

Условия формирования железистых пород Среднего Побужья

© О. В. Усенко, 2015

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 5 января 2015 г.

Представлено членом редколлегии О. Б. Гинтовым

Обґрунтовано думку, що породи залізисто-кремнисто-карбонатної формації Голованівської шовної зони є ендегенними. Вони з'явилися синхронно з породами гданцівської світи Криворізько-Кременчуцької зони. Особливості складу формації та вмісних порід бузької серії можна пояснити перебігом геодинамічного процесу, різкою зміною складу глибинного флюїду, що супроводжував диференціацію розплаву астеносфери, а також кристалізацією в умовах, що відповідають гранулітовій фації метаморфізму. Специфічний склад порід формації спричинений змішуванням залишкових водних хлоридно-калієвих і глибинних карбонатно-фторидно-натрієвих флюїдів.

Ключові слова: залізисті породи, Голованівська шовна зона, карбонатити, кальцифіри, генезис залізистих порід, флюїд, метаморфізм.

Введение. Широкое развитие экспериментальных исследований и разработка физико-химического моделирования геодинамических процессов показали, что многие особенности осадконакопления и метаморфизма, считавшиеся аксиоматическими, нуждаются в пересмотре. Тенденция развития научных представлений — учет конвективной составляющей в перераспределении энергии, смещение объекта источников тепла и вещества в мантию и ядро. Плавление и кристаллизация, крупномасштабные перемещения разогретого мантийного вещества на меньшие глубины, высокоамплитудные горизонтальные и вертикальные тектонические движения, магматическая и сопутствующая гидротермальная активность, а также погружение холодных блоков являются следствием единого геодинамического процесса, объединяющего ядро, мантию, кору и поверхность [Богатиков и др., 2010].

Изменение состава железистых формаций ранее связывалось с эволюцией внешних оболочек Земли — поверхности, гидро- и атмосферы [Железисто-кремнистые..., 1991]. Если предполагать источник вещества вулканогенных и эксгальционно-осадочных пород эндогенным, то изменение состава железистых формаций должно отражать эволюцию флюидного режима глубинных оболочек Земли в докембрии. В статьях [Усенко, 2015а,б] показано, что источником вещества железистых пластов зеленокаменных структур Среднеприднепровского мегаблока и

Криворожско-Кременчугской зоны являлся слой частичного плавления, размещавшийся в мантии. Этот вывод обоснован на примере железисто-кремнисто-вулканогенной (ЖКВ) и железисто-кремнисто-сланцевой (ЖКС) формаций. Железистые пласты в зеленокаменных структурах размещены закономерно среди преимущественно вулканогенных, в Криворожско-Кременчугской зоне (ККЗ) — среди сланцевых пластов. Поэтому можно восстановить протекание глубинного процесса и затем — условия формирования железистых пород.

Восстановление палеогеодинамического процесса является решением обратной задачи. По составу магматических пород устанавливается глубина размещения слоя плавления (мощность литосферы) на каждом этапе процесса, а затем — состав флюидов, взаимодействующих с расплавом при найденных температуре и давлении. Методика описана в работе [Усенко, 2014б]. При нахождении условий образования железисто-кремнисто-карбонатной (ЖКК) формации применение методики ограничено отрывочностью геологических данных. Е. Б. Глевасский описывает рудопроявления формации как фрагменты складок третьего или более высоких порядков, как бы «впаянные» в гранитоиды палеопротерозойского возраста и в разной степени «усвоенные» ими [Геолого-геоэлектрическая..., 2005, с. 235]. Однако допущение, что и в данном случае источником вещества железистых пластов являются глу-

бинные оболочки, представляется логичным.

Полученные результаты имеют разную степень достоверности, некоторые выводы гипотетичны. Предлагается новый взгляд на формирование ЖКК формации и вмещающих ее пород. Речь идет о выяснении общих закономерностей, создании отдельных фрагментов общей модели, которая может быть восстановлена с помощью привлечения дополнительной геологической информации. Целесообразность данной работы заключается в том числе и в применении полученных выводов для постановки задач при сборе и обработке геолого-аналитических данных.

Разрез железистой формации Среднего Побужья. Использованы описания железистых пород, приведенные в работах [Лазько и др., 1975; Железисто-кремнистые..., 1978; Ярощук, 1983], а также обобщение информации о строении района [Гранулитовая..., 1985]. Стратиграфическая привязка пород региона очень неоднозначна. До настоящего времени многие авторы, отрицая информативность определенных абсолютного возраста, считают породы Побужья, метаморфизованные в гранулитовой фации, самыми древними, поддерживая мнение, высказанное в работе [Лазько и др., 1975]. Данная работа опирается на результаты определения абсолютного возраста [Щербак и др., 2008] и вещественный состав пород. Разделение и корреляция разрезов не является ее задачей.

Разрез железорудно-гнейсовой формации в обнажении по берегу р. Южный Буг между сс. Хащеватое и Завалье [Лазько и др., 1975] существенно различается от разрезов (А, Б, В) Голованевской шовной зоны (ГШЗ), представленных в работе [Ярощук, 1983] (табл. 1). Формация сложена четырьмя двух- и трехкомпонентными толщами, в которых различаются ритмы еще двух порядков, что сближает ее с породами ЖКК формации. Стратиграфически выше залегает формация (кондалитовая), представленная парагенезисом высокоглиноземистых гнейсов и карбонатных пород.

Среди пород, вмещающих данную формацию, наиболее распространены гиперстеновые, гранатсодержащие гнейсы, основные двупироксеновые (салит-гиперстеновые), гранат-двупироксеновые и магнетит-гранат-двупироксеновые кристаллические сланцы. Последние переслаиваются с магнетитовыми кварцитами. Чистые магнетитовые кварциты встречаются редко. В кристаллических сланцах встречаются плагиоклазиты, в гранатсодержа-

щих — графит. Общая направленность смены парагенезисов по мере увеличения содержания железа:

магнетит + салит + гиперстен + гранат + кварц →
→ магнетит + гиперстен + гранат +
+ плагиоклаз + кварц →
→ магнетит + гранат + гиперстен + кварц →
→ гранат + магнетит + кварц →
→ магнетит + кварц.

