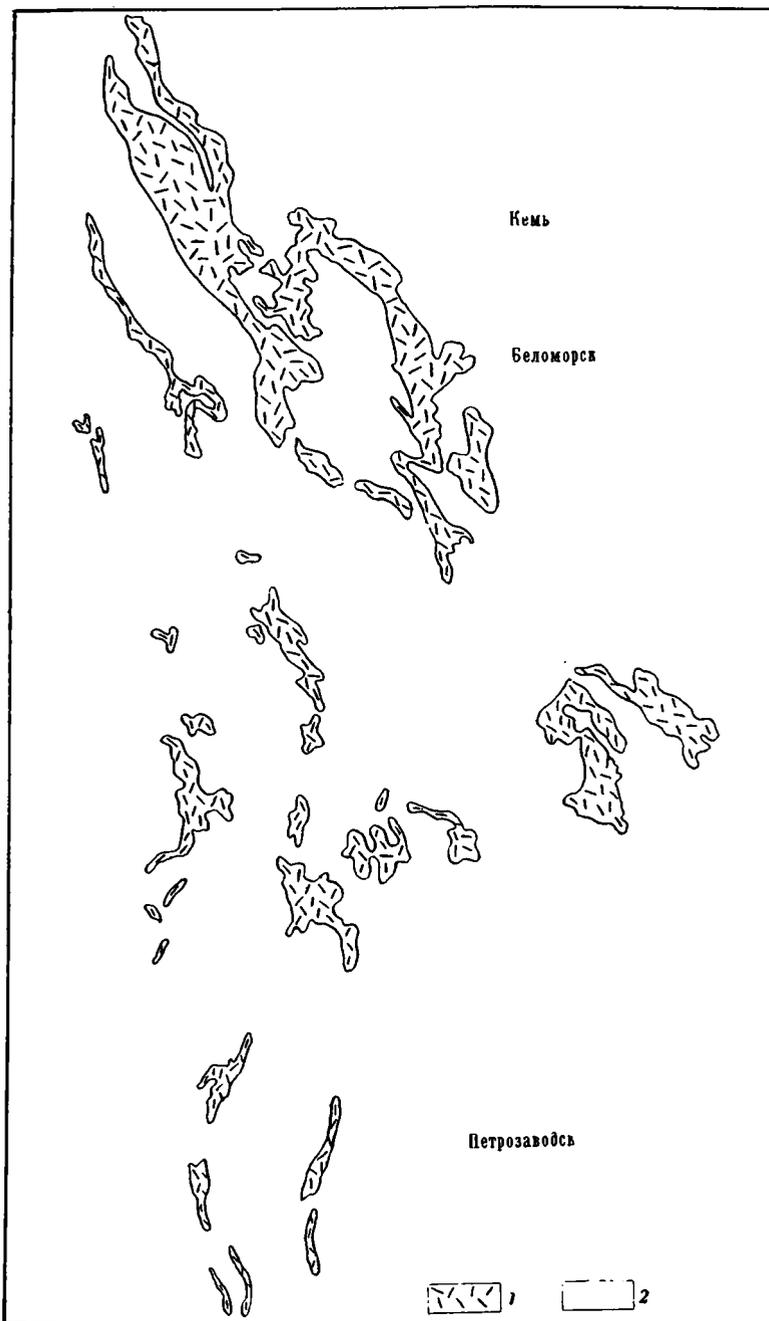
В предыдущих работах автором было показано, что в среднем протерозое и рифее платформа представляла собой обширное поднятие — Фенно-Сарматский щит, в теле которого закладывались вулканические борозды и ими рожденные авлакогены. Позднее, в фанерозое, в развитии платформы заметно усилилась тенденция прогибания, охватившего ее значительную часть. При этом сформировалась плита, ведущим тектоническим элементом которой были синеклизы (Новикова, 1963, 1968).

Попытка понять сущность структурных преобразований Восточно-Европейской платформы привела автора к необходимости раскрыть особенности взаимоотношений между структурами, возникшими на раннем этапе развития платформы, и тектоническими формами ее основания. Существующие в этой области построения и схемы основаны преимущественно на анализе геофизических материалов, раскрывающих неоднородность состава кристаллического фундамента. При этом еще со времен А. Д. Архангельского широко используется вывод о том, что направление полос аномалий в общем отображает простирание пород, слагающих докембрийский фундамент Восточно-Европейской платформы.

В настоящее время широко известно, что авлакогены располагаются над зонами линейных магнитных и гравитационных аномалий, обусловленных породами повышенной плотности и магнитной восприимчивости. Эти зоны обычно интерпретируют как зоны распространения нижнепротерозойских (карельских) складчатых сооружений, разделяющих древнейшие архейские глыбы или массивы кристаллических пород. На тектонических схемах указанные линейные зоны карелид относят к структурам типа синклиналиев, заполненных метаморфическими вулканогенно-осадочными породами. При этом предполагают, что эти тектонические формы представляют собой либо трюги, заложенные на древнем архейском основании, либо структуры, гомологичные антиклиналиям.

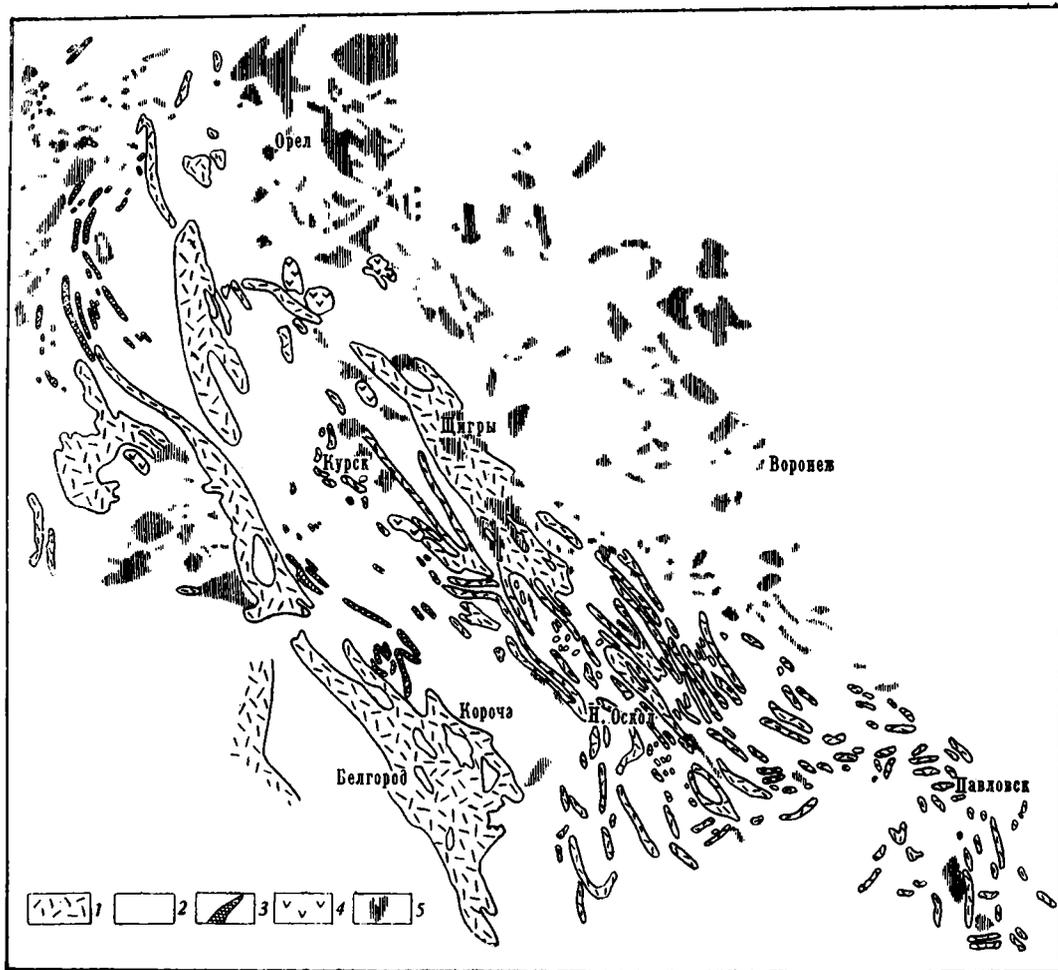
Вместе с тем анализ современных данных об условиях залегания метаморфических комплексов глубокого докембрия показывает, что представление о синклинорных формах не является строго доказанным и требует пересмотра.

В предлагаемой вниманию читателя работе предпринята попытка подойти к выяснению особенностей структурообразования в глубоком докембрии на основе анализа морфологии наиболее изученных структур Карелии и сравнения их с детально разбуренными тектоническими формами Курской магнитной аномалии и Украинской железорудной провинции.



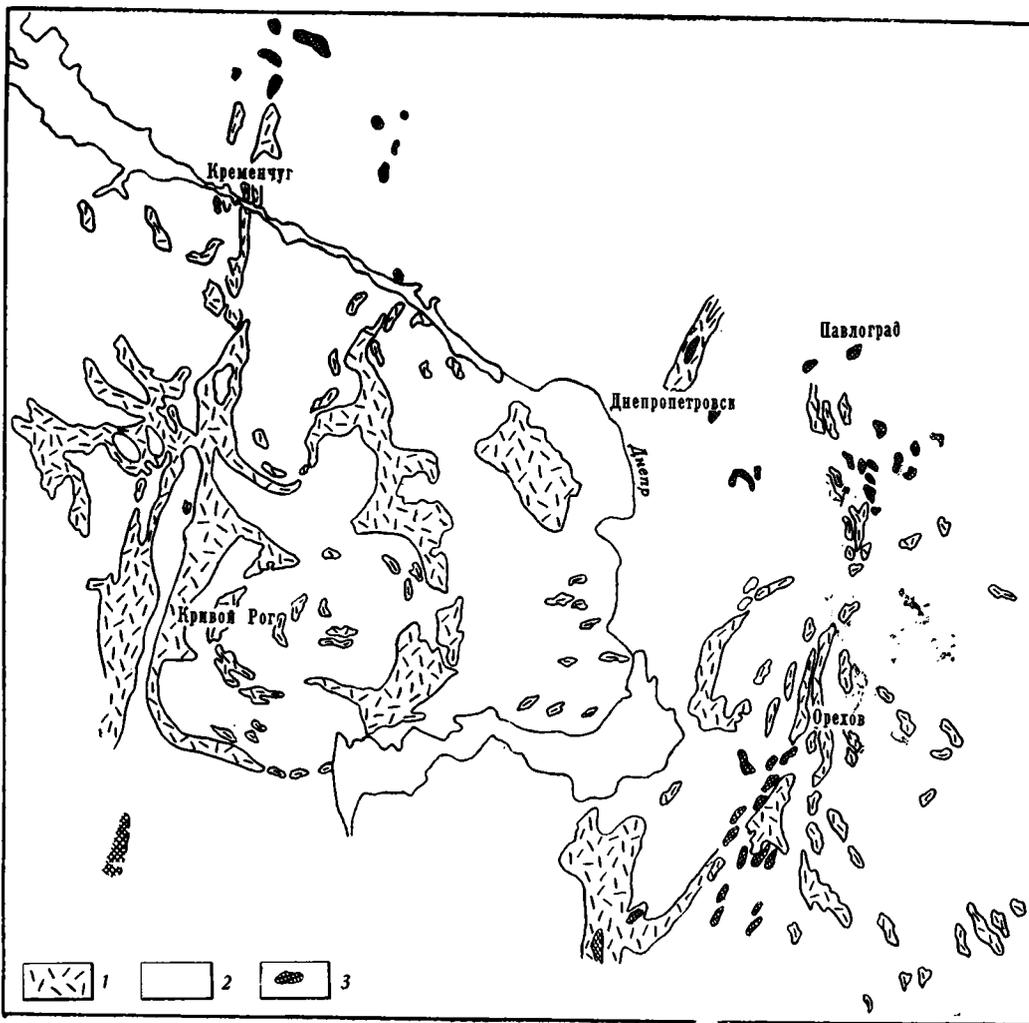
Фиг. 1. Схема размещения метаморфических вулканогенно-осадочных пород среди гранитоидов Карелии

1 — метаморфические вулканогенно-осадочные породы гимольской, бергаульской, парандовской, тунгудской и других серий раннего докембрия; 2 — гранитоиды



Фиг. 2. Схема размещения метаморфических вулканогенно-осадочных комплексов среди гранитоидов КМА. Составила автор на основе тектонической схемы докембрия Воронежской антеклизы В. Д. Полищук и В. И. Полищук (1966)

- 1 — метаморфические вулканогенно-осадочные породы михайловской, курской, курбакинской и тимской серий;
- 2 — гнейсы и граниты;
- 3 — железистые кварциты среди гнейсов и мигматитов;
- 4 — габброиды;
- 5 — геофизические аномалии, предположительно связанные с основными и ультраосновными породами и железистыми кварцитами



Фиг. 3. Схема размещения метаморфических вулканогенно-осадочных комплексов среди гранитоидов Украинской железорудной провинции. Составила автор на основе тектонической схемы Украинской железорудной провинции Г. И. Каляева (1965)

- 1 — породы гипербазитовой, диабазово-спилитовой, кератофири-сланцевой, джеспилитовой, углисто-терригенной и других вулканогенно-осадочных формаций;
- 2 — породы гранитоидных формаций;
- 3 — геофизические аномалии, предположительно связанные с основными и ультраосновными породами и железистыми кварцитами

Как известно, в пределах названных регионов среди обширных полей гранитоидов залегают в разной степени метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы. Среди них древнейшие амфиболиты Конкско-Белозерского района, возраст которых, согласно данным радиологии, превышает 3,5 млрд. лет. Эти породы наряду с другими образованиями диабазово-спилитового ряда и железистыми кварцитами принадлежат метабазитовой серии Украинской железорудной провинции. Они подстилают образования криворожской серии, сложенной железисто-кремнистыми сланцами, кварцитами и основными и кислыми вулканитами.

Сходные формационные комплексы развиты и на Воронежском массиве, где они составляют разрезы михайловской и курской железорудной серий. В Карелии соответствующие разрезы гимольской, бергаульской и парандовской серий представлены разнообразными по составу сланцами и кварцитами, переслаивающимися с измененными вулканическими породами, среди которых наряду с метабазитами встречаются измененные кератофиры и альбитофиры, а также пластовые тела и линзы магнетитовых кварцитов и сланцев и графитовых сланцев с вкрапленностью сульфидов и телами колчеданов.

В современном срезе перечисленные метаморфические вулканогенно-осадочные образования занимают меньшую площадь по сравнению с областями распространения гранитоидов. Это очевидно из схем их размещения среди гранитоидов Карельского, Воронежского и Украинского массивов, изображенных на фиг. 1—3. На тех же схемах видно, что очертания выходов метаморфических комплексов на поверхность весьма разнообразны. Иногда они имеют форму полос и линз с зазубренными неровными границами с окружающими их гранитоидами, в других случаях представляют собой поверхности амебообразного расплывчатого рисунка. Их выходы образуют вместе либо линейно-вытянутые пояса, либо дугообразные формы или локальные изолированные пятна, отстоящие одно от другого на заметных расстояниях. Особый интерес представляют условия залегания супракрystalльных образований в разрезе и их соотношения с окружающими гранитоидными породами.

Сравнительное изучение тектоники названных регионов показывает, что на огромной площади Восточно-Европейского континентального сегмента земной коры в глубоком докембрии существовали однотипные деформации. Их морфология позволяет выяснить природу движений, предшествовавших становлению структуры Фенно-Сарматского щита, и наметить черты преемственности в развитии некоторых типов раннедокембрийских структур Карелии, КМА и Украинской железорудной провинции с тектоническими элементами платформенного этапа развития Восточно-Европейского сегмента.

ТЕКТОНИКА КАРЕЛИД КАРЕЛИИ

Современные представления о тектонике основания восточной части Балтийского щита наиболее полно отражают схемы К. О. Кратца (1963) и Л. Я. Харитонова (1966).

Согласно К. О. Кратцу, основу раннедокембрийской тектоники рассматриваемого региона составляют антиклинорные и синклинорные формы. Первые из них сложены преимущественно архейскими гранито-гнейсами и мигматитами, вторые — нижнепротерозойскими или раннекарельскими метаморфическими вулканогенно-осадочными породами. В карельской части геосинклинального пояса К. О. Кратц выделяет Центральный антиклинорий, на котором осадконакопление отличалось частыми перерывами и несогласиями и сравнительно малыми мощностями, и Восточно-Финляндскую, Восточно-Карельскую и Северо-Карельскую синклинальные зоны интенсивного прогибания и накопления осадочных и вулканических пород большой мощности (Кратц, 1963).

Л. Я. Харитонов полагал, что на значительной части центральной и западной Карелии и восточной Финляндии расположен срединный Карельский массив. С востока и с севера его обрамляет геосинклинальный подвижный пояс, в котором формировались флишоидные и вулканогенные породы. В верхнебеломорское время (2400—2100—2000 млн. лет назад) они подвергались интенсивным деформациям, метаморфизму и местами были гранитизированы. Формирование структуры подвижного пояса сопровождалось внедрением ультраосновных пород, которые образуют цепочки вдоль поверхности глубинных разломов. Наиболее протяженный Главный разлом Л. Я. Харитонов рисует вдоль восточной окраины Карельского массива. Этой глубинной структуре, так же как и другим, свойственна весьма характерная дугообразная форма. Внутренняя структура Карельского массива, по Л. Я. Харитонову, имеет мозаично-блоковое строение (Харитонов, 1966).

Различные результаты анализа геотектонического развития тесным образом связаны с неодинаковым объяснением роли перерыва в основании ятулийских отложений центральной Карелии. Х. Вярюнен (1959), М. А. Гилярова (1949), П. Эскола (Eskola, 1927), а вслед за ними и Л. Я. Харитонов (1966) придают этому несогласию региональное значение границы между археем и протерозоем и соответственно все доятулийские или докарельские метаморфические комплексы относят к верхнему архею. К. О. Кратц (1963) и другие считают этот перерыв внутрiformационным, отделяющим нижнепротерозойские, или раннекарельские, образования от среднепротерозойских, или позднекарельских.

К. О. Кратц и его последователи полагают, что на архейских гранито-гнейсах фундамента залегают протерозойские образования, распадающиеся на три подгруппы — нижнюю, среднюю и верхнюю. Интересующие нас супракрустальные образования относятся, по представлениям

К. О. Кратца, к нижнему протерозою. Последний объединяет два отдела — внизу лопий, выше залегает сумий. Двучленному делению нижнепротерозойских пород соответствует и разделение комплексов пород на серии с местными названиями.

Так, в западной Карелии, в районе Гимол, Хедозера, Большозера, в основании разреза залегают породы гимольской серии, выше — большезерской, в районе Сегозера — северо-западного Прионежья центральной Карелии — соответственно выделяются бергаульская и тунгудская серии, а в восточной Карелии — Шомбозерском, Тунгудско-Пибозерском и Выгозерском районах — парандовская и тунгудская серии. В табл. 1, приведены краткие сведения о составе названных серий пород, заимствованных из таблицы К. О. Кратца (1963).

Иные соотношения между основными номенклатурными единицами отражает стратиграфическая схема Л. Я. Харитоновой (1966). Табл. 2 представляет собой фрагмент этой схемы, раскрывающей последовательность залегания метаморфических комплексов в Карелии.

Приведенные таблицы отражают существенно разные представления о последовательности образования метаморфических комплексов, что, по-видимому, в значительной мере связано с разобщенностью опорных разрезов различных тектонических зон Карельского региона.

Согласно современным радиохронметрическим данным, возраст раннепротерозойских пород определяет интервал времени от 2500 млн.

Таблица 1

Сопоставление стратиграфических разрезов нижнего протерозоя Карелии, по К. О. Кратцу (1963)

Подгруппа	Район оз. Гимольского (западная Карелия)			Северо-западное Прионежье (центральная Карелия)			Тунгудско-Шуэзерско-Пибозерский район (восточная Карелия)			
	Отдел	Серия	Породы	Мощность, м	Серия	Породы	Мощность, м	Серия	Породы	Мощность, м
Нижнепротерозойская	Σ. Сумий	Большезерская	Метадиабазы, диабазовые метапорфириты, вулканические брекчии, зеленые сланцы		Тунгудская	Метадиабазы, метапорфириты, метамандельштейны, агломератовые лавы, вулканическая брекчия, зеленые сланцы, кварцевые кератофиры, плагиопорфиры	100—200	Тунгудская	Кварцевые порфиры и кератофиры, метадиабазы, диабазовые метапорфириты, метамандельштейны, вулканические брекчии, зеленые сланцы. Конгломераты? Перезерв	
			Графитистые серицито-биотитовые и биотитовые сланцы, амфиболовые и магнетитовые кварциты, кордьеритовые сланцы			70—80			Филлитовидные кварцево-серицитовые, графито-серицито-кварцевые и другие сланцы; метаморфизованные основные и кислые (лептиты) туфы	
	Лопий	Гимольская	Кварцево-полевошпатовые породы (лептиты), мусковитовые, биотитовые, амфиболовые сланцы, частью амфиболо-магнетитовые кварциты	230—300	Бергаульская	более 300	Парандовская	Биотито-плагиоклазовые, амфиболо-биотито-плагиоклазовые и другие сланцы, полимиктовые конгломераты		
			Метаандезиты, туфы, туфоконгломераты и конгломераты	250—300						

Архей

Фундамент: гранито-гнейсы, гнейсы, сланцы, амфиболиты, мигматиты

Стратиграфическая схема протерозоя Карелии, по Л. Я. Харитонову (1966)

Группа	Подгруппа	Возраст, млн. лет	Местное подразделение	Серия, свита, порода
		650	Рифей Иогний	Неизвестны Шокшинская, петрозаводская и беовецкая свиты
Протерозойская		2100—1650	Карельский комплекс	Ладожская серия парасланцев и прагнейсов Онежская серия вулканических глинисто-карбонатных пород и кварцитов. Полимиктовые конгломераты Сегозерская серия метадиабазов и кварцитов. Полимиктовые конгломераты Перерыв Бергаульская (парандовская) серия метасадочных и вулканических пород Тришозерская (сриодийская) серия гнейсов, сланцев, конгломератов Большой перерыв
Архейская	Верхняя	2800—2500		Гимольская серия железистых кварцитов, гнейсов и сланцев
	Нижняя		Большой перерыв Гранито-гнейсовый фундамент Карельского массива	

лет до 1850 млн. лет, граница между археем и протерозоем соответственно находится на уровне 2600 ± 100 млн. лет (Герлинг и др., 1965).

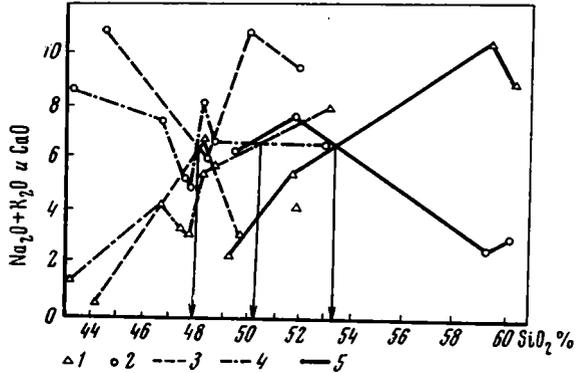
Ассоциацию пород, образующих гимольскую серию, относят к кремнисто-вулканогенно-сланцевой (Кратц, 1963) или терригенно-вулканогенно-железистой формации (Чернов, 1964). Породы, ее составляющие, распространены почти исключительно в западной и центральной частях Карельской геосинклинальной области и по составу близки лептитовой формации Швеции и Финляндии. Эту весьма оригинальную формацию нередко сравнивают также с джеспилитовой формацией Украинской железорудной провинции и Курской магнитной аномалии. Гимольскую формацию отличает сравнительно незначительная мощность железистых пород по сравнению с железорудными провинциями КМА и Украины.

Эффузивы бергаульской и парандовской серий многие исследователи связывают со спилито-кератофиро-сланцевой формацией. Вместе с тем Л. Я. Харитонов отмечает заметную обособленность состава вулканических пород бергаульской серии. Согласно его данным, бергаульский вулканический комплекс «начинается с излияния лав, близких по химическому составу платобазальтам и даже океанитам» (Харитонов, 1966, стр. 293). Основная масса вулканитов бергаульской серии принадлежит диабазовым эффузивам. Завершают эффузивный магматизм вулканиты андезито-дацитового ряда — кератофиры, альбитофиры, кварцевые порфиры. Примечательно, что в основных эффузивах бергаульской серии количество окиси натрия намного меньше нормы, свойственной спилитам, развитым в вышележащих вулканических комплексах. Характерен также более основной состав по сравнению с метабазитами других серий. «По содержанию кремнекислоты они попадают в группу типичных диабазов,

до базальтов-океанитов». (Там же). Соотношение щелочей и кальция в этих породах также не соответствует эволюционному ряду развития основных изверженных пород (фиг. 4). Иными словами, бергаульские эффузивы попадают в группу пород со щелочным индексом по Пикоку.

Эффузивы и сланцы тунгудской серии образуют диабазово-филлитовидную формацию; местами среди пород, ее составляющих, встречаются кварцевые порфиры и кератофиры. В западной части Карельской геосинклинальной области заметную роль играют также андезито-дацитовые пирокласты (большезерская серия).

Фиг. 4. Диаграмма зависимости содержаний суммы щелочей и извести от содержания SiO_2 (индекс Пикока) в метабазах Карелии (Харитонов, 1966)
Содержание, %: 1 — $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; 2 — CaO . Метабазиты: 3 — бергаульские; 4 — сегозерские; 5 — суйсарские



Важное место в разрезах раннекарельских образований занимают перерывы и несогласия. Наиболее значительный из них отмечают в основании разрезов раннепротерозойских пород, в зонах сочленения их с «архейскими гранитоидами антиклинориев» (Кратц, 1963; Шуркин, 1968). Заметное несогласие местами наблюдается также на границе парандовской и тунгудской серий и гимольской и большезерской. С поверхностями несогласий обычно тесно связаны грубые кластогенные образования, относимые к низам разрезов перекрывающих серий. Анализ этих явлений заслуживает специального внимания, что и будет сделано ниже.

Глубинные магматические породы образуют несколько формаций, раскрывающих различную интенсивность и полноту проявлений магматизма в разных частях Карельской геосинклинальной области.

Наиболее ранней является гипербазитовая формация. Тела, ее составляющие, тесно связаны со структурами, сложенными основными вулканитами парандовской серии и чаще всего приурочены к поверхностям тектонических несогласий. Формации глубинных основных и ультраосновных пород особенно широко распространены среди вулканитов и сланцев тунгудской серии.

Формирование тел ультраосновных пород предшествует проявлению гранитоидного магматизма. Намечаются две группы гранитоидов. Ранняя группа — умеренно кислых гранитоидов — развита в западной Карелии в тесной связи со средними и кислыми натровыми вулканитами. С. Б. Лобач-Жученко полагает, что наиболее вероятный возраст этих раннепротерозойских гранитоидов составляет 2300—2000 млн. лет. Во второй половине нижнего протерозоя широко развиты микроклиновые граниты и связанные с ними мигматиты. Интервал формирования микроклиновых гранитов падает на время между 1920—1850 млн. лет назад (Герлинг и др., 1965).

Таковы краткие сведения о геологическом строении раннедокембрийских образований Карелии на современном этапе его изучения. Автор работы в течение ряда лет собирает материалы по морфологии наиболее изученных участков синклиновых структур в западной, центральной и восточной Карелии. В результате обобщения этих материалов опреде-

лился существенно новый взгляд на тектонику и историю развития Карельской геосинклинальной области. Перейдем теперь к изложению результатов этих исследований.

Деформации пород восточной Карелии

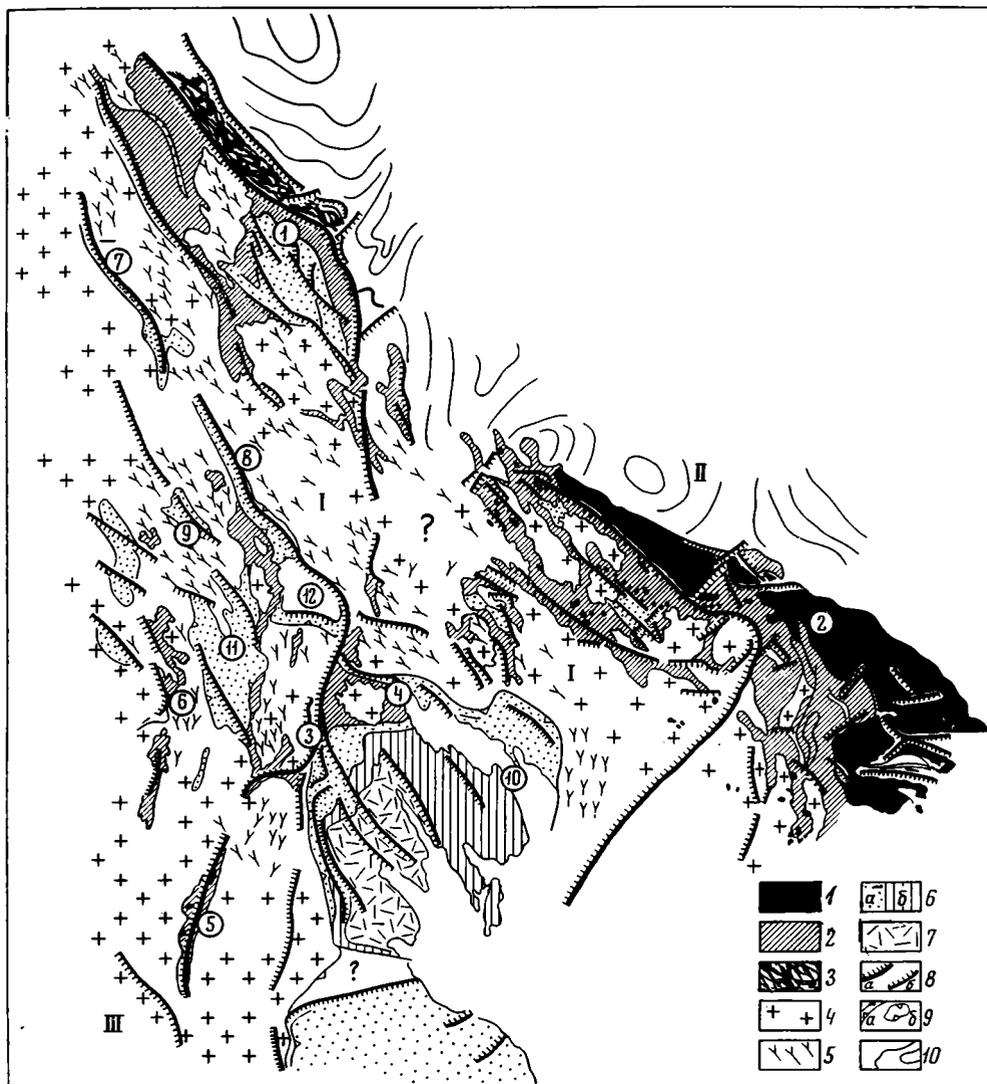
Метаморфические комплексы занимают наиболее значительную площадь на востоке Карелии. Они прослеживаются от северо-западных ее границ на юго-восток и частично захватывают смежный район Архангельской области, где скрываются под покровом палеозойских отложений. Супракрустальные породы образуют два обособленных пояса заметной ширины (до 50—80 км), отделенных один от другого в районе Выгозера участком интенсивно мигматизированных гранитоидов.

Деформации метаморфических пород восточной Карелии все исследователи объединяют под общим названием Восточно-Карельской синклинорной зоны, полагая, что ее составляют Шомбозерский, Шуезерский, Парандовско-Надвоицкий (Выгозерский) синклинории, а также синклинорий Ветреного пояса. Синклинории отделены один от другого антиклинориями, сложенными гранито-гнейсами и мигматитами. Восточно-Карельская синклинорная зона на северо-востоке граничит с гранито-гнейсовыми куполами беломорской серии, а с юго-запада к ней примыкает Центральнo-Карельский антиклинорий, или срединный массив, сложенный гранитоидами разного возраста (Кратц, 1963; Харитонов, 1966).

Рассмотрим некоторые особенности структуры Восточно-Карельской зоны, которые, на наш взгляд, позволяют подойти к решению вопросов, связанных с происхождением важных тектонических элементов глубокого докембрия восточной части Балтийского щита. Тектоническая схема (фиг. 5) в известной мере отражает их своеобразие. Даже беглое знакомство с районом восточной Карелии показывает неоднородность геологического строения разных его частей. Прежде всего обращает на себя внимание структурная обособленность Ветреного пояса. Оригинальный состав пород и своеобразный стиль деформаций, свойственный этой структуре, не проявляются так широко в других местах рассматриваемой зоны. В связи с этим целесообразно познакомиться со структурой Восточно-Карельской зоны в нескольких сечениях. Обратимся сначала к анализу относительно более полно изученных Шомбозерской, Шуезерской и Выгозерской структур, принадлежащих северо-западной части зоны.

При взгляде на геологическую карту бросается в глаза широкое пространство зеленокаменных пород метаморфизованных диабазов, порфиритов, мандельштейнов, брекчий и зеленых сланцев. Реже встречаются тела кварцевых порфиров и кератофинов. Все эти породы на стратиграфических схемах объединены в единую тунгудскую серию раннего протерозоя (см. табл. 1). Они составляют диабазово-филлитонидную формацию. Более древние комплексы, как видно из той же таблицы, принадлежат породам парандовской серии. Ее биотито-плагиоклазовые и амфиболовые сланцы и амфиболиты распространены спорадически, преимущественно вдоль восточной окраины пояса зеленокаменных пород. Они выделяются в краевой части Шомбозерской и Шуезерской структур, а также в пределах Выгозерской системы нарушений. Метаморфические породы парандовской серии в указанных местах выходят на поверхность в виде узких прерывистых полос, незаметных на мелкомасштабных геологических картах.

