



УДК 553.311.552.163(477.31)

К СТРАТИГРАФИИ ПРИАЗОВСКОГО БЛОКА УКРАИНСКОГО ЩИТА. КОРСАКСКАЯ ЗОНА СКЛАДЧАТОСТИ. СТАТЬЯ 2

А.И. Каталенец

Криворожский национальный университет. Криворожский экономический институт, г. Кривой Рог, ул. XXII Партсъезда, 11, 50027, Украина, katalenets-ai@yandex.ua

В статье рассматривается тектоника и особенности стратификации Корсакской зоны складчатости Приазовского мегаблока. Обоснованы критерии структурного контроля размещения железорудной формации. Приведены данные о ее положении в разрезе, минералого-петрографическом и петрохимическом составе, а также геолого-картографические материалы.

Ключевые слова: железисто-кременистая формация, стратиграфия, зоны складчатости, докембрий, Приазовский мегаблок, метаморфизм, метасоматоз.

TO STRATIGRAPHY OF PRIAZOVSKY BLOCK OF THE UKRAINIAN SHIELD. KORSACK ZONE. THE ARTICLE 2

A.I. Katalenets

Kryvyi Pih National University. Kryvyi Rih Economical Institute, Kryvyi Rih, 11, XXII Partz' izdu st., 50027, Ukraine, katalenets-ai@yandex.ua

The tectonic structure and stratification of Korsack folding zone's section (Priazovsky megablock) are considered in this paper. Criteria of the structural control of iron ore formation's placing are grounded. Data on this formation's location in the section and its mineral, petrographic, geochemical content are presented. There are geological mapping materials in this paper too.

Keywords: ferrous-siliceous formation, stratigraphy, fold zone, Precambrian, Priazovsky megablock, metamorphism, metasomatism.

ДО СТРАТИГРАФІЇ ПРИАЗОВСЬКОГО БЛОКУ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА. КОРСАЦЬКА ЗОНА СКЛАДЧАТОСТІ. СТАТТЯ 2

А.І. Каталенець

Криворізький національний університет. Криворізький економічний інститут, м. Кривий Ріг, вул. XXII Партз'їзду, 11, 50027, Україна, katalenets-ai@yandex.ua

Розглянуто тектонічну будову і особливості стратифікації розрізу Корсацької зони складчатості Приазовського мегаблоку. Обґрунтовано критерії структурного контролю розміщення залізорудної формації. Наведено дані щодо її положення в розрізі докембрію, її мінералого-петрографічного і петрохімічного складу, а також геолого-картографічні матеріали.

Ключові слова: залізисто-кремениста формація, стратиграфія, зони складчатості, докембрій, Приазовський мегаблок, метаморфізм, метасоматоз.

Вступление

Основы стратиграфического расчленения метаморфических толщ Приазовского мегаблока (ПМ) заложены в исследованиях Е.Б. Глевасского, Е.К. Есипчука, Г.В. Жукова, А.И. Зарицкого, Г.И. Каляева, А.И. Некряча, Р.М. Полуновского, Н.П. Семененко, И.С. Усенко, Н.П. Щербака

Метаморфический комплекс в мегаблоке был подразделен на западноприазовскую (архей) и центральноприазовскую серию (протерозой). В состав первой серии были включены гнейсы основного состава, кристаллические сланцы, амфиболиты. Центральноприазовская серия подразделялась (снизу вверх) на темрюкскую, сачкинскую, каратышскую и осипенковскую свиты нижнего протерозоя.

В 1985 г. к западноприазовской серии были отнесены образования токмакской, кайинкулакской толщ (нижний архей), а к нижнему протерозою – гуляйпольская и осипенковская свиты [7, 8].

В последние годы были предложены разные подходы к расчленению толщ, в том числе, на основе

выделения структурно-формационных зон и палеогео-динамических обстановок (рифты, внутрикратонные поднятия и т. д.). На основе такого подхода были выделены комплексы, серии, толщи, подтолщи, свиты, относимые: к AR₁ (новопавловская, верхнетокмакская, кайинкулакская толщ). Косивцевская и терноватская толщ в возрастном отношении отнесены к AR₂, а темрюкская, демяновская, дибровская свиты – к AR₃. Кроме того, в AR₁ были включены драгунская, волчанская, новгородовская толщ, осипенковская серия (ольгинская, крутобалковская свиты и др.).

В пределах Западноприазовской части ПМ метаморфический комплекс подразделен на верхнетокмакскую, кайинкулакскую, косивцевскую толщ архея. В пределах Корсакской зоны складчатости, как составного элемента этой части ПМ, выделяется кайинкулакская толща.

Постановка проблемы

В каждой из выделенных толщ КЗС и в ее обрамлении отмечается присутствие железистых кварцитов. Од-

нако вопросы общего и локального структурного их положения, формационной принадлежности и места в стратифицированном разрезе толщ остались в тени, что требует дальнейшего обсуждения.

Методика исследования

В основу исследования положены данные изучения непрерывных разрезов по керну скважин предварительной и детальной разведок железорудных месторождений КЗС, материалов глубинного картирования, непрерывного опробования керна скважин для петрохимической характеристики пачек пород, данные результатов изучения петрографического и минерального состава.

Обсуждение

Корсацкая зона складчатости имеет субмеридиальное простирание и расположена к западу от Салтычанского (Елисеевского) купола [3]. Восточная ее граница проходит по Корсацко-Черниговской зоне разломов (рис. 1), западная – по Западноприазовскому гранитогнейсовому валу и одноименному разлому. Кроме названных нарушений в зоне развита система локальных субширотных разломов, сопряженных с Черниговским разломом, часть из которых прослеживается по долинам рек Юшанлы, Крушанлы, Бегим-Чокрак, Кайинкулак и др.

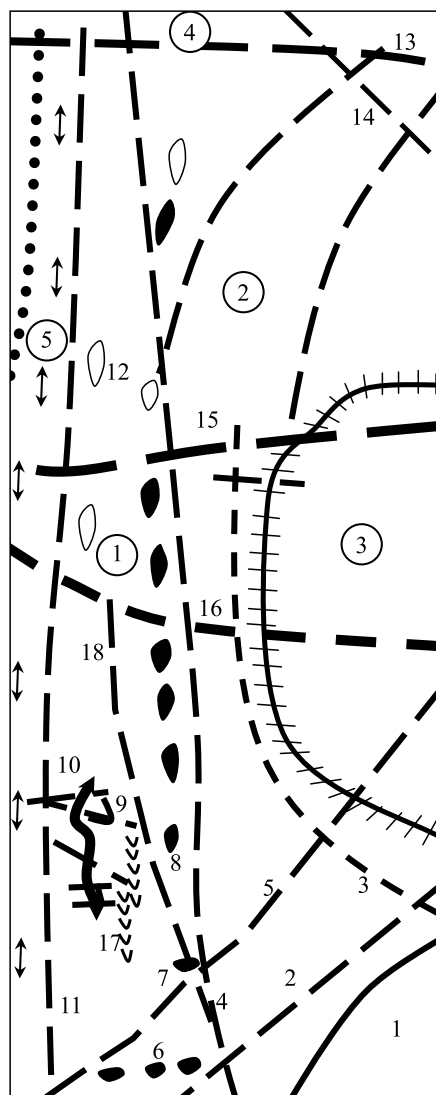
Южная часть КЗС осложнена Бердянским, Лозоватско-Кременевским, Михайловско-Белоцерковским (северо-восточного направления), Салтычанским разломами. Бердянский разлом обрамляет Азово-Черноморскую впадину.

Центральная часть КЗС осложнена Гуляйпольско-Куйбышевским гранитогнейсовым куполом и Конкским разломом. Эти структуры разделяют КЗС по простиранию на две подзоны – южную и северную. В пределах усложненного участка наблюдается:

- сокращение площади развития железоносного комплекса пород, характерного для КЗС;
- мозаичное строение магнитного поля и снижение его интенсивности в 2-4 раза по сравнению с остальными частями складчатой зоны;
- наличие изолированных отрицательных геофизических аномальных полей, часть которых соответствуют закартированным гранитогнейсовым структурам высших порядков (плагииграниты, плагииомигматиты, двуполевошпатовые, аплитовидные, биотит-мусковит-альбит-олигоклазовые, биотит-микроклиновые, мусковит-биотитовые и др. граниты).

Для КЗС характерно развитие габброидов, пироксенитов, перидотитов (серпентинитов).

Ультраосновные тела имеют место и в межразломном пространстве Корсац-Черниговской разломной зоны, которые прослеживаются в виде цепочки среди гнейсово-кристаллосланцевой (верхнетокмакской)



Условные обозначения. Цифры без кружка. 1 – Азовское море. Разломы: 2 – Бердянский; 3 – Черниговский; 4 – Корсацкий; 5 – по р. Лозоватка; 11 – Западноприазовский; 13 – Конско-Зачатевский; 14 – Сорокинский; 15 – Стульневский; 16 – Елизаветовский; 18 – Осевои. Рудные поля: 6 – Орловское; 7 – Инзовское; 8 – Корсацкое; 9 – Куксунгурское; 10 – Новоукраинское; 12 – площадь распространения пород сачкинской свиты; 17 – выходы карбонатных пород. Цифры в кружке: 1 – Корсацкая складчатая зона; 2 – Белоцерковско-Сорокинская складчатая зона; 3 – Салтычанский (Елисеевский) гранитогнейсовый купол; 4 – Гуляйпольско-Куйбышевский гранитогнейсовый купол; 5 – зона размагничивания (Западноприазовский гранитогнейсовый вал)

Symbols. Numbers without the circle. 1 – the Azov Sea. Rifts: 2 – Berdyanskiy; 3 – Chernigovskiy; 4 – Korsakskiy; 5 – on river Lozovatka; 11 – Zapadnopriazovskiy; 13 – Konksko Zachatevskiy; 14 – Sorokiniskiy; 15 – Stulnevskiy; 16 – Elizavetovskiy; 18 – Ties. Ore Field: 6 – Orel; 7 – Inzovskoye; 8 – Korsakskoye; 9 – Kuksungurskoye; 10 – Novoukrainskoye; 12 – area dissemination of rocks sachkinskoy suite; 17 – outputs carbonate rocks. The numbers in a circle: 1 – Korsakskaya folded zone; 2 – Belotserkovskiy Sorokin folded zone; 3 – Saltychansky (Eliseevskiy) granite-gneiss dome; 4 – Gulyai-Pole-Kuibyshev granite-gneiss dome; 5 – zone demagnetization (Zapadnopriazovskiy granite-shaft)

Рис. 1. Схематическая карта Корсацкой складчатой зоны
Fig. 1. Schematic map of Korsakovsky folded zone

толщи. Древняя ассоциация пород в межразломной зоне включает гранодиориты, диориты, амфиболиты, габброиды, гнейсы, кристаллосланцы (биотит-двупироксеновые, двупироксеновые, амфиболо-диопсидовые, амфиболо-гиперстеновые, в гнейсах содержатся останцы амфиболитов, кристаллосланцев). К Черниговскому разлому приурочен карбонатитовый комплекс 2090-2190 млн лет [7, 8]. Весь древний комплекс мигматизирован. Ультраметаморфичный комплекс включает плагиограниты, эндербиты, чарнокиты, мигматиты разного состава. Вместе с этим на рассмотренной территории фрагментарно присутствует амфиболит-гнейсовая или кайинкулакская породная ассоциация (амфиболиты, карбонатные породы, кристаллосланцы, гнейсы с биотитом, амфиболом, пироксеном, гранатом). В ассоциацию входят образования характерные для железорудной формации.