Гранат-гиперстеновые кварциты и гнейсы — наиболее глубоко метаморфизованные глиноземисто-магнезиально-железистые породы, образованные при выносе калия и воды и частично кремнезема в зоне базификации:

2 биотит + куммингтонит → гранат +
+ 10 гиперстен + $\text{SiO}_2 + 3\text{H}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$,
4 биотит + актинолит → 2 гранат +
+ 11 гиперстен + $3\text{SiO}_2 + 5\text{H}_2\text{O} + 2\text{K}_2\text{O}$,
по работе [Семененко, 1966].

Подобные реакции приводят к перераспределению кремнезема и щелочей. При околосолидусных температурах они выносятся в расплав-раствор, из которого в зоне гранитизации образуются микроклиновые граниты. Минералы в левой части уравнения — типичные представители ЖКС формации. Они могли быть образованы в цикле активизаций, близком по времени к формированию продуктивной толщи (саксаганской свиты) ККЗ. В правой части — гранаты и пироксены, присущие железисто-кремнистой формации Хащевато-Завальевского района.

Такие реакции могли происходить при «промывке» пород коры слабокислым водно-хлоридным флюидом-раствором в близосолидусных условиях [Пуртов и др., 2002]. Активность флюидов подобного состава фиксируется на территории щита накануне и в процессе глобальной гранитизации 2,0 млрд лет назад [Усенко, 2013]. В этой статье показано, что водные хлоридно-калиевые флюиды сопровождали дифференциацию расплавов в мантии. И расплавы, и флюиды выносились в кору, их активность обусловила плавление пород коры и образование микроклиновых гранитов. А парагенезисы с индикаторами гранулитовой фации представляют породы, образованные в пределах фронта базификации.

Метаморфизм наложен в процессе и сразу после гранитизации. Образование минералов гранулитовой фации обусловлено *PT*-условиями протекания процесса, при которых грань между метаморфизмом, метасоматическими изменениями, плавлением и кристаллизацией очень условна.

Т а б л и ц а 1. Сопоставление разрезов железисто-кремнистой формации Среднего Побужья [Гранулитовая..., 1985]

Характеристика формаций	Хащевато-Завальевский район	ГШЗ		
		Разрез А	Разрез Б	Разрез В
Главные члены	Гранатовые и гиперстеновые гнейсы, двупироксеновые кристаллосланцы, железистые породы	Железисто-кремнистые и карбонатные породы	Карбонатные и железисто-кремнистые породы	Основные и железисто-кремнистые породы (\pm ультрабазиты)
Второстепенные глены	Гранулиты, кварциты, гранат-силлиманитовые гнейсы, биотит-гранатовые кристаллосланцы	Основные и алюмосиликатные породы		Алюмосиликатные гнейсы и кварциты
Упорядоченность внутреннего строения	Четкая упорядоченность: ритмичная повторяемость породных ассоциаций в ритмах I, II и III порядков	Слабоупорядоченная ритмичность	Неупорядоченная ритмичность	Не установлена
Содержание железисто-кремнистых пород, %	Менее 1, в отдельных пачках 1—2	27—80	13—20	16—20
Мощность железистых пластов, м	Маломощные линзовидные пропластки	10—95	до 18	до 24
Содержание карбонатных пород, %	—	2—40 (до 59)	50—98	—
Метасоматические процессы	Не описаны	Скарнирование, постскарновое оруденение		Сульфидизация, окварцевание
Железные руды	—	Железистые кварциты ($Fe_{\text{магн}} > 16\%$) карбонатно-магнетитовые руды ($Fe_{\text{магн}} > 26\%$)	Карбонатно-магнетитовые руды ($Fe_{\text{магн}} > 26\%$)	Железистые кварциты ($Fe_{\text{магн}} > 16\%$)

Состав пород бугской серии, вмещающих ЖКК формацию. Согласно работе [Железисто-кремнистые..., 1978], нижняя (кошаро-александровская) свита ГШЗ сложена биотитовыми мигматитами с залегающими согласно телами розовых аплитов-пегматоидных гранитов и существенно глиноземистых гнейсов: гранат-кордиерит-силлиманитовых, биотит-плагиоклазовых, графит-плагиоклазовых. К ней относятся железистые и карбонатные породы и кварциты, метабазиты (амфиболиты и амфиболитизированные нориты) и еще реже — пироксениты. Верхний горизонт (модово-терноватский) представлен кварцитами, мраморами, кальцифирами, итабиритами, кри-

сталлическими сланцами, силлиманитовыми и графитовыми гнейсами. Мощность свиты 0,1—3 км. Верхняя (хащевато-завальевская) свита сложена карбонатными породами, биотитовыми и графит-биотитовыми гнейсами. Широко развиты основные и ультраосновные породы, образующие межпластовые залежи. Мощность свиты 0,25—1,4 км.

Даже перечисление пород рассматриваемого района демонстрирует резкое различие вещественного состава по сравнению с породами зеленокаменных структур Среднеприднепровского мегаблока, включающими ЖКВ формацию. Породы бугской серии более высокоглиноземистые, содержат мраморы и кварциты.

Железистые породы — силикат- и карбонат-магнетитовые, карбонаты представлены доломитом, кальцитом. Карбонатные породы содержат оливин, что сближает их с карбонатитами. Сопутствующие граниты — микроклиновые. Графит образует месторождения.

По сравнению с толщей, вмещающей ЖКС формацию ККЗ (новокириворожская, скелеватская и саксаганская свиты), в породах бугской серии наблюдается широкое развитие высокомагнезиальных и высокоглиноземистых вулканогенных пород и кальцифиоров, непосредственно связанных с железистыми пластами. Повышается содержание кальция и натрия, но железо находится преимущественно в двухвалентной форме (табл. 2). В ККЗ присутствует графит, однако и в ГШЗ и особенно в Хащевато-Завальевском районе его намного больше.