Как уже было отмечено, зеленокаменные породы занимают обширные площади в районе Шомбозера и Шуезера (см. фиг. 5). В этих местах они протягиваются по простиранию более чем на 100 км при ширине



Фиг. 5. Схема тектоники докембрия Карелии. Составила автор на основе материалов исследований Северо-Западного геологического управления, Института геологин докембрия, Северо-Западного геофизического треста, а также личных наблюдений

1 — гипербазитовый комплекс Ветреного пояса; 2 — Карельский диабазово-сланцевый комплекс; 3 — комплекс чарнокитов (милонитизированных); 4 — гранитоиды; 5 — мигматиты; 6 — Ятулийский вулканогенно-осадочный комплекс: кварциты, основные эффузивы (а), доломиты, основные эффузивы, шунгитовые сланцы (б); 7 — Суйсарский комплекс вулканитов (основные и ультраосновные эффузивы, граувакки, флишoidные породы); 8 — поверхности крутых надвигов, выявленных на основе геологических или геофизических данных: протяженных (а), оперяющихся (б); 9 — наложенные впадины (а) и желоба (б); 10 — область развития гнейсовых куполов.

Тектонические провинции: I — Карельская зона сжатия; II — Беломорский регион гнейсовых куполов; III — Свекофенская область структур «альпийского типа».

Структурные элементы: 1 — Восточно-Карельская зона расланцевания; 2 — зона тектонитов Ветреного пояса; 3 — Пальеозерско-Койкарская система деформаций; чешуйчатые моноклинали: 4 — Кумсинская, 5 — Хаутоварская, 6 — Гимольская; желоба: 7 — Чирка-Кемский, 8 — Елмозерский, 9 — Маслозерский; наложенные впадины: 10 — Онежская, 11 — Янгозерская, 12 — Сегозерская

полосы до 50 км. На юго-востоке Шомбозерская и Шуезерская структуры сближаются, и в этом месте их общее поперечное сечение достигает 80 км. В районе озер Тунгудского — Шуезера широкая полоса зеленокаменных пород заканчивается тупо, и далее на юго-восток, от поля почти сплошного развития пород диабазово-филлитовидной формации, ответвляются узкие, шириной в несколько километров, полосы северо-западного и субмеридионального простираний.

Весьма важная особенность рассматриваемой зоны состоит в том, что на расстоянии около 200 км зеленокаменные породы простираются в одном направлении. На всем протяжении сохраняется полосовое распространение пород с однообразным северо-западным простиранием толщ. На юге Шуезерского участка крайние с востока полосы тунгудских вулканитов и парандовских сланцев и амфиболитов отклоняются к югу и далее протягиваются в субмеридиональном направлении вдоль западного берега Выгозера, не нарушая рисунка полосового распространения толщ.

Материалы геологического картирования показывают, что углы падения слоев в центральных частях структур, именуемых синклиноориями, не меняются в сторону выполаживания. Вулканогенные породы повсеместно наклонены очень круто, под углом 60—80°. Крутые углы падения сохраняются и в зонах, прилежащих к гранитоидам, т. е. там, где должны быть расположены центриклинальные окончания синклинорных структур.

Познакомимся с некоторыми профилями, раскрывающими форму залегания пород в рассматриваемом регионе. Благоприятными объектами для этой цели являются профили в районе Пибозера, оз. Вороньего, пос. Парандово и южнее ст. Кочкома.

На одном из участков, между площадью распространения беломорских гранитоидов и ятулийскими кварцитами краевой части Шуезерской структуры, протягивается сравнительно узкая полоса в значительной мере перекристаллизованных вулканогенно-осадочных пород глубокого докембрия. Особенности состава и условия залегания рассматриваемого метаморфического комплекса наиболее полно раскрываются в обнажениях района озер Авнеозеро — Пибозеро, Воронье — Рокково. Ю. А. Богданов и А. С. Воинов расчленили этот комплекс пород на несколько толщ, составляющих следующую последовательность.

1. Толща мелкозернистых гнейсов и сланцев. В Пибозерском районе она представляет собой чередование мусковитовых кварцитовых сланцев с биотитовыми кристаллическими сланцами, иногда содержащими порфиробласты и идиобласты роговой обманки. Плагноклаз развит в виде мелких изометричных зерен с характерной обратной зональностью. В ряде мест в сланцах наблюдаются скопления округлой, овальной, удлиненной, реже — стержневидной формы галек, располагающихся вдоль сланцеватости породы. Размеры их колеблются от 1 до 20 см. По составу это гальки кварца, кварцитов, кварцево-турмалиновых породы, амфиболитов, кварцево-хлоритовых сланцев, аплитовидных гранитов и гнейсов. Описываемая толща мелкозернистых гнейсов и сланцев в северо-восточном направлении постепенно становится более крупнозернистой и обогащается микроклином, образующим в породах инъекции и порфиробласты (Харитонов, 1966). Общая мощность гнейсово-сланцевой толщи неизвестна. Мощность собственно сланцевой толщи достигает 700—800 м.

2. Особую группу пород составляют амфиболиты района Вороньего озера и Пибозера. Они известны после исследований Н. Г. Судовикова (1937) как амфиболиты пибозерского типа. Толща состоит из массивных пойкилобластических амфиболитов, грубозернистых порфиробластических гранатовых амфиболитов и тонкослоистых пород, среди которых

полевошпатовые слои перемежаются со слоями, богатыми карбонатом, а также с пачками мелкозернистых кварцитовидных пород. Мощность толщи слоистых амфиболитов 160—180 м.

3. Порфиробластические амфиболиты севернее пролива между озерами Вороньим и Рокково в западном направлении сменяются кварцитами с гранобластической структурой (мощность до 15 м), а на кварцитах залегают ортоамфиболиты с реликтами миндалекаменной текстуры и очень редкими следами офитовой структуры. В составе мелкозернистой гранобластовой массы этих пород присутствуют кварц, плагиоклаз с заметным количеством анортита и зеленая роговая обманка, иногда замещенная биотитом. Мощность толщи ортоамфиболитов до 300 м.

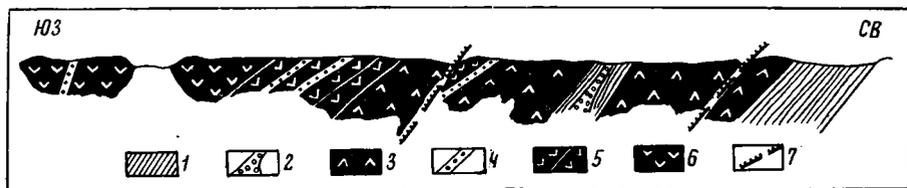
Вулканогенно-осадочные породы, залегающие стратиграфически выше, исследователи сравнивают с породами сегозерской серии ятулия. В рассматриваемом районе они представлены косослоистыми кварцитами с прослоями кварцевых галечников и конгломератов. Мощность до 60—80 м. Выше залегают покровы сначала метадиабазов и метамандельштейнов, а затем кварцевых порфиров и кератофиров.

Метаморфические породы авнеозерско-побозерской полосы образуют моноклираль с преобладающим падением слоев в юго-западном направлении. Профиль (фиг. 6) раскрывает структуру моноклинали в районе озер Вороньего — Рокково. В этом месте на протяжении нескольких километров вкосте простираются слои амфиболиты и сланцы образуют чешуйчатую моноклираль, осложненную многочисленными дизъюнктивными нарушениями. Углы наклона слоев колеблются в широких пределах — от нескольких градусов до 60—80°. Характерна резкая кристаллическая сланцеватость пород. Она проявляется в параллельном расположении пластинчатых и шестоватых минералов и ориентирована, как правило, согласно с направлением падения слоистости. Наряду с этим Н. Г. Судовиков отмечает, что среди сильно рассланцованных амфиболитов встречаются выходы, иногда довольно значительные, в которых не наблюдается никакой сланцеватости и порода имеет равномернозернистое массивное строение (Судовиков, 1937).

Вдоль побережья озера Выг протягивается полоса метаморфизованных вулканитов и сланцев, принадлежащих Выгозерскому или Парандовско-Надвоицкому синклинию, по классификациям К. О. Кратца, Л. Я. Харитонова и др. Тектонику этих образований подробно изучал С. А. Дюков. Данные его исследований широко использованы в работах многих геологов.

Условия залегания метаморфических пород Парандовского рудного поля изображает профиль фиг. 7. Здесь в узкой зоне между гранитами, пегматитами и мигматитами Тунгудского массива и гранитоидами Кочкомского массива зажаты мелкозернистые ортоамфиболиты, гранатовые амфиболиты, амфиболитовые, амфиболо-биотитовые и кварцево-биотитовые сланцы и измененные кератофиры. К толще кварцево-биотитовых сланцев приурочены пласты и линзы гальково-хлоритовых сланцев мощностью до 10—50 м, а также залежи серного колчедана и прослой графитистых сланцев. Изотопные анализы свинцов, экстрагированных из магнетитов колчеданных руд, показывают цифры возраста порядка 3 млрд. лет (Тугаринов, Войткевич, 1966).

Эффузивы основного состава преобладают среди пород Парандовско-Надвоицкой структуры. Распределение других разностей — измененных кварцевых порфиров и кератофиров, полевошпатовых амфиболитов, анкеритовых порфиробластических амфиболитов, гранат-полевошпатовых амфиболитов — не подчиняется какой-либо определенной закономерности. Перечисленные породы образуют узкие полосы и линзы, сменяющие одна другую по простираанию. Вдоль контактов слоев различ-



Фиг. 6. Геологический профиль Авнеозерско-Пибозерской моноклинали в районе озер Вороньего и Рокково, по данным Ю. А. Богданова и А. С. Воинова (Харитонов, 1966). Интерполируемая часть снята автором

1 — парасланцы; 2 — конгломераты; 3 — параамфиболиты; 4 — кварциты; 5 — ортоамфиболиты; 6 — метадиабазы и метамандельштейны; 7 — поверхности тектонических несогласий

ного состава развиты дайковые тела метагаббро, рассланцованных, как и все породы парандовской серии, согласно с контактными поверхностями и слоистостью (Пинаева, 1966). При этом к зонам особенно интенсивного рассланцевания приурочены графитсодержащие породы и колчеданное оруденение.

На всем протяжении профиля породы круто наклонены на юго-запад. Углы падения колеблются от 60 до 90°. Структура, изображенная на профиле (см. фиг. 7), обособивается на глубину от 50 до 200 м четырнадцатую наклонными скважинами, распределенными более или менее равномерно по всему сечению профиля. Западная граница Парандовско-Надвоицкой моноклинали представляет собой зону тектонического контакта, вдоль которого метаморфические толщи наклонены под микроклиновые граниты и сопровождающие их мигматиты. Восточная граница структуры в зоне непосредственного контакта с гранитоидами скрыта от наблюдений. К восточной зоне тяготеют дайки гранитов и жилы аплитов. Севернее по простиранию, у пос. Сумского, в зоне контакта развиты метадиабазовые эффузивы — порфириты и мандельштейны с прекрасно выраженными текстурами шаровых лав, вулканическими брекчиями и агломератами, принадлежащими, по-видимому, среднепротерозойским образованиям.

Полоса измененных основных эффузивов и зеленых сланцев Парандовского рудного поля почти непрерывно прослеживается на северо-запад, к среднему течению р. Идель. Геологический профиль (фиг. 8) структуры на широте ст. Кочкома показывает во многом уже знакомые черты строения. В этом сечении подавляющая часть структуры также сложена однообразной толщей метадиабазов и зеленых сланцев, местами чередующихся с кварцево-биотитовыми и кварцево-амфиболовыми сланцами. Пласты разного состава стоят почти вертикально, а в юго-западной части, близ контакта с тунгудскими гранитами, они постепенно наклоняются на северо-восток под углом до 60—50°. В зоне контакта, согласно данным С. А. Дюкова, развиты базальные конгломераты, кварцитопесчаники и амфиболиты по диабазам. Вдоль границы пояса метаморфических пород с кочкомскими гранитами вертикально стоящие толщи метадиабазов и зеленых сланцев срезаются под углом до 45° породами аналогичного состава; выше по разрезу их перекрывают кварцитопесчаники и метадиабазы среднепротерозойского облика. К зоне стыка пород с разными элементами залегания приурочены залежи графитистых кварцево-биотитовых сланцев с вкрапленностью и телами серного колчедана.

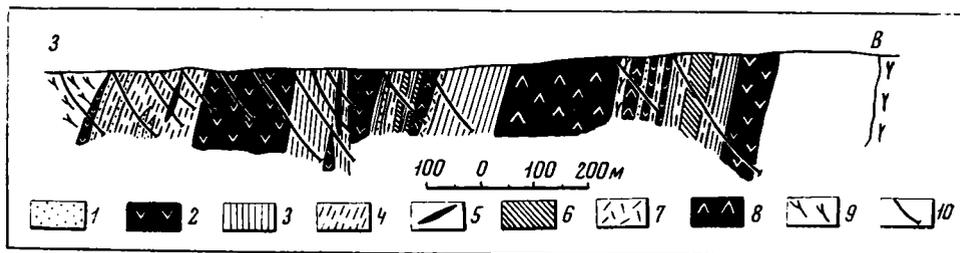
Поверхности тектонических несогласий подобного рода, сопровождаемые рассланцеванием и дроблением пород, представляют частые явления в рассматриваемой зоне деформаций. Они, несомненно, свидетельствуют об интенсивных тектонических напряжениях, вызвавших

сжатие слоев и их деформацию. Очевидно, напряжения проявлялись неравномерно, что привело к морфологической обособленности отдельных участков с наклонами толщ в разные стороны и поперечными нарушениями, как это наблюдается в районе Парандовского рудного поля (Пинаева, 1966).

Резюмируя изложенные выше данные о строении Шомбозерского, Шуезерского и Выгозерского участков Восточно-Карельской структурной зоны, можно сказать, что в различных частях рассматриваемой полосы деформаций наблюдаются однообразные условия залегания супра-крупных комплексов глубокого докембрия. Характерны моноклинали. Они представляют собой линейные зоны сжатия, в пределах которых породы либо стоят на головах, либо круто наклонены в каком-либо одном направлении. Весьма примечательно отсутствие периклинальных и центриклинальных разворотов слоев. Пятнистый рисунок распределения гранитоидов, многочисленные заливы, заходящие в сторону метаморфических пород, останцы зеленокаменных пород, не подвергшихся гранитизации, не позволяют связывать выходы гранитоидных пород с ядрами антиклинорий, гомологичных синклинорным формам, а скорее свидетельствуют о том, что процессы гранитообразования являются в значительной мере наложенными на ранее сформированную структуру. Весь комплекс данных об условиях залегания пород, образующих отмеченные выше структуры, свидетельствует о том, что неправомерно их рассматривать как элементы антиклинорно-синклинорной структуры. Морфологические особенности Восточно-Карельской зоны указывают на то, что ее современное строение принадлежит к иному типу деформаций земной коры.

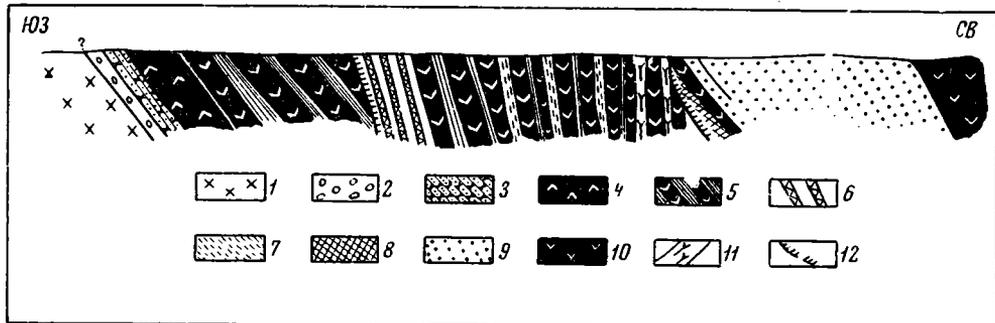
Весьма важная особенность рассматриваемой зоны состоит в том, что на протяжении около 200 км по простиранию полоса зеленокаменных пород шириной до 50 км и более интенсивно рассланцована согласно с направлением простирания пород. «Сланцеватость их преимущественно крутая, падает главным образом на юго-запад и реже на северо-восток... Преобладающее падение сланцеватости на юго-запад... свидетельствует о направлении дислокаций на северо-восток, в сторону соседнего Беломорского массива» (Кратц, 1963, стр. 136).

Рассланцевание охватывает не только метаморфические породы, но также и гранитоидные образования. Кристаллизационная сланцеватость и полосчатость в последних также зачастую сохраняют устойчивое северо-западное направление. Рассланцованность пород составляет характерную черту морфологии восточной Карелии. В дальнейшем мы будем именовать эту зону Восточно-Карельской зоной рассланцевания.



Фиг. 7. Геологический профиль района Парандовского рудного поля, по С. А. Дюкову (Харитонов, 1966)

1 — кварциты; 2 — мелкозернистые амфиболиты (по диабазам); 3 — амфиболовые и амфиболо-биотитовые сланцы; 4 — кварцево-биотитовые сланцы; 5 — залежи серного колчедана и сопровождающие его графитистые сланцы; 6 — талько-хлоритовые сланцы; 7 — кератофиры и сланцы по ним; 8 — гранатовые амфиболиты; 9 — гранитоиды; 10 — скважины



Фиг. 8. Геологический профиль южнее ст. Кочкома, по С. А. Дюкову (Харитонов, 1966)

1 — гранитоиды докарельского фундамента; 2 — базальные конгломераты; 3 — полевошпатовые кварцитопесчаники; 4 — амфиболиты по диабазам; 5 — метадиабазы и зеленые сланцы; 6 — толща пересланвания кварцево-биотитовых, кварцево-амфиболовых пара- и ортосланцев; 7 — кварцево-биотитовые сланцы; 8 — графитистые кварцево-биотитовые сланцы с серым колчеданом; 9 — кварцитопесчаники; 10 — метадиабазы; 11 — жилы гранитов и грано-диоритов; 12 — тектонические несогласия

Восточно-Карельской зоне расланцевания свойственны многочисленные дизъюнктивные нарушения, в пределах которых особенно интенсивно проявляются признаки сжатия пород. Милонитизация, развальцевание, брекчирование, складки волочения прослеживаются на значительных протяжениях. К поясам сжатия тяготеют дайки габбро-диабазов, локальные тела ультраосновных пород, пластовые тела и линзы тальково-хлоритовых сланцев, а также проявления полиметаллического оруденения.

Особое место среди дизъюнктивных нарушений занимают деформации в зоне сочленения карелид и беломорид. В результате детальных исследований, проведенных Ю. Д. Пушкаревым и К. А. Шуркиным (1967), получены новые интересные данные, весьма важные для тектонического анализа не только рассматриваемого региона, но также и многих других районов Восточно-Европейского сегмента земной коры.

Названные исследователи выяснили, что в районе Топозера и к югу от него на протяжении 120 км при поперечном сечении до 50 км прослеживается зона дробления, отделяющая карелиды от беломорид. Она состоит из гигантских (до нескольких километров в поперечнике) остроугольных блоков гнейсов и мигматитов, а также метабазитов и амфиболитов, заключенных в гиперстеновых диоритах (чарнокитах).

Ю. Д. Пушкарев и К. А. Шуркин выделяют несколько разновидностей бластомилонитов, различающихся по комплексу структурно-петрографических признаков (линзокластические, тонкосланцеватые, ультрабластомилониты). Интенсивность бластомилонитизации всех пород увеличивается в сторону карелид. По их мнению, «структура зоны сочленения беломорид и карелид на изученном участке определяется серией сближенных параллельных разломов, преимущественно северо-западного простирания. Менее широко распространены сопряженные с ними северо-восточные разломы» (Пушкарев, Шуркин, 1967, стр. 83). Именно с этой зоной связаны чарнокиты. К ней же тяготеют тела габбро-перидотитов, серпентинов, щелочных габброидов, а также трещинные интрузии гранитов Ю. Д. Пушкарев и К. А. Шуркин обращают внимание на аномально высокие отношения Ag^{40}/K^{40} для основных пород, связанных с рассматриваемой зоной. Величины этих соотношений соответствуют возрасту от 3 до 5—6 млрд. лет и более.

Перечисленные особенности Восточно-Карельской зоны сочленения беломорид и карелид привели исследователей к выводу о том, что эта зона представляет собой крупнейший тектонический элемент Балтийского щита.

В свете всего изложенного выше совершенно очевидно, что своеобразная морфология структуры Восточно-Карельской зоны расщепления генетически связана с одноименной зоной сочленения беломорид и карелид. Весь комплекс данных об условиях залегания пород восточной Карелии свидетельствует о том, что тектонику этого региона неправильно рассматривать как структуру синклинория. Ее строение ближе тектоническим образованиям иного класса.

О структуре Ветреного пояса

Юго-восточнее Карельской зоны расщепления на протяжении около 250 км прослеживается структура Ветреного пояса. В Венельско-Кенозерском районе ее северо-западное простираие резко меняется на юго-западное, образуя дугообразный изгиб на северо-восток. Юго-западная ветвь структуры Ветреного пояса на значительном протяжении скрыта под покровом палеозойских отложений Русской плиты. Особенности ее строения на этом участке выявляются главным образом по геофизическим данным (Цирюльников, Сокол, 1968).

Плохая обнаженность района, казалось бы, не дает возможности составить в достаточной мере обоснованное представление о тектонике Ветреного пояса, благодаря чему остаются неясными соотношения между сериями пород, развитыми в различных его частях. Вместе с тем комплексные геофизические исследования в сочетании с локальной крупномасштабной геологической съемкой и бурением позволяют выявить весьма любопытные черты строения Ветреного пояса, неизвестные пока в таком широком и характерном проявлении в других местах центральной и южной Карелии. Даже при самом беглом знакомстве со строением Ветреного пояса бросаются в глаза асимметрия его структуры, насыщенность региона бескорневыми телами основных и ультраосновных пород и, наконец, своеобразный стиль его тектоники.

Северо-Восточная граница рассматриваемой структуры с гнейсово-гранитными куполами Беломорья проходит вдоль кряжа Ветреного пояса, прослеживающегося почти на всем протяжении его северо-западной ветви. С этой границей совпадает и граница на карте графиков магнитного поля ΔT_a , отмечающая переход «пониженного, сложного и беспокойного поля с большим количеством аномалий в нормальное, спокойное и выдержанное, наблюдаемое над гнейсами Беломорья» (Поротова, 1966, стр. 72). Граница с карельскими гранитоидами, судя по имеющимся в настоящее время данным, напротив, имеет прихотливый рисунок и не отличается четкостью. На карте графиков магнитного поля ΔT эта граница подчеркивается переходом в общем пониженного поля в поле повышенное (положительного знака), наблюдаемое над гранитоидами восточного Заонежья.

Тектонический контакт с беломорскими гнейсами отмечают многие исследователи. При этом указывают на несоответствие простираций структуры Ветреного пояса простирациям гнейсовых толщ, образующих купола. Напротив, элементы структуры гранитоидов юго-западнее Ветреного пояса обнаруживают элементы согласия с общим простиранием структуры пояса.

Оливинсодержащие породы Ветреного пояса, развитые только вдоль северо-восточной его окраины, многие геологи сопоставляют с суйсарским комплексом среднего докембрия. Вместе с тем геохронологические данные противоречат такой корреляции и свидетельствуют о возрасте этих пород, превышающем 2 млрд. лет. Возраст пироксеновых метапорфиритов горы Голец, определенный по породе в целом К-Аг-методом, достигает 2200 млн. лет, а возраст прорывающих их габбро-диабазов составляет 2190 млн. лет. Э. К. Герлинг и его соавторы полагают, что ука-

занные величины возраста пород, возможно, ниже истинных значений из-за некоторой потери аргона плагиоклазом (Герлинг и др., 1965). Если это явление и связано с аномальными значениями возрастов, тем не менее оно свидетельствует об особых геохимических и тектонических процессах, свойственных структурам, подобным Ветреному поясу.

В табл. 3 приведены данные радиологических возрастов пород Ветреного пояса (гора Голец), а также пород из массивов, расположенных

Таблица 3

Абсолютный возраст пород Ветреного пояса

№ пробы	Порода	Место взятия пробы	Абс. возраст, млн. лет
2096	Дайка метадиабазы в конгломератах сариолия	Уроч. Каранга	1218
584	Пироксеновый порфирит	Гора Голец	2220
585	То же	Там же	2100
581	Пикритовый метапорфирит	»	2389
С-23-12	Метадиабаз	Оз. Пулозеро	2256
С-2-40	Амфибол из габбро-амфиболита	Оз. Коросозеро	2900
359	Метаперидотит	Оз. Кожозеро	2277
366	»	Там же	2150
348	»	»	2470
С-23-28	»	Оз. Пулозеро	2074
1509	Оливиновый метагаббро-норит	Оз. Колозеро	3020
468 б	То же	Гора Кожа	1703
232 а	Метагаббро	Руч. Гремячий	1673

во внутренней части структуры Ветреного пояса. Определения выполнены К-Аг-методом и заимствованы из статьи А. И. Богачева, В. С. Куликова, А. В. Пекурова и А. Д. Слюсарева (Богачев и др., 1968).

Для подавляющей части исследованных вулканитов цифры показывают раннедокембрийский (нижнепротерозойский) возраст. По-видимому, лавовые толщи Ветреного пояса не могут быть аналогами пород суйсарского комплекса, тем более что прямые наблюдения их залегания выше терригенных толщ среднего докембрия отсутствуют.

Комплекс оливиновых порфиритов Ветреного пояса, согласно исследованиям В. С. Куликова и других, по петрохимическим особенностям близок океанитам и оливиновым толеитам Гавайских островов. Оливинсодержащие породы кряжа Ветреный пояс принадлежат более основным разностям по сравнению с амфиболлизированными диабазами, широко развитыми к югу от названного кряжа. В этих диабазах содержание SiO_2 колеблется от 46 до 61%, в оливиновых порфиритах — от 35 до 47%. «Наиболее специфическая особенность комплекса заключается в постоянстве содержания железа ($\text{FeO}—\text{Fe}_2\text{O}_3$) при переменных значениях (соотношениях) суммы сильных оснований и магния» (Богачев, Куликов и др., 1968, стр. 22). Все разновидности оливинсодержащих пород Ветреного пояса по сравнению с мировыми резко обеднены TiO_2 и щелочами, но обогащены MgO и SiO_2 . Геохимическая специализация этих пород состоит в заметном содержании никеля и хрома, концентрация которых в два с лишним раза превышает кларки основных пород (Куликов, 1969).

Приведенные данные склоняют нас к выводу о том, что покровы лав ультраосновного состава, слагающие кряж Ветреный пояс, принадлежат наиболее древним элементам разреза земной коры рассматриваемого сечения. Основанием тому служит оригинальный состав пород серии Вет-

ренного пояса. Подобного рода образования не характерны для рассмотренных выше разрезов метаморфических вулканогенно-осадочных пород. Вместе с тем заметная мощность толщи оливиновых порфиритов свидетельствует о том, что ее формирование сопровождали значительные события в истории развития Восточно-Карельского региона.

Наряду с эффузивными породами ультраосновного состава на всем протяжении структуры Ветреного пояса развиты локальные пластинообразные, реже секущие дайки и штокоподобные тела габбро-перидотитов. Они встречаются в разных частях структуры пояса среди зеленых сланцев, основных вулканитов, а также среди лавовых и туфовых образований серии Ветреного пояса. Характерна повсеместная тесная пространственная связь габброидов и гипербазитов. Нередко тела гипербазитов образуют кучное распределение, чаще всего они тяготеют к местам интенсивных деформаций и рассланцевания. Форма залегания подавляющей части массивов согласна с вмещающими породами. Размеры их тел колеблются в широких пределах. Наиболее крупные достигают $5,5 \times 0,4 - 0,6 \text{ км}^2$. Мощность некоторых пластинообразных тел не превышает $60 - 70 \text{ м}$, чаще всего встречаются массивы с сечением в $1 \times 0,2 - 0,3 \text{ км}^2$.

Весьма вероятно, что указанные породы принадлежат разрезу, свойственному океанической коре, недавно рассмотренному А. В. Пейве и А. Л. Книппером на примере Альпийско-Гималайского пояса (Пейве, 1969; Книппер, 1970).

Г. А. Поротова объединила линейные и изометричные аномалии над телами основных ультраосновных пород в несколько «подзон» с местными названиями: Коросозерско-Кумбуксинскую, Пулозерскую, Кожозерскую, Калгачинско-Монастырскую и Венельско-Кенозерскую. Их простираения как бы повторяют очертания границ прилегающей части Онежской впадины, образуя вместе дугобразный пояс из основных и ультраосновных пород на некотором расстоянии от нее. Пулозерская и Кожозерская подзоны простираются на значительном протяжении в северо-западном направлении; в том же направлении параллельно им тянется Коросозерско-Кумбуксинская «подзона» распространения основных и ультраосновных пород. Калгачинско-Монастырская и особенно Венельско-Кенозерская «подзоны» прослеживаются преимущественно в северо-восточном направлении в соответствии с положением «заонежского борта» Онежской впадины. Весьма вероятно, что докембрийская история формирования впадины как-то связана с древним этапом тектонического развития структуры Ветреного пояса.

Амфиболитизированные диабазы и сопутствующие им породы составляют подавляющую часть разрезов метаморфических образований Ветреного пояса. Они прослеживаются на всем протяжении его структуры. Наиболее широкое поле почти сплошного распространения зеленокаменных вулканитов закартировано в юго-восточной части структуры, в месте разворота ее простираения с северо-запада на юг и юго-запад. В северо-западной ветви Ветреного пояса метаморфические образования основного ряда занимают значительную площадь в районе г. Калгачихи. От этого поля их развития к Пулозеру протягивается несколько узких полог, отделенных одна от другой гнейсо-гранитными породами (Богачев и др., 1968; Сеницын и др., 1971).

Серия зеленокаменных пород состоит из метаморфизованных диабазов, мандельштейнов, порфиробластических амфиболитов, зеленых сланцев, а также туфогенных песчаников и туфосланцев. Принадлежат ли указанные породы из разных мест к единой стратиграфической серии, как полагает В. А. Перевозчикова, или являются разновозрастными, остается неясным.

Сильная раздробленность структуры Ветреного пояса наряду с плохой обнаженностью района не позволяет пока составить в достаточной мере

обоснованное представление о последовательности залегания выделяемых здесь комплексов пород. Естественно, что и сопоставления этих комплексов с другими разрезами восточной Карелии также весьма условны. Вместе с тем многие авторы согласны в том, что подавляющая часть зеленокаменных вулканитов Ветреного пояса принадлежит нижнепротерозойским образованиям (Богачев и др., 1968; Синицын и др., 1971).

Наряду с зеленокаменными вулканитами в ряде мест рассматриваемой структуры сохранились локальные выходы своеобразных кластогенных пород, залегающих стратиграфически выше нижнепротерозойских образований. Это полимиктовые и мономиктовые конгломераты, аркозы, гравелиты, кварциты района г. Калгачихи, озера Левушка, юго-восточнее Ундозера. Местами породы тесно связаны с покровами основных лав.

Особое внимание обращают на себя пестрые по цвету тонкозернистые туфопесчаники и туфосланцы, прослеживающиеся вдоль всей структуры Ветреного пояса. Согласно данным А. В. Синицына, В. А. Перевозчиковой и других, эти породы образуют тонкое чередование маломощных прослоев кварцево-биотито-хлорито-полевошпатовых разностей с флишоидными серицито-кварцевыми сланцами. Они сравнивают их с продуктивными горизонтами Печенгской структуры. Основанием толщ, по-видимому, служат колчеданосные линзы, содержащие заметные примеси никеля. Решение вопроса о происхождении этих пород весьма характерного облика нуждается в специальных исследованиях.

Как уже было замечено, структуру Ветреного пояса отличают интенсивные дизъюнктивные нарушения, ориентированные в разных направлениях. Их широкое распространение обосновывается в достаточной мере объективными данными.

Детальные геофизические исследования, сопровождаемые проверочным бурением, позволили выяснить, что зонам расщепления и дробления на контактах между разными толщами свойственны пониженные сопротивления электрической проводимости. Пояса тектонических нарушений обнаруживают также тесную связь с магнитными аномалиями, обусловленными телами серпентинитов, метаперидотитов и метапироксенитов (Поротова, 1966).

Намечается определенная упорядоченность в распределении нарушений разного направления в соответствии с общим простиранием структуры Ветреного пояса. На карте А. В. Синицына, В. А. Перевозчиковой и других отчетливо видно, что в северо-западной части структуры преобладают северо-западные, реже широтные простирания зон дробления и расщепления. Их заметно больше в средней части структуры, где намечается пережим в распространении оливинсодержащих порфиритов Ветреного кряжа. В этом месте наряду с широтными и северо-западными простираниями появляются дизъюнктивные нарушения отчетливо выраженного юго-западного направления. Это направление заметно преобладает в Венельско-Кенозерском районе, на юго-востоке структуры, и прослеживается в сторону Онежского озера под покровом палеозойских и четвертичных отложений (Цирюльников, Сокол, 1968). Наиболее заметная скученность тектонических нарушений наблюдается в зоне смены простирания структуры Ветреного пояса, а также в местах развития кластогенных пород, о которых упоминалось выше. К этим же местам приурочено и наибольшее скопление тел ультраосновных пород.