В самой КЗС амфиболит-гнейсовая толща развита практически на всей территории, имеет субмеридиональное простирание, изменчивые углы падения, часто опрокинутое залегание. В структурном отношении толща тяготеет к линейным синклиналим складкам субмеридионального простирания, усложненных гранитогнейсовыми куполами. В их составе выражены биотитовые, биотит-амфиболовые реже с пироксеном плагиограниты с останцами гнейсов, кристаллосланцев, амфиболитов, которые по составу близки верхнетокмакской толще. Породы этой толщи тяготеют к гранитогнейсовым валам (антиформам) субмеридионального простирания. Отмеченная обстановка выражена между Стульневским и Конкским разломами.

Изменение простирания пород в зоне на субширотное происходит лишь в ее южной части КЗС (Орловское, Инзовское и др. проявления железистых кварцитов). Кроме того, зона осложнена серией разрывных нарушений дугообразной формы большого радиуса кривизны, параллельных Черниговско-Корсакской зоне разломов. Один (Осевой) из этих разломов, совместно с Корсакским разломом, обособливает на востоке Корсакский блок, а с Западноприазовским разломом – Куксунгурско-Новоукраинский блок. Вблизи Осевого разлома наблюдается некоторое уменьшение углов падения метаморфических толщ (от 20° до 60°) по сравнению с таковыми на железорудных месторождениях этих блоков (70°-90°).

К востоку от Куксунгурского месторождения (в 1,5 км), вдоль этого нарушения, наблюдается выход плагиогранит-диорит-тоналит-гнейсово-кристаллосланцевой метаморфической ассоциации, описанной выше (гнейсокристаллосланцевая или верхнетокмакская толща). Она приурочена к антиформным, приразломным структурам. На этой же территории (рис. 1) в антиформах проявлен карбонатный комплекс (видимая мощность до 500 м, протяженность – до 12 км), входящий в амфиболит-гнейсовую или кайинкулакскую толщу. Аналогичный выход карбонатных пород прослеживается в Куксунгурско-

Новоукраинском блоке между Куксунгурским и Новоукраинским рудными полями, но меньшей протяженностью (до 9 км).

Изучение геофизических материалов показало, что в пределах южной части КЗС характерно мозаичное поле нулевых и отрицательных гравиметрических аномалий, которое не совпадает с конфигурацией простирания пород зоны. Подобные поля, но имеющие значительно меньшие размеры, отмечаются к северу зоны, внося локальные искажения в общий структурный план и падения пород. Учитывая, что гнейсовые породы с прослоями кристаллосланцев, ультрабазитов и железистых кварцитов создают положительную магнитную картину, отрицательные аномалии можно связать с гранитоидными (гранитогнейсовыми) валами разных порядков. Часть из них прослеживается на уровне эрозионного среза в пределах рудных полей и зоны в целом. Более протяженные валообразные поднятия, как отмечалось выше, выражены в северной части южной половины КЗС. С ними связан гнейсокристаллосланцевый комплекс пород верхнетокмакской толщи.

Рудоносная часть амфиболит-гнейсовой толщи тяготеет к ядрам цепи синклиналий складок или моноклинально-складчатых структурам разных размеров. Оси структур ориентированы в субмеридиональном направлении. В составе рудной пачки выражено развитие амфибол-двупироксен-магнетитовых, двупироксен-магнетитовых, диопсид (салит)-магнетитовых, рогово-обманково-магнетитовых разновидностей кварцитов. Они часто чередуются с биотит-амфибол-плагиоклазовыми плагиогранитами, диопсид-амфибол-плагиоклазовыми кристаллосланцами, биотитовыми гнейсами, известково-силикатными и железисто-силикатными сланцами. Железисто-силикатные сланцы представлены пироксеновыми, пироксен-фаялитовыми, амфибол-пироксеновыми разновидностями. Пироксены в них, как и в железистых кварцитах, относятся к гиперстену (феррогиперстену), эвлиту, менее к диопсиду, салиту, геденбергиту. Гиперсен замещается роговой обманкой жедритом, а в кристаллосланцах она может сама замещаться тремолитом, хлоритом, биотитом, магнетитом, реже серпентином, эпидотом.

Главными типами рудоконтролирующих структур в КЗС являются моноклинально-складчатые образования (Инзовское, Орловское рудопроявления), линейные (Новоукраинская и др.), брахиформные (Куксунгурская, Корсакская) синклинали (рис. 1). Выражены такие складчатые структуры и к северу от них, на площади, прилегающей к Корсакско-Черниговской зоне разломов и притягивающейся до сопряжения с Гуляйпольско-Куйбышевской структурой и Конкским разломом. Обычны здесь моноклинально-складчатые и сжатые синклиналильные структуры более высоких порядков. Проявление складок имеет место к востоку от Куксунгурской синклинали.

Рудные поля и месторождения железистых кварцитов группируются в три железорудных района – восточный, центральный и западный [2].

Восточный или Корсакский железорудный район развит вдоль западного борта Корсак-Черниговской разломной зоны вплоть до сопряжения с Конкским разломом и Гуляйпольско-Куйбышевским гранито-гнейсовым куполом (рис. 1). В него входят Корсакское, Крушанлинское, Стульневское, Юшанлинское и другие рудные поля железистых кварцитов.

Куксунгурский железорудный район объединяет Куксунгурское, Инзовское, Орловское рудные поля железистых кварцитов и магнитные аномалии. Продуктивность этого района по сравнению с предыдущим низкая и связана с приподнятостью района в северном направлении. В связи с этим рудоконтролирующие структуры срезаны, а железорудная формация представлена нижней частью ее стратифицированного разреза.

Наименее выражен в том же направлении Новоукраинский рудный район (Новоукраинское рудное поле). Причина такого состояния района состоит в развитии валлообразного гранито-гнейсового поднятия вдоль Западноприазовского разлома (зона размагничения, рис. 1), расширяющегося в полосе между этим разломом и Новоукраинским рудным полем. Северная часть этого рудного района как бы срезается этим валлообразным поднятием, а в пределах гранито-гнейсового поля железоносный метаморфический комплекс выглядит фрагментарно (останцевые тела разных размеров). В межразломной зоне Корсакского и Черниговского разломов железоносный комплекс выражен к востоку от первого разлома, тяготея к участкам развития амфиболит-гнейсовой толщи. Сюда входят Калиновский, Токмакский, Зеленовский, Тарасовский и др. участки железистых кварцитов.

Добавим, что в пределах рудных полей КСЗ и их обрамления развиты позднепротерозойский-фанерозойский комплекс: оливиновые лампроиты, кимберлитоподобные флогопит-оливиновые образования, горнблендиты, альбититы, проявления Ni, Zr, Ta, Nb, Y, Ce, La, U, месторождения графита (Корсакское, Куксунгурское, Новоукраинское), железистых кварцитов с вольфрамовой минерализацией.

Таким образом КЗС по строению можно классифицировать как зону, которая на ранних этапах развития района претерпела голоморфную складчатость и затем усложнение линейных складок при развитии гранито-гнейсовых структур.

Рассмотрим тектоническое строение и геологические разрезы центральной части КСЗ, куда входят детально разведанные Корсакское, Куксунгурское и Новоукраинское рудные поля (рис. 2-4). Размещение и характеристика их руд нами рассматривалась в [2].

Новоукраинская структура прослеживается в виде двух субпараллельных цепочек пластов железистых кварцитов, вытянутых в субмеридиональном направлении на расстояние порядка 20 км (рис. 1). Размещение пластов железистых кварцитов определяется линейной синклиальной складкой с погружающимся к северу шарниром. Азимут простирания структуры

на всем протяжении не выдержан и меняется в пределах 315° - 5° (преобладающим является 350°). Такая ориентировка структуры согласна с общим планом простирания пород в Корсакской складчатой зоне, но осложнена тектоническими нарушениями.

Синклинальное строение рудного поля устанавливается довольно отчетливо в южной своей части, где шарнир складки наиболее близко расположен к поверхности и перебурен несколькими скважинами. В центральной и северной части рудного поля шарнир из-за большой глубины залегания не перебурен. Рудный горизонт не всегда имеет нормальное синклинальное залегание. Нередко в восточном крыле северной части структуры наблюдается опрокинутость пластов железистых кварцитов. Оба крыла в этом случае круто падают на восток. Это дало повод в ранних исследованиях рассматривать железорудные пласты как разные стратиграфические горизонты.

Синклинальная складка разделена разломами на несколько крупных тектонических блоков или структурных элементов второго порядка, которые контролируют размещение месторождений (с юга на север): Сергеевского, Новоукраинского и Павловского.

Куксунгурская деформированная синклиналь имеет протяженность около 10 км, размах крыльев (в средней части) до 1 км и максимальную глубину залегания шарнира – 1,7 км.

Строение синклинали сложное, что выражено в резком изменении простирания пород в ее крыльях от субширотного (аз. пр. 255 - 270° , южная часть) до субмеридиального (аз. пр. 330 - 350° , северная часть) и их углов падения от 75 - 85° до пологого в ядерной ее части. Изменение элементов залегания пород вызвано общей деформацией синклинали и развитием в ее средней части субширотного разлома на границе рудной и надрудной частей метаморфической толщи. Разлом прослеживается по зоне дробления, истирания на границе анизотропных по физико-механическим свойствам пород (карбонатные, гнейсы, кристаллосланцы, ультраосновные породы, железистые кварциты). Переход его в более однородные породы сопровождается развитием бластомилонитов, бластокатаклизитов, проявлением жильных тел микроклиновых, микроклин-плагноклазовых гранитов мощностью до 20 м. Пласт железистых кварцитов на участках сопряжения субширотной и субмеридиальной частей синклинали фрагментируется. Кроме того, в зоне тектонической проработки пород распространены поздние метасоматические изменения пород (скаполитизация, фельдшпатизация, эпидотизация, сидеритизация).

Вертикальное смещение по тектоническому нарушению оценивается в 1,5 км, а горизонтальное – 0,7 км.

Исходя из тектонического строения месторождения, представляется возможным выделить в нем Субширотный, Меридиональный и Северный блоки. В пределах Субширотного блока, в связи со сдвоением пласта железистых кварцитов, его пережимом (буди-

нажем), разлизованием карбонатных тел правомерно выделить Западный (западное замыкание структуры), Промежуточный, Центральный и Восточный участки. В целом для Субширотного блока характерен будинаж и изгиб пласта железистых кварцитов в продольной вертикальной плоскости, изменение направления и угла падения пласта.