Железорудные районы. М. А. Ярощук выделяет три железорудных района: Молдовский в ГШЗ, Ананьевский, который примыкает с юга к Хащевато-Завальевскому району и Слюсаревский в Синицевской структуре [Ярощук, 1983] (рисунок). Карбонатные породы развиты преимущественно на Молдовском и Слюсаревском участках. На Ананьевском не обнаружены. Карбонатные пласты находятся в подрудной и надрудной частях разреза, переслаиваются с железистыми. В участках переслаивания на контакте с железисто-кремнистыми наблюдается оруденение карбонатных пород. В зонах перехода от карбонатных пород к вмещающей толще развиваются силикатные метасоматиты (чаще — клинопироксеновые). Содержание кремнезема в карбонатных породах — 10 %, силикатов — более 15 %.

Разрез А (табл. 3) представлен на Молдовском, Грушковском, Секретарском, Шамраевском, Богдановском, Савранском участках, где железистые и карбонатные пласты переслаиваются,

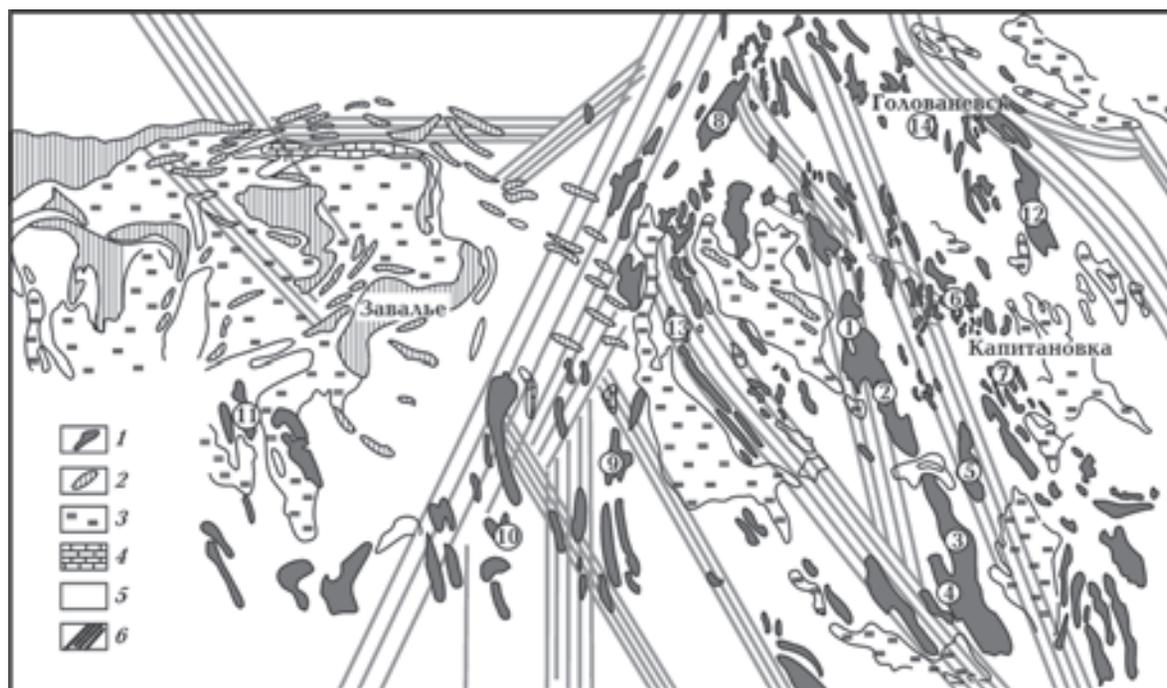
а основные и алюмосиликатные породы находятся в подчиненном количестве. Разрез Б (табл. 4) выделяет развитие мощных карбонатных пачек с пропластками железистых, основных и алюмосиликатных пород на Слюсаревском и Бакшинском участках. Значительно отличается разрез В (табл. 5), который представлен на Емиловском и Полянецком участках. Здесь карбонатные породы отсутствуют, а железистые слагают пласты в существенно метабазитовых пачках, иногда содержащих подчиненные пропластки ультрабазитов. По всей видимости, близки к разрезу В участки Ананьевского района. Железистые пласты (итабириты), переслаивающиеся с безрудными кварцитами, находятся в ультраметаморфических породах — гранат-биотитовых гнейсах, кристаллических сланцах основного состава.

Железистые породы исследуемого района сложены разновидностями, не характерными для ЖКВ и ЖКС формаций. Итабириты — рудные силикатно-магнетитовые породы, состоящие из кварца, магнетита и магнезиально-железистых силикатов (пироксенов, граната, реже амфибола и биотита). Такониты — нерудные или малорудные породы с теми же парагенезисами, но основную массу слагают силикаты, а магнетит и кварц содержатся в подчиненных количествах или вообще отсутствуют. Эвлизиты — нерудные породы, состоящие из оливина, пироксенов, граната и кварца. В небольших количествах присутствует магнетит. Гранатовые и пироксен-гранатовые кварциты — нерудные и железо-силикатные породы с высоким (до 60 % и больше) содержанием кварца. Другими словами, весь комплекс, помимо степени метаморфизма, резко отличается составом первичных пород.