Обращает на себя внимание, что многочисленные дизъюнктивные нарушения, как правило, не выходят за пределы структуры Ветреного пояса в сторону беломорских куполов. Они тесно связаны с зеленокаменными вулканитами и прилежащими к ним карельскими гранитами и гнейсами. Тектоническая раздробленность, по-видимому, не достигала большой амплитуды, так как на всем протяжении структуры сохраняется общий рисунок полосового распространения пород. Азимуты падения и

углы падения пластов, напротив, не обнаруживают такой выдержанности, и от участка к участку они колеблются в широких пределах. Рассмотрим несколько примеров.

Поперечный профиль района Кожозера, составленный А. И. Богачевым, В. С. Куликовым, А. В. Пекуровым и В. Д. Слюсаревым (1968), рисует структуру моноклинно залегающих комплексов, метаморфических вулканогенно-осадочных образований, вмещающих тела основных и ультраосновных пород и осложненных поверхностями тектонических несогласий и зоной рассланцевания.

На юго-западном берегу Кожозера последовательно наклонены на северо-восток под углом 40—50° сначала эпидото-карбонатные, хлоритовые и слюдяные сланцы, условно сопоставляемые с породами парандовской серии нижнего протерозоя, далее гнейсовидные слюдястые аркозы, затем амфиболизированные диабазы, метаморфизованные метаморфизованные известняки и туфогенные сланцы. Эти породы, залегающие над слюдястыми аркозами, одни геологи относят к образованиям тунгудско-надвоицкой серии нижнего протерозоя (Перевозчикова, 1960), другие — к онежской серии среднего протерозоя (Богачев и др., 1968). На островах Кожозера и его северо-восточном берегу обнажаются амфиболизированные диабазы, кварцево-карбонатные, хлорито-биотитовые сланцы и метатуффиты, погружающиеся под толщу лавовых покровов оливиновых, оливино-пироксеновых и плагио-пироксеновых метапорфиритов и метадиабазов, объединяемых в серию вулканитов Ветреного пояса. Мощность толщи оливинсодержащих порфиритов более 1,5 км.

Согласно данным В. Д. Слюсарева и В. С. Куликова, эта серия венчает разрез среднепротерозойских образований. Вместе с тем данные об условиях залегания пород ультраосновных вулканитов в северо-западной части Ветреного пояса (район Пулозера) свидетельствуют о том, что вулканиты Ветреного пояса подстилают толщи, сопоставляемые с онежской серией, что и нашло отражение на стратиграфической схеме А. В. Сеницына, В. А. Перевозчиковой и др. (1971).

Особый интерес представляют данные о строении Коросозерского массива габбро-амфиболитов. Названный массив расположен в зоне контакта серпентинитов с рассланцованными и перемьятыми основными вулканитами. Между серпентинитами и габбро-амфиболитами развита хлорито-актинолитовая порода мощностью до 10 м. Вскрытая мощность амфиболитов 120 м. «Несмотря на метаморфизм, улавливаются общий характер дифференциации и элементы первичной расслоенности. Четко установлено постепенное увеличение содержания плагиоклаза от 15—30% в наиболее основных меланократовых разностях висячего бока интрузии до 40—70% в лейкократовых габбро-амфиболитах лежащего бока, вплоть до существенно плагиоклазовых пород с кварцем» (Богачев и др., 1968, стр. 13). Такое распределение лейкократовых и меланократовых габбро-амфиболитов, по мнению названных геологов, свидетельствует о перевернутом залегании вмещающих пород и согласной с ними интрузии.

Совершенно очевидно, что решение вопроса о морфологии структуры Ветреного пояса принадлежит будущим тектоническим исследованиям. В качестве рабочей гипотезы напрашивается предположение о том, что комплекс ультраосновных пород Ветреного пояса, так же как и основных эффузивов, находится здесь в аллохтонном залегании. Структуру Ветреного пояса, вероятно, можно сравнить с гигантской тектонической брекчей из интенсивно смятых, развальцованных и раздробленных глыб метаморфизованных перидотитов, габбро-норитов, габбро, диабазов, спилитов, туфов, зеленых сланцев и метаморфизованных известняков, сочетающихся между собой то в виде отдельных блоков, подобных Кожозерской чешуйчатой моноклинали, то в виде бескорневых массивов из однообразных по составу пород.

Происхождение тектонитов Ветреного пояса, по-видимому, имеет общие черты со структурой типа «меланж» Альпийско-Гималайского пояса, а породы, его образующие, в значительной мере принадлежат разрезу океанической коры (Пейве, 1969; Книппер, 1970).

Такое объяснение природы рассматриваемой структуры, нам кажется, позволяет понять ее особые магнитные и гравитационные свойства, а также то, что структура Ветреного пояса расположена над участком земной коры, совпадающим с зоной наименьших значений ее мощности, не превышающей здесь 35—37 км (Шустова, 1966).

Условия залегания пород в центральной и западной Карелии

Восточно-Карельская зона расщепления и зона тектонитов Ветреного пояса сохраняют характерные черты строения на протяжении многих сотен километров. Они, несомненно, принадлежат к линейно-амбипланарным структурам первого порядка. Рассмотрим теперь их соотношения со структурами центральной и западной Карелии.

Условия залегания пород западной Карелии раскрывают профили, составленные К. О. Кратцем, В. И. Черновым, М. М. Стенарем и другими исследователями, на основании полевых наблюдений и данных разведочного бурения в районах озер Гимольского, Суккозера, Большозера, Хедозера и Костомукши (Кратц, 1963).

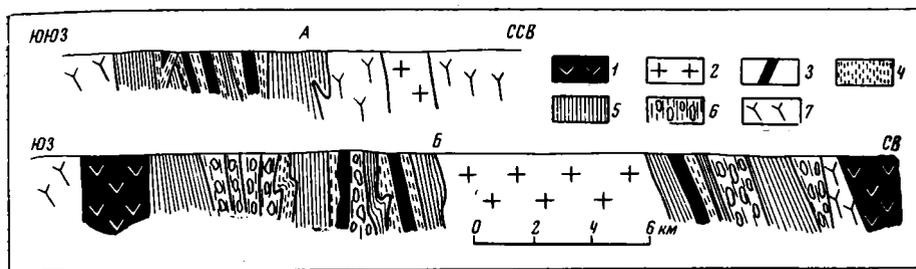
Профили выявляют тип деформаций, свойственных породам гимольской серии, образующим кремнисто-вулканогенно-сланцевую формацию с характерными залежами высокожелезистых кварцитов. Названные выходы метаморфических пород изолированы друг от друга полями развития гранитов и гнейсов; их взаимное расположение намечает линейно-вытянутую зону субмеридионального направления. Однако объединение этих выходов в единую структурную зону в известной мере условно.

В районе озер Гимольского и Суккозера кварцево-биотитовые, кварцево-мусковитовые и двуслюдяные сланцы, серицитовые кварциты и гнейсовидные лептиты чередуются с магнетитовыми, роговообманковыми и куммингтонито-гранатовыми кварцитами и сланцами. Выходы этих метаморфических вулканогенно-осадочных пород, судя по данным геологического картирования, в плане имеют прихотливые очертания с многочисленными заливообразными ответвлениями в поля развития мигматитов и гнейсов.

Профили обоих сечений, напротив, рисуют однообразные условия залегания гимольской серии. Литологические комплексы составляют моноклиналь, поперечное сечение которой местами достигает 6—10 км.

На всем протяжении поперечного сечения моноклинали слои круго наклонены на северо-восток под углом 60—80°, а местами они стоят на головах (фиг. 9). За пределами рассматриваемых сечений простираются слои остаются субмеридиональными, сохраняются также и крутые углы падения. Вместе с тем азимуты падения слоев часто не выдерживаются и на близком расстоянии по простирацию нередко меняются на противоположные. При этом направление падения слоев меняется резко, без промежуточных значений, как это наблюдается обычно на центриклинальных или периклинальных окончаниях складчатых форм.

Причины нарушений такого рода остаются пока неясными из-за неполноты наблюдений. Весьма возможно, что они частично связаны с внутрисластовыми деформациями, представленными разнообразными складчатыми и плейчатными формами, или, напротив, с крупными нарушениями, охватывающими значительную часть различных литологических комплексов гимольской серии.



Фиг. 9. Геологические профили Гимольской (А) и Суккозерской (Б) структур, по К. О. Кратцу и В. М. Чернову (Кратц, 1963)

1 — метагаббро-диабазы; 2 — микроклиновые и плагио-микроклиновые граниты; 3 — магнетитовые и амфиболовые кварциты и сланцы; 4 — кварцево-биотитовые, кварцево-мусковитовые и двуслюдяные сланцы и серицитовые кварциты; 5 — лептиты и туфогенные сланцы с пластами туфобрекчий; 6 — гранитные конгломераты, туфо-конгломераты и туфобрекчии; 7 — плагиогнейсо-граниты и гранодиориты

В этом свете весьма интересны данные о том, что близ Суккозера в строении моноклинали заметную роль играют оригинальные толщи сложного состава, состоящие из пород разного происхождения. Они известны в литературе под названием «суккозерской свиты», занимающей, по мнению некоторых исследователей, нижнюю часть гимольской серии (Кратц, 1963). Суккозерской толще свойственны резкие изменения состава на коротких расстояниях. На участке Межозерского месторождения, в западной части Суккозерского участка моноклинали, она представлена гранитными конгломератами, в нижней части переслаивающимися с безгалечными сланцевыми прослоями, а в верхней «перемежающимися с прослоями туфобрекчий и пластами эффузивных пород с переходными разновидностями типа туфо-конгломератов» (Кратц, 1963, стр. 31). Местами конгломераты отсутствуют и толща представлена метаморфизированными туфобрекчиями и связанными с ними туфосланцами. Мощность рассматриваемой толщи, так же как и ее состав очень непостоянна и колеблется от 20 до 250—300 м.

Породы суккозерской толщи нередко интенсивно рассланцованы. Особенно сильно рассланцованы метадиабазы, местами они превратились в амфиболовые сланцы. Зоны рассланцевания сопровождают жилы и дайки аплитов, пегматитов, гранитов и диабазов. Суккозерская толща неоднократно повторяется в разрезе моноклинали. Вопрос о ее происхождении требует специального подробного анализа. Структурное положение этой толщи и ее текстурные особенности напоминают некоторые образования, сопровождающие интенсивные тектонические движения. В этом свете интерес представляет замечание Л. Я. Харитоновой о том, что стратиграфическое положение суккозерских конгломерато-брекчий, принимаемых некоторыми исследователями за базальные конгломераты гимольской серии, не вполне ясно. Они могут представлять собой тектонические брекчии (Харитонов, 1966).

Локальное развитие суккозерских образований, смешанный состав и оригинальная текстура пород, их интенсивное рассланцевание склоняют нас к выводу о том, что «суккозерская толща» не принадлежит базальным образованиям гимольской серии, а имеет иную, скорее всего тектоническую природу. Эти своеобразные породы заметно развиты на Суккозерском участке (см. фиг. 9) и не выделяются близ оз. Гимольского. Вместе с тем стиль структуры в обоих случаях сохраняется однотипным: крутопадающие или вертикально стоящие полосы различных литологических комплексов многократно повторяются в обоих разрезах, свидетельствуя о едином плане строения всей рассматриваемой зоны. Необходимо подчеркнуть, что крутое положение литологических комплексов,

наблюдаемое в разрезах западной Карелии, не соответствует строгому понятию об изоклинальной складчатости и нуждается в ином терминологическом определении. Ближе всего, на наш взгляд, сущности рассматриваемой структуры отвечает термин «моноклиналь».

Итак, моноклинальное залегание пород и поверхности несогласия, сопровождаемые нагромождением пород разного состава и происхождения, составляют характерную особенность тектоники рассматриваемого участка. Похожие условия залегания пород рисуют профили и других сечений западнокарельской зоны метаморфических пород.

В районе Большозерско-Хедозерской структуры, согласно данным М. М. Стенаря, в узкой зоне шириной около 1,5 км выходят на поверхность породы, характерные для гимольской серии. Южнее Большозера с северо-северо-востока на юго-юго-запад наблюдается полосовое распространение пород в следующей последовательности: биотитовые и гранатобiotитовые гнейсы и сланцы, разделенные на две пачки толщей кварцитов, затем следуют серицитс-кварцевые и серицито-полевошпато-кварцевые сланцы с линзами кварцевых конгломератов и лептитовые гнейсы. Все перечисленные породы, как показывает профиль, практически стоят на головах и с северо-востока граничат с мигматизированными плагиогнейсо-гранитами. Юго-западнее полосы круто стоящих пород на протяжении около 6 км обнажаются сначала основные эффузивы, а далее, на значительной части рассматриваемого сечения, без видимой закономерной последовательности — туфы, туфобрекчии и туфоконгломераты андезито-дацитового состава, а также гранитные конгломераты и осадочные брекчии. Весьма характерно, что обособляющиеся в этой толще пачки и горизонты нередко быстро выклиниваются и исчезают из разреза.

Большозерская толща вулканитов, согласно данным В. М. Чернова, С. А. Дюкова и других исследователей, плащеобразно перекрывает значительную площадь сланцев и гнейсов гимольской серии, а также мигматитов плагиогранитов (геологическая схема в кн. Кратца, 1963, стр. 117). Структурно-текстурные особенности этой толщи, ее тектоническое положение, на наш взгляд, имеют черты несомненного сходства с суккозерскими тектонитами, в обоих случаях они тяготеют к поясам вертикально-стоящих пород субмеридионального простираания.

Интенсивные деформации пород рассматриваемой зоны нередко сопровождаются тела ультраосновного состава. Они часто бывают приурочены к местам изменения простираания слоев, как это отчетливо проявляется на Костомукшском железорудном месторождении.

Костомукшские амфиболо-магнетитовые и магнетитовые кварциты образуют рудную линзу на месте разворота толщи в широтном направлении от основного северо-восточного простираания. Геологическая карта, составленная в 1957 г. В. М. Черновым, показывает сложную картину залегания толщи в этом месте. В плане вырисовывается полосовое распространение узких длинных линз, неожиданно срезающих друг друга. Так, магнетитовые и амфиболовые кварциты и сланцы в зоне коленообразного изгиба зажаты между альбито-кварцево-биотитовыми туфогенными сланцами (на ЮЗ) и кварцевыми порфирами (на СВ), а в нескольких километрах севернее, на широте озера Карпанги, они залегают среди параамфиболитов. В ряде мест в контакте с рудной толщей развиты туфобрекчии, быстро выклинивающиеся по простираанию. Параамфиболиты и кварцевые порфиры на западе пересекает широкая полоса зеленых сланцев, а метадиабазы и метамандельштейны узкими клиньями прорезают и зеленые сланцы, и параамфиболиты, и кварцевые порфиры. С этим же участком пестрой смены разнообразных и интенсивно деформированных пород тесно связаны многочисленные тела оливиновых габбро-норитов, оливинитов и серпентинитов, а также пластовые тела талько-хлоритовых и талько-карбонатно-амфиболовых сланцев, возник-

ших, по-видимому, из основных и ультраосновных эффузивов. Все перечисленные породы в разрезе занимают почти вертикальное положение и не обнаруживают закономерного чередования какой-либо последовательной смены петрографических разностей. Тела основных и ультраосновных пород сопровождаются зонами интенсивной милонитизации и рассланцевания.

Таковы основные данные о форме залегания пород в западной Карелии. К сказанному выше необходимо добавить, что зоны милонитизации и рассланцевания нередко совпадают с границей раздела метаморфических и гранитоидных пород. Вместе с тем наряду с тектоническими контактами между ними в ряде мест наблюдаются и постепенные переходы, свидетельствующие о наложенности процессов гранитообразования и мигматизации на деформированные породы гимольской серии. Перейдем теперь к рассмотрению тектонических форм центральной Карелии.

На значительной площади Онежско-Сегозерского водораздела, между Медвежьегорском и Пальозером, развиты актинолитовые, актинолито-эпидотовые и хлоритовые сланцы, сменяющиеся вверх по разрезу кремнистыми сланцами. Зеленые сланцы часто чередуются с пластовыми телами метаморфизованных диабазов и порфиритов мощностью от нескольких метров до первых сотен метров. Вулканы связаны постепенными переходами с зелеными сланцами и состоят в значительной мере из тех же минералов, что и сланцы: актинолита, эпидота, кварца, альбита. Местами на протяжении десятков километров преимущественным распространением пользуются почти исключительно метадиабазы, метапорфириты, шаровые лавы и туфобрекчии. По содержанию кремнекислоты, окиси натрия и других компонентов, как уже было отмечено выше, основные вулканы принадлежат типичным диабазам и базальтам-океанитам (Харитонов, 1966).

Все эти породы после проведения среднемасштабной геологической съемки объединяют под названием бергаульской свиты гимольско-парандовской серии. Видимая мощность свиты 1000—1600 м. Вместе с тем зеленокаменные породы, развитые юго-западнее Елмозера, в районе Верхнего Кумчозера, юго-восточнее Орехозера, западнее Пальеозера и во многих других местах, некоторые исследователи выделяют в самостоятельную свиту и сопоставляют с образованиями тунгудско-надвоицкой серии восточной Карелии, а толщу зеленых сланцев и сопровождающие их породы — с парандовской или гимольской сериями.

Породы, перекрывающие образования бергаульской или гимольско-парандовской серий, относят к образованиям ятулийской серии протерозойской системы. В основании ятулия местами выделяется толща так называемых сариолийских полимиктовых и гранитных конгломератов и брекчии с аркозовым, туфогенным и песчано-карбонатным цементом. Вопрос о происхождении сариолийских пород, на наш взгляд, еще далек от решения.

После исследований В. А. Соколова (1966) и других геологов различают два основных типа разрезов ятулия — онежский и сегозерский. Онежский составляют песчанико-кварцитовая, терригенно-карбонатная и шунгито-карбонатно-сланцевая толщи, для сегозерского характерно широкое развитие гетерогенных обломочных пород и основных эффузивов. Венчают разрезы сегозерского типа карбонатно-песчано-сланцевые породы с характерными пестроцветными известняками и доломитами.

Разные геологи по-разному оценивают роль ятулийских образований в разрезе докембрия Балтийского щита. Одни вслед за П. Эскола (Eskola, 1927) относят их наряду с калевийскими и ладожскими толщами к единой карельской формации нижнего протерозоя; другие, во главе с К. О. Кратцем, полагая, что ятулий образует самостоятельный осадочно-вулканический цикл, рассматривают его обособленно от сланцевых толщ

и выделяют как комплекс пород, свойственный среднепротерозойскому времени (Кратц, Нумерова, 1957; Кратц, 1963).

Эти, казалось бы, существенно разные представления, на наш взгляд, не исключают друг друга, а, напротив, отражают сложные особенности структуры Центрально-Карельского региона. С одной стороны, они свидетельствуют об определенной унаследованности развития, проявляющейся прежде всего в преемственности состава магматогенных формаций, а также в том, что среднепротерозойские вулканиты обнаруживают тесную пространственную связь со структурными формами, сложенными доятулийскими породами; они участвуют вместе с ними в строении ряда чешуйчатых моноклиналей и надвигов.

В свете этих данных неожиданно по-новому раскрывается и природа сариолийских конгломерато-брекчий, залегающих в основании ятулийских толщ. Их локальное линейное распространение, специфический состав, широкое распространение в этих породах признаков раздавливания, развальцевания, зеркал скольжения заставляют пересмотреть вопрос о происхождении сариолийских толщ ряда участков в пользу принадлежности их к тектонитам.

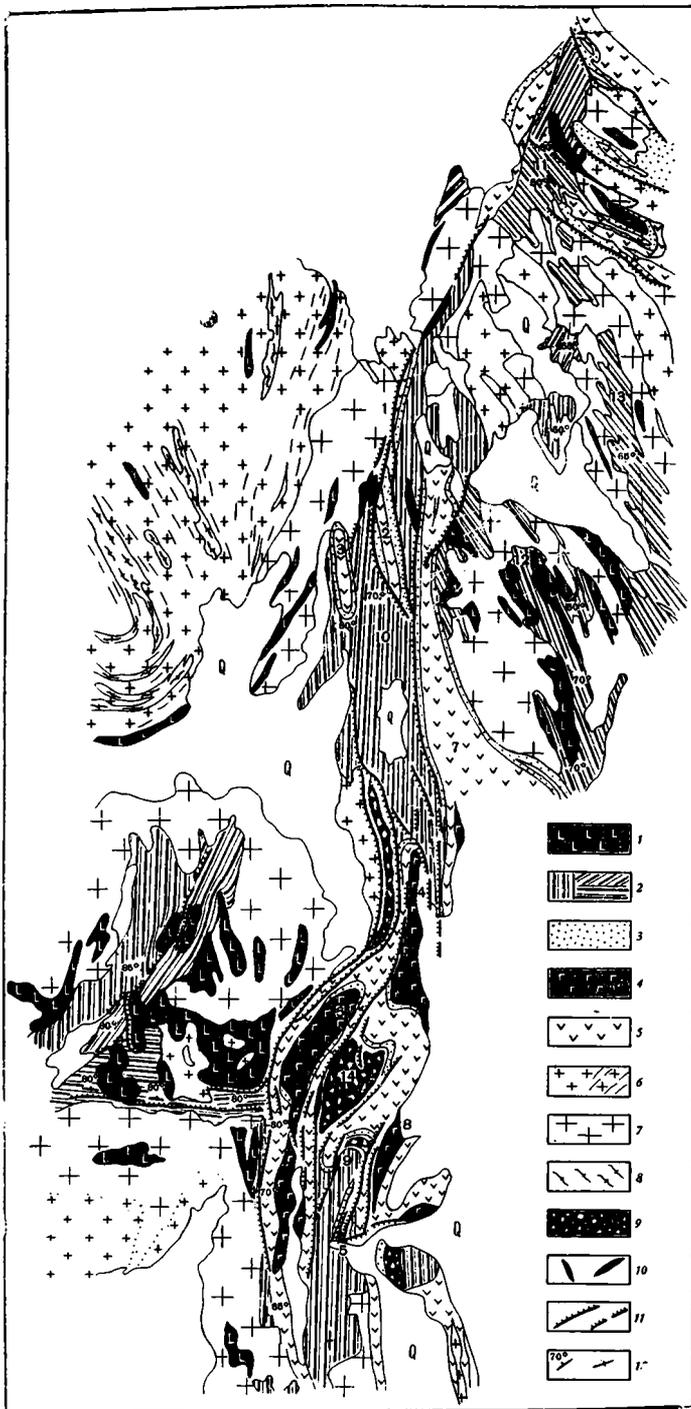
Наряду с элементами подобия и унаследованности ятулийские тектонические формы центральной Карелии обнаруживают черты нового структурообразования, не свойственного, по-видимому, более раннему этапу развития. Они проявляются в обособлении ряда впадин и прогибов над зонами магматической проницаемости. Их морфология описана в ряде статей (Новикова, 1965, 1968, 1969а; Новикова, Чахмахчев, 1967). Для целей настоящей работы, как будет показано ниже, особый интерес представляют данные об элементах наследования в развитии структур с целью выявления эпох надвигообразования.

Условия залегания доятулийских супракрустальных пород Онежско-Сегозерского водораздела однотипны с уже рассмотренными выше примерами структур восточной и западной Карелии. Чешуйчатые моноклинали, несомненно, являются весьма характерными деформациями глубокого докембрия всего Карельского региона и, по-видимому, относятся к самостоятельному классу структур, связанных со сжатием пород. Остановимся на рассмотрении одной из наиболее полно изученных тектонических форм центральной Карелии, раскрывающей стиль соотношений с ятулийским структурообразованием — Пальеозерско-Койкарской системой деформаций.

Пальеозерско-Койкарская система деформаций прослеживается от юго-восточного края Сегозера на юго-юго-запад, в междуречье Пальеозера и озер Сухого, Викшозера и Лавалампи. В строении этой зоны деформаций участвуют зеленокаменные вулканиты, филлиты и зеленые сланцы бергаульской серии, кварциты, кварцевые конгломераты, метадиабазы и метапорфириты ятулия, а также своеобразные конгломерато-брекчии, относимые к сариолию. Протяженность зоны около 100 км, наибольшее поперечное сечение в районе пос. Койкар не превышает 10 км.

На всем протяжении Пальеозерско-Койкарской зоны наблюдаются разнообразные по форме интенсивные деформации, сопровождаемые развальцеванием, катаклазом и милонитизацией пород, а также заметным скоплением тел ультрабазитов.

Л. Я. Харитонов (1966) и В. В. Яковлева связывают с этой зоной серию крутых надвигов субмеридионального простирания, В. С. Войтович (1971) предложил назвать ее Койкарской линеаментной зоной. Согласно его данным, крайняя с запада тектоническая поверхность представляет собой взбросо-надвиг, сопровождаемый полосой до нескольких сот метров интенсивного смятия и рассланцевания как ятулийских, так и доятулийских пород. Полосчатые, изсклинные складки течения, дайки и



Фиг. 10. Геологическая схема Пальеозерско-Койкарской системы деформаций, по В. В. Яковлевой. Л. Я. Харитонову (1966), с дополнениями В. С. Войтовича (1971) и автора

1 — метагаббро-амфиболиты, амфиболлизированные габбро-диабазы; 2 — зеленые сланцы, метадиабазы, серицито-кварцитовые сланцы, филлиты, порфириды; 3 — кварциты, кварцитопесчаники с линзами кварцевых конгломератов; 4 — метагаббро-диабазы; 5 — метадиабазы; 6 — гнейсо-граниты, гнейсо-гранодиориты; 7 — граниты, гранодиориты; 8 — мигматиты; 9 — тектониты; 10 — серпентиниты; 11 — тектонические несогласия; 12 — элементы залегания сланцеватости пород.

Структуры: 1 — Мядусельгская, 2 — Педроварская, 3 — Чумойгоринская, 4 — Салвиламбинская, 5 — Кедриламбинская, 6 — Викшиламбинская, 7 — Пальеозерская, 8 — Гирвасская, 9 — Койкарская, 10 — Эльмусская, 11 — Кумчезерская, 12 — Орехозерская, 13 — Верхне-Кумчезерская, 14 — Немикас

жилы разнообразного состава характерны для этой полосы. Поверхность надвига наклонена под углом $65-85^\circ$ на запад (Войтович, 1971).

Анализ геологической карты, составленной названными выше исследователями, а также личные наблюдения автора позволяют выделить в пределах рассматриваемой структурной зоны несколько морфологических типов деформаций (фиг. 10). Среди них: локальные формы, сложенные ятулийскими кварцитами и конгломератами и тесно связанными с ними диабазовыми порфиритами; линейно-вытянутые тела амфиболизированных габбро-диабазов и порфиритов и сопровождающих их карбонатных и терригенных пород ятулия; блоки интенсивно метаморфизованных эффузивов и сланцев бергаульской серии и, наконец, клиновидные формы тектонитов, сложенные конгломератами, брекчиями, обломками вулканитов, заключенными в туфогенном граувакковом цементе.

К категории структур первого рода принадлежат Мяндусельская моноклираль, состоящая из серии крутопадающих пластов, местами стоящих на головах; Педрварская тектоническая линза, ограниченная разломами; Чумойгоринская линза с раздавленным и превращенным в зону смятия и рассланцевания западным крылом; Кедриламшинская подковообразная форма, открытая на юг, и др. Протяженность названных форм не превышает $5-7$ км, поперечные сечения — обычно $1-2$ км.

Более значительны размеры Викшиламбинского, Пальеозерского и Гирвасского линейно-вытянутых элементов структуры рассматриваемой зоны. Они прослеживаются на десятки километров при поперечных сечениях до $3-5$ км. Их структуру многие исследователи рассматривают в виде синклиналей, образованных пластовыми телами метаморфизованных габбро-диабазов и порфиритов. Такое представление не является строго доказанным. На фиг. 10 отчетливо видно заметное соответствие формы залегания в плане тел Викшозерских и Пальеозерских зеленокаменных пород простирианиям структурных элементов, сложенных более древними бергаульскими вулканитами и сланцами, а также поверхностям более молодых постятулийских крутых надвигов, прослеживающихся далеко за пределами Викшозерского и Пальеозерского тел габбро-диабазов. Данные бурения показывают однообразно крутые наклоны тектонических поверхностей к западу. Таким образом, формирование тел габбро-диабазов ограничено в пространстве согласно ориентированными структурными линеаментами более раннего и более позднего этапов развития Пальеозерско-Койкарской зоны. Это обстоятельство, на наш взгляд, позволяет однозначно интерполировать форму залегания тела зеленокаменных пород в скрытой от наблюдения части в виде крутопадающих даек, согласных с региональными тектоническими поверхностями. Эти тела заполнили пути, благоприятные для внедрения на поверхность глубинных пород основного, а позднее ультраосновного состава.

Эффузивы и сланцы бергаульской серии занимают значительное место в структуре рассматриваемой зоны. Они образуют разные по размерам блоки, вытянутые вдоль ее простириания. Одни из них близки к прямоугольной форме (Койкарский) или прямоугольно-линзовидной (Эльмусский), либо клиновидной, заключенной между Педриварской и Мяндусельской локальными структурами и гранитоидами района Кумчозера. Обращает на себя внимание выдержанность простирианий зеленокаменных вулканитов и сланцевых толщ. На всем протяжении Пальеозерско-Койкарской системы деформаций выдерживается меридиональное и субмеридиональное направления простириания толщ. В ряде мест обнажаются головы вертикально стоящих пород, иногда сильно перетертых и превращенных в мучной агрегат. Нередки также многочисленные зеркала скольжения, сложные складки и зоны дробления пород.

К рассматриваемой зоне деформаций севернее Пальеозера примыкают Кумчезерская, Орехозерская и Верхне-Кумчезерская структуры северо-

западного простирания, а в районе пос. Койкары — широтная полоса деформированных вулканитов и сланцев бергаульской серии. В местах сочленения названных структур с Пальеозерско-Койкарской системой деформаций наиболее интенсивно проявлены нарушения в залегании пород. В этих местах Пальеозерско-Койкарская зона достигает наибольших поперечных сечений. Кроме того, рисунок некоторых элементов постятулийского структурообразования приспособляется к древним простираниям прилежащих форм (см. фиг. 10). Так, широтные простирания района Койкар просвечивают в ограничениях Койкарского блока, а также клиновидного блока тектонитов Немикас; Пальеозерская структура на значительном протяжении ориентирована согласно с направлением Кумчезерской реликтовой структуры.

Эти данные свидетельствуют о том, что и в доятулийское время уже существовали ослабленные сечения, вдоль которых проявились ятулийские и постятулийские тектонические движения.

В свете решения вопроса об эпохах надвигообразования особый интерес представляют элементы структуры рассматриваемой зоны, сложенные породами, относимыми к сариолию. Они занимают заметную площадь в районе г. Немикас (севернее Койкарского блока), а также к северо-западу от Пальеозера, где прослеживаются неширокой полосой на протяжении более 16 км вдоль края Пальеозерско-Койкарской системы деформаций. Этим образованиям свойствен пестрый, непостоянный состав и постоянное проявление признаков сжатия: зеркал скольжения, развальцевания, смятия. Округлые включения, как правило, сплющены и нередко группируются в вертикальные цепочки в соответствии с направлением рассланцевания пород. По составу и текстурам породы близки к брекчиям, в которых наряду с обломками, кусками и глыбами вулканитов, сланцев, филлитов, мраморизованных известняков в граувакковом или лавовом цементе заключены также многочисленные «валуны» гранитоидов и «галыки» кварца. Породы гранитоидного ряда иногда заметно преобладают над обломочным материалом иного состава. Набор пород, образующих кластический материал брекчий, свидетельствует о постбергаульском времени возникновения тектонитов. Вместе с тем местами трудно отличить их от соломенских брекчий суйсарской серии. Породы эти, по-видимому, представляют собой тектониты, возникшие в тесной связи с надвиговым структурообразованием.

Таким образом, анализ современной структуры Пальеозерско-Койкарской зоны деформаций показывает, что эта зона не представляет собой сопряженных складчатых форм — антиклиналей и синклиналей, как полагают некоторые исследователи, а образована из тектонических блоков и клиньев, в пределах которых наблюдаются разнообразные нарушения как дизъюнктивного, так и пликативного вида.

Закономерности их расположения тесно связаны с поверхностями тектонических несогласий, представляющих собой систему крутых надвигов субмеридионального простирания. В рассматриваемом регионе намечаются по крайней мере две эпохи надвигообразования: постбергаульская и постятулийская.

Примечательны заметная преемственность в расположении постбергаульских и постятулийских деформаций, тесная связь морфологии мелких нарушений с простиранием и падением надвиговых поверхностей.

Древние поверхности надвигов служили зонами линейной проницаемости для магматических расплавов ятулийского времени. При этом проседания, связанные с остыванием магматических тел, внесли новые черты в морфологию надвиговых структур. В рассматриваемом регионе они проявились в зачаточной форме, в виде «вулканических борозд» и тесно связанных с ними деформаций, с обратными направлению движения надвигов падениями пластов. Такого рода нарушения наблюдаются

в Пальеозерской и Викшозерской структурах. В других местах Центрально-Карельского региона проявились более совершенные формы магматогенного структурообразования, такие, как Янгозерская, Сегозерская и Онежская наложенные впадины. Их рассмотрение выходит за рамки настоящей работы.