В пределах Меридионального участка структуры проявлены будинаж (длина будин 0,5-0,7 км), а также приподнятость ядра синклинали по отмеченному выше субширотному разлому.

Корсакская синклинали отличается от рассмотренных структур брахиформностью и симметричностью [2]. Вытянута она в субмеридиальном направлении на 3,5 км. Размах ее крыльев меняется от 0,8 до 1,6 км, падение осевой плоскости западное, юго-западное под углом 70-80°, а западного крыла – 50-85°. Направление падения последнего меняется от восточного (северо-восточного) на севере структуры до вертикального и, затем, до обратного (юго-западного) под углом 70-85° в центральной части. На глубине свыше 200 м это крыло выполаживается, приобретая падение восточного направления. Падение восточного крыла структуры западное, под углом 70-80°. Отличительная его черта состоит в развитии поперечного приразломного складчатого усложнения. На этом участке железорудный пласт повторяет все детали строения сжатых, коротких и субпараллельных между собой складок высших порядков. Протяженность пласта, с учетом его смятия, почти в два раза больше длины симметрично расположенного пласта железистых кварцитов в западном крыле синклинали.

На поверхности зона складчатого усложнения прослеживается густой сетью изолиний магнитных аномалий, вызванных наличием богатых магнетитовых руд. Площадь зоны составляет 0,5 × 0,5 км. Здесь наблюдается увеличение мощности рудного тела (от 40 до 400 м) с образованием рудного столба морфологической категории. Падение тела богатых руд крутое, западное, под углом 70-80° [4, 5].

Северное замыкание складки сопряжено с тектоническим нарушением сдвигового характера северо-западного простирания и северо-восточного падения. Тектоническое нарушение сопровождается серией тонких трещин сколового типа, параллельных плоскости сместителя. Трещины заполнены микроклиновыми гранитами.

Глубина погружения шарнира брахисинклинали изменяется от 400 м (на участке южного и северного центриклинальных замыканий) до 1050 м (центральная часть). Стратифицированные разрезы железорудной формации и детализация породного состава представлены на рисунках 2-4.

Разрез надрудной части Корсакского рудного поля представлен тремя пачками: кристаллосланцев (гнейсов) основного состава, гранат-биотитовых (карбонатно-графитовая пачка) и биотитовых гнейсов (гнейсосланцевая пачка, рис. 2). Первая из них, в запад-

ном крыле структуры и южном ее центроклинальном замыкании, непосредственно залегает на железорудной пачке, содержит ультраосновные (биотитизированные, амфиболитизированные, серпентинизированные) и карбонатные породы, железистые кварциты. По мере перехода в восточное крыло и далее к северному центриклинальному замыканию структуры пачка кристаллосланцев испытывает фациальное замещение гранат-биотитовыми кристаллосланцами с графитом (рис. 2, колонка II (в), принадлежащими карбонатно-графитовой толще. Осуществляется это путем постепенного снижения доли основных кристаллосланцев в разрезе и увеличением роли пород, составляющих карбонатно-графитовую пачку. Кристаллосланцы в этом случае образуют отдельные прослои, число и мощность которых уменьшаются в северной половине структуры, вплоть до отсутствия. Суммарная мощность пачки кристаллосланцев изменяется от нескольких метров (на юге) до 170 м (на севере).

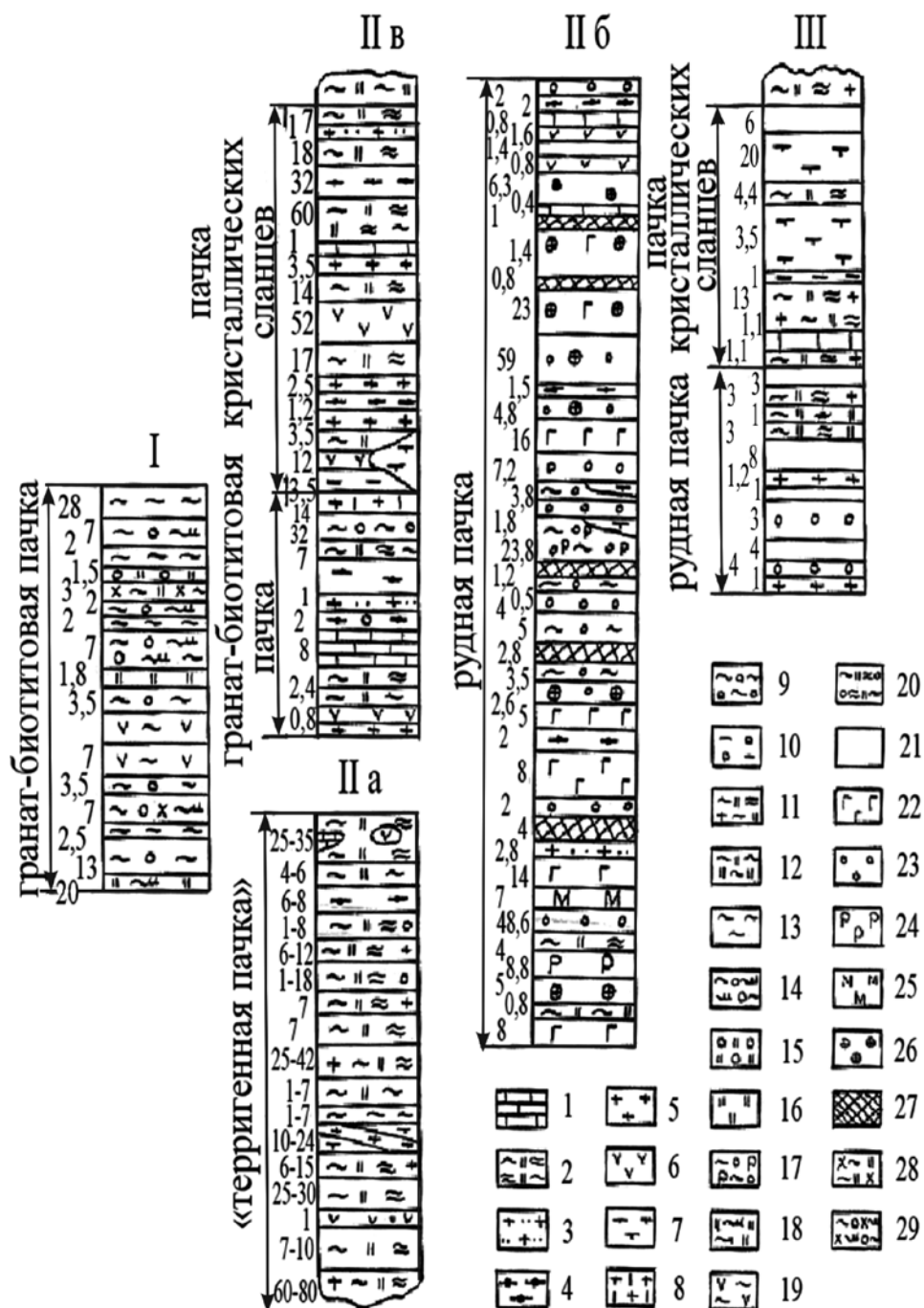
Карбонат-графитовая пачка представлена породами разной мощности, тонкого и грубого переслаивания между собой. Наиболее распространенными являются гранато-биотитовые гнейсы с графитом и без него (рис. 2, колонка I), биотитовые гнейсы, менее гранат-биотитовые гнейсы с ортоклазом, гиперстеном (до 6 %, $N_p = 1.718$, $N_g = 1.784$), иногда с магнетитом, шпинелью, цирконом. Подчиненно выражены кварциты (с силлиманитом и графитом, силлиманитом или калишпатом), эвлизиты и эвлизитоподобные породы (амфиболо-биотит-пироксеновые, гранат-пироксеновые с сульфидами и или магнетитом), кордиерит-биотит-плаггиоклазовые (мощностью до 3 м, кордиерит $N_p = 1.536$, $N_g = 1.546$, $f = 20$ %), гранат-биотит-кордиеритовые (с различным соотношением калишпата и биотита), кордиерито-биотито-калишпатовые гнейсы.

Данный набор пачки дополняется роговообманково-биотитовыми гнейсами (кристаллосланцами), амфиболитами, железистыми кварцитами (до 3 м), мигматитами и гранитами натрового и калиевого рядов. Весьма ограничено присутствие в разрезе пачки кальцифиров и кальцитовых мраморов (мощность 6 м, центральная часть рудного поля). Завершает разрез надрудной части гнейсосланцевая (гнейсо-мигматитовая) пачка, представленная биотитовыми гнейсами, мощностью до 250 м.

Железорудная пачка часто залегает на вулканитах подрудной части разреза, или кристаллосланцевой пачке. Парагенетический состав пород приведен на рисунке 2. Основная масса железистых кварцитов обладает высоким уровнем кремнезема (50-60 %) при низком уровне общего железа (менее 30 %). Вместе с этим на рудном поле распространены железистые кварциты с содержанием кремнезема 65-85 % (до 14 % объема толщи). Причем как в этой разновидности, так и в других, по степени окисленности и фазовому состоянию железа выделяются разности с высоким значением коэффициента окисленности более 0,6 и

низким – менее 0,4. Дополняется это и различием химического состава пироксенов и их оптическими свойствами (ромбические $N_g = 1.714-1.755$, $N_p = 1.700-1.735$, $f = 40-75\%$; моноклинные $N_g = 1.708-1.728$, $N_p = 1.684-1.704$, $f = 20-55\%$). Снижение показателей преломления у силикатов прослеживается в направлении эвлизиты → магнетит-силикатные кварцит-сланцы → силикат-магнетитовые кварциты. Разница в железистости силикатов достигает 30-35%. Причем в разновидности кварцитов с магнезиальным пироксеном в нем наблюдаются включения более железистой

его разновидности. Кварцит-сланцы с содержанием железа, связанного с силикатами 9.21-15.61 вес. %, составляют по большинству разрезов до 20-37% объема толщи. Магнетитовые разности, где железо, связанное с силикатами, составляет 0-1 вес. % занимают 14-18% объема толщи. Остальная часть представлена силикатно-магнетитовыми кварцитами (железо, связанное с силикатами 1-9.21 вес. %). Кроме того, по отдельным разрезам в составе железорудной толщи до 55-75% объема могут занимать железисто-силикатные породы (эвлизиты, эвлизитоподобные). Эти



породы характеризуются низким содержанием железа, связанного с магнетитом (0.5-10 вес. %), пространственно размещены в лежащем (висячем) боках толщи, или внутри пачки на различных гипсометрических её уровнях. Форма тел таких пород линзо- и пастообразная, мощность – от долей метра до десятков метров.

Своеобразными породами рудной части являются богатые железисто-силикатные образования (фаялититы) с минеральной ассоциацией: фаялит (15-85 %) + ферросалилит (0.5-30 %) + альмандин (25-50 %) + магнетит (0.5-12 %) + кварц (0-12 %) + феррогиперстен. Дополнением к ним являются более поздние минералы куммингтонит, грюнерит (2-30 %) + роговая обманка (0-7 %) + биотит (0-8 %) + карбонат, плагиоклаз, сульфиды. Породы образуют линзо- и пластообразные тела мощностью 1-6 м среди железистых кварцитов, а в отдельных случаях сопряжены с богатыми железными рудами.