Железные руды — силикат-магнетитовые и карбонат-магнетитовые. Химический состав представлен в табл. 6. Среди силикат-маг-

Т а б л и ц а 2. Состав вмещающих пород [Ярощук, 1983]

Порода	Компонент								
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Щелочноземельные глиноземистые	51,9	2,8	13,7	3,2	12,0	5,1	5,7	2,9	0,4
	45,7	1,8	14,8	3,6	11,7	7,7	10,4	1,8	0,4
Глиноземисто- магнезиальные	42,1	0,27	4,55	4,2	5,17	30,0	3,1	0,36	0,06
	45,7	0,15	13,4	3,2	13,3	20,0	0,4	0,15	0,14
Алюмосиликатные	62,7	0,57	18,4	1,6	4,9	2,4	0,24	5,3	0,57



Распространение основно-ультраосновных пород, включающих ЖКК формацию, эндербитов, карбонатных пород и мигматитов в Побужье и ГШЗ, по работе [Гранулитовая..., 1985]: 1–5 — породы (1 — основно-ультраосновно-железистые, 2 — основные и эндербиты, 3 — поля чередования основных пород и эндербитов, 4 — карбонатные, 5 — гранитные мигматиты), 6 — зоны разломов, по работам [Гинтов, 2005; Ентин, 2005]. Участки (цифры в кружках): 1 — Молдовский, 2 — Демовярский, 3 — Тарноватский, 4 — Секретарский, 5 — Деренюхинский, 6 — Липовеньковский, 7 — Капитановский, 8 — Грушковский, 9 — Слюсаревский, 10 — Полянецкий, 11 — Савранский, 12 — Новоселковский, 13 — Богдановский, 14 — Емиловский.

Т а б л и ц а 3. Разрез железистой формации Грушковского участка (разрез А) [Гранулитовая..., 1985]

Пачка	Пласт	Порода
II железистая	II переслаивания (70 м)	Шпинель-оливиновые кальцифиры, офикальциты, гранат-ортопироксеновые, роговообманково-клинопироксеновые скарны, ортопироксеновые итабириты и такониты, мигматизированные алюмосиликатные гнейсы и амфиболиты
	II железистый (20 м)	Двупироксеновые, роговообманково-ортопироксеновые и гранат-двупироксеновые итабириты
	II карбонатный (30 м)	Шпинель-флогопит-диопсид-оливиновые кальцифиры, мигматизированные силлиманит-кордиерит-биотит-гранатовые гнейсы, прослой амфиболитов
Разделяющая	50 м	Мигматизированные гранат-биотитовые и силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы
I железистая	I железистый (97 м)	Ортопироксеновые, двупироксеновые, гранат-ортопироксеновые, с роговой обманкой итабириты с подчиненными прослоями оливиновых кальцифиров, шпинель-магнетит-пироксеновые и пироксен-гранатовые скарны и ортопироксеновые амфиболиты
	I переслаивания (53 м)	Оливиновые и магнетит-оливиновые кальцифиры, биотит-гранатовые такониты, кордиерит-силлиманит-гранатовые гнейсы, гранат-роговообманково-пироксеновые кристаллосланцы и биотит-гранатовые граниты
	I карбонатный (22 м)	Паргасит-оливиновые и магнетит-флогопит-паргасит-оливиновые скарнированные кальцифиры

Т а б л и ц а 4. Разрез железистой формации Слюсаревского участка (разрез Б) [Гранулитовая..., 1985]

Пласт	Порода
II карбонатный (50 м)	Скарнированные шпинель-оливиновые и диопсид-оливиновые кальцифиры, офикальциты, доломитовые мраморы, клинопироксеновые и магнетитсодержащие скарны, тонкие прослои биотитового гнейса
Железистый (18 м)	Гранат-ортопироксеновые такониты и эвлизиты, часто с пирротинном, участки биотит-ортопироксеновых гранатитов
Зона переслаивания (17 м)	Переслаивание ортопироксен-биотитовых и гранат-силлиманит-биотитовых гнейсов, кальцифиров, двупироксеновых таконитов, эвлизитов
I карбонатный (65 м)	Скарнированные шпинель-оливиновые и диопсид-оливиновые кальцифиры, офикальциты, доломитовые мраморы, участки амфибол-клинопироксеновых и рудных шпинель-магнетит-оливиновых скарнов. В верхней части пласта — прослои гранат-биотитовых гнейсов, в нижней — пегматоидный гранит

Т а б л и ц а 5. Разрез железистой формации Емиловского участка (разрез В) [Гранулитовая..., 1985]

Пласт	Порода
Железистый пласт (25 м)	Двупироксеновые итабириты с участием гранат-пироксеновых таконитов, прослоями магнетит-двупироксеновых кристаллосланцев, в верхней и нижней частях разрезов мигматизированы
Пачка магнетитсодержащих кристаллосланцев с редкими прослоями железистых пород и мигматизированных алюмосиликатных гнейсов (125 м)	Биотит-гранатовый мигматит
	Двупироксеновые, ортопироксеновые и магнетит-двупироксеновые кристаллосланцы с вкрапленностью сульфидов, местами окварцованные
	Мигматит с вкрапленностью сульфидов, магнетита и зонами окварцования
	Биотит-двупироксеновый кристаллосланец с редкой вкрапленностью сульфидов, местами окварцованный
	Мигматит
	Двупироксеновые, ортопироксеновые, магнетит-двупироксеновые кристаллосланцы с вкрапленностью сульфидов, местами окварцованные
	Биотит-гранатовые мигматитовые с реликтами кордиерит-силлиманитовых гнейсов и основных кристаллосланцев
Двупироксеновый итабирит	

нетитовых преобладают железистые кварциты (итабириты) в центре пластов, которые по периферии и в местах выклинивания сменяются кварц-силикатными глиноземисто-железисто-кремнистыми сланцами. Наиболее распространены феррогиперстеновые итабириты, в подчиненных количествах присутствуют двупироксеновые (с салитом, ферросалитом) и гранат-пироксеновые разности (с пирроп-альмандином). Они образуют крупные пластовые тела. Переслаиваются с пластами пироксен-плаггиоклазовых кристаллических сланцев, амфиболитов, гранат-биотитовых и других глиноземистых гнейсов, а также кальцифиров. Все эти породы интродуцированы гранитоидами и мигматизированы. Характерна ассоциация минералов гранулитовой и верхов амфиболитовой фаций.