Итак, приведенные выше данные показывают, что тектонические формы центральной и западной Карелии группируются в системы линейно-вытянутых деформаций, которые вместе с Восточно-Карельской зоной расланцевания и зоной тектонитов Ветреного пояса составляют единую асимметричную чешуйчатую структуру Карельского региона (см. фиг. 5). Отчетливо видно, что и по размерам, и по интенсивности проявления деформаций Восточно-Карельская зона и зона Ветреного пояса являются структурами, определяющими стиль развития чешуйчатых моноклиналей центральной и западной Карелии.

В северной части центральной Карелии элементы простираения Чирка-Кемской, Тикшозерской и Маслозерской моноклиналей ориентированы в том же направлении, что и Шомбозерская и Шуезерская ветви Восточно-Карельской зоны расланцевания.

На юге Карелии удивительное соответствие с элементами простираения зоны тектонитов Ветреного пояса обнаруживается в очертаниях северо-восточной и восточной границ Онежской впадины. На простираении внешнего субширотного края тектонитов Ветреного пояса, а также деформаций, развитых по северо-восточной периферии Онежской впадины, располагаются субширотные структуры Ньюкозера, Сегозера и другие, в значительной части выявленные по геофизическим данным (Цирюльников и др., 1968).

На месте стыка Восточно-Карельской зоны с зоной тектонитов Ветреного пояса намечается разворот чешуйчатых моноклиналей северо-западного простираения к югу. В субмеридиональном направлении простираются Пальеозерско-Койкарская, Хаутоварская и другие структуры.

На фоне общего рисунка простираений тектонических форм, вписывающихся в контур краевых линеаментов, весьма характерны пересечения чешуйчатых моноклиналей разного простираения. Наглядным примером тому служит зона сочленения Кумсинской субширотной структуры, вписывающейся в систему простираений зоны тектонитов Ветреного пояса, с Пальеозерско-Койкарской субмеридиональной системой деформаций, расположенной на простираении тыловых структур Восточно-Карельской зоны.

Метаморфизованные диабазы и порфириды, зеленые сланцы и кварциты, образующие Кумсинскую структуру, на протяжении 20 км прослеживаются в субширотном направлении в виде узкой (до 2 км в поперечнике) полосы очень круто стоящих пластов. Близ Повенецкого залива простираение пород меняется почти на 90° в соответствии с разворотом внутренних элементов зоны тектонитов Ветреного пояса с запада — северо-запада на юг (см. фиг. 5).

На противоположном северо-западном конце Кумсинская структура резко срезается Пальеозерско-Койкарской системой деформаций. В этом месте картина распространения различных комплексов пород напоминает гигантскую брекчию. В районе поселков Покровское — Остречье на площади около 100 км² обнажаются на поверхности линзы, клинья и блоки грано-диоритов, гранитов, гнейсо-гранитов и мигматитов, зеленых сланцев, кремнистых и карбонатных сланцев, доломитовых мраморов, кварцитов и других пород, заключенных среди зеленокаменных вулканитов, залегающих в промежутках между глыбами и образующих в целом петельчатую структуру. Условия залегания пород на этом участке в известной мере отражают схематические геологические карты, составленные К. О. Кратцем и О. А. Рийконен и Л. Я. Харитоновым.

Таковы основные данные о морфологии структур метаморфических комплексов докембрия Карелии. К сказанному выше следует добавить, что структуры разного порядка неизменно обнаруживают черты подобия, проявляющиеся, прежде всего, в асимметрии строения как частных форм, так и структуры всего региона. Она выявляется в увеличении интенсивности деформаций с запада на восток, в изменении разрезов формационных рядов, в характере соотношений с прилежащими тектоническими областями; восточные границы ведущих карельских линейментов на всем протяжении четко отделяют область развития беломорских гнейсовых куполов, тогда как западная граница не имеет столь резких и непрерывных очертаний со структурами свекофенид. Асимметрия строения Карельского тектонического региона, наряду со всем изложенным выше, также указывает на связь его происхождения с горизонтальным сжатием. В результате движений такого рода, по-видимому, образовались поверхности крутых надвигов, уходящих в глубинные зоны земной коры и верхней мантии.

Чешуйчатые моноклинали и элементы структуры гранито-гнейсов

На тектонической схеме видно, что значительные площади Карельской тектонической зоны сложены гранитоидами.

Анализ среднемасштабных геологических карт Центрально-Карельского, Южно-Сегозерского, Масельского и других массивов гранитоидов, составленных В. В. Яковлевой, С. А. Дюковым и другими, показывает, что подавляющая часть площади массивов гранитоидов сложена древнейшими интенсивно мигматизированными плагиоклазовыми и в меньшей мере плагио-микроклиновыми гнейсо-гранитами и гнейсо-гранодиоритами. Заметно меньшим распространением пользуются биотитовые и биотито-амфиболовые гнейсы.

На подавляющей площади границы распространения гранитоидов разного состава простираются в северо-западном направлении; близ зоны стыка Восточно-Карельской системы деформаций и зоны тектонитов Ветреного пояса их простираение меняется на широтное, а западнее Пальеозерско-Койкарской чешуйчатой структуры тела гранито-гнейсов и гранитов вытянуты в субмеридиональном и северо-восточном направлениях.

Интересная особенность строения массивов подмечена С. Б. Лобач-Жученко (1969) и другими исследователями. Она состоит в том, что структурные элементы гранитоидов — полосчатость, кристаллизационная сланцеватость — обнаруживают удивительную конформность с простирающимися структурами, сложенных супракрystalльными породами. Согласно простираению метаморфических вулканогенно-осадочных пород и гранитоидов особенно наглядно выявляется по периферии Онежской впадины. Здесь, юго-западнее Верхнего Кумчозера, породы бергаульской свиты и древние гранитоиды вытянуты в северо-западном направлении, а западнее и юго-западнее пос. Пергуба метапорфириты и зеленые сланцы прослеживаются в меридиональном направлении; соответственно ориентирована гнейсовидность в смежных с ними гранитоидах. Такого рода примеры многочисленны. Совершенно ясно, что конформность структурных элементов гранитоидов с элементами залегания супракрystalльных пород не может быть случайной. Скорее всего она связана с общими особенностями тектоники, свойственными как структурам гранито-гнейсов и гранитов, так и чешуйчатым надвигам, сложенным породами гимольской, бергаульской, парандовской, тунгудской и других серий, что позволяет высказать предположение либо о наложенности процессов гранитизации и ультраметаморфизма на ранее сформированную структуру, либо об одновременном их образовании.

К интересным выводам по этому поводу пришел в свое время Х. Вярюнен на основе изучения западной части Карельской тектонической зоны на территории Финляндии. В этой части структуры, так же как и в Советской Карелии, среди поля гранитоидов встречаются изолированные пояса и пятна негранитизированных пород. К их числу принадлежат, например, пояс сланцевых толщ, протягивающийся между пос. Кухмониеми и пос. Сомуссалми на протяжении около 150 км, при поперечном сечении, не превышающем 10—12 км.

В этой полосе Х. Вярюнен выделяет две толщи сланцев. Одна из них состоит из мелкозернистых амфиболитов и различных амфиболсодержащих сланцев, другая представлена филлитами, слюдяными сланцами, слюдяными гнейсами.

Сланцы основного состава первого типа распространены более широко и часто встречаются среди останцов в гнейсо-гранитах. Особенно широко развиты мономинеральные темные роговообманковые сланцы, состоящие почти нацело из игольчатых кристаллов роговой обманки; более светлые разновидности содержат кварц и полевошпат, иногда с прослоями слюдистых пород. В ряде мест наблюдаются также эпидотовые сланцы с подчиненным количеством амфибола. Амфиболовые сланцы иногда сменяют массивные мелкозернистые амфиболиты с реликтами порфирированной текстуры; вкрапленники состоят из уралитовой роговой обманки или светлых миндалевидных скоплений плагиоклаза и кварца. Эти мелкозернистые разновидности нередко постепенно переходят в более грубые габбро-амфиболиты. Близ озера Хавуккалампи, в зоне контакта амфиболовых сланцев со слюдяными гнейсами, развиты слоистые кварциты, в которых прослой кварца чередуются с прослоями магнетита, образуя полосчатые железные руды. Железистые кварциты наблюдаются также юго-западнее Мекриярви и в других местах. В районе Типасяри, Отраваара, Эно, Туловаара среди амфиболовых сланцев и амфиболитов залегают кремнистые сланцы, содержащие серицит и линзы серного колчедана, тяготеющего к зонам интенсивно милонитизированных пород вдоль тектонических несогласий надвигового типа.

Приведенные данные с несомненностью свидетельствуют о большом сходстве древних сланцев западной части Карельской зоны с породами, принадлежащими гимольской серии. Они составляют формации единого ряда.

Детальные исследования взаимоотношений между сланцевыми комплексами, гранитами и гнейсами привели Х. Вярюнена к однозначному выводу о том, что даже наиболее интенсивно огнейсованные граниты являются более молодыми образованиями по отношению к формациям, объединяющим рассматриваемые сланцевые толщи. Х. Вярюнен пишет, что некоторые авторы считали гранитоиды Карельской гнейсово-гранитной области, характеризующиеся столь сильной степенью метаморфизма, очень древними и предполагали, что в их состав входят даже участки первичной земной коры, которые должны быть более древними, чем любые сланцевые толщи, т. е. прекластическими (Sederholm, 1899). Однако в результате более поздних исследований как здесь, так и в Главной Южно-Финляндской зоне пришли к выводу о том, что все, даже «наиболее интенсивно огнейсованные граниты инъецируют сланцы более древней группы, основание которых, следовательно, неизвестно. Гнейсо-граниты пропитывают сланцы в общем конформно, иначе говоря, по направлению плоскостей сланцеватости, но почти всегда дают резкие контакты со сланцами, не смешиваясь с ними, чаще всего без образования в последних даже жил» (Вярюнен, 1959, стр. 136, 137). И далее: «...В пределах Карельской гранито-гнейсовой области часто обнажаются основные породы, габбро-амфиболиты и ассоциирующие с ними серпентиниты и горшечный камень. Амфиболиты обычно череду-

ются с гнейсо-гранитами в виде длинных узких пластообразных полос, как и в Южной Финляндии. По этой причине их здесь принимали за прорывающие жильные интрузии. Однако были встречены полные серии основных интрузивных пород, имеющие с гранитами постепенные переходы. На северном побережье мыса Коли, между Рясяваара и Пиелисранта, граниты сменяются диоритами и амфиболизированными габбро, затем серпентинитами» (там же, стр. 137).

Выводы Х. Вяюрюнена имеют важное принципиальное значение; они позволяют подойти к оценке стратиграфии огромного региона Балтийского щита с новых позиций. Современные представления об истории развития структуры земной коры вполне согласуются с этими исключительно интересными данными.

После детальных исследований В. В. Яковлевой, С. А. Дюкова, С. Б. Лобач-Жученко и других геологов выяснилось, что останцы сланцево-метабазитовых пород и линзовидные тела габбро-амфиболитов и ортоамфиболитов широко распространены среди древнейших гранитоидов Карелии, за пределами рассмотренных выше чешуйчатых структур.

В. В. Яковлева отмечает явления активного воздействия плагиогнейсо-гранитов на габбро-амфиболиты. Вдоль контактов с ними наблюдаются зоны гнейсо-диоритового, гнейсо-гранодиоритового состава. Породы останцов, несомненно, принадлежат к тому же ряду формаций, что и вулканогенно-осадочные образования гимольской, бергаульской, парандовской и, возможно, тунгудской серий с оригинальными особенностями химизма, свойственного океанитам.

Таким образом, выявляется, что развитие метабазитового формационного ряда предшествовало становлению основной массы гранитоидов Карельской тектонической зоны. Морфология структуры ее догранитоидного этапа развития, по-видимому, существенно отличалась от тектонической обстановки, господствовавшей на месте распространения гнейсовых куполов Беломорского региона, где биотитовые, биотито-амфиболовые и амфиболовые гнейсы и гранито-гнейсы, похожие по составу на гнейсы Центрально-Карельского массива, образуют изометричные купольные структуры. В рисунке карельских тектонических форм бросается в глаза неравномерное, прерывистое распространение гранитоидных пород. Несомненно, что уже в догранитоидный этап развития существовали элементы структурной и геохимической дифференциации, предопределившие существенно разные пути эволюции разных участков Карельского региона.

Надвиговые движения, проявлявшиеся многократно вдоль одних и тех же зон, свидетельствуют об определенной унаследованности в развитии структуры карельского докембрия.

Возникновение форм, сложенных породами гранитоидного ряда, происходило в тесной связи с движениями вдоль поверхностей надвигов. Их морфология сочетает черты линейности и изометричности; для них характерны вытянутые сигарообразные, овальные и открытые подковообразные или дугообразные структуры. В догранитоидный этап развития на их месте, очевидно, были формы, гомологичные древним крутым надвигам, они принадлежат пока еще не классифицированным элементам первичной структуры.

В свете изложенного в строении Карельского региона выделяются два типа структурообразования. Один из них связан с формациями базитового ряда и формированием зон сжатия, особенности развития второго определяет процесс гранитообразования и структуры разуплотнения.

Конформность ориентировки кристаллизационной сланцеватости и полосчатости гранито-гнейсов и гнейсов с простиранием чешуйчатых

структур, интенсивная мигматизация, катаклиз, брекчирование и образование очковых гнейсов и гранитов согласно простираниям фронтальных частей надвиговых структур свидетельствуют о параллельности процессов надвигообразования росту гранитоидных форм. Разумеется, процесс этот был неравномерным, пятнистым. Вместе с тем имеющиеся в настоящее время данные радиометрических определений возрастов гранитоидов, с одной стороны, и метаморфических вулканогенно-осадочных комплексов — с другой, позволяют наметить несколько эпох гранитообразования и надвигообразования, близких по времени проявления.

Все изложенное о тектонике и истории развития Карельской зоны приводит к выводу о том, что существующие представления о стратиграфическом разрезе глубокого докембрия этого региона не являются безусловными. Совершенно очевидно, что по крайней мере часть разреза гимольской, парандовской и других серий принадлежит более древним образованиям, нежели древнейшие карельские гранитоиды.

В свете этого вывода исключительный интерес представляют данные радиологических исследований. Они в значительной мере противоречат общепринятым стратиграфическим схемам и свидетельствуют о том, что среди вулканогенно-осадочных пород, принадлежащих гимольской, бергаульской и парандовской сериям, наряду с относительно «мслодыми», казалось бы, подтверждающими отнесение их к раннекарельским (нижнепротерозойским) образованиям, неизменно встречаются породы, абсолютный возраст которых близок к 2,5—3 млрд. лет. Породы этого возраста не являются случайными, они образуют тела заметной протяженности во всех реликтовых структурах Карелии. Так, в районе Сегозера, близ дер. Паданы, возраст амфиболитов достигают 2640 млн. лет (К-Аг-метод по амфиболу), габбро-норитов массива Кивач — 3050, 2510 млн. лет, возраст габбро-диабазов Хауговары также оценивается порядка 3000 млн. лет, а серпентиниты массива Сумеречи имеют «сверхдревний» возраст — 4760 млн. лет.

Если полученные значения возрастов основных пород являются истинными, то время формирования пород, образующих «сланцевые пояса карелид», следует «удревнить» до трех с лишним миллиардов лет и предположить, что в их строении принимают участие разновозрастные комплексы. Этот вывод Э. К. Герлинга и его соавторов неоднократно следует из анализа данных радиологических определений и, несомненно, указывает на то, что формирование пород реликтовых структур связано с наиболее древним этапом развития Карельской зоны. То обстоятельство, что их образование предшествовало процессам массового становления гранитоидов, находит подтверждение и в картине соотношений возрастов сланцеватых амфиболитов и метадиоритов, залегающих в виде останцев среди ультраметаморфических образований — гранитизированных гнейсов, гнейсо-гранитов, мигматитов и пегматитов, занимающих огромные площади. Соотношения такого рода наблюдаются севернее Сегозера, южнее дер. Шалговары, где выходят на поверхность метадиориты возраста 3390 млн. лет (К-Аг-метод по амфиболу), возраст амфиболитов района дер. Койкары достигает 2700 млн. лет, а «вмещающих» их микроклиновых гранитов не превышает 2600 млн. лет, возраст останцов амфибол-пироксеновых сланцев среди гранитов близ разъезда Суйоки (Сунская глыба) определен в 3070 млн. лет (по пироксену, К-Аг-метод).

Э. К. Герлинг пишет, что «в настоящее время радиологически установлен возраст гранитов, прорывающих раннекарельские серии в западной и центральной Карелии — 2300—2000 млн. лет. Таким образом, время седиментации этих серий находится в интервале 2500—2300 млн. лет, так же как седиментация литологически сходных криво-

рожской и курской серий, нижняя граница которых опускается до 2700—2600 млн. лет» (Герлинг и др., 1965, стр. 67).

Аналогичные выводы получены и А. И. Тугариновым на основании изучения абсолютного возраста пород зеленокаменных и железорудных формаций Гимол, Парандова и других мест и гранитоидных образований Центрально-Карельского массива. Возраст амфиболитов и сланцев гимольской и парандовской серий, согласно радиологическим определениям (свинцовый метод), оценивается в 3 млрд. лет, формирование же наиболее древних гранитоидов происходило 2,7—2,8 млрд. лет назад (Тугаринов, Войткевич, 1966).

Относительно молодые цифры возрастов карельских пород (1850—1600 млн. лет) еще не до конца понятны. Весьма вероятно, что они обусловлены особым тектоническим положением в зонах дизъюнктивных нарушений. Вдоль последних наблюдаются интенсивные проявления метаморфизма и магматизма, возможно явившиеся причиной регенерации пород и омоложения их истинного возраста.

Высказанные выше положения позволяют по-новому поставить вопрос о вероятных соотношениях чешуйчатых структур Карельской тектонической зоны с беломорскими гнейсовыми куполами. Решение этого вопроса тесно связано с выяснением стратиграфических соотношений пород, слагающих те и другие структурные формы.

Схема стратиграфии, предложенная Л. Я. Харитоновым и другими исследователями, согласно которой авнеозерские сланцы и гнейсы и пезозерские параамфиболиты являются более молодыми образованиями относительно беломорских гнейсов, по-видимому, неоднозначна, так как не согласуется с некоторыми данными.

Как известно, беломорский гнейсовый комплекс внизу сложен гранито-гнейсами и биотитовыми гнейсами, выше залегают амфиболовые гнейсы, над которыми — гранато-ставролитовые, гранато-кианитовые и биотитовые гнейсы и сланцы. Все эти интенсивно мигматизированные микроклином породы образуют пологие купола. Форму их залегания отчетливо вырисовывают различные по цвету гнейсы, перемежающиеся с темными амфиболитами. На фоне общего пологого залегания толщ в куполах выделяются мелкие складчатые и плейчатые нарушения, сопровождаемые крутыми падениями поверхностей первичной слоистости.

Высокоглиноземистые гнейсы и сланцы, составляющие верхнюю часть разреза беломорского гнейсового комплекса в районе озера Вороньего, находятся в тектоническом контакте с параамфиболитами пезозерского типа. Прямые геологические данные о более молодом возрасте пезозерских параамфиболитов относительно гнейсов купольных структур, по-видимому, отсутствуют. Вместе с тем пезозерские амфиболиты все исследователи единодушно относят к парандовской серии. Как уже неоднократно отмечалось выше, эти породы, согласно данным радиологических исследований, принадлежат древнейшим образованиям рассматриваемого региона. Пезозерские амфиболиты и плагиосланцы сходны по химическому составу, степени метаморфизма и положению в разрезе с парандовскими амфиболитами.

В свете приведенных соображений можно допустить, что породы пезозерского комплекса принадлежат наиболее древним членам разреза: авнеозерские сланцы и гнейсы залегают стратиграфически выше, а еще выше — гнейсы беломорского комплекса.

Гранитизация и метаморфизм по-разному проявились в разных частях рассматриваемого разреза. Биотитовые гнейсы беломорского комплекса, согласно данным Л. Я. Харитонова, являются крупнокристаллическими полевошпатовыми породами и весьма интенсивно мигматизированы (содержат инъекционный микроклин). Авнеозерские сланцы, хотя и содержат плагиоклаз, но он развит в виде мелких изометричных

зерен, обычно имеющих обратную зональность, и не содержит микроклина. В них в значительном количестве присутствуют порфиробластический биотит, гранат и нередко сине-зеленый амфибол (Харитонов, 1966, стр. 155). Постепенное нарастание признаков гранитизации в направлении к породам, образующим беломорский комплекс, указывает на одновременное проявление процессов метаморфизма пезозерских и авнеозерских вулканогенно-осадочных образований с гранитизацией беломорских пород. Однако на месте распространения беломорских гнейсов возникли купола, а пезозерские амфиболиты и сопровождающие их гнейсы и сланцы составили чешуйчатую моноклинали, прослеживающуюся на многие десятки километров и представляющую собой один из элементов Восточно-Карельской структурной зоны. На простирации Пезозерской структуры к югу располагаются рассмотренные выше Парандовская и Надвоицкая чешуйчатые моноклинали.

Возникновение куполов, с одной стороны, и моноклиналей — с другой, несомненно, предопределено разным планом строения глубинных частей земной коры и наложением процессов гранитизации и ультраметаморфизма на ранее дифференцированную структуру коры. Вероятнее всего, Карельская зона сжатия уже существовала в примитивной форме к началу метаморфизма и гранитизации пород беломорского комплекса.

Таковы основные выводы о раннедокембрийской тектонике и истории развития Карельского сегмента земной коры. Обратимся теперь к сравнительным данным по другим регионам.

**СТРУКТУРЫ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ КОМПЛЕКСОВ ДОКЕМБРИЯ
КУРСКОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ**

Сведения о строении кристаллических пород Воронежского массива основываются на материалах бурения картировочных и поисковых скважин, преимущественно на территории Курской магнитной аномалии, а также на данных аэромагнитных и гравиметрических исследований.

Наиболее полно изучены железистые кварциты и их кора выветривания, являющиеся предметом практического использования. Другие разнообразные по составу и возрасту докембрийские магматические и метаморфические породы исследованы в значительно меньшей степени, в связи с чем картина строения докембрия Воронежского массива носит фрагментарный характер. Вместе с тем имеющиеся данные раскрывают вполне определенные черты тектоники массива. Они выявляются на ряде наиболее изученных участков Белгородского, Михайловского, Коробковского и других месторождений.

Современные представления о стратиграфии докембрия КМА сложились после исследований А. Д. Архангельского (1922), В. И. Лучицкого (1926), Н. А. Плаксенко (1957), М. Н. Доброхотова (1958), Ю. С. Зайцева (1964), В. Д. Полищук (1964), А. П. Никольского (1964; Никольский, Ефимов, 1960) и других геологов. Несмотря на большой объем работ, проведенных при геологическом картировании территории КМА, многие вопросы о соотношениях метаморфических комплексов остаются открытыми, о чем свидетельствуют существенно различные представления о стратиграфии докембрийских образований.

Структуру Воронежского массива составляют широко развитые на его площади под покровом осадочных отложений гнейсы и граниты и сравнительно узкие линейные зоны и локальные пятна метаморфизованных эффузивно-осадочных пород с толщами железистых кварцитов (см. фиг. 2). С последними, как известно, связаны интенсивные полосовые аномалии, отмечаемые различными методами геофизических исследований. Согласно гравиметрическим и магнитометрическим данным, аномалии образуют две крупные полосовые системы, пересекающие с юго-востока на северо-запад почти всю территорию массива. Восточная полоса объединяет Старооскольский и Новооскольский железорудные районы, а Белгородский и Курско-Орловский принадлежат к западной системе.

Среди метаморфических комплексов содержатся несколько литологических и минералого-петрографических разновидностей железисто-кремнистых пород. Их положение в разрезе служит опорным репером при обосновании стратиграфических взаимоотношений различных толщ. Наиболее полно, на наш взгляд, это отражено на схеме стратиграфии докембрия КМА, составленной в 1964 г. Ю. С. Зайцевым.

Ю. С. Зайцев считает, что в составе докембрийских образований Воронежского массива принимают участие три типа железорудных формаций: вулканогенный, осадочно-метаморфический и кластогенный. В соответствии с такой последовательностью ряда формаций названный иссле-

дователь выделяет в составе докембрия КМА три серии: михайловскую, курскую и оскольскую (Зайцев, 1966).

Наиболее древняя, михайловская серия, внизу сложена породами амфиболитовой свиты: биотитовыми и амфиболовыми гнейсами, амфиболитами, метадиабазами, альбитовыми метапорфиритами, актинолитовыми сланцами, слюдянными кварцитами и сланцами и метаультрабазами. Мощность свиты более 2000 м. В верхней части серии залегает береговская свита (450—600 м) стильномеланомagnetитовых кварцитов и сланцев в тесной связи с биотито-хлоритовыми сланцами и метаморфизованными спилитами и кератоспилитами. В кровле верхней свиты михайловской серии развиты высокоглиноземистые породы с корундом и кварц-серицитовые и мусковитовые сланцы. Они представляют собой, по мнению некоторых исследователей, метаморфизованную кору выветривания.

В основании курской серии залегают породы аркозово-филлитовой свиты мощностью 450—600 м. Ее составляют кварцевые, кварцево-полевошпатовые метапесчаники и кварцево-серицитовые, реже двуслюдяные, мусковитовые сланцы, иногда слабоуглистые. В основании серии развиты конгломераты и метагравелиты с обломками голубого кварца.

Выше следуют отложения нижней сланцевой свиты мощностью до 400 м. Она состоит преимущественно из филлитовидных углисто-глинистых пиритизированных сланцев с прослоями безрудных и слабрудных роговиков, двуслюдяных и биотитовых сланцев. Некоторые разновидности мусковитовых сланцев с примесью корунда, принадлежащих рассматриваемой свите Старооскольского района, иногда относят к метаморфизованным образованиям каолиновой коры выветривания.

Железородная свита курской серии сложена в основном железистыми магнетитовыми и магнетито-железнослюдковыми кварцитами с подчиненными прослоями и пачками филлитовидных сланцев. Мощность железородной свиты 350—500 м.

Над породами продуктивной свиты местами (Белгородский, Старооскольский районы) развита верхняя сланцевая толща мощностью до 200 м. Сланцы, ее слагающие, подобны сланцам нижней свиты курской серии. В Яковлевском районе отложения верхней сланцевой свиты, по видимому, отсутствуют.

Вышележащие надрудные образования Ю. С. Зайцев объединил в оскольскую серию. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что в разных районах надрудные комплексы представлены существенно разными по составу породами. Прямые данные об их взаимоотношениях не известны.

В Яковлевском районе выше пород железородной свиты залегают кластогенные образования железистых кварцитов. Эти породы на схеме Ю. С. Зайцева относятся к основанию яковлевской свиты оскольской серии. В составе яковлевской свиты выделяются две подсвиты. В нижней части ее разреза развиты пестрые сланцы и алевролитовые филлиты, метапесчаники, мартито-железнослюдково-серицитовые сланцы, метаалевролиты, «желваковистые» кварциты, ритмичнослоистые мартито-железнослюдково-хлоритовые руды. Верхнюю подсвиту составляют кварцево-серицитовые, кварцево-хлорито-серицитовые, иногда углистые сланцы, метапесчаники и алевролиты, гнейсы и слюдяные сланцы с гранатом и ставролитом, прослой и пачки мраморизованных известняков и углистых доломитов. Мощность яковлевской свиты 800—1500 м.

Курбакинская свита развита в Михайловском районе. Среди пород этой свиты главную роль играют метаморфизованные часто рассланцованные серицитизированные туффиты и туфы кварцевых порфиров, переслаивающиеся с туфогенными сланцами и метапесчаниками. Породы этой свиты содержат характерные обломки железистых кварцитов, иног-

да сланцев, особенно в нижней части разреза, где они образуют горизонты брекчий заметной мощности. Мощность курабкинской свиты предположительно оценивается не менее 600 м. Породы курбакинской свиты залегают на сланцах верхней сланцевой свиты или непосредственно на железистых кварцитах железорудной свиты курской серии.

Тимская свита выделена при картировочном бурении Тим-Ястребовской структуры Старооскольского железорудного района и представляет собой комплекс метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород — амфиболитов, миндалекаменных порфиритов, метадиабазов, альбито-биотито-актинолитовых и других зеленых сланцев, залегающих среди углисто-глинистых сланцев, шунгитов и других осадочно-метаморфических пород. Мощность тимской свиты более 600 м.

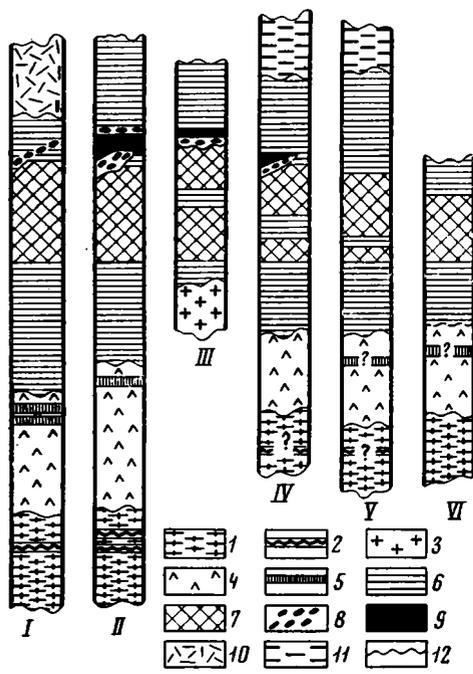
Таковы краткие сведения о стратиграфических взаимоотношениях пород глубокого докембрия КМА. Особый интерес представляет происхождение некоторых пород. Среди них талько-хлорито-тремолитовые образования в зоне раздела метаультрабазитов и метагаббро, двуслюдяные сланцы, высокоглиноземистые породы с корундом и кварц-серицитовые и мусковитовые сланцы вдоль границ раздела михайловской и курской серий Беленихинского, Коробковского, Михайловского, Яковлевского и других участков, а также конгломерато-брекчий в основании верхней сланцевой толщи и курбакинской свиты.

В ряде мест эти породы располагаются вдоль тектонических поверхностей. А. А. Прозоровский (1955), И. А. Русинович (1959), А. С. Егоров (1961) и другие геологи неоднократно отмечают сколовые нарушения на контактах железорудной толщи с вмещающими сланцами; эти нарушения прослежены на значительную глубину и сопровождаются многочисленными трещинами скола, плоскостями перетирания, залеченными инфильтрационным шамотитом, сидеритом, кальцитом и пиритом, зонами смятия и пльочатыми текстурами. Весьма вероятно, что талько-хлорито-тремолитовые образования, высокоглиноземистые породы, а также кварцево-серицитовые и мусковитовые сланцы, рассматриваемые как коры выветривания, в значительной мере связаны с катаклизмом пород при образовании поверхностей тектонических несогласий и последующих эпигенетических преобразований.

Фиг. 11 изображает размещение типов железисто-кремнистых формаций в основных железорудных районах КМА: Михайловском, Яковлевском, Тимском, Осколецком, Салтыковском и Коробковском. Формационные комплексы, показанные на этом рисунке, вместе с приведенными выше данными о составе и порядке мощностей пород свидетельствуют о том, что разрезы михайловской и курской серий выдерживаются на значительной площади КМА. Напротив, вышележащие образования оскольской серии в разных местах представлены породами существенно иного состава, что привело к необходимости выделения ряда местных свит.

Для анализа структурного развития Воронежского массива несомненный интерес представляют результаты изучения закономерностей образования железисто-кремнисто-сланцевой формации, полученные Н. А. Плаксенко (1966). Хемогенная природа осадков железисто-кремнисто-сланцевой формации, аутигенно-минералогическая зональность, «сглаженно-упорядоченный» тип распределения элементов на фациальном профиле и другие характерные черты названной формации привели Н. А. Плаксенко к весьма важному, на наш взгляд, заключению о том, что рельеф областей сноса во время накопления железисто-кремнистых осадков был чрезвычайно спокойным, равнинным. «Плоский рельеф дна водоема обеспечил устойчивость фациального профиля в различных его частях. Ширина области седиментации железистых кварцитов на пологом дне водоема превышала, видимо, 100—150 км, следуя за довольно

широкой полосой отложения алевролитовых и глинистых илов... В связи с изложенным представление о разобщении единой Курской геосинклинали на ранних этапах ее развития на две структурно-фациальные зоны... и о троговом характере этих зон, требует уточнения» (Плаксенко, 1966, стр. 35—36). Этот весьма интересный, на наш взгляд, вывод противоречит широко распространенным представлениям о раннедокембрийской структуре рассматриваемого региона.