По мере возрастания количества силикатов в составе рассмотренных пород снижается доля кварца, магнетита, степень окисленности железа, увеличивается содержание железа и кремния, связанных с силикатами, железа с сульфидами. Меняется и текстурный рисунок пород. Существенно фаялитовые породы (фаялититы) имеют массивный, пятнистый облик, а разновидности с кварцем, магнетитом – пунктирно-полосчатую текстуру. Последняя текстура определяется наличием реликтовых прослоев линзообразной

формы кварц-магнетитового, магнетит-силикатного и силикатного состава. Противоположной группой железисто-кремнистых образований в толще являются разности, обогащенные оксидными рудными минералами (магнетит, мартит, гематит, маггемит) в ассоциации с роговой обманкой. Эти кварциты статистически тяготеют к зонам мигматизации в рудной толще.

Мигматизированные кварциты обогащены титаном, калием, натрием, фосфором, серой, углекислотой. В минеральном аспекте биотитом, сине-зеленой роговой обманкой, калишпатом, апатитом, сульфидами, карбонатами. Тем не менее, рассматриваемый тип железистых кварцитов, в части выраженности мартитизации магнетита, развития гематита, роговой обманки, не является определяющим, что имеет место на Куксунгурском рудном поле.

Подрудная часть разреза рудного поля (карбонатно-гнейсово-кристаллосланцевая пачка) представлена плагиомигматитами, плагиогнейсами, биотитовыми, роговообманково-биотитовыми гнейсами, ультраосновными породами, гранат-биотитовыми кристаллическими сланцами и гнейсами (с пироксеном, роговой обманкой или без них). Последние сопряжены с основными кристаллосланцами, которые, в свою очередь, образуют самостоятельные прослои или останцы в плагиогранитах, плагиогнейсах. Для данной части характерен изменчивый состав минеральных ассоциаций даже в пределах коротких расстояний

←
Условные обозначения: I – карбонат-графитовая пачка (на рис. гранат-биотитовая пачка), северная часть рудного поля; Па – карбонат-гнейс-кристаллосланцевая пачка или терригенная пачка центральной части рудного поля; Пб – рудная пачка; Пв – грант-биотитовая (карбонат-графитовая) и кристаллосланцевая пачки центральной части рудного поля; III – рудная и кристаллосланцевая пачки южной части рудного поля. Цифры возле колонки – истинная мощность прослоев, м.

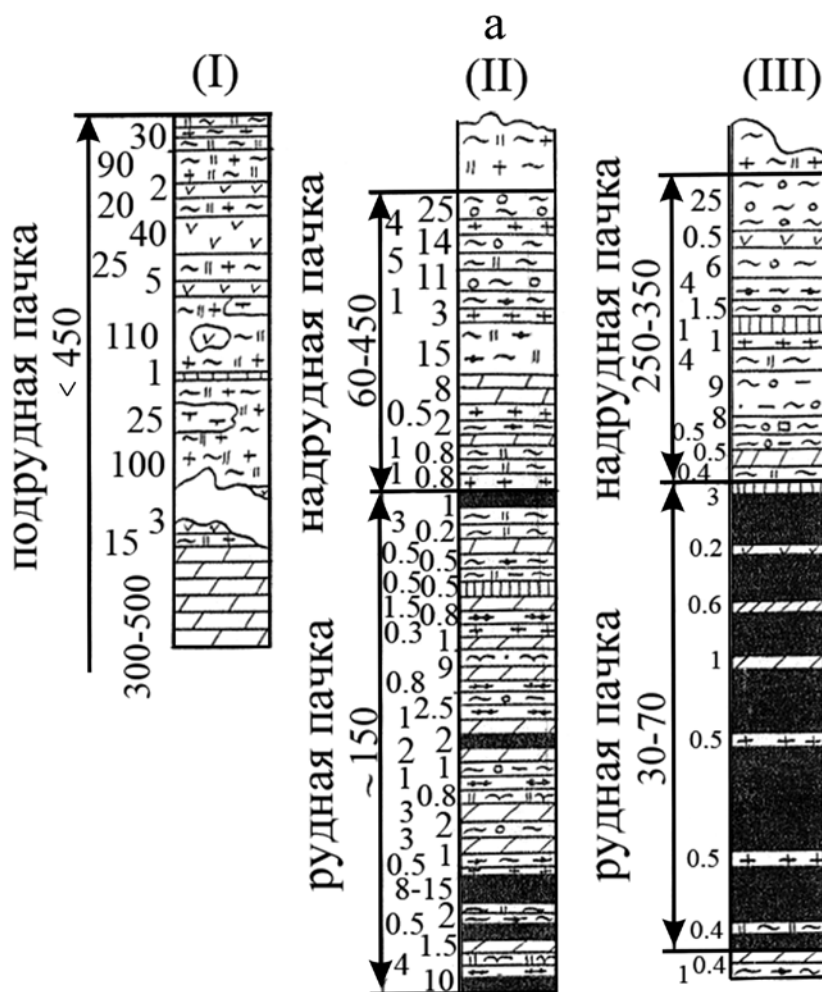
1 – мрамора, кальцифиры; 2 – биотит-роговообманковые гнейсы (кристаллосланцы); 3 – плагиоклаз-ортоклазовые граниты; 4 – биотит-роговообманковые кристаллосланцы с основным плагиоклазом и пироксеном; 5 – плагиограниты с биотитом; 6 – амфиболиты, безплагиоклазовые кристаллосланцы; 7 – ультраосновные породы; 8 – гранат-биотитовые гнейсы с пироксеном; 9 – гранат-биотитовые гнейсы с плагиоклазом (№25-35); плагиогнейсы с пироксеном, ортоклазом; 11 – мигматизированные роговообманково-биотитовые кристаллосланцы и гнейсы; 12 – плагиогнейсы, в том числе с магнетитом; 13 – биотитовые гнейсы; 14 – гранат-биотитовые гнейсы с графитом; 15 – гранатовые кварциты; 16 – белые безрудные кварциты (с кварцем, силлиманитом, гранатом, кордиеритом, биотитом, калишпатом, сульфидами); 17 – роговообманково-биотит-гранатовые породы с сульфидами (эвлизитоподобные); 18 – кварциты с биотитом, графитом; 9 – роговообманково-биотитовые кристаллосланцы с полевыми шпатами, пироксеном; 20 – гнейсы (кристаллосланцы) гранат-биотит-амфиболовые; 21 – 26 – железистые кварциты: силикатно-магнетитовые (21), с ромбическим пироксеном (22), гранатом (23), роговой обманкой и куммингтонитом-грюнеритом (24), мартитом (гематитом, 25 %), мигматитовыми обособлениями (26); 27 – эвлезиты; 28 – кордиерит-биотит-полевошпатовые кристаллосланцы; 29 – силлиманит-гранат-кордиеритовые кристаллосланцы (гнейсы)

Legend: I – carbonate-graphite pack (on fig. granat biotite-pack), the northern part of the ore field; Pa – carbonate-gneiss-crystalline schist pack or a pack of terrigenous, the central part of the ore field; Pb – ore pack; Iv – Grant biotite (graphite-carbonate) and kristalloslantsevaya packs central part of the ore field; III – ore and crystalline schists packs southern part of the ore field. The numbers near the speakers true power of layers, m.

1 – marble calciphyres; 2 – biotite-hornblende gneiss (crystalline schists); 3 – plagioclase-orthoclase granite; 4 – biotite-hornblende crystalline schists with basic plagioclase and pyroxene; 5 – plagiogranites with biotite; 6 – amphibolites, bezplagioklazovye crystalline schists; 7 – ultramafic rocks; 8 – garnet-biotite gneiss with pyroxene; 9 – garnet-biotite gneisses with plagioclase (№25-35); plagiogneiss with pyroxene, orthoclase; 11 – migmatized hornblende-biotite gneisses and crystalline schists; 12 – plagiogneiss, including magnetite; 13 – biotite gneisses; 14 – garnet-biotite gneisses with graphite; 15 – garnet quartzite; 16 – white barren quartzite (quartz, sillimanite, garnet, cordierite, biotite, kalishpaom, sulfides); 17 – hornblende-biotite-garnet rocks with sulfides (evlizitopodobnye); 18 – biotite quartzite, graphite; 9 – hornblende-biotite crystalline schists with feldspar, pyroxene; 20 – gneiss (crystalline schists) garnet-biotite-amphibole; 21-26 – ferruginous quartzites: magnetite-silicate (21), with rhombic pyroxene (22), garnets (23), hornblende and cumingtonite-grunerite (24) martitom (hematite, 25 %), migmatite isolations (26); 27 – evlezits; 28 – cordierite-biotite-feldspar crystalline schists; 29 – sillimanite-garnet-cordierite crystalline schists (gneiss)

Рис. 2. Строение метаморфической толщи Корсакского рудного поля

Fig. 2. Structure of metamorphic strata Korsakskyi ore field



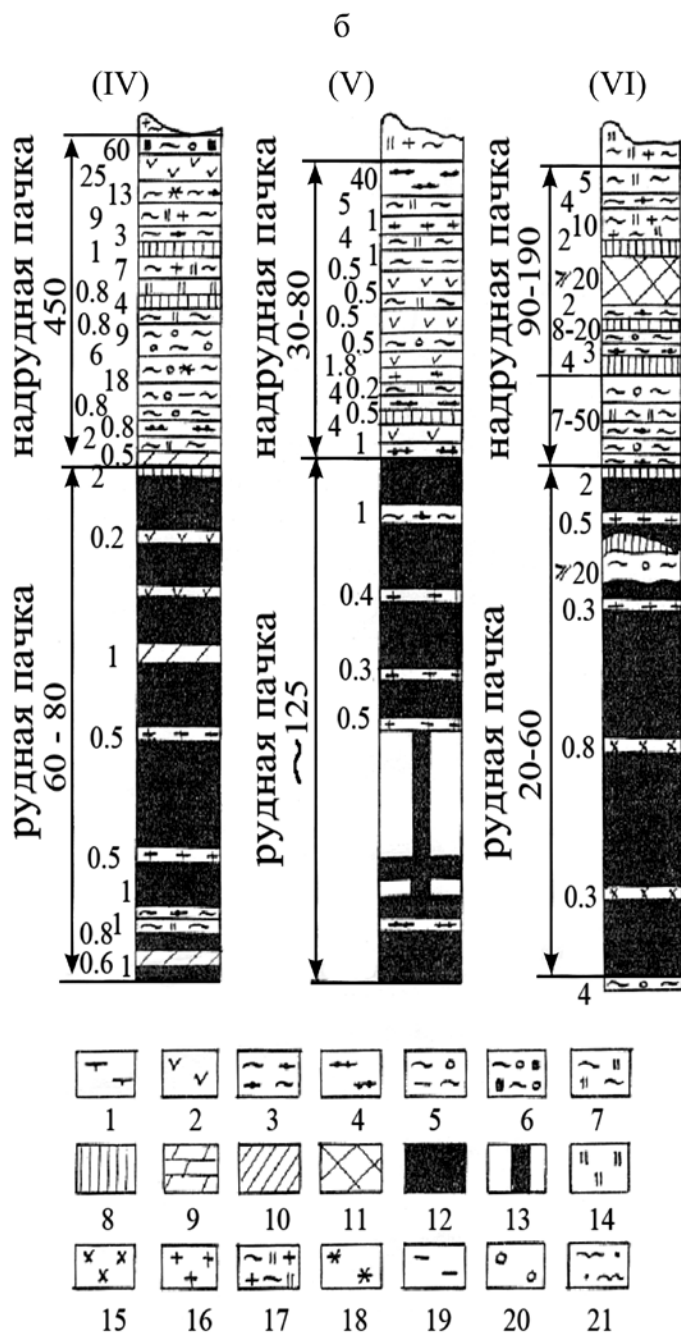
Условные обозначения: Западная часть – участки: I, II – Западный и Промежуточный (южное крыло синклинали); III – Центральный; IV, VI – Меридиональный (IV – южная часть, VI – северная часть, на участке структуры, где ее ось ориентирована меридионально); V – восточная часть Центрального участка.