Карбонат-магнетитовые руды состоят из оливина, магнетита и карбоната, содержат пироксены, амфиболы, серпентин, флогопит и шпинель. Карбонаты представлены кальцитом и доломитом. Оливин — форстеритом, разбит трещинами, заполненными тонковолокнистым серпентином, в участках появления рудной вкрапленности серпентинизация оливина сопровождается выделением магнетита. Среди прочих — флогопит, клино- и редко ортопироксены, марганцовистая шпинель, апатит, графит.

Рудные пласты — крутопадающие, их мощность составляет 20—30 м. Богатые руды в центре залежей сменяются магнетитсодержащими, затем безрудными кальцифирами. Часто магнетитовые кальцифиры ассоциируют с железисто-кремнистыми породами. Большинство авторов считает кальцифиры осадочны-

Таблица 6. Химический состав железистых пород Среднего Побужья [Железисто-кремнистые..., 1978]

Порода	Компонент								
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ппп
Итабириты	48,8	2,4	21,3	19,2	5,9	1,2	0,13	0,19	0,6
Рудные кальцифиры	14,1	1,1	37,2	23,2	8,3	7,9	0,09	0,03	7,4
Магнетитосодержащие скарны	21,6	1,2	38,7	25,9	9,1	2,4	0,09	0,05	0,9

Примечание: ппп — преимущественно карбонаты.

ми породами [Железисто-кремнистые..., 1991; Щербаков, 2005].

Магнетитосодержащие кальцифиры состоят из карбоната — кальцита и доломита, идиоморфного по отношению к кальциту (30—70 %), магнетита (30—45 %), оливина (хризолита и более железистого гиалосидерита 5—15 %), клиногумита (до 10 %). Реже присутствуют флогопит, клино- и ортопироксены, актинолит (по пироксену), гранат и брусит, шпинель (плеонаст), сульфиды, графит, вторичный серпентин.

Магнетитосодержащие скарны (метасоматиты) развиваются среди рудных кальцифиров и приурочены к их контактам с итабиритами (табл. 7).

Особенности железистых пород ЖКК формации. В ЖКК формации представлены итабириты и железисто-карбонатные породы, а характерные для ЖКВ и ЖКС формаций джеспилиты и роговики (джесперы), сложенные яшмой и железорудными прослоями, не встречаются.

Для архейских руд типичны сидероплезит и уступающий ему по количеству магнетит. В ЖКС формации (в ККЗ) главным является магнетит при существенном развитии гематита, а сидероплезит — второстепенный. В ЖКК формации на первом месте — гематит, содержание магнетита уменьшается, а карбонаты представлены доломитом и анкеритом.

Силикат-магнетитовые руды, помимо кварца и магнетита, содержат пироксены и гранат. В нерудных эвлизитах присутствует оливин. Карбонат-магнетитовые руды состоят из кальцита и доломита, а также содержат оливин, пироксены, амфиболы, флогопит и др.

Распределение железистых пород в разрезах также имеет ряд особенностей. Отмечается тесная связь пород ЖКК формации с ультрабазитами, ортопородами основного состава и карбонатитами. В разрезах А и Б наблюдается переслаивание оливиновых (± шпинель ± диоксид ± флогопит) кальцифиров с силикатно-магнетитовыми породами. Согласно табл. 3 и 4, железисто-кремнистые породы и кальцифиры находятся среди ультраметаморфических пород — кристаллических сланцев основного состава и гранат-биотитовых гнейсов с кордиеритом, силлиманитом и графитом. Содержание кремнезема в карбонатных породах — 10 %, силикатов — более 15 %. Мощность железорудной толщи 0,2—0,6 км при протяженности 1,5—6 км.

В ГШЗ и Хашчевато-Завальевском районе породы, вмещающие ЖКК формацию, обогащены FeO, Al₂O₃ и MgO, часто TiO₂, CaO и Na₂O, железистые — MgO и CaO за счет присутствия доломита, а Fe₂O₃/FeO=1÷2. Графит образует месторождения.

Ревизия предлагаемой гипотезы образования. Причиной отличия вмещающих и железистых пород Среднего Побужья принято

Таблица 7. Химический состав метасоматитов [Ярошук, 1983]

Метасоматит	Компонент								
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ппп
Клинопироксеновый	44,8	1,4	4,3	9,3	11,9	21,9	0,03	0,03	4,7
Двупироксеновый	45,4	0,6	6,0	30,9	8,1	6,4	0,16	0,11	1,2
Ортопироксеновый	37,0	3,7	20,0	9,3	6,5	3,5	0,18	0,17	0,7
Карбонат-магнетитовые руды	17,1	2,1	13,7	10,9	10,3	21,1	0,12	0,15	23,4
	3,4	1,0	17,2	9,4	12,5	23,6	0,06	0,03	30,9

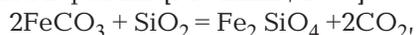
считать метаморфические преобразования и замещения [Семененко, 1966; Мельник, 1986; Железисто-кремнистые..., 1991 и др.]. Предполагается, что образование днестровско-бугской и бугской серий происходило вследствие накопления осадочной толщи. Более ранние породы изначально размещались на большей глубине, поэтому степень их метаморфизма выше [Лазыко и др., 1975]. Причина метаморфизма — литостатическое давление и температура, определяемая средним геотермическим градиентом. Позже вся толща была смята в складки и эродирована. Из данной модели следовало, что породы, вмещающие ЖКК формацию, являются архейскими, тогда как породы криворожской и ингуло-ингулецкой серий — протерозойскими.

Устойчивость минеральных фаз в диапазоне *PT*-условий коры в присутствии H_2O и CO_2 рассчитана для большинства известных составов. Полная сводка фазовых диаграмм приведена, например, в работе [Мюллер, Саксена, 1980]. Диаграммы демонстрируют ассоциацию минералов, устойчивую при данных температуре, давлении и парциальном давлении заданного флюида. При погружении и, соответственно, увеличении давления и температуры должна происходить твердофазная перекристаллизация пород в соответствии с фазовыми соотношениями, свойственными их большим значениям.