Фиг. 11. Типы железисто-кремнистых формаций и их геологическое положение в разрезе докембрия КМА (Плаксенко, 1966)

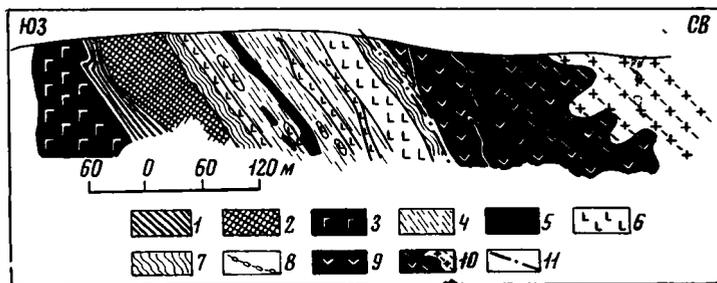
- I — Михайловский район;
 - II — Яковлевское месторождение;
 - III — Тимский район;
 - IV — Осколецкое месторождение;
 - V — Салтыковское месторождение;
 - VI — Коробковское месторождение
- 1 — гнейсы;
 - 2 — железисто-кремнисто-гнейсовая формация;
 - 3 — плагнограниты;
 - 4—5 — метабазитовая серия;
 - 4 — амфиболиты;
 - 5 — железистые кварциты железисто-кремнисто-метабазитовой формации;
 - 6—9 — курская метаморфическая серия:
 - 6 — сланцы, метапесчаники,
 - 7 — железистые кварциты железисто-кремнисто-сланцевой формации,
 - 8 — конгломераты железистых кварцитов,
 - 9 — железисто-кремнисто-кластогенная формация;
 - 10 — курбакинская свита: метаофизованные кварцевые порфиры, туфы кварцевых порфиров, туфолесчаники, седиментационные брекчии и другие породы;
 - 11 — тимская свита: углистые сланцы, алевролиты и песчаники с прослоями эффузивов;
 - 12 — стратиграфические перерывы

Общепризнанно, что метаморфические эффузивно-осадочные комплексы глубокого докембрия Воронежского массива выполняют крупные синклиновые формы. В структуре КМА выделяют юго-западный и северо-восточный синклинонии, разделенные антиклинорием, сложенным породами гранитоидных комплексов. Эти элементы рассматривают как различные структурно-фациальные зоны единой геосинклинали области.

Складчатую структуру синклинориев относят к изоклиальному типу с крутыми падениями крыльев под углами 70—80°, опрокинутыми чаще всего на запад. «Узлы магнитных аномалий» представляются как образования, возникшие в результате воздымания шарниров сопряженных складок, обуславливающих их замыкание, или как сложные флексурные изгибы на крыльях синклиналей, или как сложные синклинальные складки более высокого порядка.

Эти положения находятся в противоречии с фактически наблюдаемой картиной строения, изображаемой на многочисленных профилях и геологических схемах как отдельных структур, так и всего массива в целом.

Схематическая тектоническая карта, сравнительно недавно опубликованная В. Д. Полищук и В. И. Полищук (1966), изображает в плане структуры КМА первого порядка. На карте видно, что юго-западная и северо-восточная синклинорные зоны не имеют четко обособленных границ с разделяющим их антиклинорием, как это следовало бы ожидать в



Фиг. 12. Геологический профиль Береговской моноклинали Белгородского железорудного района, по Ю. С. Зайцеву (1964)

1 — тальково-хлоритовые и тремолитовые породы; 2 — метаультрабазиты; 3 — хлорито-амфиболовые породы (измененные габброиды); 4 — биотито-хлоритовые и амфиболовые сланцы, безрудные и сидеритовые кварциты; 5 — железистые кварциты; 6 — керато-спилиты, кератофиры, их туфы, туффиты, сланцы; 7 — двухслюдяные сланцы; 8 — порфиробластовые альбито-хлорито-роговообманковые породы; 9 — конгаднабазы, амфиболиты, альбитовые порфириты, метадиабазы; 10 — мигматизированные и гранитизированные плагиигранитами и розовыми микроклиновыми гранитами породы амфиболитовой свиты; 11 — предполагаемая поверхность тектонического несогласия

случае, если бы нижнепротерозойские геосиклинали были наложены на древнюю архейскую структуру (Павловский, Марков, 1964).

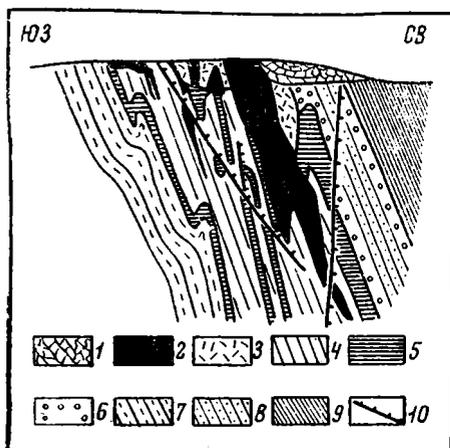
Элементом структур, образующим «синклинорные зоны», свойственны разнообразные очертания — от узких, линейно-вытянутых, до расплывчатых, амебообразных, петельчатых или изометричных форм, иногда с многочисленными заливами и выступами. Наглядный пример тому показывают схематическая геологическая карта докембрия Старооскольского района КМА и геолого-структурные карты докембрия Коробковского, Михайловского и других месторождений (Прозоровский, 1955; Егоров, 1955; Калинин, 1966). Размеры структур также разнятся в больших пределах — от долей километра до нескольких десятков километров в поперечнике. Весьма любопытно, что гранитоиды образуют не только тело «антиклинория», они «заполняют» и многочисленные промежутки между структурами, сложенными метаморфическими железорудными комплексами. На севере КМА, так же как и на юге, «синклинорные зоны» сближаются.

Фиг. 2 дает представление о размещении вулканогенно-осадочных железорудных комплексов среди гранитоидов. Как видно из этой схемы, структуры, сложенные метаморфическими породами, занимают значительное место на площади КМА. Расплывчатый и разнообразный рисунок контуров распространения метаморфических комплексов сочетается с однообразными элементами залегания пластов в разрезах. Слои железистых кварцитов и сопровождающих их пород, как известно, круто наклонены; углы падения слоев нередко близки к вертикальным. Такое несоответствие в рисунке плана и разреза структур свидетельствует о разновременности структурообразования и гранитообразования и мигматизации. По-видимому, современные области распространения гранитоидов КМА нельзя рассматривать как геоантиклинальные поднятия, гомологичные синклинорным прогибам, сложенным вулканогенно-осадочными комплексами. Попытаемся проанализировать этот вопрос. Прежде всего остановимся на тектонике метаморфических комплексов.

Береговская моноклинали характеризует условия залегания пород михайловской серии в Белгородском районе близ хутора Береговка. Геологический профиль (фиг. 12), составленный Ю. С. Зайцевым (1966), изображает моноклинали с круто-наклоненными на северо-восток

толщами кератофигов и кератоспилитов, чередующихся с туфами, туффитами и биотито-хлоритовыми сланцами, с линзами и пластами железистых кварцитов. Этот комплекс метаморфических вулканогенно-осадочных пород выделяется в этом районе в самостоятельную береговскую свиту михайловской серии.

В верхней части свиты залегают своеобразные кварцево-серицитовые сланцы, кровля которых, по мнению Ю. С. Зайцева, совпадает с поверхностью тектонического контакта. Вдоль этой поверхности с породами береговской свиты соприкасаются амфиболиты, альбитовые порфириты, метадиабазы, принадлежащие более древним породам — амфиболитовой свите михайловской серии. В северо-восточной части профиля образования амфиболитовой свиты мигматизированы и гранитизированы с образованием плагiogранитов и розовых микроклиновых гранитов. На юго-западе согласно с падением поверхностей слонистости пород береговской свиты залегают пластовое тело метаконгломератов. Оно отделено узкой



Фиг. 13. Геологический профиль Яковлевской рудной полосы Яковлевского месторождения, по С. И. Чайкину (1964)

- 1 — аллиты и переотложенные руды;
- 2 — магнетитовые и железослюдковые руды;
- 3 — гидротерматит-магнетитовые руды;
- 4 — железослюдково-магнетитовые кварциты;
- 5 — гидротерматит-магнетитовые железистые кварциты с прослоями сланцев;
- 6 — конгломераты;
- 7 — филлиты подрудной сланцевой свиты;
- 8 — надрудные филлиты;
- 9 — филлиты тонкополосчатые;
- 10 — тектонические несогласия

зоной талько-хлорито-тремолитовых образований от хлорито-лейкоксито-цоизито-амфиболовых пород, представляющих собой, по-видимому, метаморфизованные габброиды. Береговская моноклинал принадлежит структуре Белгородского железорудного района. К числу наиболее полно изученных участков этого района относится также структура Яковлевской железорудной полосы.

Яковлевская моноклинал сложена породами курской серии, простирающимися здесь на протяжении около 30 км в северо-западном направлении. На всем этом протяжении сохраняются одинаковые условия залегания пород, составляющих различные части разреза курской серии. Фиг. 13 показывает, что железистые кварциты и руды, так же как и подстилающие их подрудные филлиты и перекрывающие рудные филлиты и сланцы, наклонены к северо-востоку под углом 65—70°. Вдоль контакта богатой рудной залежи с вышележащими породами наблюдается зона раздробленных и деформированных пород (Чайкин, 1964). Этот контакт между железорудными породами курской серии и вышележащими, существенно кластогенными породами заслуживает специального рассмотрения.

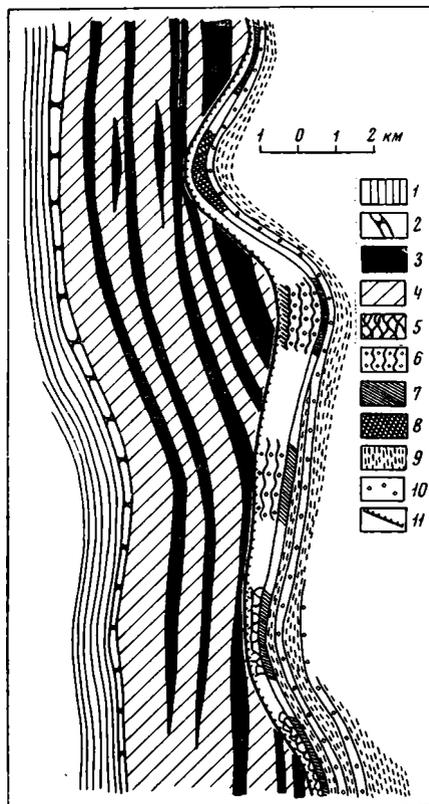
Исследования, проведенные Н. А. Плаксенко и В. А. Тулуповым, показывают, что железистые кварциты средней свиты курской серии отделены от кластогенных образований верхней свиты той же серии толщей переотложенных неотсортированных пород, которые названные геологи относят к продуктам древней протерозойской коры выветривания (Плакс-

сенко, Тулупов, 1964). Геологическая схема, составленная ими (фиг. 14), свидетельствует о том, что на разных горизонтах железорудной свиты залегает сложный комплекс «рыхлых» пород, представляющих собой продукты преобразования железистых кварцитов и перекрывающих их сланцев. Как видно на схеме, местами к зоне контакта приурочены мартитовые кварциты характерного желваковистого сложения. В северо-западном направлении ниже желваковистых кварцитов появляются кварциты железнослюдковые, грубополосчатые, обломочные, которые в свою очередь сменяются по простиранию рудами железнослюдковыми и мартито-железнослюдковыми с ритмичной слоистостью. Мощность «переотложенных» пород непостоянна и меняется в пределах рассматриваемого участка от первых десятков до ста и более метров. Выше лежащие кластогенные породы представлены чередованием филлитовидных сланцев и конгломератов железистых кварцитов, которые вверх по разрезу сменяют метапесчаники и сланцы с линзами и прослоями мраморизованных известняков и углстых доломитов.

Таким образом, данные, полученные Н. А. Плаксенко и В. А. Тулуповым, однозначно свидетельствуют о том, что «граница между породами средней и верхней свит курской серии имеет сложную конфигурацию; в одних местах она проходит по верхней стратиграфической поверхности толщи кварцитов, в других — врезается глубоко в толщу кварцитов средней свиты, и в третьих — поднимается высоко в сланцы и другие породы, перекрывающие согласно толщу железистых кварцитов» (Плаксенко, Тулупов, 1964, стр. 68).

Н. А. Плаксенко и В. А. Тулупов связывают природу наблюдаемого несогласия с древним размывом пород средней свиты курской серии. Этот вывод, однако, не объясняет структурно-текстурных особенностей толщи «переотложенных» пород, а также формы залегания остаточных руд.

Как уже было замечено, вдоль контакта железорудных и кластогенных пород наблюдаются зоны брекчий, сопровождаемых многочисленными поверхностями скола. Сланцевые породы образуют зоны смятия и истирания материала, пласты кварцитов превращены в раздробленную щебенку. Местами блоки одного состава как бы затерты в породах другого состава. Скопления брекчиевидных пород приурочены к разным



Фиг. 14. Схема соотношения средней и верхней свиты курской серии Яковлевского месторождения КМА, по Н. А. Плаксенко и В. А. Тулупову (1964)

1 — сланцы нижней свиты; 2—4 — кварциты средней свиты: 2 — безрудные, 3 — мартитовые, 4 — мартито-(магнетито)-железнослюдковые; 5—10 — верхняя свита: 5 — переотложенные интенсивно деформированные породы разного состава, 6 — кварциты мартитовые грубослоистые с «желваковистым» и линзослоистым сложением, 7 — кварциты железнослюдковые грубополосчатые обломочного сложения, 8 — руда железнослюдковая, 9 — сланцы, 10 — конгломераты железистых кварцитов; 11 — линия размыва (?) толщи железистых кварцитов средней свиты (поверхность надвига в интерпретации автора)

«стратиграфическим» уровням рассматриваемой толщи неотсортированных пород. Сланцы в контакте с брекчиями интенсивно смяты, разлинзованы, отдельные обломки имеют как бы закрученную форму. Все эти признаки, нам кажется, не дают оснований рассматривать брекчиевидные породы как базальные образования. Весьма интересно также то обстоятельство, что «к зонам брекчиевидных пород иногда приурочивается гипогенная гематитовая или гематито-магнетитовая минерализация, обычно сопровождаемая карбонатизацией» (Егоров, 1961, стр. 213).

Приведенные данные позволяют сделать вполне определенный вывод о тектонической природе несогласия, возникшего при формировании крупного надвига. Такое представление о тектонике Яковлевской железорудной полосы вполне согласуется с формой залегания остаточных руд.

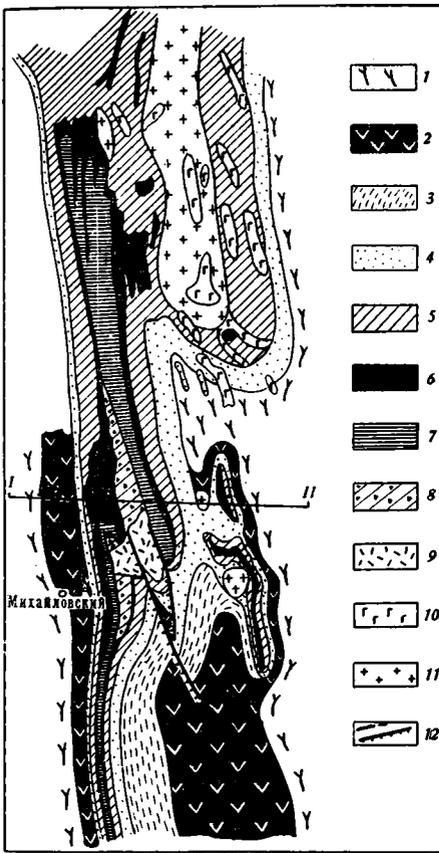
Как известно, среди богатых железных руд КМА выделяется тип коренных или остаточных руд. По морфологическим особенностям их разделяют на руды площадного и руды линейного распространения, уходящие на глубину. Руды площадного распространения образуют плащеобразную форму залегания на «головах» железистых кварцитов. Они имеют прихотливый характер нижней границы и весьма изменчивую мощность. Руды, уходящие на глубину, представляют собой клиновидно-пластообразные тела, ответвляющиеся от плащеобразных залежей. Общим морфологическим типам руд присущи общие черты состава и структуры. Согласно данным С. И. Чайкина и других исследователей, они состоят в основном из окислов и гидроокислов железа (мартит, гидрогематит, гетит, гидрогетит), характеризуются полосчатыми текстурами, сходными с таковыми железистых кварцитов, и содержат обильные обломки и блоки железистых кварцитов. Остаточным рудам свойственна высокая пористость, достигающая иногда 20—30%. Богатые руды нередко сопровождают залежи бокситов (Чайкин, 1964).

Данные о формах размещения остаточных руд, их физических свойствах, составе и других особенностях свидетельствуют о тесной связи остаточных руд с надвиговой структурой. При этом разные морфологические типы остаточных руд принадлежат разным элементам надвига в зоне перехода его из крутого в пологое залегание.

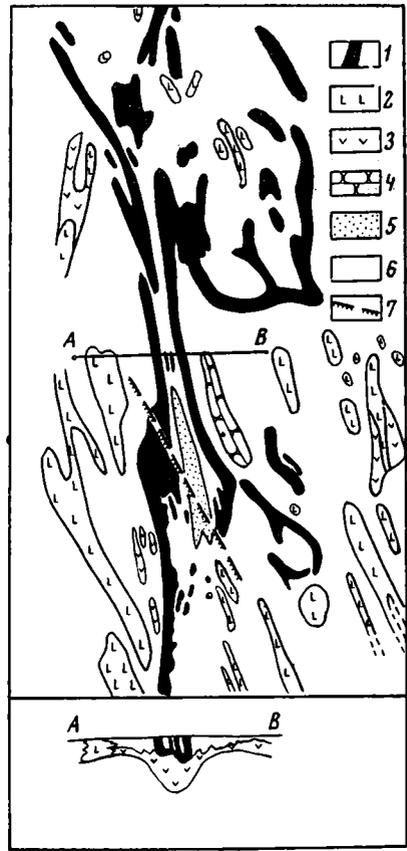
Таким образом, на примере анализа формы залегания пород Яковлевской рудной полосы, так же как и Береговского района, намечается вполне четкий вывод о том, что моноклинали и осложняющие их надвиги представляют собой основные элементы, определяющие тектонику рассмотренных районов.

На большую роль тектонических явлений при гипергенном рудообразовании неоднократно указывал А. С. Егоров. Он отмечает, что «структуры, благоприятные для глубокого проникновения вод поверхностного происхождения, устанавливаются на Яковлевском месторождении в виде заметных следов послонных движений (зон смятия, реликтов скольжения и т. п.), приуроченных к прослоям и пластам сланцев в железистых кварцитах и контактам пачек сланцев с пачками железистых кварцитов и имеющих сбросо-сдвиговый характер» (Егоров, 1961, стр. 218).

Изложенный взгляд на тектонику Яковлевской рудной полосы позволяет по-новому трактовать структуру Белгородского района в целом. Представление о ней как о синклинории, заполненной сложными складками, не отвечает наблюдаемой картине строения. Крупные «синклинальные складки» — западная и центральная — образуют систему моноклиналей, наклоненных на северо-восток под углом до 80°. Моноклинали отделены одна от другой чешуйчатыми крутыми надвигами. Это отчетливо видно на профиле, составленном Ю. С. Зайцевым через зону распространения пород курской серии примерно на широте г. Белгорода (Зайцев, 1964). Примечательно также, что система Белгородских моноклиналей расположена в зоне сочленения в разной степени гранитизированных



15



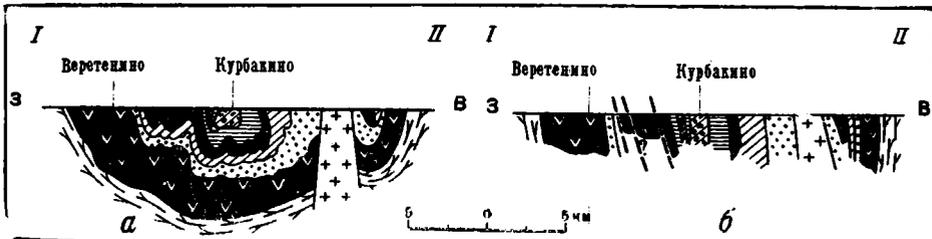
16

Фиг. 15. Геологическая схема Михайловско-Новоялтинского железорудного района КМА, по И. Г. Калинину (1966)

Архей: 1 — гнейсы биотитовые и мигматиты; 2—9 — нижний протерозой: 2 — метабазиты, 3 — сланцы кварцево-серпичито-биотитовые, 4 — кварцгпесчаники, доломиты, известняки, 5 — сланцы кварцево-серпичитовые, углисто-кварцево-серпичитовые, 6 — железистые кварциты, 7 — сланцы кварцево-серпичитовые с прослоями известняков и доломитов, 8 — туфосланцы и туфопесчаники с обломками железистых кварцитов, 9 — кварцевые порфиры; 10, 11 — верхний протерозой: 10 — габбро-диабазы, серпентиниты, 11 — розовые микроклиновые граниты, граносиениты; 12 — тектонические несогласия; I—II — линия профиля (см. фиг. 17)

Фиг. 16. Геолого-геофизическая схема Михайловского железорудного района КМА, по Е. Б. Серебрякову (1966)

1 — железистые кварциты; 2 — основные и ультраосновные породы; 3 — амфиболиты метадиабазовой серии; 4 — кварцитовидные песчаники; 5 — метаморфизованные кварцевые порфиры и туфосланцы; 6 — сланцы, кварцитовидные песчаники, гнейсы, мигматиты и граниты; 7 — предполагаемые тектонические нарушения



Фиг. 17. Гипотетический профиль Михайловской структуры: а — по И. Г. Калинину; б — по автору

Условные обозначения см. на Фиг. 15

пород. Северо-восточнее Белгородской системы моноклиналей развиты гнейсы, мигматизированные и гранитизированные серыми плагиоклазовыми и розовыми микроклиновыми гранитами. Юго-западнее — развиты преимущественно мигматиты розовых гранитов и микроклиновые граниты.

Береговская и Яковлевская моноклинали представляют собой примеры простых форм, в общих чертах похожих на уже рассмотренные моноклинали Карельской зоны сжатия. И те, и другие принадлежат к числу весьма характерных элементов тектоники рассматриваемых регионов фундамента Восточно-Европейской платформы.

Своеобразная особенность Воронежского массива состоит в том, что наряду с простыми моноклиналями в ряде мест здесь проявляются сложные деформации. Они известны в литературе как «узлы аномалий», связанные с участками скопления больших масс железистых кварцитов. Тектоническая позиция этих узлов, как уже было замечено, разными геологами трактуется по-разному. Природа этих интереснейших участков остается загадочной. Их тектоническое положение наиболее полно раскрывается в Михайловском железорудном районе, где пробурено около 2500 поисковых и разведочных скважин и проведен большой объем гравиметрических и магнитометрических исследований. Резкое отличие железистых кварцитов по плотности и магнитным свойствам дает возможность интерполировать геофизические данные между разбуренными участками.

Современные представления о строении Михайловского железорудного района сведены на схематических геологических и геолого-геофизических картах и профилях (фиг. 15—17) (Калинин, 1966; Серебряков, 1966). Эти весьма интересные схемы раскрывают оригинальные особенности тектоники, свойственные многим структурам Воронежского кристаллического массива. Однако они не отражают представлений их авторов, которые считают, что Михайловская структура принадлежит к категории тектонических форм типа синклинальных складок. Сравнительный анализ материалов Михайловского и других участков показывает, что эта структура представляет собой коленообразную моноклинали.

Михайловская коленчатая моноклинали сложена породами железисто-кремнисто-сланцевой формации, в меньшей мере — метабазитами вулканогенно-осадочной формации, а также кластогенными породами кварцевых порфиров и кератофиров (курбакинская свита).

Железистые кварциты, заключенные в толще кварцево-серицитовых сланцев, протягиваются в субмеридиональном направлении на протяжении более 75 км. Внутри этой толщи железорудные пласты образуют на докембрийской поверхности узкие полосы субмеридионального направления. Один из пластов (западный бугровский) прослеживается почти непрерывно на расстоянии более 70 км, другой (восточный бугровский), параллельный первому, заметно короче. Выходы железистых кварцитов напоминают вместе гигантские рельсы, отстоящие друг от друга на расстоянии до 5 км у Новой Ялты и заметно расширяющиеся на южном конце, в районе Курбакино. Весьма примечательны неожиданные раздувы железорудных пластов с увеличением ширины выхода до 2,5—3 км у хутора Михайловского, Новой Ялты, пос. Лубянского. В этих местах сосредоточены крупные месторождения.

С запада сравнительно прямолинейную полосу распространения железисто-кремнисто-сланцевых пород отделяют от поля гнейсов и мигматитов метабазиты михайловской серии. Восточная граница распространения железистых кварцитов и сланцев имеет коленчатый рисунок. Примерно на широте пос. Новая Ялта в результате резкого коленообразного изгиба поперечное сечение моноклинали сужается более чем в два раза (см. фиг. 15). На широте пос. Остапово среди пород железисто-крем-

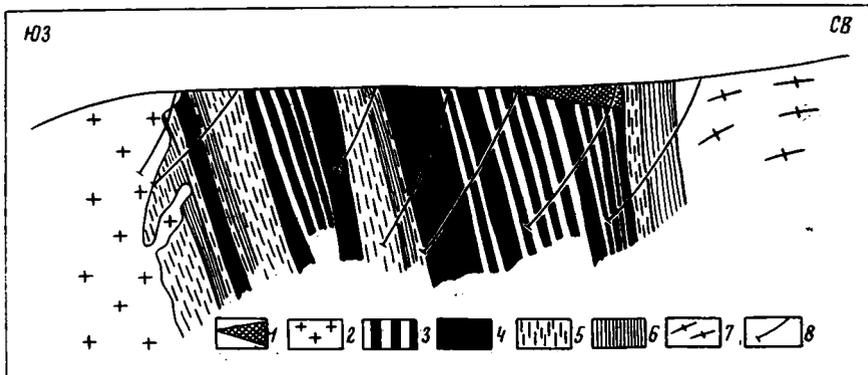
нисто-сланцевой формации локальным пятном залегают интенсивно рассланцованные кварцевые порфиры и тесно связанные с ними туфы и туфогенные сланцы и песчаники. В этом месте ширина выхода железорудных пород и сопровождающих их сланцев снова резко сужается до нескольких километров и неширокой полосой уходит за пределы рассматриваемого района (см. фиг. 17).

Восточнее полосы распространения железисто-кремнисто-сланцевой формации (к югу от коленообразного изгиба у Новой Ялты) заметным распространением пользуются основные и ультраосновные породы. Данные интерпретации магнитных и гравитационных аномалий, проверенных в ряде случаев бурением, показывают, что эти породы залегают в виде вытянутых пластообразных тел длиной до 10 км и более при ширине 0,4—1 км, иногда до 2 км. К этой же полосе приурочены локальные тела железистых кварцитов — Лев-Толстовское, Копенковское, Троицкое. Серебряков считает, что они не продолжаются на глубину более 1—2 км.

Особенности размещения пластов железистых кварцитов на схемах разных исследователей выглядят одинаково даже в деталях, что указывает на достаточную полноту изученности этой части структуры. Напротив, интерпретация тектоники восточной периферии Михайловской структуры обоснована в меньшей мере, что и отражают карты разных авторов. Разница в представлениях состоит в том, что некоторые магнитные аномалии сравнительно небольшой интенсивности И. П. Калинин связывает с выходами основных и ультраосновных пород, тогда как Е. Б. Серебряков считает их обусловленными железистыми кварцитами с большим количеством прослоев сланцев или других пород пониженной плотности (Калинин, 1966; Серебряков, 1966).

К сожалению, многие вопросы стратиграфии докембрия КМА остаются до сих пор открытыми, в связи с чем возникают трудности и при составлении профилей структур. Имеющиеся в настоящее время материалы показывают, что толкование Михайловской структуры как синклинальной складки не является строго доказанным. Дело в том, что на Воронежском кристаллическом массиве «нет ни одной, даже небольшой геологической структуры в докембрии, которая была бы изучена на всю мощность слагающих ее протерозойских пород» (Леоненко, 1966, стр. 10). Из этих слов ясно, что профили, изображающие синклинальное строение железорудных комплексов, отражают представления исследователей, выходящие за пределы прямых наблюдений (см. фиг. 17а).

Если снять интерполируемую часть профиля, то совершенно отчетливо видно, что на протяжении 25 км пласты выведены из своего первоначального положения и круто наклонены под углом 70—80° на восток, а близ восточной границы с гнейсами угол падения слоев достигает 90° (см. фиг. 17б). Аналогичная форма залегания прослеживается и в более северном сечении, в районе Новой Ялты, где толщу железисто-кремнисто-сланцевых пород на значительном протяжении прорывают микроклинитовые граниты. Обращает на себя внимание многократная повторяемость в разрезе толщи железистых кварцитов и подстилающих их сланцев. Вместе с тем рисунок выходов пластов на докембрийскую поверхность в плане (см. фиг. 16) показывает, что толща железистых кварцитов разобщены и не образуют центрисклиналиных замыканий. Эти данные свидетельствуют о том, что рассматриваемая тектоническая форма не принадлежит к категории структур типа синклинальных складок. Повторяемость в разрезе моноклинали толщи железистых кварцитов и сланцев, по-видимому, обусловлена чешуйчатым строением Михайловской коленчатой моноклинали. Ее структуру в ряде мест осложняют сколовые нарушения. В зоне наибольшего раздува мощности железистых кварцитов наблюдаются интенсивное рассланцевание, брекчирование пород и сколовые нарушения, сопровождаемые щелочной минерализацией.



Фиг. 18. Геологический профиль Салтыковского месторождения, по А. А. Прозоровскому (1955)

1 — железные руды; 2 — граниты; 3 — железнослюдково-магнетитовые кварциты; 4 — магнетитовые кварциты; 5 — сланцы двуслюдяные филлитовидные и кристаллические; 6 — магнетитовые кварциты с куммингтонитом, тремолитом и актинолитом; 7 — гнейсы; 8 — скважины

Анализ геологических схем и профилей Михайловского месторождения показывает, что скопления железорудных пород, с которыми связаны «узлы аномалий», тяготеют к поперечным изгибам моноклиналей. В этом свете особенно интересны данные о тектонике района Старооскольского «узла аномалий», в частности его Коробковского месторождения.

Коробковская чешуйчатая структура расположена между линейными тектоническими формами, прослеживающимися в северо-западном направлении: Лебединской — на северо-востоке и Салтыковской — на юго-западе.

В пределах Салтыковского участка породы образуют моноклираль, поперечное сечение которой не превышает 600—800 м. Магнетитовые, железнослюдково-магнетитовые, а также магнетитовые кварциты с куммингтонитом, тремолитом и актинолитом многократно перемежаются здесь со сланцами двуслюдяными, филлитовидными и кристаллическими. На всем протяжении рассматриваемого сечения породы однообразно наклонены на северо-восток под углом 75—85°. В этом направлении они погружаются под толщу двуслюдяных гнейсов с прослоями амфиболитов, как это показано на профиле (фиг. 18). Юго-западнее Салтыковской моноклинали распространены граниты и гранодиориты (Прозоровский, 1955).

Похожие условия залегания наблюдаются и в Лебединской полосе развития железистых кварцитов, в зоне сочленения ее с Коробковским месторождением. Согласно данным Н. А. Плаксенко и А. А. Прозоровского, толщи сланцев, безрудных и железистых кварцитов, так же как и в Салтыковской моноклинали, наклонены на северо-восток под углом 65—70° под толщу кварцево-гранато-биотитовых сланцев.

Коробковская структура сложена почти исключительно железистыми кварцитами и в незначительной мере сланцами. Наряду с железнослюдково-магнетитовыми кварцитами здесь выделяются куммингтонито-магнетитовые и доломито-магнетитовые кварциты. В плане рудные кварциты образуют коленообразную форму, поперечное сечение которой не превышает 4 км. В разных частях рудного поля наблюдаются различные простирания пластов железистых кварцитов: на юго-западе они простираются к северо-западу, в центральной части простирание близкое к широтному, местами слегка отклоняющееся на северо-восток и юго-восток, а вдоль восточной периферии рудного поля наряду с широтными простираниями снова выявляются северо-западные. В пределах рассматриваемого

мой структуры пласты железистых кварцитов залегают очень круто, почти вертикально. Вертикальное падение пластов прослежено от поверхности докембрия на глубину до 200—250 м.

Коробковская структура представляет собой весьма своеобразное тектоническое образование. Разрывные деформации являются характерным элементом ее строения. Они простираются в северо-западном направлении согласно с простираaniem смежных моноклинальных структур и принадлежат к категории крутопадающих надвигов или взбросо-сдвигов с амплитудой перемещения до нескольких сот метров (Егоров, 1961).

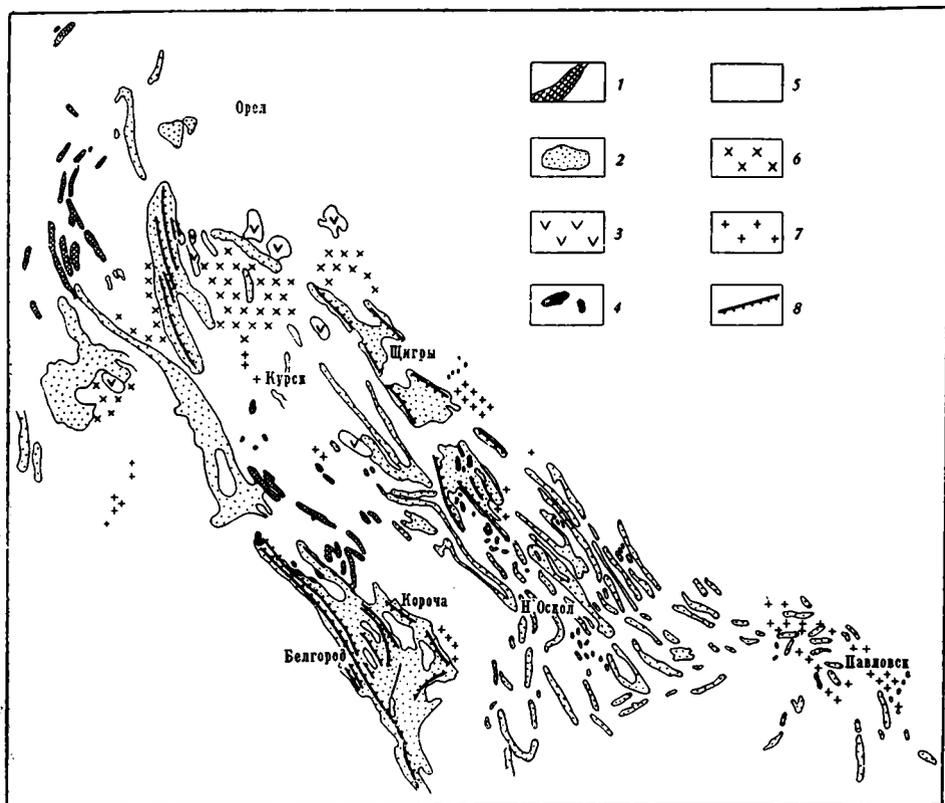
В тесной связи с крутыми надвигами находятся зоны смятия и брекчирования пород, приуроченные к контактам железистых кварцитов с вмещающими их сланцевыми толщами, а также к внутренним частям толщи железистых кварцитов. Разрывные нарушения сопровождаются будинированными и рассланцованными породами, продольными и диагональными трещинами скалывания, а также многочисленными и разнообразными по форме и размерам пликативными дислокациями, не свойственными смежным структурным формам. Складки с раздутыми замками и сплюснутыми крыльями, килевидные, с редуцированными, а также выжатыми замками, разбитыми трещинами кливажа,— все эти формы дислокаций ориентированы в северо-западном направлении, лишь изредка наблюдается обратное падение осей складок к юго-востоку, под углом 85—90°.