1 – ультраосновные вулканы; 2 – амфиболиты, в том числе биотитизированные; 3 – биотит-амфиболовые гнейсы и кристаллосланцы с биотитом или без него; 4 – пироксен-амфиболовые кристаллосланцы (пироксенсодержащие гнейсы с амфиболом, биотитом); 5 – гранат-биотитовые гнейсы, в том числе с силлиманитом и часто с кордиеритом; 6 – биотит-кордиеритовые сланцы, в том числе с гранатом; 7 – биотитовые гнейсы; 8 – железосиликатные породы (эвлизиты, фаялитсодержащие, грюнеритсодержащие с магнетитом и без него), железисто-алюмосиликатные породы грант-пироксен-кварцевого состава; 9 – кальцифилы, мрамора; 10 – железо-магнезиальные породы («амфиболиты»); 11 – сидеритовые и сидеритсодержащие кварциты в переслаивании с железисто-силикатными породами или без них; 12 – железистые кварциты (пироксено-магнетитовые, магнетитовые, куммингтонито-магнетитовые, антофиллит (жедрит)-магнетитовые, роговообманково-магнетитовые с мартитом, гематитом, маггемитом и без них); 13 – мигматизированные железистые кварциты; 14 – зоны окварцевания и кварциты метасоматические; 15 – сиенитоподобные (аляскиитовые) породы; 16 – плагииграниты и микроклино-плагииоклазовые граниты; 17 – мигматиты по биотитовым гнейсам; 18 – сульфидная минерализация (пирит, пирротин), в том числе пирротиновые руды; 19 – силлиманит; 20 – гранат; 21 – графит

Legend: The western part – sections: I, II – West and intermediate (south wing of the syncline); III – Central; IV, VI – Meridional (IV – south part, VI – the northern part of the area where the structure is oriented with its axis meridional); V – eastern part of the Central region.

1 – ultrabasic volcanics; 2 – amphibolites, including biotitized; 3 – biotite-amphibole gneisses and crystalline schists with biotite or without; 4 – pyroxene-amphibole crystalline schists (pyroxene gneiss with amphibole and biotite); 5 – garnet-biotite gneisses, including sillimanite and cordierite often; 6 – biotite-cordierite slates, including the garnet; 7 – biotite gneisses; 8 – ferriferous rock (evlizity, fayalite-contente, grunerite-contente with magnetite and without it), iron-aluminum silicate rocks grant-pyroxene-quartz composition; 9 – calciphyres, marble; 10 – iron-magnesian rocks («amphibolite»); 11 – siderite and siderite-contente quartzite interbedded with iron-silicate rocks or without them; 12 – ferruginous quartzites (pyroxene-magnetite, magnetite, magnetite-cummingtonite, anthophyllite (gedrite) – magnetite, hornblende-magnetite with martite, hematite, maghemite, and without them); 13 – migmatized ferruginous quartzites; 14 – silicification zones and metasomatic quartzites; 15 – sieniteikes (Alyaskitovy) species; 16 – plagiogranites and microcline-plagioclase granites; 17 – migmatites of biotite gneisses; 18 – sulphide mineralization (pyrite, pyrrhotite), including pyrrhotite ores; 19 – sillimanite; 20 – garnet; 21 – graphite

Рис. 3 а, б. Структура метаморфической толщи Куксунгурского рудного поля.
Fig. 3 a, b. Structure of metamorphic strata Kuksungurskyi ore field.



← между наблюдениями. Слабо выраженной компонентой этой части разреза является карбонатно-гнейсо-кристаллосланцевая пачка.

Петрохимические и некоторые минералогические особенности пород в разрезе толщи выглядят следующим образом. В основных кристаллосланцах и гнейсах заметно выше содержание элементов семейства железа, а также бария и стронция. Стронций-бариевое отношение по направлению мощности толщи изменчиво, а его величина зависит большей частью от уровня содержания бария (биотита, полевых шпатов).

Наиболее широко распространена в породах сера. Основная ее масса сосредоточена в пирротине, пирите, марказите, незначительно в молибдените, халькопирите, петландите. Сульфидная минерализация

относится к вкрапленному и прожилковому типу. В железистых кварцитах и богатых магнетитовых рудах сульфиды заполняют межзерновое пространство, трещины в магнетите и нерудных силикатах. Пирротин образует изометричные, полигональные, вытянутые зерна и агрегаты с включениями халькопирита и, меньше, петландита. Пирит и марказит выступают более поздними образованиями, замещая пирротин (концентрически зональные структуры). В фельдшпатизированных кварцитах пирротин замещен пиритом и магнетитом.

Окись марганца в породах разреза формации низкая. Ее увеличение наблюдается в измененных ультраосновных породах (амфиболизация, карбонатизация, серпентинизация и др.) и богатых рудах. В магнетитах богатых руд марганец присутствует в виде изоморфной примеси (0.06-0.28 вес. %). В магнетитах кварцитов его содержание составляет 0.01-0.08 вес. %, а в силикатах 0.12-0.16 вес. %. Не исключено что марганец образует самостоятельные минералы. На это указывает более низкое его содержание в главных минералах по сравнению с содержанием его в рудах, а также отсутствие корреляционной зависимости окиси марганца с другими компонентами (магний, кальций, железо связанное с магнетитом, железо связанное с силикатами).

По содержанию фосфора породы контрастны. Так, на участке складчатого усложнения восточного крыла и развития аляскитоподобных гранитов распространены кварциты с содержанием окиси фосфора 0.12-0.88 % при ее обычном уровне 0.03-0.08 %.

В метасоматически измененных, эндрбитоподобных породах, основных кристаллосланцах (гнейсах), плагиомигматитах уровень содержания окиси фосфора составляет 0.45-0.56 %, в зонах окварцевания и сульфидной минерализации – 0.18-0.27 %. Обогащены фосфором богатые руды зоны карботизации.

Молибденит проявлен в виде самостоятельных табличек (0.002 × 0.006 – 0.006 × 0.10 мм) или включений в пирротине, магнетите, кварце.

В зонах сульфидной минерализации повышается содержание таких элементов (вес. %): меди 0.08-0.3, цинка до 0.01, кобальта 0.01-0.04, свинца до 0.05, молибдена до 0.04, олова до 0.04, золота до 1 г/т в кварцитах и 0,36 г/т в гнейсах.

В разрезе свиты прослеживается локальное повышение содержания скандия, церия, лантана, ванадия, золота (до 1 г/т в железистых кварцитах, 0,36 г/т в гнейсах надрудной толщи).

Амфиболито-гнейсовая толща Куксунгурско-го рудного поля в подрудной части разреза (карбонат-гнейсово-кристаллосланцевая пачка) представлена в различной степени мигматизированными

породами (рис. 3 а, б). В ее нижней части выражены мелкозернистые, тонкополосчатые гнейсы и мигматиты биотитовые, амфибол-биотитовые с линзо- и пластообразными телами амфиболитов, кристаллосланцев, ультрабазитов мощностью доли – десятки метров (часть этой толщи обнажается по рр. Корсак, Шовкай, вдоль Осевого и Западноприазовского разломов). Эти образования мы относим к гнейсово-кристаллосланцевой толще. Она перекрыта карбонатной пачкой мощностью 400-500 м, которая картируется в восточном и западном бортах Кукусунгурской синклинали (рис. 1)

Железорудная пачка рудного поля характеризуется неустойчивым разрезом в части мощности безрудных тел, количественным соотношением безрудных и рудных прослоев в кварцитах и качественным их составом. Так, в пределах Западного, Центрального и северной части Меридионального участков (рис. 3) доля безрудных пород составляет 10-35 % объема рудной толщи, а в Промежуточном – 15-65 %.

Среди жильных образований следует отметить плагиоклазовые и микроклиновые граниты, сиенитоподобные образования, кварцевые и карбонатные породы.

Пластовые карбонатные тела выражены в пределах Западного и, особенно, Центрального участков (рис. 3 б). Они испытали пластическое течение, разлинзованы, брекчированы, имеют тектонические контакты, несогласное (согласное) залегание с вмещающими породами. По направлению мощности тела анизотропные по строению, что выражается в грубом чередовании карбонатных, силикат-карбонатных пород, глиноземистых гнейсов, кристаллических известняков, известково-силикатных (кальцифиров), флогопитовых сланцев, графититов и биотит-мусковитовых кварцитов с гранатом, менее кварцитов с графитом. Присутствуют в карбонатных сланцах обломки силикатных пород, инъекции гранитов и зональность (от центра к периферии: карбонатные породы → силикат-карбонатные породы → известково-силикатные сланцы или гнейсы). В самих карбонатных породах содержание магнетита крайне ограничено и лишь на выклиниваниях их иногда наблюдается смесь рудного и карбонатного материала.

Минеральные ассоциации карбонатных пород такие:

- 1 – форстерит, доломит, кальцит, шпинель;
- 2 – карбонаты, диопсид, салит, роговая обманка, флогопит;
- 3 – карбонаты, роговая обманка, флогопит;
- 4 – диопсид, плагиоклаз, сфен;
- 5 – карбонаты, антигорит, мусковит;
- 6 – биотит, кальцит, актинолит с полевыми шпатами, кварцем, апатитом;
- 7 – пироксен, скаполит, сфен.

В геологическом разрезе карбонатные породы часто перекрыты графит-хлорит-кварцевыми сланцами с флогопитом, пироксеном, тальком.