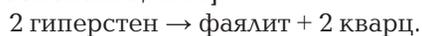
Считается, что появление пироксена происходит при разложении амфибола:



Формирование оливина обусловлено распадом пироксена при еще больших температуре и давлении [Семененко, 1966]. Также существует мнение, что оливин образуется при выпадении в осадок аморфного геля и последующих метаморфических преобразований. Формирование минеральной формы происходит при постепенном погружении вследствие перехода сидерита в фаялит [Мельник, 1986]:



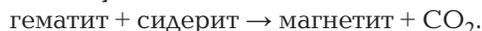
либо за счет реакции разложения ортопироксена [Семененко, 1966]:



Появление граната, роговой обманки вместо актинолита, а также эгирина и рибекита действительно может быть вызвано привнесением глинозема и натрия. Гранат и пироксен типичны для ксенолитов пород, метаморфизованных в гранулитовой фации. Однако оливин в ксенолитах нижней части коры Сибирской платформы не обнаружен [Специус, Серенко,

1990]. Превращение сидерита в оливин невозможно. Оливин может кристаллизоваться из ультраосновного расплава в любом диапазоне давлений коры, но ультраосновный расплав образуется при $P \geq 7$ ГПа. При меньших давлениях дифференциация ультраосновного расплава в мантии приводит к формированию базальтовых магм. Железистый оливин формируется при дифференциации глубинного расплава на глубине ~50 км. Дифференциация в условиях коровой астеносферы приводит к образованию гранитных расплавов [Усенко, 2014а,б]. В условиях гранулитовой фации возможна кристаллизация пироксена, альмандина и других характерных минералов, но не оливина¹.

В кристаллической фазе невозможна и реакция, часто предлагаемая для объяснения появления магнетита ЖКК формации из сидерита, типичного для ЖКС формации [Семененко, 1966]:



Она маловероятна даже в расплаве, так как в более кислой среде устойчиво Fe^{2+} , формируются сидерит и магнетит, а в более щелочной — Fe^{3+} , образуются гематит и углекислый флюид. Расплав — многокомпонентная система, направление химических взаимодействий в которой определено *PT*-условиями и составом всех компонентов. Форма существования каждого компонента определяется щелочностью и окислительным потенциалом расплава (+ флюид) в целом.

Многие авторы считают, что именно широкое развитие карбонатов указывает на осадочный генезис пород ЖКК формации [Железисто-кремнистые..., 1991]. В фанерозое в большинстве случаев карбонаты образованы в результате осаждения из морской воды. Однако их составляющие попадают в воду вследствие разгрузки гидротерм. В частности, доломит в составе эксгальционно-осадочных пород появляется синхронно с высокомагнезиальными вулканогенными породами [Усенко, 2014б].

Карбонаты устойчивы при высоких температурах и давлениях. Именно эта особенность является базой для многих гипотез образования щелочных пород и карбонатитов. Например, в работе [Gudfinnsson, Presnal, 2005] предполагается плавление участков мантии, обогащенных магнезитом при $T=1200$ °C и $P>2,5$ ГПа.

¹ В данном случае речь идет не о кристаллизации небольшого объема — интрузива, а о дифференциации вещества, состав которого определяется *PT*-условиями существования обширного слоя плавления.

Карбонатные (кимберлитовые) расплавы могут поступать с глубины более 250 км, а карбонаты формируются вследствие разделения на карбонатную и силикатную жидкости, которое происходит при $P \leq 4,5$ ГПа [Рябчиков, Гирнис, 2005]. На поверхности карбонаты имеют крайне высокие температуры диссоциации: доломит — $700 \div 900$ °С, кальцит — $920 \div 940$ °С, сидерит — $540 \div 560$ °С.

Карбонаты растворимы. Разложение сидерита в условиях поверхности возможно при его реакции с гидротермальным раствором с кислой реакцией. Чем больше температура и давление, тем выше скорость растворения. Но в случае системы, открытой для обмена веществом, в кислой среде (наиболее вероятно обусловленной присутствием хлорид-ионов) высвободившееся железо будет вынесено из реакционного объема в составе хлоридных комплексов, поэтому подобные процессы будут приводить к его перераспределению.

Неограниченные обмены веществом, предполагаемые при образовании, например, оливина из карбоната, невозможны в твердой фазе. Обменные реакции, которые принято считать метаморфическими, сопровождаются перераспределением компонентов. Диффузия в твердом веществе если и вероятна, то при около-solidus температурах, так как элементы связаны в кристаллических решетках, для распада которых требуется дополнительная затрата энергии. Но и в таком случае это малоэффективный процесс, скорость которого крайне низка даже в геологических масштабах времени. Разрушение химических связей, преобразование структурных элементов более вероятно вследствие плавления или растворения и последующего замещения на границе раздела фаз (кристалл—раствор). В этом случае ядро и кайма кристаллов характеризуются разным составом и даже возрастом, что присуще гранатам и цирконам этого района. Обмены между твердой фазой и флюидом (раствором, расплавом) возможны при наличии буферного объема, заполненного жидкостью — раствором (расплавом) электролита. Поэтому для протекания реакций обмена между флюидом и породой необходимы около-solidus температуры, которые ослабят кристаллическую решетку минералов, и хотя бы незначительный процент расплава. Присутствие жидкости будет обеспечивать приток реагентов к кристаллу и отток продуктов реакций. Такие реакции обмена возможны в очаге плавления или в непосредственной близости от него. Од-

нако раствор не может пропитывать твердую породу. Поступление реагентов и удаление продуктов реакции может происходить только по трещине. В работе [Венидиктов, 1986] показано, что внедрение магматических расплавов и формирование новых минеральных парагенезисов гидротермальным путем происходит многократно, а появление магматических и метасоматических образований связано с тектоникой. Минеральные парагенезисы каждого этапа привязаны к структурным формам (жилам, зонам сланцеватости и трещиноватости), имеющим четкую пространственную ориентацию. Можно сделать вывод, что новые парагенезисы возникают при усвоении вещества, поступающего из слоя плавления. В зависимости от его расположения на данном этапе это могут быть граниты или амфиболиты, а воздействие гидротермальных растворов приводит к раскислению пород или их базификации.