Разрывные деформации сопровождаются образованием метаморфогенного магнетита, обволакивающего обломки тектонических брекчий. Вдоль трещин скалывания местами прослеживаются зоны эгиринового, доломито-анкеритового минералообразования, а также интенсивной куммингтонизации, заметно ослабевающей по мере удаления от разрывов. Зоны карбонатизированных железистых кварцитов вдоль продольных разрывов местами достигают ширины 50—100 м, а куммингтонизированных — 30—80 м (Егоров, 1966).

Приведенные данные свидетельствуют о том, что Коробковская структура представляет собой серию сложно деформированных крутонаклоненных пластин железистых кварцитов, ограниченных крутыми надвигами или взбросами северо-западного простираания, образующими вместе чешуйчатую структуру. Возникновение разрывных нарушений сопровождалось в пределах Коробковской структуры интенсивными пластическими деформациями и проявлением щелочного и щелочноземельного метасоматоза.

Тектоническая природа Коробковской структуры во многом остается загадочной. С одной стороны, намечается обособленное, локальное положение этой формы и определенное сходство ее морфологии, вещественного состава и характера метасоматических преобразований пород с трубообразной Желтореченской структурой Кривого Рога. С другой стороны, выявляется тесная связь простирааний всех деформаций с направлением моноклиналей, органичивающих с северо-востока и юго-запада рассматриваемую структуру. Как увязать эти особенности строения, пока остается неясным. Вместе с тем следует подчеркнуть, что Салтыковская и Лебединская моноклинали представляют собой элементы однотипно построенных структур, объединяемых под названием Старо-Оскольской группы месторождений.

Как известно, западнее Салтыковской моноклинали расположена наиболее протяженная Шигровско-Тимская полоса линейных магнитных аномалий, прослеженных на протяжении более 175 км при ширине выхода железистых кварцитов в Тимском районе не более 0,3 км. Во многих сечениях этой полосы выявляется одна и та же картина строения: железистые кварциты, вмещающие их толщи сланцев и карбонатные породы, венчающие разрез метаморфических комплексов, образуют мо-



Фиг. 19. Схема тектоники докембрия КМА

1—4—формации метабазитового ряда: 1—железистых кварцитов (среди гнейсов и мигматитов), 2—диабазово-спилитовая, джеспилитовая, терригенно-карбонатная, 3—габбро-амфиболитовая, 4—гипербазитовая; 5—7—формации гранитоидного ряда: 5—гнейсо-гранитов, 6—плагногранитов, 7—микроклиновых гранитов; 8—поверхности крутых надвигов

ноклираль, наклоненную на северо-восток под углом $50-70^\circ$. Между железистыми кварцитами и перекрывающими их филлитовидными сланцами, а также внутри толщ железистых кварцитов прослеживаются поверхности тектонических несогласий, сопровождаемые зонами брекчирования и мартитовым оруденением.

Заметно меньшая по протяженности полоса аномалий проходит через поселки Ястребовка и Стойло. На Ястребовском участке, так же как и в Щигровско-Тимской полосе, в узкой зоне вскрыты железистые кварциты среди подстилающих и перекрывающих их сланцев. В составе верхней сланцевой толщи наряду с углисто-глинистыми разностями присутствуют горизонты гранато-биотитовых сланцев с тальком, а нижнюю составляют биотитовые сланцы, сменяющиеся вниз по разрезу роговообманково-биотитовыми парагнейсами. Толща железистых кварцитов Ястребовского участка отличается многопластовым строением: железистые породы чередуются здесь с горизонтами кристаллических сланцев. Все эти толщ наклонены на юго-запад под углом 65° .

Щигровско-Тимская и Ястребовско-Стойленская узкие полосы железорудной и сопровождающих ее формаций разделяют обширные площади гнейсов и гранитоидов: западнее Щигровско-Тимской полосы на докембрийскую поверхность выходят плагнограниты и их мигматиты.

Коробковский узел аномалий, так же как и Лебединский и Стойленский, вместе с Салтыковской и Лебединской моноклиналиями многие гео-

логи рассматривают как центриклинальное окончание крупного Тим-Ястребовского синклинория, для которого характерны сложно построенный замок и сильно сжатые Щигровско-Тимское и Ястребовско-Стойленское крылья простой формы (Егоров, 1961).

Изложенные выше данные об условиях залегания пород Старо-Оскольской структурной системы противоречат такому представлению. Они в большей мере согласуются с предположением о том, что эта система однообразно деформированных слоев метаморфических комплексов глубокого докембрия представляет собой серию кулисообразно расположенных моноклиналей, осложненных крутыми надвигами северо-западного простираня (фиг. 19). Расположение линейных магнитных аномалий дает основание предполагать, что системы моноклиналей образуют три наиболее протяженные кулисы: Щигровско-Тимскую, Салтыковско-Ново-Оскольскую и Ястребовско-Стойленскую. Кроме того, намечается ряд аномалий небольшой протяженности, среди которых одни согласны с простиранем длинных кулис, другие ориентированы в иных направлениях. Узлы аномалий, по-видимому, соответствуют местам с относительно частым расположением чешуй крутых надвигов или взбросов над зонами субширотного простираня пород, совпадающего с коленаобразными изгибами основных структурных линеаментов.

Анализ истории развития деформаций Старо-Оскольской группы и других рассмотренных выше месторождений показывает, что чешуйчатые моноклинали представляют собой характерную форму структурообразования в глубоком докембрии КМА. Тектонические несогласия, осложняющие моноклинали, совпадают с крутыми надвиговыми поверхностями, вдоль которых наблюдаются проявления процессов гипергенного рудообразования. Элементы этих же структур, по-видимому, сохранились в виде плащеобразных залежей маргитовых руд на неровной поверхности железистых кварцитов, стоящих на головах. По-видимому, начальное сжатие происходило вдоль узких зон, не захватывая обширных площадей с плоским залеганием кристаллических пород между Старо-Оскольской чешуйчатой структурой и Михайловской коленчатой моноклиналию.

Особый интерес представляет вопрос о времени заложения моноклиналей. Анализ петрографических и текстурно-структурных особенностей железистых кварцитов КМА привел А. С. Егорова к выводу о том, что формирование «изоклинальных складок» (моноклиналей — А. Н.) происходило в первично-осадочных породах, еще не претерпевших метаморфизма и перекристаллизации. Этот весьма важный вывод для понимания истории развития структуры КМА А. С. Егоров подкрепляет некоторыми данными экспериментальных исследований. Нам представляется, что доводы, выдвигаемые А. С. Егоровым, в равной мере приложимы и к предположению о том, что формирование этих структур происходило в процессе метаморфизма и перекристаллизации пород и что сам фактор метаморфизма, возможно, являлся одной из причин возникновения деформаций.

Литологические особенности первично-осадочных комплексов, их палеогеографическое распределение на площади и в разрезе дают основание предполагать, что образованию чешуйчатых надвигов предшествовала примитивная бассейновая форма структуры, в пределах которой осадки накапливались на обширных пространствах вдали от областей сноса, в относительно спокойных тектонических условиях (Плаксенко, 1966). Контуры этих первичных структур остаются неясными; вместе с тем несомненно, что они были далеки от троговых форм.

В современном срезе они представляют собой реликтовые структуры, сохранившиеся от воздействия процессов гранитизации и ультраметаморфизма, захвативших обширные площади рассматриваемого массива.

Их морфология, по-видимому, обусловлена особым типом тектонических напряжений над зонами с аномальным строением земной коры и верхней мантии (Чамо и др., 1969).

Итак, элементы структуры докембрия КМА и Карелии обнаруживают черты морфологического подобия. Сравнительно-тектонический анализ этих регионов показывает, что породы, образующие формации метабазитового ряда, и на территории КМА выявляют структуру, свойственную сжатию. В этом районе полосовое линейное расположение интенсивных деформаций обусловлено нарушениями надвигового типа. Вдоль поверхностей тектонических несогласий породы надвинуты на юго-запад по крутым поверхностям скалывания. В целом образовалась чешуйчатая структура, строение которой наиболее полно раскрывается в Михайловском, Яковлевском, Белгородском, Салтыковском, Коробковском и других месторождениях.

Фиг. 19 отражает представление автора о тектонике рассматриваемого региона. Нельзя не заметить, что наряду с преобладающим направлением поверхностей наклонов слоев на северо-восток в ряде мест наблюдаются крутые моноклинали с падениями слоев, обратными преобладающему направлению. Их природа остается нераскрытой. Ясно только, что эти нарушения не являются крыльями синклинальных форм. Совершенно очевидно также, что крутые чешуйчатые надвиги или моноклинали, наблюдаемые среди докембрийских образований района Курской магнитной аномалии, так же как и Карелии, принадлежат ряду характерных тектонических форм континентальных сегментов земной коры.

СТРУКТУРЫ ДОКЕМБРИЯ УКРАИНСКОЙ ЖЕЛЕЗОРУДНОЙ ПРОВИНЦИИ

Украинская, или Криворожская, железорудная провинция занимает, как известно, восточную часть Украинского массива. Данные по тектонике супракрустальных образований этого района содержатся в обстоятельных монографиях и статьях Я. Н. Белевцева (1957), М. Н. Доброхотова (1958, 1969), М. Н. Доброхотова и В. А. Кудели (1968), Г. И. Каляева (1965), А. П. Никольского и Н. Н. Ефимова (1960), Н. П. Семененко (1953), Ю. И. Половинкиной (1953) и многих других геологов. Рассматриваемая часть Украинского массива ограничивается областью распространения пород криворожской и метабазитовой серий древнего докембрия, распадающихся на несколько свит (Каляев, 1965). Возраст наиболее древних пород оценивается здесь в 3,5 млрд. лет (Семененко, и др., 1967; Тугаринов, Войткевич, 1966).

Подавляющая часть площади железорудной провинции занята гнейсами и мигматитами, среди которых обнаружены почти все морфологические типы, выделяемые в современных классификациях. Метаморфические породы вулканогенного и вулканогенно-осадочного происхождения образуют здесь ряд своеобразных локальных структур. Их чаще всего, иногда с оговорками, относят к классу синклиналиев (Криворожский, Чертомыльский, Белозерский, Верховцевский), синклиналей (Желтореченская, Михайловская), а также моноклиналей (Восточно-Анновская, Широковская). Только последние две структуры, на наш взгляд, соответствуют морфологической сущности применяемого к ним термина. Остальные понятия требуют уточнения.

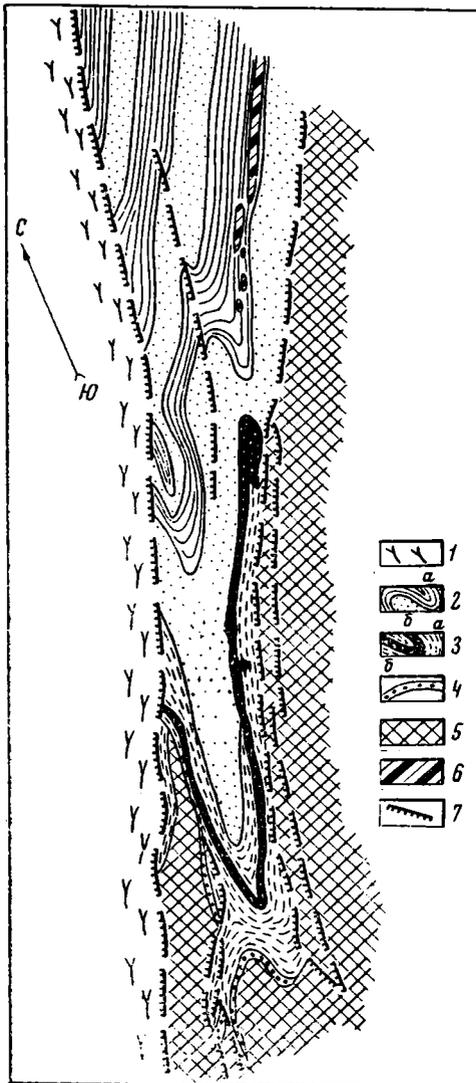
Криворожская система надвигов позволяет существенно изменить представление о Криворожской структуре как о синклиналии или «сложной однокрылой синклинали» (Каляев, 1965). Новые данные показывают, что складчатые деформации не определяют морфологии Криворожской структуры. В этом нетрудно убедиться при анализе геологических карт и профилей, составленных М. Н. Доброхотовым и В. А. Куделей (1968). Обратимся к их рассмотрению. Схематическая геологическая карта, изображенная на фиг. 20, охватывает часть Криворожской структуры, совпадающей с областью распространения пород преимущественно верхней кластогенной и в меньшей мере средней, железорудной свиты криворожской серии.

При взгляде на эту карту прежде всего бросаются в глаза линии дизъюнктивных нарушений, пересекающие рассматриваемую часть Криворожской структуры на протяжении нескольких десятков километров и продолжающихся за ее пределами. Они представляют собой серию крутых надвигов. Один из надвигов ограничивает Криворожскую структуру с запада. В этом месте мигматиты Ингулецкого вала перекрывают различные породы верхней и средней свит криворожской серии: на юге — железорудные горизонты средней свиты, а на севере — кластогенные образования верхней свиты. Вдоль этого надвига, именуе-

мого Западным, прослеживается полоса тектонических брекчий, катаклизмов и милонитов мощностью до 150 м. Амплитуда перемещений местами достигает 4—5 км. Перемещение вдоль поверхности надвига не только вертикальное, но и горизонтальное (Кудея, 1965). В южной части западный надвиг имеет чешуйчатое строение. Вдоль поверхности скола местами залегают линзы и пластообразные залежи тальково-карбонатных пород (Черновский, 1960).

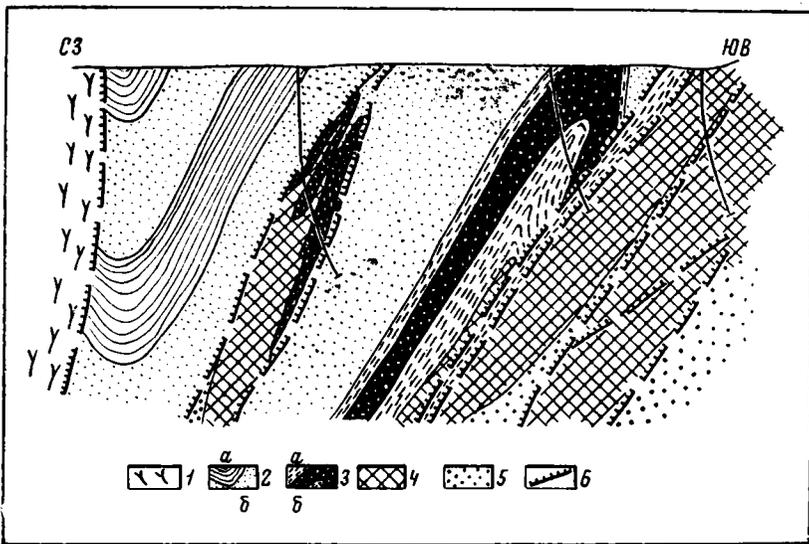
Кулисообразно расположенные дизъюнктивные нарушения прослеживаются и близ границы распространения пород верхней и средней свит криворожской серии. Наиболее крупный из них — Саксаганский надвиг — проходит в зоне распространения железорудных пород криворожской серии и вдоль границы этих пород с терригенными образованиями верхней свиты. Это по-существу система надвигов субмеридионального простирания, продолжающаяся далеко на север, где она естественно ограничивает ряд локальных структур — Восточно-Анновскую, Желтореченскую и Галешинскую, подобных по своему строению Криворожской.

С зоной Саксаганских надвигов пространственно тесно связана весьма оригинальная по составу толща, которую некоторые исследователи выделяют в отдельную подсвиту K_3^1 (Доброхотов, Кудея, 1968). Эта толща не поддается стратиграфическому расчленению даже в пределах одной структуры. В ряде мест она включает в себя своеобразные породы, определяемые как седиментационные брекчии. Последние не имеют определенного стратиграфического положения, залегают на разных горизонтах средней свиты, а перекрывают их породы разных подсвит верхней свиты. Брекчии состоят из обломков железистых кварцитов свиты (K_2), сцементированных кварц-магнетитовым или карбонатным цементом. Отдельные линзы и пласты этих брекчий достигают 30 м мощности и прослеживаются по простиранию до нескольких сот метров. В Саксаганском районе, между рудником им. Ф. Э. Дзержинского и рудником им. В. И. Ленина, рас-



Фиг. 20. Геологическая схема Криворожской структуры, по М. Н. Доброхотову и В. А. Куделе (1968)

1 — мигматиты биотито-плаггиоклазовые, микроклинизированные. Криворожская серия. 2—4 — верхняя свита: 2 — сланцы (а), конгломераты, песчаники (б), 3 — графитовые сланцы, конгломераты, песчаники (а), доломиты, мраморы (б), 4 — брекчии железистых кварцитов с линзами — будинами доломитов; 5 — средняя свита: железистые кварциты; 6 — нижняя свита: амфиболовые сланцы; 7 — поверхности надвигов



Фиг. 21. Геологический профиль Криворожского надвига, по М. Н. Доброхотову и В. А. Куделе (1968)

1 — мигматиты биотито-плагноклазовые, микроклинизированные. Криворожская серия. 2—3 — верхняя свита: 2 — сланцы (а), конгломераты, песчаники (б), 3 — графитовые сланцы (а), доломиты (б); 4 — средняя свита: железистые кварциты, 5 — нижняя свита: песчаники, конгломераты; 6 — поверхности надвига

смаатриваемая толща представлена отдельными линзами — будинами протяженностью до 200 м и мощностью от 8 до 30 м. На южном продолжении Криворожской структуры, в зоне сочленения пород кластогенной свиты (K_3) с железорудной (K_2), преобладают доломиты мощностью от 4 до 10 м.

Данные о составе и структуре пород, объединяемых в подсвиту K_3^1 , наводят на мысль о том, что рассматриваемая толща образовалась вдоль поверхности крупного тектонического несогласия. В современном срезе она почти непрерывно прослеживается на протяжении десятков километров вдоль поверхностей Саксаганских надвигов. По-видимому, породы, относимые к подсвите K_3^1 , не могут рассматриваться в ранге стратиграфического подразделения. Их образование тесно связано с формированием Саксаганских надвигов.

Между Западным и Саксаганским надвигами располагаются менее крупные по протяженности и амплитуде перемещения нарушения. К ним принадлежат Тарапаковский надвиг, Продольный разлом, многочисленные поперечные разломы субширотного простирания, а также Саксаганский подвиг. Все эти нарушения сопровождаются зонами интенсивной трещиноватости и кливажа, а также дробления пород, многочисленными борозды и зеркала скольжения.

Породы, зажаты между надвигами, обнаруживают полосовое распространение в плане и моноклиналиное залегание в разрезе. На карте видны многократно чередующиеся полосы кварцитопесчаников и конгломератов со сланцами кварцево-биотитовыми и кварцево-графитовыми. Эти кластогенные отложения, относимые к верхней свите криворожской серии (K_3), в свою очередь перемежаются с железистыми кварцитами и сланцами средней свиты (K_2) той же серии. И терригенные породы верхней свиты, и резко отличные от нее по составу железорудные образования средней свиты обнаруживают однообразные условия залегания слоев. Они наклонены к западу под углом $75-80^\circ$. Весьма любопытно, что граница между верхней и средней свитами, как правило, совпадает с поверхностями надвигов (фиг. 21).

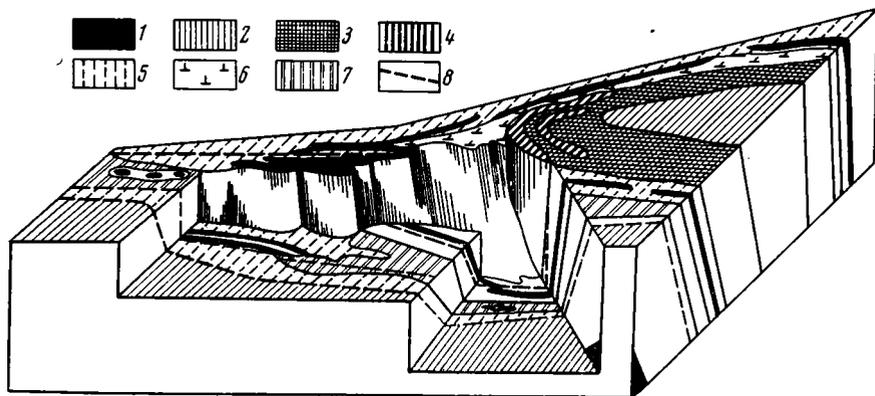
В южной половине рассматриваемой части Криворожской структуры породы верхней свиты (К₃) образуют подобие центриклинали, сильно нарушенной поперечными и продольными пликативными и дизъюнктивными деформациями различной формы и размера. В районе рудника им. М. В. Фрунзе они сопровождаются неожиданным раздувом мощности доломитовых мраморов, совершенно исчезающих севернее рудника и образующих устойчивый горизонт к югу от места раздува. Все эти и другие данные об условиях залегания метаморфических пород верхней и средней свит криворожской серии наглядно видны на геологических схеме и профиле (см. фиг. 20, 21).

Криворожская система надвигов прослеживается к северу вплоть до г. Кременчуга. Эта зона деформаций известна под названием Криворожско-Кременчугской.

На протяжении восточной полосы надвигов Криворожской системы расположена Восточно-Анновская моноклираль. Она сложена амфиболитами, апоспилитами и амфиболовыми сланцами метабазитовой серии, метапесчаниками и кварцитами нижней свиты и сланцами и железистыми породами средней свиты криворожской серии. Породы простираются на северо-запад и наклонены к юго-западу под углом 80°; местами слои стоят вертикально. Северо-западное окончание Восточно-Анновской моноклинали перекрыто крутым надвигом субмеридионального простирания, прослеживающимся к северу в пределы Желтореченской и других структур, расположенных кулисообразно относительно поверхности субмеридиональной Криворожско-Кременчугской системы надвигов.

Желтореченская моноклираль прослежена на протяжении около 20 км. Зеленокаменные породы образуют значительную часть этой структуры, достигающей в поперечном сечении 3 км. На северо-западе, на простирании вертикально стоящих слоев амфиболовых сланцев, располагается трубообразное тело, сложенное различными породами криворожской серии. Его форма прекрасно видна на блок-диаграмме, составленной Г. И. Каляевым. Ему же принадлежат и другие интересные сведения о строении этой оригинальной структуры, осложняющей Желтореченскую моноклираль (Каляев, 1965). Вместе с тем необходимо заметить, что представление названного исследователя об этой структуре как о синклинальной складке, на наш взгляд, нуждается в уточнении.

На блок-диаграмме (фиг. 22) видно, что кварциты, графито-биотитовые и серицитовые сланцы вырисовывают в плане следы концентриче-



Фиг. 22. Блок-диаграмма трубообразного тела на северо-западном окончании Желтореченской моноклинали, по Г. И. Каляеву (1965)

1 — железные руды; 2 — графито-биотитовые и серицитовые сланцы; 3 — кварциты; 4 — доломиты; 5 — амфиболовые сланцы; 6 — альбититы; 7 — железистые кварциты; 8 — тектонические несогласия

ских поверхностей, круто погружающихся под углом до 80° на глубину. Форму трубообразного тела подчеркивают железорудные пласты и линзы, приуроченные к окружающим его со всех сторон рассланцованным амфиболовым сланцам.

Г. И. Каляев отмечает, что породы рассматриваемой части Желтореченской структуры несут на себе следы более высоких ступеней метаморфизма по сравнению с породами криворожского разреза. Здесь сланцевые горизонты средней свиты криворожской серии представлены роговообманковыми и куммингтонитовыми разностями, а среди амфиболитовой толщи появляются пачки роговообманковых гнейсов. В тесной связи с трубообразной структурой находятся также проявления щелочных метасоматических процессов. Как видно на фиг. 22, альбититы опоясывают западную окраину структуры, расширяясь до килевидной формы в зоне, переходной к моноклинальному залеганию пород. Железорудные залежи «также представляют собой метасоматически обогащенные магнетитом тела, образовавшиеся путем замещения магнетитовых кварцитов или сланцев в зонах рассланцевания» (Каляев, 1965, стр. 105).

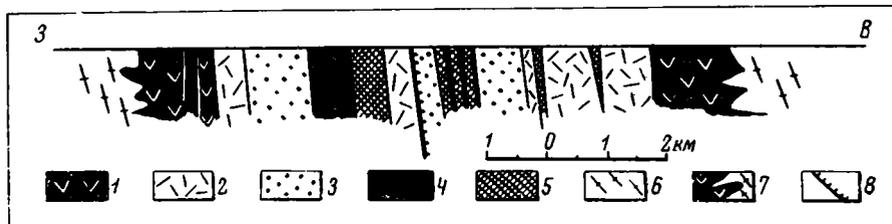
Приведенные данные о структуре и породах, составляющих трубообразное тело, дают основание предполагать, что эта форма близка по природе трубкам взрыва. Это предположение, однако, нуждается в дальнейшем исследовании.

С зоной трубообразного залегания пород Желтореченской структуры связаны надвиги северо-западного простирания. Наиболее значительный среди них — Даниловский надвиг, вдоль которого породы переместились на северо-восток, под некоторым углом к Криворожской системе надвигов субмеридионального направления.

Итак, среди тектонических форм Криворожско-Кременчугской полосы распространения метаморфических пород развиты вполне определенные морфологические типы структур — моноклинали, трубообразные тела и крутые надвиги. Морфология этих структур и их соотношения в пространстве свидетельствуют о том, что процесс образования Криворожско-Кременчугской системы надвигов является наложенным на моноклинальные формы. Одни из надвигов этой системы согласны с простираниями слоев моноклиналей, как, например, в Криворожской структуре, другие срезают ранее сформировавшиеся зоны деформаций под некоторым углом, как это имеет место в Восточно-Анновской и Желтореченской моноклиналах. Криворожско-Кременчугская система надвигов объединяет длинный ряд кулисообразно расположенных реликтов их структур на протяжении около 200 км. Таким образом, выявляется определенная направленность тектонических движений, вызванных односторонне ориентированными напряжениями.

Особое место среди рассмотренных структур занимают трубообразные тела. Их морфология в известной мере напоминает уже знакомые нам черты строения коленообразных изгибов моноклиналей района КМА. Вслед за Я. Н. Белевцевым (1957) можно предполагать, что трубообразные формы тяготеют к поперечным изгибам моноклинальных структур, предшествовавших образованию Криворожско-Кременчугской системы надвигов.

Белозерская система надвигов известна в литературе как Белозерский синклиний. Его границы с окружающими мигматитами представляют собой метасоматические контакты, наиболее полно изученные вдоль западной окраины структуры. Основанием для определения синклинойной структуры является то, что в «западном и восточном крыльях залегают породы наиболее древней диабазово-спилитовой формации, а в центральной части ...кератофиристо-сланцевая, нижняя терригенная, джеспилитовая и кроющая метабазитосланцевая подформации» (Каляев, 1965, стр. 111). При этом выходы на поверхность «наибо-



Фиг. 23. Геологический профиль Белозерской чешуйчатой моноклинали. Составила автор по материалам Г. И. Каляева (1965)

1 — диабазово-спилитовая формация; 2—3 — кератофиристо-сланцевая формация: 2 — туффи́ты, кварцевые апокератофиры, кварцево-серцитовые и хлоритовые сланцы, 3 — сланцы, кварцитопесчаники, туфосланцы; 4 — джеспилитовая формация; 5 — ультрабазитовая формация; 6 — мигматиты; 7 — метасоматические контакты; 8 — поверхность Белозерского надвига

лее древних» диабазово-спилитовых пород во внутренней части структуры рассматриваются как «антиклина́ли высшего порядка».

Анализ геологической карты и профилей, составленных в результате исследований В. Д. Ладиевой (1965), Г. И. Каляева и других, не позволяет согласиться с такой трактовкой Белозерской структуры. Если отвлечься от интерполяций, то строение этой тектонической формы представится как серия чешуйчатых надвигов, осложняющих моноклинал, сложенную породами диабазово-спилитовой, кератофиристо-сланцевой и джеспилитовой формаций (фиг. 23). Полосовое распространение пород прекрасно видно и на геологической карте. Слои почти повсеместно однообразно наклонены на восток под углом 75—80°. Иногда породы стоят на головах.

Поверхности тектонических несогласий приурочены преимущественно к западной половине структуры. Наиболее значительный по протяженности надвиг — Главный — пересекает южную половину Белозерской моноклинали. На широте пос. Тимошевка он разветвляется на две чешуи — одна прослеживается на северо-запад — Малобелозерский надвиг, другая продолжается на север по простиранию Главного надвига. Вдоль плоскости разрыва, круто наклоненной к востоку, приведены в контакт породы, занимающие разное положение в формационном разрезе. На юге вдоль поверхности надвига соприкасаются кварцевые кератофиры и ультрабазиты, в центральной части — сланцы и кварцитопесчаники кератофиристо-сланцевой формации с амфиболитами и туфосланцами джеспилитовой формации, а на северо-западе в контакт приведены разные части разреза кератофиристо-сланцевой формации.

С поверхностью Главного надвига тесно связаны тела серпентинитов. Они залегают вдоль простирания этого нарушения в виде пластов мощностью от нескольких сот метров до километра. Согласно с простиранием Главного надвига юго-западнее пос. М. Белозерка залегают еще несколько пластовых тел ультрабазитов меньшей мощности. Вместе с магнетитовыми кварцитами диабазово-спилитовой формации они представляют собой серию маркирующих толщ, вырисовывающих детали строения надвиговой структуры. Восточнее основного тектонического несогласия наблюдаются локальные пластовые тела серпентинитов, местами осложненные поперечными нарушениями предположительно сбросо-сдвигового характера (Каляев, 1965).

Таковы вкратце основные черты тектоники Белозерской структуры, которую, на наш взгляд, правильнее именовать системой белозерских надвигов. Из изложенного видно, что морфологические элементы рассматриваемой тектонической формы подобны элементам структуры Криворожско-Кременчугской полосы.

Глубинное строение Белозерской структуры весьма существенно отличается от строения смежных участков. Под Белозерской системой надви-

гов поверхность Мохоровичича зафиксирована на меньшей глубине, чем на окружающих участках. А. В. Чекунов отмечает, что в Белозерском районе наряду с резким усложнением общей структуры земной коры, появлением в верхних ее частях многочисленных преломляющих горизонтов с высокими скоростями, свойственными основным и ультраосновным породам, наблюдается аномальное затухание волн от раздела Мохоровичича, которое, по-видимому, связано с сильной нарушенностью этой сейсмической границы и, возможно, с определенным изменением ее физических свойств (Чекунов, 1966).

На простирации Белозерской системы надвигов к северо-востоку среди поля мигматитов и гранитов располагается Конкская реликтовая структура, сложенная породами тех же формационных комплексов, что и Белозерская. Породы названных реликтовых структур принадлежат древнейшим супракрустальным образованиям земной коры. Возраст их метаморфизма и кристаллизации, определенный по роговым обманкам, не менее 3500 млн. лет (Семененко и др., 1967). Метаморфические вулканогенно-осадочные образования составляют здесь чешуйчатую структуру из круто, почти вертикально стоящих слоев кварц-биотитовых и серицитовых сланцев, амфиболитов, железистых пород, кварцитов и гнейсов. С поверхности тектонических разрывов связаны внедрения серпентинитов.

Орехово-Павлоградская зона надвигов ограничивает с востока область распространения структур Конкско-Белозерского вида. Ее образуют биотитовые и биотито-амфиболовые мигматиты, среди которых заключены сравнительно незначительные по размерам (сотни метров—первые километры в поперечном сечении) разобщенные одна от другой моноклинали, «неполные синклинали», или «разорванные линейные складки», сложенные сильно метаморфизованными железисто-кремнистыми, терригенными и вулканическими породами. Наиболее изучены среди них Ново-Павловская, Павловская, Васиновская и Северо-Терсянская реликтовые структуры (Каляев, 1965).

Восточнее зоны распространения названных структур на обширной площади Приазовья среди полей мигматитов обнаруживаются реликтовые формы, подобные развитым в Орехово-Павлоградской зоне. Их морфология описана в недавно опубликованной статье большого коллектива авторов (Каляев и др., 1968).