Среди железистых образований рудной пачки выделяются магнезиальные, известковые, сульфидные (пирротин, пирит), сидеритовые их разности и богатые руды. Отчетливо выражен переходный ряд железисто-силикатная порода → магнетит-силикатная → силикат-магнетитовая → мартит-(гематит)-магнетитовый кварцит. В этом ряду отмечается увеличение количества железа, связанного с оксидами (магнетит, маггемит, гематит); магнезиальности силикатов (гиперстен, куммингтонит, антофиллит, жедрит). Вместе с этим возрастает содержание кремнезема, связанного с кварцем (свободный кремнезем); количества субщелочных амфиболов (сине-зеленой роговой обманки) с высоким отношением трех- и двухвалентного железа [3]. При возрастании количества оксидных минералов железа и магнезиальности силикатов происходит обеднение магнетитов вросками ильменита (шпинели). Практическое их отсутствие наблюдается в магнетитовых кварцитах с ассоциацией магнетит + гематит. Отмеченная тенденция имеет место и в мигматизированных кварцитах, что отличает их от двупироксен-магнетитовых кварцитов резким снижением количества железа в силикатах и увеличением оксидной формы железа в магнетитах (маггемит), значения величины отношения трех- и двухвалентного железа в роговой обманке. Кроме того для мигматизированных железистых кварцитов присуще локальное повышение содержания фосфора, титана, марганца, серы.

Богатые руды пространственно тяготеют к железистым кварцитам, образуя линзовидные тела (рудные столбы морфологической категории) мощностью до 5 м или маломощные прослои (десятки сантиметров) на контакте кварцитов и гранитоидов (рудные столбы концентрационной категории). В первом случае минеральный состав руд идентичен таковому железистых кварцитов. Контакт руд с вмещающими кварцитами имеет как согласный, так и несогласный характер. Наблюдается замещение магнетитом нерудной составляющей полосчатых кварцитов с сохранением их мелких фрагментов. Во втором случае богатые руды состоят из кварца, плагиоклаза, пироксенов (диопсида, редко гиперстена), граната в количестве первых процентов.

Выраженной компонентой надрудной части является пачка кристаллических сланцев и карбонат-графитовая (рис. 3). Устойчивое положение в разрезе пачек занимают карбонатные породы (Промежуточный и другие участки), кристаллические сланцы и ультраосновные породы (Центральный участок), которые приурочены к пачке кристаллических сланцев. Кристаллические сланцы претерпели изменения, что выражено в широком развитии биотита и роговой обманки по пироксенам. При этом наблюдается вариация состава плагиоклазов (от 80 до 30 ап) и увеличение количества сульфидов.

Глиноземистые гнейсы (кордиерит, силлиманит, гранатосодержащие и др.) отчетливо проявлены по всему рассматриваемому разрезу в виде прослоев (груп-

пы прослоев). Содержание кордиерита, силлиманита, граната, микроклина, биотита, графита в гнейсах довольно изменчиво и находится в пределах от долей процента до 30-35 %. Однако глиноземистые гнейсы надрудной части геологического разреза отличаются от таковых подрудной по содержанию окиси алюминия (вес. %): 15.21-26,03 в верхней части разреза, 11.30-16.80 в подрудной пачке. К тому же в карбонат-гнейсово-кристаллосланцевой пачке они обогащены натрием, кальцием и обеднены железом, серой, кремнеземом, калием (микроклином),

Нарушение уровня содержания окиси алюминия по пачкам определяется наличием прослоев (зон) полевошпат-кварцевых пород, но больше – развитием вторичных кварцитов (продуктов кислотного выщелачивания).

Состав гранатов (альмандин) и биотитов из глиноземистых гнейсов меняется незначительно. Подобного нельзя сказать о кордиеритах из биотитовых гнейсов с реликтами гиперстена и кордиеритах из кордиерит-биотит-кварцевых пород среди гнейсов, где они более жилистые.

Геохимические особенности и черты рудоносности Куксунгурского рудного поля состоят в следующем.

В пределах рудной части разреза, особенно в зоне сопряжения северной и южной частей структуры, прослеживается повышение содержания цинка (до 0.015 %). Стабильный уровень содержания хрома, никеля, кобальта наблюдается в пределах развития ультраосновных вулканитов, зонах диафторических изменений (биотитизация, хлоритизация). Стронций (0.080 %) и барий (до 1.5 %) распространены в гранитизированных биотитовых, амфибол-биотитовых гнейсах и, особенно, аплит-пегматоидных гранитах.

Локальное увеличение содержания ряда элементов наблюдается в гранат-пироксен-магнетитовых и амфибол-магнетитовых кварцитах: стронция (0.04 %), бария (0.03 %), ванадия (0.05 %), хрома (0.003 %), никеля (0.008 %), меди (0.008 %) и цинка (0.01-0.02 %).

В зонах метасоматического изменения пород рудной и надрудной частей геологического разреза проявлены (вес. %): окись никеля (0.002-0.060), кобальта (0.002-0.016), хрома (0.007-0.1); бария (0.03-0.32) ванадия (0.003-0.09), сера (0.38-9.82), фтор (0.02-0.12), углерод (0.25-16.57). В таких зонах пользуются распространением (%): медь (0.002-0.02), свинец (0.0001-0.005), молибден (0.001-0.003), мышьяк (до 0.002), а также литий, рубидий, цезий. Щелочные элементы находятся в прямой корреляционной связи между собой и калием. Аналогичная связь наблюдается между содержанием урана, окиси ванадия и свободного углерода. Высокое содержание хрома (0.07-0.15 %) и никеля (0.07-0.10 %) наблюдается в карбонат-амфибол-пироксен-биотитовых гнейсах среди карбонатной толщи, что указывает на принадлежность их к ультраосновным породам. В гранит-пегматоидных породах выявлен сподумен (двуосный положительный, $N_g = 1.681$,

$N_r = 1.688$). В глиноземистых гнейсах (гранат-биотитовых плагиогнейсах с силлиманитом) проявлен голубовато-зеленый муассанит ($N > 2.1$, зерна одноосны, положительные), а в обогащенных силлиманитом – андалузит (единичные зерна). Турмалин в этих породах относится к шерлу ($N_o = 1.665-1.670$, $N_e = 1.646$). В других разновидностях турмалин буровато-черного цвета $N_g = 1.690$, $N_r = 1.650$, во флогопит-карбонатных скарнах зеленовато-коричневый (железозамагниченный, $N_g = 1.652$, $N_r = 1.645$).

Молибденит, железистый сфалерит тяготеют к зонам окварцевания (биотит + циркон + пирротин), карбонат-мусковитовым породам с роговой обманкой, пироксеном или к породам повышенной основности (карбонат-биотит-пироксеновые кристаллосланцы). Галенит отмечается в микроклинизированных плагиогранитах, микроклиновых гранитах с монацитом и микроклинитах.

Увеличенное содержание бария (0.1-0.32 %) характерно для диоксидо-карбонатных пород с роговой обманкой и широким развитием флогопита, в том числе и барий-флогопита, пирротина, менее ильменита, сфена, магнетита. Несколько меньший уровень бария (по сравнению с рассмотренным случаем) наблюдается в породах кварц-биотитового состава с пирротинном.

Возрастание фтористости пород обусловлено наличием флогопита, апатита, крайне ограничено – флюорита (минеральная ассоциация: роговая обманка – 8-10 %, полевые шпаты – 8-10 %, кварц – 30-35 %, биотит – 50-60 %). Заметное содержание фтора прослеживается и в карбонатных породах, содержащих клиногумит (?), что требует дальнейшего изучения.

На Орловском проявлении железистых кварцитов строение метаморфической толщи сходно с другими полями, описанными выше. Для нее характерным является чередование железистых кварцитов, ультрабазитов, основных кристаллосланцев внутри железорудной пачки. Вмещающая толща представлена амфибол-биотитовыми, гранат-амфибол-биотитовыми гнейсами и мигматитами по роговообманковым гранат-пироксен-роговообманковым породам и амфиболитам, содержащим небольшие тела ультрабазитов (оливиниты, пироксениты, серпентиниты). Железистые кварциты представлены магнетитовыми, дупироксен-магнетитовыми, куммингтонит-магнетитовыми, в сочетании с куммингтонит-грюнеритовыми, гранат-феррогиперстеновыми и другими железисто-силикатными образованиями.

На Новоукраинском рудном поле (рис. 4), учитывая интенсивную гранитизацию, сохранившиеся разрезы метаморфической толщи наблюдаются на Сергеевском месторождении (рис. 4). Здесь выделяются подрудная или карбонат-гнейсово-кристаллосланцевая пачка амфиболит-гнейсовой толщи, железорудная и надрудные пачки.

Карбонат-гнейсово-кристаллосланцевая пачка прослежена скважинами в полосе шириной порядка 350 м. Она представлена толщей биотитовых и

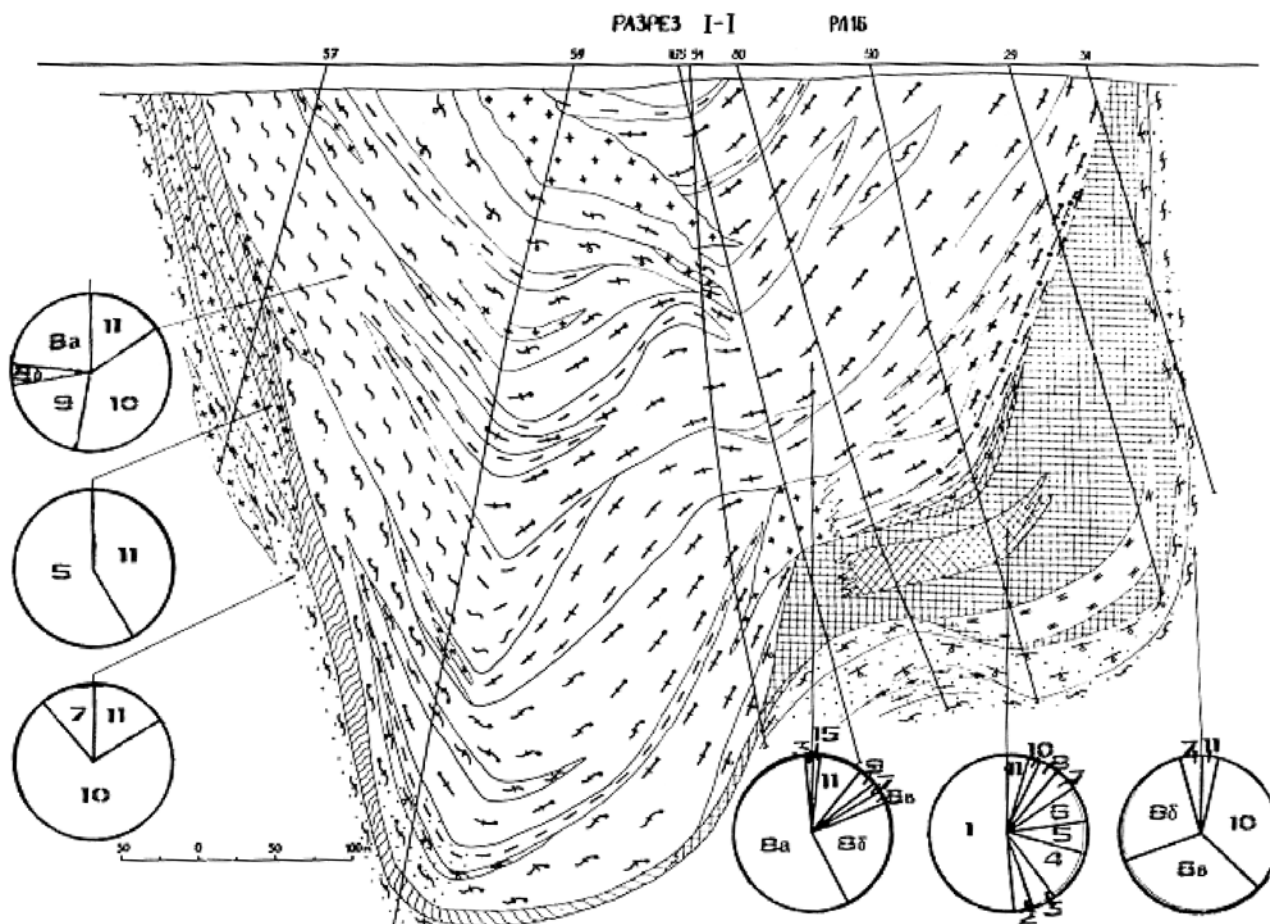


Рис. 4. Геологический разрез Сергеевского месторождения Новоукраинского рудного поля и диаграммы – соотношение типов пород в различных частях разреза под- и надрудной части разреза (данные Волкова А.Г., наши)