Таким образом, твердофазная перекристаллизация не объясняет специфики состава железистых пород ГШЗ. Если предполагать осадочный генезис железистых толщ, то даже наложение метаморфических изменений не должно было стереть сходство между всеми железистыми формациями (ЖКВ, ЖКС, ЖКК) разного возраста. Однако сравнение формаций в целом, железистых пластов и минералов-концентраторов железа показывает, что каждая имеет присущие только ей особенности. Эти различия невозможно объяснить сменой условий выпадения осадков из морской воды [Железисто-кремнистые..., 1991], так как состав синхронных магматических пород также закономерно изменяется как в рамках одной формации, так и от одной формации к другой [Усенко, 2015а,б].

Аналоги ЖКК формации ГШЗ. В ГШЗ рудные пласты (карбонат- и силикат-магнетитовые) находятся внутри железисто-кремнистых пластов или кальцифиров. Зональность в железистых рудах Молдовского участка следующая: кальцифиры → метасоматиты → кварциты железистые → метасоматиты → руды силикат-магнетитовые → кальцифиры оруденевшие → метасоматиты → кальцифиры → метасоматиты → кварциты безрудные → кальцифиры [Ярошук, 1983]. Напрашивается аналогия с составом гданцевской свиты, приведенным в работе [Стратиграфические..., 1985], где последовательно залегают: железисто-карбонатные породы (сидерит-кальцитовые, кварц-кальцитовые и др.) → кварцит безрудный → кварцит полосчатый силикатно-

магнетитовый железистый гданцевской свиты ± внутриформационные магнетитовые руды → мраморы кальцитовые и кальцит-доломитовые → карбонатные породы → сланцы слюдистые → ультрабазит → кварцит полосчатый силикатно-магнетитовый гданцевской свиты → сланец глиноземистый ставролит-гранат-слюдистый с андалузитом и кордиеритом → сланец слюдисто-графитовый → ультрабазит → сланцы слюдистые метапелитовые, метаалевролитовые и кварцит полосчатый силикатно-магнетитовый гданцевской свиты. И здесь помимо карбонатных и силикатных пород присутствуют ультрабазиты (сланец хлорит-актинолит-тремолитовый, амфиболит тремолититовый, тремолитит).

В составе гданцевской свиты ККЗ, вскрытой скважиной СГ-8, описаны графит-андалузит-биотитовые и графит-гранат-биотитовые сланцы, графит-силлиманит-битотитовые гнейсы и доломит-кальцитовые мраморы с диопсидом, флогопитом, актинолитом и сфеном, а также графитит-кальцит-доломитовые мраморы — совокупность пород, обогащенных глиноземом, и карбонатных пород, сложенных кальцитом и доломитом. Важным признаком является и широкое развитие графита. Общая мощность гданцевской свиты — 350 м. Значительно больше мощность глееватской свиты — 1,5 км, в которой значительно шире представлены конгломераты и песчаники. Возраст этих свит 1,89—2,0 млрд лет [Криворожская..., 2011]. Согласно работам [Железисто-кремнистые..., 1991; Глубинное..., 2010], формирование свит, относящихся к ЖКК формации (гданцевской и глееватской в Ингулецко-Криворожской шовной зоне (ИКШЗ), а также оскольской свиты в районе Курской магнитной аномалии (КМА)), начинается после 2,2 и продолжается до 2,05—1,9 млрд лет назад.

Сходство железистых пород ГШЗ и ККЗ наблюдается и в общем химическом составе. Оно не абсолютное. Соотношение кремнезема и карбоната в ККЗ несколько сдвинуто в сторону преобладания кремнезема, существенно меньше степень наложенного метаморфизма. Точное соответствие и не может наблюдаться, так как составы и железистых, и вмещающих пород различаются даже в пределах одного региона. Так, различие состава фиксируется в границах ККЗ. В описании гданцевской свиты в работе [Криворожская..., 2011] значительно шире представлены высокоглиноземистые породы и графитовые сланцы (см. выше). Это вызвано объективными причинами: состав рас-

плава и флюида в химически активном слое на кровле астеносферы варьирует, что связано с конвективными течениями. Скорость протекания химических реакций зависит от концентрации активных компонентов, а скорость отведения продуктов реакций — от проницаемости литосферы для расплавов и эксгальций (тектонических движений). Различна и степень метаморфизма, обусловленная более поздними преобразованиями. Но общий состав, широкое развитие доломита и кальцита, перемежающихся с кварцитами, в том числе железистыми, широкое развитие пород, обогащенных глиноземом, графита, а также тесная связь с ультрабазитами — особенности, присущие исключительно ЖКК формации.

Породы гданцевской свиты, несомненно, осадочные, но, по мнению автора, эксгальционная (хемогенная и туфовая) составляющая осадочных пород откладывается из глубинного флюида, вулканического стекла и пепла на дне морского бассейна [Усенко, 2014б, 2015а,б]. Другими словами, породы гданцевской свиты ККЗ представляют собой эксгальционные осадки и вулканогенные магматические породы. Осадки подвергались уплотнению и метаморфическим преобразованиям. При метаморфизме пород гданцевской свиты в условиях соответствующих гранулитовой фации, могли образоваться породы, аналогичные ЖКК формации ГШЗ.

Восстановление первичного генезиса пород ЖКК формации неоднозначно вследствие сложности геологического строения Хащевато-Завальевского района Побужья и ГШЗ. Одним из наиболее важных и нерешенных вопросов является более детальное разделение неогархейского и палеопротерозойского событий. Восстановление глубинных процессов затруднительно, так как на поверхности находятся породы, много раз подвергавшиеся метаморфическим преобразованиям в условиях гранулитовой фации, и продукты неоднократного анатектического плавления [Венидиктов 1986; Щербаков, 2005]. Очевидно, что эта задача неразрешима в настоящей статье. Можно высказать общие предположения, которые, по мнению автора, объясняют большинство известных фактов.