Высокая степень метаморфизма пород Приазовья служит основанием для некоторых исследователей относить их к наиболее древней тетерево-бугской серии гнейсов. Другие геологи, напротив, не связывают степень метаморфизма с древностью развитых здесь гнейсов. Однако и те, и другие единодушно отмечают разную тектоническую природу Приднепровского и Приазовского полей гранитоидов. Это положение вполне согласуется и с данными о глубинном строении, полученных при сравнительном изучении Белозерской и Орехово-Павлоградской структур (Соллогуб, Чекунов, Калюжная, 1966; Чекунов, 1966).

Под Орехово-Павлоградской зоной, так же как и под Белозерской системой надвигов, наблюдается «изменение структуры поверхности Мохоровичича». Однако, как отмечают А. В. Чекунов и другие геологи, это изменение носит иной характер и заключается в том, что в Орехово-Павлоградском районе «раздел Мохоровичича представлен не одной, а двумя сейсмическими, почти аналогичными границами, отстоящими друг от друга по вертикали почти примерно на 5 км» (Чекунов, 1966, стр. 47).

«Раздвоение» раздела Мохоровичича в районе Орехово-Павлоградской структурной зоны представляет, на наш взгляд, исключительный интерес для понимания структуры глубокого докембрия рассматриваемой части Украинского массива. Нарушения, связанные с аномальным усложнением раздела Мохоровичича, пронизывают всю земную кору и уходят в верхнюю мантию. Земная кора Орехово-Павлоградской зоны

насыщена плотными высокоскоростными породами, представляющими собой, по-видимому, мантийный материал, причем «степень насыщения уменьшается снизу вверх. Нечеткость, «расплывчатость» раздела Моховичича является, по-видимому, следствием этого процесса» (Чекунов, 1966).

Орехово-Павлоградская зона продолжается далеко за пределами Украинского массива; она прослежена под Большедонбасским авлакогеном, поперек его простирания, а на юге пересекает основание Причерноморской впадины. Эта структура подавляющим большинством исследователей относится к категории глубинных разломов (Семененко и др., 1967; Соллогуб и др., 1966; Субботин и др., 1965; Каляев, 1965; Чекунов, 1966).

Обращает на себя внимание однообразное залегание пород вдоль Орехово-Павлоградской зоны. В разобщенных одна от другой моноклиналях слои, как правило, наклонены на восток. Структуру Орехово-Павлоградской зоны пронизывают многочисленные тела ультрабазитов, их пластовые тела нередко залегают согласно с элементами структуры метаморфических комплексов. Вдоль рассматриваемой полосы наблюдается «аномальный раздур зоны взаимоперехода коры и мантии, образованной смесью корово-мантийного материала» (Чекунов, 1967, стр. 23). Эти данные, вместе с тем, что было изложено выше, позволяют высказать предположение о том, что Орехово-Павлоградская зона представляет собой корневую часть глубинной надвиговой структуры, приуроченной к границе раздела Приднепровского и Приазовского блоков земной коры.

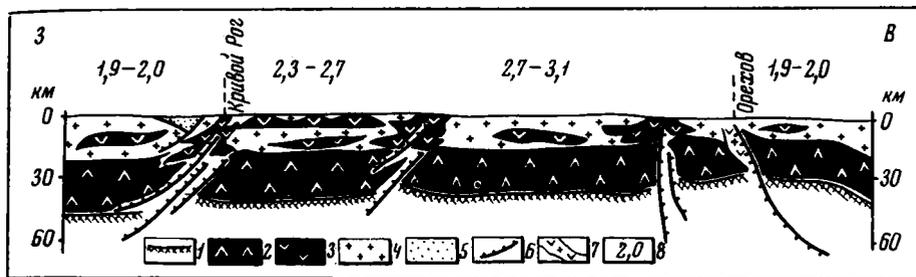
Крутые надвиги и гранито-гнейсовые купола

Сравнительный анализ тектоники Криворожско-Кременчугской системы надвигов с Белозерской и другими реликтовыми структурами Приднепровья показывает удивительное однообразие форм залегания метаморфических комплексов. Два тектонических элемента неизменно присутствуют в реликтовых структурах: моноклинали и разделяющие их крутые поверхности надвигов. Движения вдоль крутых поверхностей надвигов составляли, по-видимому, существенную особенность тектонического развития восточной части Украинского кристаллического массива. Посмотрим теперь, каковы соотношения между структурообразованием такого рода и гранитообразованием.

На фиг. 24 показан гипотетический профиль глубинной структуры Украинской железорудной провинции. Профиль пересекает Криворожскую, Чертомылскую, Конкскую и Ореховскую реликтовые структуры, разделяющие Западно-Ингулецкий вал, Демуриный купол, Запорожское поднятие и Камышевахский купол, сложенные, как известно, разнообразными гранитоидами (Каляев, 1965).

Вместе с обзорными геологическими и тектоническими картами профиль однозначно свидетельствует о том, что в рассматриваемом регионе наиболее широким распространением пользуются разнообразные по составу и возрасту гранитоиды, занимающие огромные, подавляющие площади. Особенности процесса становления гранитоидов на обширных пространствах Украинской железорудной провинции выяснены благодаря исследованиям многих геологов (Белевцев, 1957; Белевцев, Стрыгин, 1960; Стрыгин, 1963; Стрыгин и Довгань, 1961; Никольский и Ефимов, 1960; Каляев, 1965; Доброхотов, 1969).

Обширные поля мигматитов, гнейсов и гранитов образовались в результате интенсивной гранитизации и ультраметаморфизма. Массивы плагиогнейсов и гранодиоритов нередко связаны постепенными перехо-



Фиг. 24. Гипотетический профиль структуры глубокого докембрия Украинской железорудной провинции

1 — поверхность Мохоровичича; 2 — «базальтовый слой»; 3 — формации metabазитового ряда; 4 — гранитоидные формации; 5 — гнейсовая, карбонатная и терригенная формации; 6 — поверхности надвигов, сопровождаемые телами ультрабазитов; 7 — мантийно-коровая формация; 8 — абсолютный возраст гранитоидов, млрд. лет

дами с мигматизированными толщами основных пород. Метасоматические контакты между гранитоидами и вулканогенно-осадочными породами доступны наблюдению во многих местах. На юге Криворожской структуры они рисуются в следующем виде. Метапесчаники южного окончания Криворожской структуры отделены полосой гранитизированных кварцитов от поля плагиогранитов. В этом месте грубозернистые кварцитопесчаники основания metabазитовой серии представлены угловато-округлыми зернами кварца, заключенными в перекристаллизованном кварцево-серцитовом цементе. По направлению к контакту с плагиогранитами в кварцитопесчаниках с псаммитовой структурой «развивается в результате еще далее зашедшей перекристаллизации кристаллобластовая структура... крупнообломочного материала... а мелкозернистый кварц образует агрегаты с мозаичной структурой... Еще далее в направлении к гранитам структура кварцитов становится гранобластовой, зубчатой, породы постепенно переходят в гибридные в виде мигматитов и, наконец, замещаются гранитами» (Каляев, 1965, стр. 114—115).

Похожие соотношения между гранитоидами и породами metabазитовой и криворожской серий выявляются и вдоль бортов Желтореченской моноклинали, по окраинам Белозерской структуры и в других местах. Во всех случаях не наблюдается полной гомогенизации вещества преобразующихся пород: сланцевые горизонты криворожской серии замещаются гнейсами, амфиболо-магнетитовые и другие железистые кварциты — пироксено-магнетитовыми кварцитами, «кварцитопесчаники — слюдястыми кварцитами; углистые сланцы — нередко графитовыми гнейсами, доломиты и доломитовые мраморы — пироксенсодержащими метасоматитами с доломитовыми мраморами; филлиты — плагиоклазсодержащими слюдяными сланцами; сланцевые толщи (особенно верхней свиты криворожской серии) — биотитовыми гнейсами и т. д.» (Каляев, 1965, стр. 151).

Примечательно, что останцы негранитизированных пород, заключенные в толщах гнейсов и мигматитов, сослужают исключительно из пород metabазитовой и криворожской серий. Среди них обнаруживаются, по выражению Г. И. Каляева, «буквально все различия», образующие реликтовые структуры. Вокруг останцов амфиболитов среди плагиогранитов наблюдается зональное изменение химического и минерального состава и текстуры породы. Плагиограниты приобретают черты гибридной породы по мере приближения к контактам с амфиболитами. Исчезает калиевый полевой шпат, увеличивается основность плагиоклаза, отсутствует акцессорный циркон.

Эти данные наряду с другими приводят многих исследователей к однозначному выводу о том, что огромные поля мигматитов и других

гранитоидов представляют собой вторичные образования. Наложенность процессов гранитообразования является весьма важной чертой геологического развития востока Украинского массива. Зеленокаменные породы метабазитовой и железорудной формаций, по-видимому, были тем субстратом, вещество которого подверглось интенсивному преобразованию в связи с обширным гранитоидным магматизмом.

Формирование гранитоидных структур Украинской железорудной провинции происходило неравномерно на протяжении длительного времени. Г. И. Каляев отмечает, что некоторые из куполов были заложены в глубоком докембрии и в зачаточном виде уже существовали к моменту отложения осадков криворожской серии.

Геохронологическая карта украинского докембрия, составленная Н. П. Семененко (1953) по данным измерения возраста амфиболов, в известной мере отражает отмеченную неравномерность образования гранитоидных структур. Из анализа карты следует, что широкое проявление гранитоидного магматизма охватывает интервалы времени 3100—2700 млн. лет (Запорожский массив), 2700—2300 млн. лет (Демурирский купол), 2300—2000 млн. лет (Ингулецкий вал).

Становление гранитоидов западнее и восточнее рассматриваемой области (Кировоградский массив, Приазовье) происходило в основном в среднем докембрии: 2000—1900 млн. лет назад. Таким образом, вырисовывается обширное длительно формировавшееся Приднепровское поднятие, в пределах которого различаются обособленные участки структуры глубокого докембрия разного возраста. Эта структура на основании геологических данных была выделена в свое время Ю. Ир. Половинкиной под названием Приднепровского мегантиклинория (Половинкина, 1953; Никольский, Ефимов, 1960; Каляев, 1965).

Анализ истории развития Приднепровского поднятия показывает, что явлениям гранитизации и ультраметаморфизма предшествовало формирование пород железорудной и метабазитовой формаций. К тому же ряду формаций принадлежит гипербазитовая, представленная линзами, пластовыми телами или останцами среди гранитоидных формаций. Иными словами, геологическое развитие Приднепровского сегмента распадается на два крупных этапа, различающихся рядами магматических формаций. Наиболее ранний связан с основным вулканизмом и, по-видимому, ультраосновными протрузиями (Книппер, 1969); для второго, более позднего характерно преобразование пород в результате гранитизации и ультраметаморфизма. Смена их во времени происходит неравномерно и неодновременно, в соответствии с неравномерным ростом куполовидных форм.

Такая последовательность формационных рядов, свидетельствующая об определенной направленности геологических событий в истории развития земной коры в глубоком докембрии, впервые была подмечена Н. В. Фроловой (1955) на Алданском щите и, по-видимому, является характерной для основания всех древних платформ северного полушария (Павловский, Марков, 1964; Штрейс, 1964). Совершенно очевидно, что гипербазитовая, вулканогенная — метабазитовая — и железорудная формации образовались при тектонических условиях, весьма отличных от условий, господствовавших при гранитообразовании.

Теперь уже многие исследователи считают, что в основании наиболее древнего формационного ряда залегает гипербазитовая формация, состоящая из серпентинитов, диабазов, а также габбро и перидотитов. Эффузивно-осадочные породы рассматриваемого ряда — сланцево-амфиболитовая и кератофиристо-сланцевая серии — образуют диабазо-спилитовую и кератофиристо-сланцевую формации.

К тому же ряду формаций принадлежат, по-видимому, и многочисленные пластовые тела тальковых пород: карбонатно-серпентино-таль-

ковых, карбонатно-серпентиновых и хлорито-тальковых. Они широко распространены в разных частях разреза криворожской серии среди образований сланцево-амфиболитовой серии и местами достигают мощности 200 м (западная часть Лихмановской структуры); на других участках мощность тальковых пластовых тел обычно не превышает 10—20 м. А. П. Никольский отмечает, что в химическом составе тальковых пород наблюдается высокое содержание магния (22—23%), железа (8—10%), никеля (от десятых долей до 1%) и хрома (сотые и первые десятые доли процента) при сравнительно низком содержании кремнекислоты (38—40%). Под микроскопом среди них выявляются реликты структур магматических пород. Эти данные о составе и структурно-текстурных особенностях тальковых пород позволяют связывать их природу с процессами преобразования пироксенитов, перидотитов и пикритов (Никольский, Ефимов, 1960).

Железорудная формация обнаруживает тесную связь с нижележащими членами диабазо-спилитовой формации. Амфиболиты, широко развитые в диабазо-спилитовой формации, встречаются и среди пород криворожской серии. И те, и другие амфиболиты содержат реликты диабазовой структуры, обнаруживают сходство по химическому и минеральному составу и образуют согласно залегающие серии, образование которых происходило «без существенного перерыва, так как в процессе формирования криворожской серии продолжались излияния основной магмы, впоследствии давшей амфиболиты» (Никольский, Ефимов, 1960, стр. 110). Весьма любопытно также то обстоятельство, что в породах аркозового горизонта, развитого в основании криворожской серии, заметным распространением пользуются хромитовые песчаники, среди которых содержатся гальки слабо метаморфизованных сланцев, сложенных фукситом, цементирующим зерна хромита.

Вероятно, криворожскую железорудную формацию следует рассматривать в одном ряду с формациями гипербазитовой, спилито-диабазовой и кератофиро-сланцевой. Эта формация, по-видимому, принадлежит к категории «слоистых формаций» разреза океанической коры (Штрейс, 1967). Венчает разрез древнего формационного ряда терригенно-карбонатная формация, состоящая из пород верхней свиты криворожской серии.

Какими же были стиль деформаций и характер породивших их движений в ранний, «догранитоидный» этап развития? Этот вопрос, на наш взгляд, представляет первостепенный интерес. Исключительное значение имеет тот факт, что породы, образующие реликтовые структуры Украинской железорудной провинции — Белозерской, Чертомылльской, Конкской, Сурской, Верховцевской и других, в течение огромного интервала времени глубокого докембрия не были гранитизированы в той степени, как это наблюдается на смежных с ними площадях. Явление это, по-видимому, не случайное, так как гранитоиды формировались на обширных пространствах многих десятков тысяч квадратных километров в течение почти полутора миллиардов лет. Неохваченными гранитизацией оказались структуры, наибольшее сечение которых не превышает 10—20 км, а чаще всего измеряется первыми километрами.

Удивительно, что во всех реликтовых структурах Украинской железорудной провинции сохраняются постоянными черты их строения. Они выражаются в определенной парагенетической ассоциации моноклиналей и осложняющих их поверхностей крутых надвигов.

Совершенно очевидно, что на протяжении всей истории развития рассматриваемого региона реликтовые формы находились в особых условиях сжатия, неблагоприятных для гранитообразования. Места их проявления совпадают с аномальным строением поверхности Мохоровичича, тогда как купола, валы и другие формы залегания гранитоидов

не дают локальных изменений в строении коры и верхней мантии, несмотря на то, что их размеры нередко заметно превышают величины поперечных сечений реликтовых структур. Следовательно, зоны сжатия уже существовали к моменту начала гранитообразования. Соотношения подобного рода, по-видимому, характерны не только для структур глубокого докембрия, но также и для неогая. По этому поводу Н. А. Штрейс неоднократно высказывался, что «гипербазиты представляют собой образования, чуждые процессам становления «гранитного слоя», их магматическое проникновение в области геосинклинальных прогибов происходит в то время, когда под этими прогибами «гранитный» слой, по-видимому, еще отсутствовал или не достиг достаточной зрелости» (Штрейс, 1968, стр. 9).

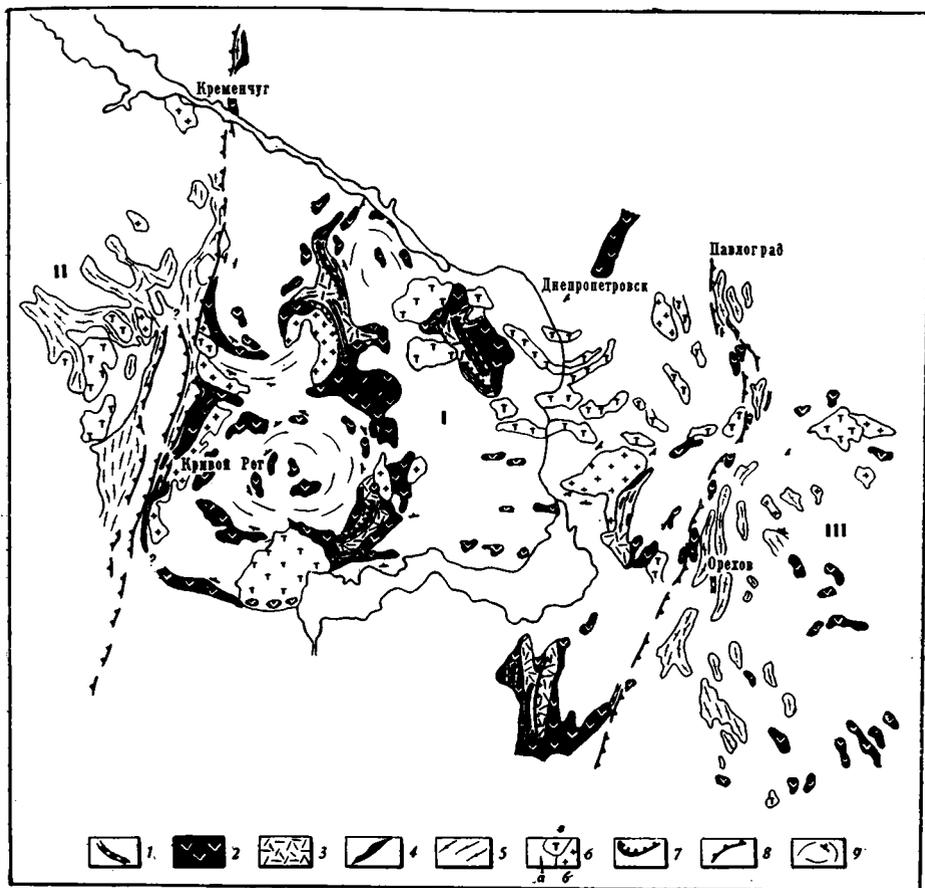
Анализ рисунков геологических границ реликтовых структур также показывает, что деформации пород metabазитовой серии возникли до начала становления приднепровских гранитоидов. Данные геохронологии не противоречат этому выводу. Амфиболиты Конкской реликтовой структуры принадлежат древнейшим породам земной коры. Их возраст, определенный по роговым обманкам, превышает 3,5 млрд. лет (Семененко и др., 1967; Тугаринов, Войткевич, 1966).

В ряде мест видно, что гранитизации подвергались ранее деформированные метаморфические породы. Прекрасные примеры этого явления наблюдаются во многих местах к западу от Криворожского рудного пояса. Так, на Моисеевском участке, западнее Кривого Рога, среди микроклин-плагиоклазовых мигматитов сохранились останцы амфиболовых сланцев и амфиболо-магнетитовых кварцитов, представляющих собой реликты гранитизированного субстрата. Их залегание согласно с общим моноклиальным падением толщ. Аналогичные соотношения между деформациями пород и явлениями гранитизации выступают западнее Анновской моноклинали, в районе Петровского месторождения, Ивановского участка и во многих других местах.

Любопытно также, что в непосредственной близости от даек и штоков гранитов, прорывающих метаморфические толщи, нередко наблюдается своеобразное наложение деформаций пород на моноклиальную структуру. По морфологическим особенностям эти деформации похожи на нарушения, возникающие в связи с внедрением магматического расплава и его остыванием. Породы в этих местах наклонены в сторону магматических тел. Ширина зоны распространения магматогенных деформаций ограничивается непосредственной близостью к дайкам и штокам гранитов. Такого рода явления отчетливо выявляются в пределах многих структур Карельского и Воронежского массивов.

Высказанные соображения позволяют сделать вывод о том, что наиболее ранними тектоническими элементами Украинского массива являются чешуйчатые моноклинали, представляющие собой характерную форму залегания пород, предшествовавшую становлению сиалической оболочки. Морфология этих тектонических элементов, отсутствие замкнутых контуров, центриклинальных и периклиналильных окончаний свидетельствуют о том, что они не принадлежат к складчатым формам, хотя и возникли в результате односторонне направленных напряжений. Таким образом, чешуйчатые моноклинали являются начальной формой структурообразования раннего этапа развития земной коры в глубоком докембрии.

При взгляде на тектоническую карту докембрия Украинской железорудной провинции (фиг. 25) видно, что в расположении реликтовых структур намечается определенная упорядоченность. Их простирания составляют вместе рисунок, напоминающий план расположения островных дуг. При этом Верховцевская и Сурская структуры образуют кулисы северо-западного простирания, а Чертомылльская и Конкская ориен-



Фиг. 25. Схема тектоники докембрия Украинской железорудной провинции. Составила автор по материалам Г. А. Каляева (1965), М. Н. Доброхотова (1964, 1969), Н. П. Семенов (1966), А. П. Никольского и А. Н. Ефимова (1960) и других геологов

I — Приднепровский блок; II — Кировоградский блок; III — Приазовский блок
 1—4 — формации метабазитового ряда: 1 — ультрабазитовая, 2 — диоритово-спидитовая, 3 — кератофири-сланцевая, 4 — джеспилитовая; 5, 6 — формации гранитоидного ряда: 5 — нерасчлененные (гнейсовая, карбонатная, терригенная), 6 — гнейсовая (а), гранито-батолитовая (б), аплитовидных пегматоидных гранитов (в); 7 — надвиги дугообразной формы; 8 — системы надвигов в зонах сочленения между блоками; 9 — ориентировка гнейсовидности

тированы на северо-восток. Согласно с простирающимися названных форм располагаются и некоторые структуры Криворожско-Кременчугской полосы на западе и Орехово-Павлоградской зоны на востоке. Дугообразные моноклинали представляют собой, по-видимому, самостоятельную морфологическую разновидность структурообразования раннего докембрия. Их возникновение связано с какими-то пока нераскрытыми особенностями глубинной тектоники Украинской железорудной провинции, отличными от Карельской зоны сжатия. Обращает на себя внимание морфологическое подобие этих тектонических форм контурам современных островных дуг океанических областей. Весьма вероятно, что механизм заложения островных дуг над поверхностями сколов, изображенных на схеме М. С. Маркова, И. А. Соловьевой и В. Д. Чеховича, повторяет древние черты одной из разновидностей структурообразования глубокого докембрия (Марков и др., 1967).

Моноклинали, как уже было неоднократно отмечено, осложняют поверхности крутых надвигов; одни из них не выходят далеко за пределы

отдельных структур, другие объединяют несколько реликтовых форм, образуя системы крутых поверхностей надвигов. К их числу принадлежат Криворожско-Кременчугская и Орехово-Павлоградская системы. Они, как известно, пересекают в субмеридиональном направлении Украинский массив и прослеживаются в этом направлении далеко за его пределы.

Орехово-Павлоградская структурная зона на севере пересекает основание Большедонбасского авлакогена и раскрывается в виде серии крутых моноклиналей, осложненных поверхностями тектонических несогласий, составляющих вместе чешуйчатую структуру КМА. О большой глубине заложения этой структурной зоны свидетельствуют ультрабазиты, играющие заметную роль среди пород, ее образующих (см. фиг. 24). Эти данные находятся в соответствии с оригинальной сейсмической картиной строения зоны. Вдоль нее мантийный материал располагается наряду с коровым в верхней части разреза земной коры. Отмечается также аномальный раздув переходной зоны между корой и мантией, образованной смесью корово-мантийного материала (Чекунов, 1967).

Для Криворожско-Кременчугской системы надвигов также характерны гипербазиты, тальково-карбонатные и тремолитовые породы, тесно связанные с поверхностями сколов и объединенные в гипербазитовую формацию. В пределах этой зоны выделяется своеобразная толща нестратифицированных пород, разделяющая образования железорудной и терригенно-карбонатной свит криворожской серии. На разных участках ее состав не остается постоянным. Чаще всего она состоит из обломков железистых кварцитов, сцементированных кварцево-магнетитовым или карбонатным цементом.

Приведенные данные о строении Орехово-Павлоградской и Криворожско-Кременчугской систем надвигов позволяют рассматривать их как корневые части глубинных надвигов, связанных с базальтовым слоем земной коры и верхней мантии. Вероятно, не случайно, что поверхности этих крупных линейментов земной коры располагаются вдоль окраин Приднепровского поднятия (на некотором удалении от видимых геологических границ) и обращены навстречу друг другу, в сторону сводовой его части. Очевидно, процесс надвигообразования нарастал во времени и в значительной мере протекал одновременно с явлениями метасоматического замещения и гранитизации. Окончательное завершение развития Криворожско-Кременчугской и Орехово-Павлоградской структурных зон, по-видимому, произошло после образования пород криворожской серии, примерно 2000 млн. лет назад. Становление микроклиновых гранитов продолжалось до 1700 млн. лет назад.

К началу рифейского времени на обширной площади Украинской железорудной провинции уже закончилось преобразование пород, составляющих формации основного ряда, в породы гранитоидного ряда. Общая направленность процесса в сторону разуплотнения вещества привела к оформлению рассматриваемого сегмента земной коры в структуру поднятия с континентальным типом коры. Причины, определившие такое направление развития вещества и смену структурных форм, свойственных разным этапам развития, пока остаются открытыми. Вероятно, они связаны с физико-химической эволюцией Земли как планеты.

О ТЕКТОНИКЕ ОСНОВАНИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Современные данные об условиях залегания метаморфических комплексов детально изученных районов Карелии, Курской магнитной аномалии и Украинской железорудной провинции требуют пересмотра некоторых понятий о ходе развития геосинклинального процесса в глубоком докембрии. Анализ тектоники названных регионов показывает, что представление о структуре карелид как о геосинклинальных и геантиклинальных прогибах и поднятиях не является строго доказанным (Новикова, 1969б). Обобщение геологических и геофизических материалов, собранных многочисленными геологами и геофизиками различных геологических управлений, Института геологии докембрия и геофизических трестов, а также личных наблюдений автора, показывает, что тектонику основания Восточно-Европейской платформы определяют асимметричные чешуйчатые структуры.

Породы, их образующие, принадлежат гипербазитовой, габбро-амфиболитовой, диабазовой (толеитовой), спилито-диабазовой, кератофитосланцевой, железисто-кремнисто-сланцевой формациям metabазитового ряда. Гипербазитовая, габбро-амфиболитовая и диабазовые формации являются ведущими членами названного ряда. Они относятся к наиболее древним образованиям разреза глубокого докембрия рассматриваемых регионов. Эти формации вместе с другими, парагенетически с ними связанными, составляют разрез, во многом сходный с разрезами океанической коры (Пейве, 1969; Книппер, 1970). Наряду с чертами сходства древним формационным рядам рассматриваемых регионов присущи и существенные отличия. Для древнего ряда весьма характерны железорудная и кератофиро-сланцевая формации, неизвестные среди образований океанического типа.

Обширные площади, разделяющие сравнительно узкие зоны распространения формаций metabазитового ряда, заняты гранитоидами, образующими ряд формационных комплексов.

Во всех исследованных регионах западной части основания Восточно-Европейской платформы, доступной для непосредственного изучения, наблюдается однообразный стиль деформаций метаморфических вулканогенно-осадочных пород. В современном срезе они проявляются в виде крутых чешуйчатых надвигов или моноклиналей, наблюдаемых как в одном обнажении, так и при анализе средне- и мелкомасштабных карт целых регионов. При этом сохраняются черты подобия в строении структур разного порядка.

Сколловые поверхности надвигов неизменно сопровождают тектонические брекчии, катаклазиты, милониты, рассланцевание и смятие пород. Тектониты занимают значительное место в строении крупных чешуйчатых структур первого порядка. В их составе наряду с вулканогенно-осадочными метаморфическими породами заметно распространены бескорневые тела ультрабазитов и габбро-амфиболиты, представляющие

собой фрагменты наиболее древних частей разреза рассматриваемых регионов. Многочисленные и разнообразные признаки сжатия пород наблюдаются и в чешуйчатых структурах меньшей протяженности и амплитуды, в тылу крупных линеаментов, Линзы и пластообразные тела серпентинитов, тальково-карбонатных пород, специфические рудопроявления никеля, хрома, молибдена, щелочных титано-магнетитов и других элементов тесно связаны с поверхностями рассматриваемых тектонических несогласий.

Намечается несколько эпох надвигообразования, разделенных интервалами в сотни миллионов лет; при этом сохраняется преемственность в развитии структурных зон. Сколовые напряжения реализуются в пределах одних и тех же регионов обычно параллельно ранее заложившимся поверхностям.

Признаки унаследованного развития чешуйчатых надвигов проявляются в структурах с особым типом глубинного строения земной коры. Поверхность Мохоровичича под ними заметно приподнята относительно смежных участков. Характерно аномальное затухание волн от раздела Мохоровичича, которое геофизики связывают с нарушением этой сейсмической границы и, возможно, с изменением ее физических свойств. Верхние части структуры коры осложняются преломляющие горизонты с высокими скоростями, свойственными основным и ультраосновным породам. Тесная пространственная связь чешуйчатых моноклиналей с зонами нарушений, пронизывающими всю земную кору и уходящими в верхнюю мантию, свидетельствуют о глубинной природе деформаций.

Таким образом, крутые чешуйчатые надвиги или моноклинали представляют собой самостоятельный класс структур основания Восточно-Европейской платформы. Природа этих тектонических форм тесно связана с односторонне направленными напряжениями.

Неповсеместное прерывистое распространение гранитоидных форм свидетельствует о том, что процессы гранитизации и ультраметаморфизма наложились на дифференцированную структуру земной коры, в которой были обособлены зоны, неблагоприятные для гранитообразования. Поэтому весьма вероятно, что заложение наиболее ранних чешуйчатых структур относится к догранитоидному этапу развития основания Восточно-Европейской платформы. Элементы этой дифференциации сохранились на протяжении всей истории развития структуры глубокого докембрия в виде многократно возобновлявшегося надвигового структурообразования.

В связи со сказанным представляется естественным, что формы залегания гранито-гнейсов находятся в тесной зависимости от рисунка поверхностей надвигов. Дугообразные моноклинали окаймляют куполовидные структуры гранитоидов, а между линейными зонами сжатия развиваются удлинённые сигарообразные формы. Структурные элементы гранитоидов — гнейсовидность, полосчатость — согласны с простираниями чешуйчатых моноклиналей.

Формирование гранитоидных структур в глубоком докембрии происходило на протяжении огромного интервала времени, охватившего почти 1,5 млрд. лет. Процесс созидания был неравномерным, локальным. Гранитоиды наиболее древнего возраста тяготеют к структурам, смежным с дугообразными моноклиналями, сложенными породами древнейших формаций метабазитового ряда. По-видимому, каждая из частных структур сжатия в какой-то мере предшествует развитию гранитоидной формы, сопряженной с ней. Вместе с тем развитие чешуйчатых структур в значительной мере синхронно росту как отдельных купольных форм, так и их совокупностей, образующих обширные поднятия.

Таким образом, структурные зоны сжатия, уходящие корнями в глубинные слои земной коры и верхней мантии, и поднятия, возникшие в

результате разуплотнения вещества, обнаруживают тесную взаимную связь. Незначительные амплитуды перемещения пород вдоль сколовых поверхностей, по-видимому, обязаны тому, что на огромных площадях вслед за образованием надвигов начали формироваться гранитоидные структуры, которые как бы консервировали структурообразование в зонах сжатия.

Итак, тектонические формы, сложенные формациями гранитоидного ряда, составляют еще одну важную черту структурообразования рассматриваемого континентального блока земной коры. Они, как известно, занимают огромные площади основания платформ.

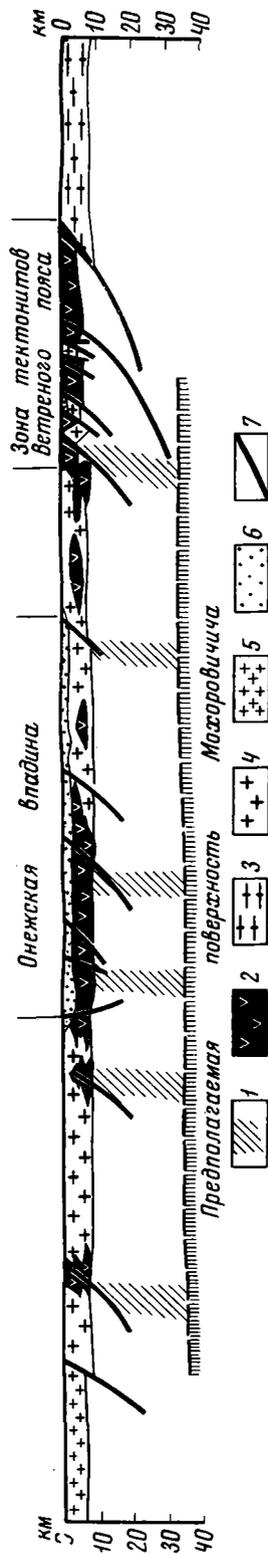
Тектонические схемы (см. фиг. 5, 19, 25) и гипотетические профили (фиг. 26, см. фиг. 24) изображают фрагменты структуры основания Восточно-Европейской платформы. Они охватывают значительную часть Карелии, а также Курской и Украинской железорудных провинций.