Fig. 4. Geological section Sergeevskiy field Novoukrainskiy ore field and charts – the ratio of rock types in different parts of the section under- and up-ore part of the section (data by Volkov A.G. and our)

роговообманково-биотитовых и биотитовых сланцев, биотит-полевошпатовых кварцитов (мощность до 6 м), гранат-биотитовых гнейсов, роговообманково-биотитовых кристаллосланцев, амфиболовых гнейсов. В отдельных случаях отмечаются маломощные прослои железистых кварцитов. Гранат-биотитовые гнейсы и роговообманково-биотитовые кристаллические сланцы в этой толще являются диафоритами пироксенсодержащих пород, в меньшей степени здесь выражены микроклинизация и окварцевание пород.

Мигматитовый комплекс по минеральному составу различается по содержанию биотита, роговой обманки, граната и субстрата, по которому они развиты.

Безрудные полевошпатовые кварциты встречаются среди биотитовых, амфибол-биотитовых гнейсов и мигматитов, образуя слои, не превышающие 10 м. Породы непостоянны по минеральному составу в части содержания кремнезема (кварца), глинозема, щелочей (плагиоклаза, микроклина).

Описанный разрез в западном борту северной части структуры, по данным картировочных работ,

представлен биотит-амфиболовым и амфиболовым гнейсо-мигматитовым комплексом (видимая мощность 1-0.8 км). Разрез толщи дополняется амфиболитами, ультрабазитами и плагиогранитами. Тела плагиогранитов согласны с директивным простиранием структуры, выходят на уровень эрозионного среза.

Рудная пачка с подрудной пачкой имеет четкие и расплывчатые контакты, при наличии вторичных изменений пород и метасоматитов. Мощность рудной пачки изменчивая (от 15 до 140 м). В нижней части она содержит прослои кальцифиров, мраморов, мигматитов, жильных гранитов, гранат-биотитовых, биотитовых плагиогнейсов, основных кристаллосланцев, роговообманково-биотитовых пород (метасоматитов).

Железистые кварциты, в зависимости от содержания силикатов, подразделяются на такие разновидности: силикат-магнетитовые, магнетит-силикатные и железисто-силикатные с магнетитом и без него. Первая из них содержит ромбический и моноклиальный пироксены в отдельности или совместно, реже гранат. Магнетит-силикатные кварциты обеднены магнети-

Условные обозначения к рис. 4 / Legend for fig. 4:

№	Железистые кварциты / Ferruginous quartzites:	$Fe_o/Fe_{m(m)}^*$	$Fe > 30\%$	$20 < Fe \leq 30\%$	$Fe \leq 20\%$
1	магнетитовые magnetite	1,0 - 1,3			
2	силикат-магнетитовые silicate-magnetite	1,3 - 2,0			
3a	магнетит-силикатные magnetite-silicate	2,0 - 3,0			
3б	силикатные silicate	>3,0			
4a	мартит-хлорит-магнетитовые martite-chloride-magnetite	>1,25 $Fe_{sil(sil)} < 2,0$			
4б	богатые руды хлорит-магнетитовые rich ores chloride-magnetite	$Fe_o > 45\%$, $Fe_o > 1,25$			
5	гранитизированные granitized	входят все предыдущие разновидности includes all previous varieties			
Вещающие породы: Host rocks:					
6	кальцифиры и мрамора calciphyres and marbles				
7	кристаллосланцы crystalline schists				
8a	плаггиогнейсы: гранат-биотитовые plagiogneiss: garnet-biotite				
8б	биотитовые biotite				
8в	пироксен (амфибол)-биотитовые pyroxene (amphibole)-biotite				
9	плаггиоклаз-кварцевые метасоматиты plagioclase-quartz metasomatic				
10	мигматиты по различным породам migmatites of different breeds				
11	жильные гранитоиды veined granitoids				
12	гранит-гнейсы granite-gneiss				
13	диафториты diaphthorites				
14	вторичные кварциты secondary quartzites				
15	роговообманково-биотитовые породы hornblende-biotite rock				

* Содержание железа: Fe_o общего, Fe_m – связанного с магнетитом, Fe_{sil} – связанного с силикатами* The content of iron: Fe_o total, Fe_m – associated with magnetite, Fe_{sil} – associated with silicates

том и обогащены силикатами. Железосиликатная разновидность кварцитов отличается большим количеством магнезиально-железистых силикатов (до 100 %) крупнозернистого облика (гиперстен, эвлит, фаялит, алмадин). Диафторические изменения выражены в развитии роговой обманки, куммингтонита, грюнерита, биотита, тетраферрибиотита. Гранитизированные кварциты обладают большим числом разновидностей. Часть из них можно назвать гибридными или переходными от железистых кварцитов до артеритовых маг-

нетитов и гранитов с порфиробластами магнетита (до 2 см) или со скоплениями магнетита до 30 %. Магнетит в таком случае мартитизирован или маггемизирован. В пределах зоны гранитизации распространены роговообманково-магнетитовые, биотит-роговообманково-магнетитовые кварциты, которые могут занимать всю рудную толщу (высокотемпературные силикаты в этом случае носят реликтовый характер). При этом роговая обманка может развиваться по пироксену и куммингтониту, который часто содержит реликты ги-

перстена. Появление биотита в измененных кварцитах обуславливается наличием микроклиновых гранитов. Начало калиевого метасоматоза фиксируется окварцеванием и появлением биотитовой каймы вокруг магнетита. В дальнейшем биотит развивается по всем минералам в сопровождении микроклина и вторичного кварца. На контакте с пегматитами отмечаются биотит-роговообманково-магнетитовые кварциты.

В зонах окварцевания часто получают развитие тонкозернистые магнетит- и биотит-магнетит-роговообманковые кварциты. Соотношение силикатов и магнетита в таких кварцитах меняется вплоть до преобладания одного из них (магнетитовые, силикатные разновидности). Для таких пород характерно присутствие микроклина (до 5%), циркона. По мере нарастания количества кварца породы переходят в сливные безрудные кварциты с примесью магнетита и силикатов в виде порфириобласт.

На участках слабой гранитизации главными силикатами являются куммингтонит, актинолит, антофиллит, кристаллы которых ориентированы вдоль полосчатости и сланцеватости, рудные слои будинированы (разлинзованы), магнетит в сечениях имеет веретенообразную и округлую, овальную форму в плане.

Тела карбонатных пород (кальцифиры, мрамора) более выдержаны по простиранию, но быстро выклиниваются с глубиной. Внутри тел кальцифиров часто присутствуют тонкие прослои графититов и графитовых гнейсов, роговообманково-(пироксен)-биотитовых кристаллических сланцев, силикатных и магнетит-силикатных кварцитов. В количественном отношении среди названных пород преобладают кристаллические сланцы и графитовые гнейсы, а также биотит-роговообманковые (пироксеновые) кристаллические сланцы в виде маломощных прослоев (менее метра), которые встречаются по всей рудной толще. Они выдержаны в разрезе, но практически нигде не образуют устойчивых горизонтов.

В местах увеличения мощности рудного горизонта отмечаются маломощные послонные тела пегматоидных и аплитовидных гранитов (до 10% объема толщи), сопровождающихся зонами вторичных изменений железистых кварцитов и нерудных прослоев.

Надрудная толща резко отличается от подрудной. Непосредственно к железистому горизонту примыкает кристаллосланцевая пачка, мощностью до 80 м. Она представлена переслаивающимися меланократовыми роговообманково-(пироксен)-биотитовыми и гранат-биотитовыми (биотитовыми) с графитом плагиогнейсами. Среди отмеченных пород присутствуют прослои кристаллических сланцев, аналогичные по составу рудной толще, и маломощные прослои силикатных кварцитов. В количественном отношении среди пород пачки преобладают гранат-биотитовые гнейсы (до полного вытеснения всех других разновидностей), а на отдельных участках преобладают кристаллические сланцы и роговообманково-биотитовые гнейсы.

Выше по разрезу залегает довольно однородная пачка графит-гранат-биотитовых гнейсов (карбонат-графитовая пачка) с редкими и маломощными прослоями амфиболо-биотитовых плагиогнейсов (менее 10 м), гранат-куммингтонит-биотитовых, алюмосиликатных кварцитов (менее 2 м), силлиманит-биотитовых с кордиеритом гнейсов (микроклин – 2%, биотит – 30%, кварц – 18%, силлиманит – 17%, кордиерит – 8-15%, мусковит – до 10%). Присутствуют также графит, серицит, хлорит, плагиоклаз, циркон. Завершает разрез гнейсосланцевая пачка, которая, как и на Мариупольском рудном поле, содержит гранитоиды. Преимущественное расположение их в ядре синклинали дает право предположить об отсутствии синклинального ее замыкания на глубине.

Следует добавить, что изменчивость разрезов на рудном поле обусловлена, в большей степени, наложенными процессами, а не первичными условиями осадконакопления. Так, в северном направлении структуры, примерно на протяжении 5 км, отмеченный выше разрез гнейсовой толщи коррелируется, но в дальнейшем преобладают в разной степени мигматизированные породы. Сохранившиеся особенности разреза можно проследить лишь по наличию гранат-биотитовых гнейсов и гранат-куммингтонит-биотитовых (алюмосиликатных) кварцитов в надрудной толще, монотонному строению подрудной части разреза, отмечающимся реликтам роговообманково-биотитовых гнейсов и основных кристаллических сланцев. Эта обстановка в дальнейшем (по простиранию структуры) сменяется гранит-гнейсами, обедненными темноцветными минералами (реликты) и обогащенными кварцем, микроклином, жильными гранитами и пегматитами. По гранат-биотитовым, биотитовым, амфибол-биотитовым гнейсам образуются силлиманит-гранат-биотит-микроклиновые мигматиты. В них силлиманит количественно зависит от степени их микроклинизации или процесса кислотного выщелачивания. Дополнительным свойством в изменении гнейсов является развитие циркона, сульфидов, крупночешуйчатого графита и мусковита по всем порообразующим минералам. В случаях преимущественного окварцевания и подчиненного развития микроклина силлиманит и мусковит развиты угнетенно, количество темноцветных минералов уменьшается, плагиоклаз серицитизован, кварц образует крупные шпирсы и содержит мелкие зерна микроклина.

По кристаллосланцам вначале формируются биотит-роговообманковые амфиболиты с серицитизированным плагиоклазом, затем меланократовые биотит-роговообманково-микроклиновые мигматиты или мелкозернистые микроклиновые породы с биотитом (гнейсограниты), а также микроклиниты. Пироксен-содержащие кристаллосланцы переходят в амфибол-биотитовые гнейсы (клинопироксен замещается роговой обманкой, гиперстен-куммингтонитом).

Продукты кислотного выщелачивания или монокварциты с включениями темноцветных минералов развиты по различным породам, что фиксируется наличием реликтов пироксена, граната, биотита, магнетита. С возрастанием количества микроклина монокварциты переходят сначала в кварц-микроклиновые породы и затем – в средне- и крупнозернистые микроклиниты, содержащие мусковит (по микроклину). Добавим, что в верхней части разреза распространены биотитовые кварцитосланцы и кварциты, а также силлиманит-биотитовые гнейсы. В первой разновидности может наблюдаться кордиерит в количестве до 30 %. Вторые характеризуются минеральной ассоциацией: плагиоклаз (до 5 %), гранат (до 5 %), мусковит (до 8 %), силлиманит, пироксен. В третьей разновидности пород развит кварц до 20 %, микроклин до 25 %, биотит до 40 %, мусковит до 8 %, силлиманит до 20 %, присутствуют плагиоклаз, графит, циркон, карбонат.

Следует отметить наличие в толще нодулярных «гнейсов» кварц-микроклин-силлиманитового состава. Силлиманит развивается вдоль сланцеватости в виде линзочек или нодулей (до 5-15 мм) в кварц-микроклиновой и микроклиновой массе. При этом такие породы постепенно переходят в монокварциты через зону кварц-микроклиновых пород и микроклинитов крупнозернистого облика.

К метасоматитам мы относим продукты базификации или «вторичные амфиболиты», которые, как правило, сопряжены с продуктами кислотного выщелачивания. Их состав не выдержан роговообманково-биотитовый и биотитовый, облик крупнозернистый. Биотит включает заметное количество циркона, апатита и сульфидов, роговая обманка – циркон, микроклин, апатит.

Графит-гранат-биотитовые и биотитовые плагиогнейсы с кордиеритом в карбонат-графитовой пачке по отдельным пересечениям могут занимать практически весь разрез. Количество графита и граната в породах изменяется в широких пределах, а с их уменьшением они переходят в биотитовые гнейсы с гранатом и без него. Однако в целом в таких толщах наблюдаются постепенные переходы между указанными разновидностями. Обособленной группой пород таких толщ являются гранат-биотитовые образования (биотит – 60 %, гранат 30-35 %, кварц), которые мы относим к измененным высокомагнезиальным вулканитам.

Пегматоидные граниты и пегматиты обладают изменчивостью количества кварца до 80 %, плагиоклаза до 50 %, микроклина до 100 %, биотита до 15 %, синезеленой роговой обманки до 5 %, граната до 1 %, вторичные – хлорит до 15 %, эпидот до 5 %, мусковита до 10 %, карбонат.

Низкотемпературные метасоматические изменения пород выражены в развитии хлорита по темноцветным минералам, серицита и мусковита по плагиоклазам. Такие изменения выражены локально, но на всю массу породы, вплоть до образования хлоритовых

сланцев. Несколько иначе проявлены изменения пород в участках тектонической проработки. Здесь развиты хлорит-альбитовые с кварцем и микроклином, хлорит-микроклиновые с альбитом, хлорит-эпидот-кварцевые образования. В последних образованиях можно выделить крупнокристаллические разности, состоящие преимущественно из кварца и незначительно хлорита, эпидота и гидроокислов железа, а также хлоритовые, эпидотовые, хлорит-эпидотовые разности с пониженным количеством кварца.

Особенности метасоматитов, изменения свойств пород и некоторых минералов в процессе метаморфизма-метасоматоза, по этому и другим районам нами рассмотрены в работах [1-6а].

Выводы

Рудная формация КЗС имеет тот же породный комплекс и минеральные парагенезисы, которые выражены в Центральноприазовской и Орехово-Павлоградской зонах складчатости (сачкинская свита). Ее следует отнести к ультрабазит-базит-карбонатно-железисто-кремнистой формации. В стратифицированном разрезе рассмотренной складчатой зоны она занимает верхнюю часть амфиболит-гнейсовой (кайнкулакской) толщи.

Породная ассоциация рудной формации формировалась в такие мегациклы. Ранний, который связан с тектономагматической деятельностью (излияние ультрабазит-базитовых вулканитов, накопление терригенных, хемогенных – карбонатных, гидротермально-осадочных железистых кварцитов). Более поздний связан с гранулитовым метаморфизмом этих толщ, который сменился инверсионным периодом и развитием гранито-гнейсовых структур. По времени образования их можно подразделить на стадии: плагиогранитизации (тоналиты, диориты, плагиограниты, эндербиты) и регрессивной палингено-метасоматической гранитизации калиевого ряда (чарнокитизация, плагиоклаз-микроклиновые, микроклиновые граниты). Более поздние метасоматические преобразования щелочной направленности мы относим к периоду тектоно-магматической активизации региона и внедрения щелочного комплекса магматитов и развития карбонатитов. В низкотемпературных условиях получили распространение локальные и площадные метасоматиты, обусловившие существенную дисперсию минерального и химического состава пород стратифицированных разрезов.

Железорудная формация занимает строгое положение в разрезе докембрия. Железистые кварциты при расчленении докембрийских толщ региона следует принимать в качестве маркирующего горизонта.

Игнорирование регрессивных изменений метаморфических пород в исторической последовательности при корреляции стратифицированных разрезов в структурах ПМ приводит к необоснованному район-

ному (дробному) выделению толщ, в том числе и железорудной формации, и отнесению их к разным временным интервалам.

Благодарности

Автор выражает свою признательность В.В. Грубе, В.П. Кривоносу, Л.Ф. Лавриненко за предоставление геологических материалов и участие в более ранних исследованиях.

Список литературы / References

1. *Каталенец А.И.* Изменение минеральных ассоциаций железистых кварцитов в различных фациях метаморфизма и роль кислорода. Онтогенез минералов и технологическая минералогия. Киев, *Наук. думка*. 1988. С. 144-157. *Katalenets A.I.* 1988. Changes in mineral assemblages ferruginous quartzite in different facies metamorphism and the role of oxygen. Ontogeny of minerals and technological mineralogy. Kyiv, *Science idea*, pp. 144-157.
2. *Каталенец А.И., Пасальская Л.Ф., Калиниченко А.М., Матяш И.В., Могилевич И.И.* Эволюция рудного вещества при метаморфогенно-метасоматических преобразованиях ультраосновных пород (на примере докембрия восточной части Украинского щита). *Геохимия и рудообразование*. 1992. Вып. 19. С. 24-48. *Katalenets A.I., Pasalskaya L.F., Kalinichenko A.M., Matyas I.V., Mogilevits I.I.* 1992. The evolution of the ore material at metamorphogenic metasomatic transformation of ultramafic rocks (on the example of the eastern part of the Precambrian of the Ukrainian shield). Kyiv. *Geochemistry and mineralization*, vol. 19, pp 24-48.
3. *Каталенец А.И.* О рудных формациях Приазовья. Днепропетровськ. *Науковий вісник національного гірничого університету*. 2003. №9. С. 13-21. *Katalenets A.I.* 2003. About ore formations of the Azov Sea. Dnipropetrovs'k, *Siense News natsional mining university*, № 9, pp. 13-21.
4. *Коваль В.Б., Каталенец А.И.* Рудные метасоматиты железисто-кремнистых формаций восточной части Украинского щита. Київ. *Збірник наукових праць. Інститут геохімії навколишнього середовища НАН та МНС України*. 2006. Вип. 12. С. 19-27. *Koval V.B., Katalenets A.I.* 2006. Ore metasomatic ferruginous-siliceous formations of the eastern part of the Ukrainian shield. Kyiv, *Collected Works. Institute of Environmental Geochemistry NAS and MES of Ukraine*, vol. 12, pp. 19-27.
5. *Каталенец А.И., Коваль В.Б.* О редкометальном оруденении Новоукраинского рудного поля (Западное Приазовье). Днепропетровськ. *Збірник наукових праць ДНГУ*. № 33. Т. 1. 2009. С. 21-32. *Katalenets A.I. Koval V.B.* 2009. About rare-metal mineralization Novoukrainsky ore field (West Sea of Azov). Dnipropetrovsk. *Proceedings of DNHU*, vol. 33. iss. 1, pp. 21-32.
6. *Каталенец А.И., Кичурчак В.М.* Некоторые аспекты тектонического развития и металлогении Приазовского мегаблока Украинского щита. Дніпропетровськ *Збірник наукових праць ДНГУ*. №36. т. 1. 2011. С. 11-22. *Katalenets A.I., Kichurchak V.M.* 2011. Some aspects of the tectonic evolution and metallogeny Pryazovskyi megablock Ukrainian shield. Dnipropetrovs'k. *Proceedings of DNHU*. vol. 36, iss. 1, pp 11-22.
- 6а. *Каталенец А.И.* Структурная и генетическая позиция уран-ториевой минерализации Приазовского мегаблока. Дніпропетровськ. *Вісник ДНУ, Серія Геологія і Географія*. № 16. 2014. С. 3-14. *Katalenets A.I.* 2014. Stukturnaya and genetic position of the uranium-thorium mineralization Pryazovskyi megablock. Dnipropetrovs'k. *Bulletin DNU Geology and geography seryiya*, vol. 16, pp. 3-14.
7. *Щербак Н.П., Есипчук К.Е., Берзенин Б.З.* и др. Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита. Київ. *Наук. думка*. 1985. 168 с. *Shcherbak N.P., Esipchuk K.E., Berzenin B.Z.* et al. 1985. Stratigraphic sections Ukrainian Precambrian Shield. Kyiv, *Naukova dumka*, 168 p.
8. *Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Бартницкий Е.Н.* и др. Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита. Київ. *Наук. думка*. 1989. 144 с. *Shcherbak N.P. Artemenko G.V. Bartnitsky E.N.* and others. 1989. Geochronological scale Ukrainian Precambrian Shield. Kyiv, *Naukova dumka*, 144 p.

Статья поступила 18.06.2015