На схеме тектоники Карельской зоны сжатия (см. фиг. 5) видно, что между Беломорской областью развития гнейсовых куполов и Свектофенским регионом структур «альпийского типа» (по определению Вяюрюнена, 1959) располагается Карельская асимметричная структура. На востоке она ограничивает область развития гнейсовых куполов Беломорья, а на западе постепенно переходит в структуру свектофенид.

Восточно-Карельская зона расланцевания и зона тектонитов Ветреного пояса являются наиболее крупными линеаментами рассматриваемого региона.

Структурные элементы, составляющие Восточно-Карельскую зону, простираются в северо-западном и субмеридиональном направлениях. На протяжении всей зоны сохраняется однообразное полосовое распространение пород, принадлежащих формациям метабазитового ряда. Чешуйчатые моноклинали, интенсивное расланцевание пород вдоль их простирания составляют важнейшие особенности строения рассматриваемой структурной зоны.

В зоне сочленения карельских структур с беломорскими развиты весьма оригинальные по составу и текстуре образования. Они прослежены в полосе изменчивой ширины — от нескольких до 50 км и более на расстоянии около 120 км. В этой полосе остроугольные блоки гнейсов, мигматитов, а также метабазитов и амфиболитов заключены в чарнокитах с характерной ассоциацией железистого гиперстена, ортоклаза и голубого кварца. Породы сильно раздроблены и местами превращены в ортогнейсы (бластомилониты). Радиологический возраст чарнокитов около 2,4 млрд. лет, а ультрабазитов, тяготеющих к этой же зоне дробления, колеблется от 3 до 5—6 млрд. лет.



Фиг. 26. Гипотетический профиль Карельской зоны сжатия

1 — «базальный слой»; 2 — фрагменты разреза коры океанического типа (А₁—Р₁), не захваченные гранитизацией и ультраметаморфизмом; 3 — гранито-гнейсовые формации Беломорья; 4 — гранитизированные участки океанического типа; 5 — гранитоидные формации свектофенид; 6 — вулканогенно-осадочные формации поздних карелид (Р₂) (диабазовая, терригенная, карбонатная и др.); 7 — дизъюнктивные нарушения.

Тектурно-структурные соотношения между породами зоны дробления, подробно исследованные Ю. Д. Пушкаревым и К. А. Шуркиным (1967), их положение на стыке крупных тектонических регионов позволяют сравнивать рассматриваемые образования с тектонитами типа «меланж» альпийского орогенического пояса (Пейве, 1969). Их существенным отличием является чарнокитовый состав пород «связующей массы», а не серпентинитовый, как это наблюдается на примерах структур, возникающих в области с океаническим типом разреза коры. Вероятно, «чарнокитовый меланж» представляет собой более позднюю стадию развития тектонитов и характеризует переход океанического типа разреза коры в континентальный.

Зону тектонитов Ветреного пояса отличает ряд специфических особенностей. Это прежде всего заметная насыщенность телами ультраосновных пород, не имеющих столь широкого распространения в других структурах Карельского региона. Обращают на себя внимание также многочисленные дизъюнктивные нарушения и, наконец, резко выраженная асимметрия строения.

Названная структурная зона прослеживается на протяжении около 250 км. В районе Кожозера, примерно в средней части зоны, породы резко меняют простирание с северо-западного на широтное, а затем на меридиональное и юго-западное, образуя дугообразный выступ на северо-восток. На месте этого выступа намечается пережим в распространении оливиновых порфиритов, прослеживающихся на всем протяжении структурной зоны вдоль ее внешнего края по границе с беломорскими куполами. Внутренняя граница зоны Ветреного пояса с карельскими гранитоидами имеет прихотливый, сложный рисунок.

Оливинодержащие породы пояса, развитые только вдоль северо-восточной его окраины, по-видимому, принадлежат весьма древним образованиям рассматриваемой зоны. Их возраст определен в 2,2 млрд. лет (Герлинг и др., 1965). По петрохимическим особенностям они близки океанитам и оливиновым толеитам Гавайских островов (Куликов, 1969). На всем протяжении структуры Ветреного пояса развиты локальные пластинообразные, реже секущие тела габбро-перидотитов. Наиболее крупные из них достигают размеров $5,5 \times 0,4 - 0,6 \text{ км}^2$; чаще встречаются тела с сечениями $1 \times 0,2 - 0,3 \text{ км}^2$. Подавляющая часть структуры Ветреного пояса сложена амфиболизированными диабазами и сопутствующими им породами.

Линейные и изометричные аномалии над телами основных и ультраосновных пород наиболее часто группируются вдоль Кожозерского дугообразного выступа рассматриваемой зоны. С этим же выступом связана заметная скученность дизъюнктивных нарушений разного направления. Пестрая смена элементов залегания пород сопровождается тектоническую раздробленность структуры Ветреного пояса. Кожозерская моноклиналь погружается под толщу лав оливиновых порфиритов; в северо-западной части пояса ультраосновные лавы залегают ниже подобных метаморфических комплексов; признаки перевернутого залегания обнаруживает Коросозерский массив габбро-амфиболитов (Богачев и др., 1968).

Перечисленные особенности зоны Ветреного пояса позволяют сравнивать его структуру с гигантской тектонической брекчией, во многом похожей на образования типа «меланж». Породы, его образующие, несомненно принадлежат разрезу коры океанического типа в понимании А. В. Пейве (1969), А. Л. Книппера (1970).

Анализ карты (см. фиг. 5) показывает, что и по размерам, и по интенсивности проявления деформаций Восточно-Карельская зона рассланцевания и зона тектонитов Ветреного пояса являются структурами, определяющими стиль развития всего Карельского региона.

Чешуйчатые структуры центральной и западной Карелии — Пальеозерско-Койкарская, Кумсинская, Гимольская и многие другие — занимают тыловое положение относительно отмеченных выше линеаментов первого порядка. Ориентировка тыловых моноклиналей и надвигов подчиняется элементам простираения Восточно-Карельской структурной зоны и зоны тектонитов Ветреного пояса.

На фоне общего рисунка простираний чешуйчатых форм, вписывающихся в контур краевых линеаментов, характерны пересечения моноклиналей разного простираения. Местам подобного рода свойственны тектониты, в которых глыбы и блоки метаморфических вулканогенно-осадочных и гранитоидных пород заключены в зеленокаменных эффузивах.

Асимметрия строения тектонических форм составляет характерную черту рассматриваемого региона. Она проявляется неизменно в структурах разного порядка и Карельского региона в целом.

Важным этапом в развитии Карельской зоны сжатия является формирование элементов ее структуры, связанных с гранитоидным магматизмом. На схеме (см. фиг. 5) видно, что гнейсовидность и полосчатость гнейсо-диоритов, плагиогранитов, плагиомигматитов и других пород формаций гранитоидного ряда ориентированы согласно с направлением простираний чешуйчатых моноклиналей. Несомненно, что морфология структур, возникших в процессе гранитообразования, в значительной мере зависит от ранее заложившихся чешуйчатых моноклиналей. Это относится прежде всего к наиболее древним гранитоидам. Размещение в пространстве гранитоидных форм подчиняется элементам структуры рассматриваемой зоны, непосредственно связанным с глубинными слоями земной коры.

Представлению о Карельской зоне доформаций как единой зоне сжатия отвечает своеобразное глубинное строение земной коры. В пределах Карельской зоны наблюдается прерывистый характер внутрикоровых границ с меньшей длиной интервалов непрерывно прослеживаемых границ, нежели за ее пределами, например в поле развития беломорских гнейсовых куполов.

Данные предварительного изучения строения коры вдоль сейсмического профиля «Кемь — Ухта» существенно дополняют материалы детальных геофизических исследований в зонах развития эффузивно-осадочных пород Печенгской и Имандра-Варзугской структур Кольского полуострова. Они раскрывают «чешуйчатое строение коры в верхних частях с ориентировкой падения границ в одном направлении». Глубинные разрезы Печенгской и Имандра-Варзугской структурных зон выявляют «не синклинальные структуры, а скорее срезанные и надвинутые по зонам нарушений крутопадающие „чешуйчатые“ моноклинали» (Литвиненко, 1968, стр. 189). Этот весьма важный, на наш взгляд, вывод, вытекающий из детальных геофизических и тектонических исследований структур Кольского полуострова, дает основание предполагать, что подобное глубинное строение свойственно и Карельской зоне сжатия. Основанием тому служат прежде всего черты сходства геологического строения Карельского и Кольского регионов.

Карельская зона сжатия представляет собой структуру сочленения между крупными блоками земной коры с разной историей геологического развития и разными мощностями глубинных слоев коры. Согласно данным М. Я. Цирюльниковой, Э. К. Чечель, Л. Е. Шустовой и Р. С. Сокол (1968), рассматриваемая зона занимает промежуточное положение по значениям мощностей земной коры. Наименьшие мощности — 30—37 км — свойственны Беломорскому региону, в пределах Карельской зоны (центральная и южная Карелия) мощность коры возрастает до 37—40 км, а западнее указанной зоны отмечены наибольшие значения мощностей — 37—42 км. Весьма примечательно, что в Карельской зоне

располагаются участки сокращенной мощности «гранитного слоя»: 3—4 км — в Приладожье, 7—8 км — в северо-западном Прионежье и в западной Карелии.

Судя по данным измерений мощностей гравитационно-активного слоя и общей мощности земной коры, можно полагать, что в Карельской зоне развита наиболее мощная кора океанического типа. Отличительной чертой смежного с запада блока является максимальное прогибание поверхности Мохоровичича. Под Карельской зоной сжатия поверхность Мохоровичича, напротив, образует пологое валообразное поднятие относительно смежных областей (Литвиненко, Некрасова, 1962).

Рассматриваемые тектонические провинции отличают существенно разные разрезы догранитоидного этапа развития.

В пределах Свекофенского региона верхнюю часть разреза указанного этапа составляют наиболее древние породы Финляндии, основание которых неизвестно. К ним принадлежат основные, средние и кислые эффузивы, аркозы и граувакки, а также граувакковые ленточные сланцы района Тампере и их метаморфические аналоги — кварциты, полосчатые железные руды, параамфиболиты и слюдяные гнейсы (кинциты). Общая мощность этого комплекса (лептитовая формация) превышает 7—8,5 км. Возраст циркона, выделенного из граувакк района Тампере, определенный свинцовым методом, оказался равным 2240 млн. лет (Wetherill *et al.*, 1962).

В Беломорском регионе процессы анатексиса, палингенеза и мигматизации почти нацело переработали вещество пород и форму их первоначального залегания. Вместе с тем петрографические особенности некоторых разностей, а также редкие признаки реликтовых текстур первоначальных пород приводят исследователей к единодушному заключению о том, что на месте пород беломорской серии широким распространением пользовались вулканогенно-терригенная и терригенная формации. Согласно представлениям К. А. Шуркина и других геологов, первичный разрез беломорской серии был представлен главным образом терригенными породами, накапливающимися в условиях ярко выраженной осадочной дифференциации, без видимых внутренних несогласий и перерывов. Накопление псаммитового материала чередовалось с вулканогенным, карбонатным, а также с основными лавами и пирокластами. Видимая мощность беломорской серии приблизительно оценивается в 8—10 км (Шуркин, 1968). Среди гранитизированных пород залегают редкие локальные тела основных и ультраосновных пород, возраст которых достигает 3000 млн. лет. Эти породы, по-видимому, также принадлежат к формациям догранитоидного ряда.

В Карельской зоне, как уже неоднократно было замечено, разрез догранитоидного этапа развития определяют формации метабазитового ряда.

Таким образом, сравнительный формационный анализ разрезов пород догранитоидного этапа развития рассматриваемых регионов показывает, что для Свекофенской области ведущее положение занимает лептитовая формация, в Беломорском районе — терригенная, а в Карельской зоне — диабазово-филлитоидная.

Время широкого становления свекофенских гранитоидов, как известно, охватывает интервал 1900—1800 млн. лет. Близкие значения возрастов гранитизации и ультраметаморфизма получены и для Беломорского района, где однако, наряду с «молодыми» гранитоидами локально развиты и сравнительно древние. Наиболее раннее проявление процессов гранитизации и ультраметаморфизма — 2800 млн. лет назад — связано с Карельской зоной.

Дорифейское гранитообразование захватило все три региона, спаяв их в единую структуру щита. Вместе с тем структурная дифференциа-

дия, наметившаяся в предшествующий этап развития, предопределила существенно разную морфологию и гранитоидных форм. В Свекофенском регионе широко развиты пластовые тела гранитоидов, в Беломорском — изометричные купола, а в Карельской зоне наблюдаются линейно вытянутые формы залегания гранитоидов, согласные с простиранием чешуйчатых структур.

Таким образом выясняется, что Карельская зона представляет собой своеобразный элемент структуры земной коры. Для нее характерна наибольшая мощность «базальтового слоя» и валлообразная форма его залегания относительно смежных структур. Карельской зоне свойствен специфический метабазитовый ряд формаций, образование наиболее древних членов которого предшествовало развитию формаций гранитоидного ряда, а более поздние члены возникли одновременно с формированием структур гранитоидного ряда. К Карельской зоне приурочено наиболее раннее гранитообразование. И, наконец, рассматриваемая зона в современном срезе представляет собой асимметричную чешуйчатую структуру, природа которой связана со сжатием пород (см. фиг. 26).

Фиг. 19 изображает структуру глубокого докембрия КМА. На схеме видно, что тектонический стиль указанного региона определяют формы, подобные развитым в Карельской зоне. Так же как и там, они составляют линейные системы кулисообразно расположенных относительно друг друга элементов чешуйчатых надвигов. Через весь район КМА прослеживаются в северо-западном направлении две разобщенные системы деформаций — Михайловско-Белгородская и Шигровско-Старо-Оскольская. Эти реликтовые формы, по-видимому, принадлежат структурному линеamentу более крупного порядка, расположенному за пределами рассмотренного региона. Основанием для такого предположения в известной мере служит то, что в гранитоидах, разделяющих чешуйчатые моноклинали, наряду с крутыми падениями гнейсовидности наблюдаются ненарушенные участки с пологим ее залеганием.

Однообразные тектонические формы, свойственные докембрийским метаморфическим образованиям, сохраняют морфологическое постоянство на огромных пространствах. Различия проявляются лишь в форме рисунка в плане современного среза. Наряду с линейными, кулисообразно расположенными чешуйчатыми надвигами или моноклиналями, широко развитыми в Карелии и КМА, в докембрии Украинской железорудной провинции наблюдаются дугообразные структуры сравнительно небольшой протяженности (см. фиг. 25). На более поздних стадиях развития они группируются в системы, объединяемые линеamentами значительной протяженности.

Изложенное выше позволяет наметить черты морфологического подobia в развитии западной части структуры основания Восточно-Европейской платформы и орогенических поясов неогена с широким проявлением горизонтальных перемещений по разломам земной коры (Пейве, 1960, 1967). Структурообразование в глубоком докембрии, так же как и формирование покровных структур альпид, мезозоид, герцинид и каледонид, протекало в условиях, способствовавших появлению на поверхности глубинных пород. При этом деформации, связанные с тектоническим сжатием, играли ведущую роль. Докембрийские структуры раскрывают строение корневых частей крутых надвигов с незначительными амплитудами перемещений. В современной структуре основания Восточно-Европейской платформы они сохранились в виде реликтовых форм и занимают заметно меньшее место по сравнению с обширными площадями гранитоидов. Однако без анализа этих структур невозможно понять строение и историю развития основания платформы и эволюцию тектоники и магматизма ее чехла.

Проведенный анализ тектоники основания Восточно-Европейской

платформы не позволяет согласиться со сторонниками гипотезы о повсеместном развитии гранитного слоя на Земле. Этому противоречат данные геологии докембрия щитов. Существующие представления о строении ранних карелид восходят к тем взглядам, согласно которым этот структурный комплекс возник в виде прогибов и поднятий на континентальной коре, образовавшейся еще в архее. Эти представления основаны на чрезвычайно широких интерполяциях, так как в пределах Балтийского щита архейские гранитоидные формации известны на весьма ограниченной территории. Проведенный же структурный анализ карелид не оставляет сомнений в том, что значительные площади Восточно-Европейского сегмента земной коры продолжали сохранять в архее океанический тип разреза. Именно на этих участках и развивались в первую очередь чешуйчатые структуры карелид. В свете новых данных гипотеза о возникновении карельских трогов на гранитной коре, с нашей точки зрения, не имеет под собой основания.

- Архангельский А. Д. 1922. К вопросу о геологическом строении местности в области КМА и о возможных причинах последней. М., Госиздат.
- Белевцев Я. Н. 1957. Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна. М., Госгеолтехиздат.
- Белевцев Я. Н., Стрыгин А. И. 1960. Гранитизация пород железорудной формации и рудообразование. М., «Наука» (Международ. геол. конгр., XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 13).
- Богачев А. И., Куликов В. С., Пекуров А. В., Слюсарев В. Д. 1968. Новые данные по геологии и магматизму синклинирной зоны Ветреного пояса.— В кн. «Вулканогенные и гипербазитовые комплексы протерозоя Карелии». Петрозаводск, Карельск. кн. изд-во.
- Войтович В. С. 1971. О природе Койкарской зоны дислокаций Балтийского щита.— Геотектоника, № 1.
- Вярюнен Х. 1959. Кристаллический фундамент Финляндии. М., ИЛ.
- Афанасьева Л. И., Васильева С. Н., Герлинг Э. К., Глебова-Кульбах Г. О., Лобач-Жученко С. В. 1965. Новые данные по геохронологии докембрия Карелии.— В кн. «Абсолютный возраст докембрийских пород СССР». М.—Л. «Наука».
- Гиларова М. А. 1949. Новые данные по стратиграфии и тектонике геологических образований Карелии.— Изв. Карело-Финской базы АН СССР, № 2.
- Доброхотов М. Н. 1958. Некоторые вопросы геологии докембрия КМА.— Материалы по геол. и полезн. ископ. центр. районов Европейской части СССР, вып. 1.
- Доброхотов М. Н. 1969. О некоторых вопросах геологии докембрия Криворожско-Кременчугской структурно-фациальной зоны.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Доброхотов М. Н., Куделя В. А. 1968. Геологическое строение ядра Криворожского синклиниория.— Геология рудных месторожд. № 5.
- Егоров А. С. 1955. О структуре толщи железистых кварцитов Коробковского месторождения КМА.— В кн. «Железистые кварциты и богатые железные руды КМА». М., Изд-во АН СССР.
- Егоров А. С. 1961. Главнейшие типы дислокаций и рудоконтролирующих структур в железорудной формации КМА.— В кн. «Вопросы разработки месторождений Курской магнитной аномалии». М., Изд-во АН СССР.
- Егоров А. С. 1966. Новые данные по тектонике и метаморфизму железорудной формации Курской магнитной аномалии.— Докл. АН СССР, 169, № 6.
- Зайцев Ю. С. 1964. Результаты геологического картирования докембрия Белгородского железорудного района КМА.— В кн. «Геология и полезные ископаемые центрально-черноземных областей». Труды Межобл. геол. совещания. Изд-во Воронежск. гос. ун-та.
- Зайцев Ю. С. 1966. Михайловская серия Белгородского железорудного района и некоторые вопросы стратиграфии докембрия Воронежской антеклизы.— В кн. «Труды 3-го Совещания по проблемам изучения Воронежской антеклизы». Изд-во Воронежск. гос. ун-та.
- Калинин И. П. 1966. Структура Михайловско-Новоялтинской синклиналиной зоны КМА.— В кн. «Труды 3-го Совещания по проблемам изучения Воронежской антеклизы». Изд-во Воронежск. гос. ун-та.
- Каляев Г. И. 1965. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев, «Наукова думка».
- Каляев Г. И., Бойчук М. Д., Глевасский Е. Б., Зарицкий А. И., Ласков В. А., Полуновский Р. М., Пятница П. С., Харакезов М. К. 1968. Стратиграфия вмещающих пород и структура Мариупольского железорудного месторождения.— Геология рудных месторожд. № 4.
- Книппер А. Л. 1969. Тектоническое положение пород гипербазитовой формации в геосинклиналиных областях.— В кн. «Проблема связи тектоники и магматизма». М., «Наука».
- Книппер А. Л. 1970. Габброиды офиолитовой «формации» в разрезе океанической коры.— Геотектоника, № 2.

- Кратц К. О. 1963. Геология карелид Карелии. М., Изд-во АН СССР.
- Кратц К. О., Нумерова В. Н. 1957. Краткий очерк геологического строения и основные черты металлогении восточной части Балтийского щита. — В кн. «Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-запада СССР», 1, Л., кн. изд-во.
- Куделя В. А. 1965. Криворожско-Кременчугский глубинный разлом и сдвиговые движения вдоль него. — Докл. АН УССР, № 1.
- Куликов В. С. 1969. Базальтовый комплекс кряжа Ветренный пояс. Автореф. канд. дисс., Свердловск.
- Ладива В. Д. 1965. Осадочно-вулканогенные формации Конкско-Белозерской зоны. — В кн. «Геохронология докембрия Украины». Киев, «Наукова думка».
- Леоненко И. Н. 1966. Проблемы изучения Воронежской антеклизы и перспективы открытия новых месторождений минерального сырья. — В кн. «Труды 3-го Совещания по проблемам изучения Воронежской антеклизы». Изд-во Воронежск. гос. ун-та.
- Литвиненко И. В. 1968. О некоторых результатах изучения глубинных разрезов различных структурно-фациальных зон Кольского полуострова и Карелии. — В кн. «Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита». Л., «Наука».
- Литвиненко И. В., Некрасова К. А. 1962. Особенности глубинного сейсмического зондирования на Балтийском щите. — В кн. «Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР», ч. 1. М., Гостоптехиздат.
- Лобач-Жученко С. Б. 1969. Общая характеристика тектонического строения. — В кн. «Геология и петрология гранито-гнейсовой области юго-западной Карелии». Л., «Наука».
- Луцкий В. И. 1926. Петрографическое исследование кристаллических пород района КМА. — Труды Особой комиссии по изучен. курск. магнит. аномалии, вып. 7.
- Марков М. С., Соловьева И. А., Чехович В. Д. 1967. Островные дуги и становление «гранитного» слоя земной коры. — Геотектоника, № 1.
- Никольский А. П. 1964. О метаморфизме верхнеархейских пород юго-западной части Русской платформы. — Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 19.
- Никольский А. П., Ефимов А. Н. 1960. Геолого-металлогенический очерк восточной части Украинского щита. — Труды Всес. научно-исслед. геол. ин-та, новая серия, 37.
- Новикова А. С. 1963. О тектоническом положении магматических образований Восточно-Европейской платформы. — Труды ГИН АН СССР, вып. 93.
- Новикова А. С. 1965. О строении Восточно-Европейской платформы в протерозое. — Геотектоника, № 1.
- Новикова А. С. 1968. К вопросу о происхождении авлакогенов Восточно-Европейской платформы. — В кн. «Вулканизм и тектоника». М., «Наука». (Междунар. геол. конгр., XXIII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 5).
- Новикова А. С. 1969а. Тектоника магматогенных структур Восточно-Европейской платформы. — В кн. «Проблемы связи тектоники и магматизма». М., «Наука».
- Новикова А. С. 1969б. Элементы тектоники глубокого докембрия основания Восточно-Европейской платформы. — Докл. АН СССР, 188, № 2.
- Новикова А. С., Чахмахчев В. Г. 1967. К вопросу о происхождении Онежско-Сегозерской системы дислокаций. — Геотектоника, № 4.
- Павловский Е. В., Марков М. С. 1964. Особенности тектоники ранних этапов развития земной коры континентов. — В кн. «Деформации пород и тектоника». М., «Наука» (Междунар. геол. конгр., XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 4).
- Первозчикова В. А. 1960. Нижний и средний протерозой. Участок Ветренного пояса. — В кн. «Геология СССР», 37, ч. 1. М., Госгеолтехиздат.
- Пейве А. В. 1960. Разломы и их роль в строении земной коры. — В кн. «Структура земной коры и деформации горных пород». М., Изд-во АН СССР (Междунар. геол. конгр., XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 18).
- Пейве А. В. 1967. Разломы и тектонические движения. — Геотектоника, № 5.
- Пейве А. В. 1969. Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, № 4.
- Пинаева Н. И. 1966. Новые данные о геолого-литологическом строении высокометаморфизованного осадочно-вулканогенного комплекса пород района Парандово (Центральная Карелия). — В кн. «Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 1». М., «Недра».
- Плаксенко Н. А. 1957. К стратиграфии докембрия КМА. — В кн. «Труды межвузовского научного совещания по геологии и полезным ископаемым Центрально-Черноземной области». Изд-во Воронежск. гос. ун-та.
- Плаксенко Н. А., Тулупов В. А. 1964. К вопросу о стратиграфической границе между средней и верхней свитами Курской серии КМА. — В кн. «Геология и полезные ископаемые центрально-черноземных областей». Изд-во Воронежск. гос. ун-та.
- Плаксенко Н. А. 1966. Главнейшие закономерности образования докембрийских железисто-кремнистых формаций (на примере КМА, Криворога и других районов) и задачи их дальнейшего изучения. — В кн. «Труды 3-го Совещания по проблемам изучения Воронежской антеклизы». Изд-во Воронежск. гос. ун-та.
- Полищук В. Д. 1964. Основные черты строения и история геологического формирования докембрия КМА. — В кн. «Геология и полезные ископаемые центрально-черноземных областей». Изд-во Воронежск. гос. ун-та.

- Полищук В. Д., Полищук В. И. 1966. Основные и ультраосновные интрузивные породы Воронежской антеклизы и перспективы поисков связанных с ними полезных ископаемых. — В кн. «Труды 3-го Совещания по проблемам изучения Воронежской антеклизы». Изд-во Воронежск. гос. ун-та.
- Половинкина Ю. Ир. 1953. Стратиграфия, магматизм и тектоника докембрия Украинской ССР. — Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 2.
- Поротова Г. А. 1966. Результаты геофизических работ по структурно-тектонической зоне Ветреный пояс и направление дальнейших исследований. — В кн. «Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии». Петрозаводск, Карельск. кн. изд-во.
- Прозоровский А. А. 1955. Состояние разведанности и геологические перспективы района КМА. — В кн. «Железистые кварциты и богатые железные руды КМА». М., Изд-во АН СССР.
- Пушкарев Ю. Д., Шуркин К. А. 1967. Особенности строения зоны сочленения беломорид и карелид и морфологические типы бластомилонитов. — В кн. «Деформация и структура докембрийских толщ». Л., «Наука».
- Русинович И. А. 1959. Зона гипергенных изменений докембрийских пород и генезис железных руд КМА. — В кн. «Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов Европейской части СССР». М., Госгеолтехиздат.
- Семеновенко Н. П. 1953. Докембрий Украинской ССР. — Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 2.
- Семеновенко Н. П., Бордунов И. Н., Бойко В. Л., Макухина А. А., Ладиева В. Д. 1967. Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита (центральная часть). — Киев, «Наукова думка».
- Серебряков Е. Б. 1966. О геологических результатах геофизических работ в Михайловском железорудном районе КМА. — В кн. «Труды 3-го Совещания по проблемам изучения Воронежской антеклизы». Изд-во Воронежск. гос. ун-та.
- Синицын А. В., Перевозчикова В. А., Поротова Г. А., Ермолаева Л. А., Гриб В. П., Станковский А. Д. 1971. Геологическое строение и перспективы никеленосности Ветреного пояса. — Геология рудных месторожд., № 1.
- Соколов В. А. 1966. Вопросы геологии ятулия Карелии. — В кн. «Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии». Петрозаводск, Карельск. кн. изд-во.
- Соллогуб В. Б., Павленкова Н. И., Чекунов А. В., Хилинский Л. А. 1966. Глубинное строение земной коры вдоль меридионального пересечения: Черное море — Воронежский массив. — Геофиз. сб. АН УССР, вып. 18.
- Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Калужная Л. Т. 1966. Глубинное строение земной коры Белозерского железорудного района, по данным сейсмических исследований. — Геофиз. сб. АН УССР, вып. 18.
- Стрыгин А. Н., Довгань М. Н. 1961. Гранитизация метабазитов и пород нижней свиты в Ингулецком районе Криворожья. — Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Стрыгин А. Н. 1963. Гранитизация пород в Украинском щите. — В кн. «Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород». М., Изд-во АН СССР.
- Субботин С. И., Гуревич Б. Л., Кужелов Г. К., Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Чирвинская М. В. 1965. Глубинное строение территории Украинской ССР, по данным геофизических исследований. — В кн. «Геологические результаты прикладной геофизики». М., «Недра» (Международ. геол. конгр. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 2).
- Судовиков Н. Г. 1937. Докембрий Карельской АССР. — В кн. «Труды Международного конгресса. XVII сессия», 2. М., ОНТИ.
- Тугаринов А. И., Войткевич Т. В. 1966. Докембрийская геохронология материков. — М., «Недра».
- Фролова Н. В. 1955. О методике изучения и стратиграфического расчленения архейских образований на примере архея Восточной Сибири. — В кн. «Вопросы геологии Азии», 2. М., Изд-во АН СССР.
- Харитонов Л. Я. 1966. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. — М., «Недра».
- Цирюльникова М. Я., Чечель Э. К., Шустова Л. Е., Сокол Р. С. 1968. Глубинное строение земной коры в восточной части Балтийского щита. — В кн. «Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита». Л., «Наука».
- Цирюльникова М. Я., Сокол Р. С. 1968. Особенности тектонического строения восточной части Балтийского щита, по геофизическим данным. — В кн. «Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита». Л., «Наука».
- Чайкин С. И. 1964. Морфогенетические типы богатых железных руд КМА. — В кн.: «Геология и полезные ископаемые Центрально-Черноземной области». — Изд-во Воронежск. гос. ун-та.
- Чамо С. С., Борисова Т. Т., Айзенберг Т. М., Яковлев Б. Ф. 1969. Глубинное строение земной коры и верхней мантии Воронежской антеклизы, по исследованиям ГСЗ в 1967 году. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 44, вып. 2.
- Чекунов А. В. 1966. Орехово-Павлоградский глубинный разлом и его продолжение на Русской платформе и в альпийском геосинклинальном поясе. — Геофиз. сб. АН УССР, вып. 6.

- Чекунов А. В. 1967. Особенности строения земной коры юга Европейской части СССР. — Сов. геол., № 12.
- Чернов В. М. 1964. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии. — М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Черновский М. Н. 1960. Структура з'єднання Західно-Ингулецької синклінали з Тарапако-Лихманівською антиклінальною в Кривбасі. — Геол. ж. АН УССР, 20, вип. 2.
- Штрейс Н. А. 1964. О происхождении Гондваны. — В кн. «Гондвана». М., «Наука» (Международ. геол. конгр., XXII сессия, Докл. сов. геол. Проблема 9).
- Штрейс Н. А. 1967. Значение исследований Н. П. Хераскова в развитии учения о геологических формациях — В кн. Н. П. Херасков. Тектоника и формации. М., «Наука».
- Штрейс Н. А. 1968. Проблема связи магматизма со структурами геосинклинальных систем. — В кн. «Вулканизм и тектогенез». М., «Наука» (Международ. геол. конгр., XXIII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 2).
- Шуркин К. А. 1968. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита. — В кн. «Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита». Л., «Наука».
- Шустова Л. Е. 1966. Глубинное строение Балтийского щита по данным геофизических исследований. — Сов. геол., № 5.
- Eskola P. 1927. Petrographische Charakteristik der kristallische Gestein Finnlands.— Fortschr. Mineral. Bd. 2.
- Sederholm J. J. 1899. Über eine archaische Sedimentformation im südwestlichen Finnland und ihre Bedeutung für die Erklärung der Entstehungsweise des Grundgebirges.—Bull. Commiss. géol. Finlande, N 6.
- Wetherill G. W., Kouvo O., Tilton G. R., Gast P. W. 1962. Age measurements on rocks from the Finish Precambrian.—J. Geol. 70, N 1.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
Глава I	
ТЕКТОНИКА КАРЕЛИД КАРЕЛИИ	10
Глава II	
СТРУКТУРЫ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ КОМПЛЕКСОВ ДОКЕМБРИЯ КУРСКОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ	41
Глава III	
СТРУКТУРЫ ДОКЕМБРИЯ УКРАИНСКОЙ ЖЕЛЕЗОРУДНОЙ ПРОВИНЦИИ	57
Глава IV	
О ТЕКТОНИКЕ ОСНОВАНИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ	71
ЛИТЕРАТУРА	79

CONTENTS

INTRODUCTION	5
Chapter I	
TECTONICS OF KARELIDS OF KARELIA	10
Chapter II	
STRUCTURES OF IRON-ORE COMPLEXES OF THE PRECAMBRIAN OF THE KURSK MAGNETIC ANOMALY	41
Chapter III	
STRUCTURES OF THE PRECAMBRIAN OF THE UKRAINIAN IRON-ORE PROVINCE	57
Chapter IV	
ON THE TECTONICS OF THE EAST-EUROPEAN PLATFORM BASEMENT	71
BIBLIOGRAPHY	79

*Антонина Спиридоновна
Новикова*

**Тектоника основания
Восточно-Европейской платформы**

*Утверждено к печати
Ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом АН СССР*

Редактор И. М. Ерофеева
Технический редактор О. Г. Ульянова

Сдано в набор 27/VIII-1971 г.
Подписано к печати 19/X-1971 г. Формат 70×108^{1/16}.
Усл. печ. л. 7,35. Уч.-изд. л. 6,8
Тираж 900 экз. Тип. зак. 4726
Т-16619. Бумага № 1. Цена 68 коп.

Издательство «Наука»
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука».
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

68 коп.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»