Рассмотрим используемые объективные геологические данные и их интерпретацию.

Распределение температуры и давления в коре и генезис железистых пород. Оценка *PT*-условий метаморфизма для гранат-гиперстен-кордиеритового парагенезиса составляет

750—850 °С, $P=0,8\pm 1,0$ ГПа [Венидиктов, 1986]. И. Б. Щербаков считает давление завышенным. По его мнению, более близки к реальным условия образования парагенезиса гиперстен + КПШ — давление 0,7 ГПа при той же температуре [Щербаков, 2005]. Температура регрессивной кристаллизации остаточных анатектических расплавов 650—700 °С (после 2,0 млрд лет). Общее давление 0,5—0,55 ГПа [Петрология..., 2011]. Таким образом, и температура, и давление были очень высокими, это могло приводить к перестройке кристаллических решеток минералов. Относительно высвобождения структурно несвязанных компонентов, а также увеличения плотности кристаллической решетки с увеличением давления возражений не может быть. Однако высвободившийся флюид (например, $\text{SiO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) должен быть отведен, что возможно при образовании систем связанных трещин.

Распределение температур в каждом микрообъеме коры (точке, имеющей три координаты: широта, долгота, глубина) изменяется во времени. Это связано с двумя причинами: изменением геотермического градиента во времени (в связи с образованием и кристаллизацией слоя плавления в коре) и изменением расположения рассматриваемого объема вследствие тектонических движений. Подобное воздействие может быть неоднократным. Поэтому в данном районе фиксируются как прогрессивные, так и регрессивные метаморфические преобразования, а также метасоматические изменения вследствие влияния флюидов разного состава и т. д. Именно существование слоя плавления обеспечивает повышение регионального геотермического градиента (до 35 °С/км), а также обязательное вынесение вещества магматическими расплавами, гидротермальными растворами по проницаемым зонам. В зоне разгрузки гидротерм или влияния интрузий температуры значительно выше [Гордиенко, 2007]. Но в любом случае степень метаморфизма не определяет возраст пород. Она зависит от распределения температур на момент преобразования и удаленности данного объекта от источника тепла и вещества, будь то очаг плавления или система связанных трещин, по которым перемещается гидротермальный раствор. Последующее выведение данного объекта к поверхности связано с тектоническими движениями (в том числе фанерозойскими) и уровнем эрозионного среза.

В общем случае температура солидуса пород

амфиболитовой фации в присутствии воды — 600 °С при 0,6 ГПа. Для появления очага плавления в коре температуры должны превысить этот барьер на глубине 20 км [Гордиенко, 2007]. *PT*-условия метаморфизма пород ГШЗ превышают необходимые для плавления пород, метаморфизованных в амфиболитовой фации, и гранитоидов, но недостаточны для плавления пород, метаморфизованных в гранулитовой фации и ультрабазитов (более 1000 °С при том же давлении).

Описание района наводит на предположение, что на современной поверхности обнажаются породы, образованные в разное время, в разных циклах активизаций. Они в разной степени преобразованы в процессе гранитизации 2,05 млрд лет, проявленной на территории всего УЩ.

Возможно, на архейском фундаменте, строение которого было аналогично современному строению Среднеприднепровского мегаблока, после 2,65 млрд лет происходило накопление многокилометровой толщи, включающей по крайней мере часть днестровско-бугской серии, сопоставимую с ингуло-ингулецкой серией. Сохранившиеся архейские выступы кристаллического фундамента также относятся к днестровско-бугской серии. К 2,05 млрд лет назад архейское основание и нижняя часть накопившейся после 2,65 млрд лет толщи неравномерно (блоками) были погружены на глубину порядка 20 км.

В это время или непосредственно перед ним в коре существовал очаг плавления, продуцирующий калиевые расплавы (бердичевские граниты, лептиниты). Появлению коровой астеносферы способствовало внедрение в кору мантийного глубинного высокотемпературного расплава, содержавшего водный хлоридно-калиевый флюид [Усенко, 2013]. Микроклиновые гранитоиды, образовавшиеся при его участии, замещали более ранние плагиоклазовые разновидности — эндебиты разного возраста². Степень замещения зависела от удаления от очага плавления. Возможно, породы, имеющие возраст 2,8 млрд лет и более, сохранились в слое плавления, существовавшем 2,05—1,95 млрд лет назад на глубине около 20—40 км. В процессе вынесения расплавов и флюидов к поверх-

² Общая схема протекания процесса гранитизации описана в работе [Усенко, 2014a]. Состав глубинного флюида, сопровождающего образование слоя плавления в коре, со временем изменяется, но общее протекание процесса сходно.

ности температура в коровом очаге плавления падала, он сокращался по площади, мощность литосферы увеличивалась. Вероятно сохранение очагов плавления в мантии и коре в непосредственной близости от разломных зон, дренирующих мантию [Усенко, 2013].

После широкомасштабной гранитизации ~2,0 млрд лет назад происходила инверсия состава глубинного флюида. Водный флюид сменялся карбонатным. На всем УЩ в окрестностях глубинных разломных зон появлялись породы, образованные при участии щелочных карбонатных флюидов [Кривдик, Ткачук, 1990]. Около 2,0 млрд лет назад была образована верхняя часть бугской серии с магматическими породами разнообразного состава. Формирование ЖКК формации происходило в это время. Железистые пласты в Среднем Побужье генетически связаны с ультрабазитами, а также с карбонатитами (кальцифирами) с оливином. Это косвенно указывает на их глубинный генезис.

Растворение минералов, способствующее формированию слоя плавления, протекает активно в присутствии воды, хлора и щелочей [Пуртов и др., 2002]. Подобный водно-хлоридно-калиевый глубинный флюид был активен накануне гранитизации 2,05 млрд лет назад на всем УЩ [Усенко, 2013]. А формирование бугской серии происходило в условиях активности высокоглиноземистых, щелочных «сухих» карбонатных флюидов после 2,0 млрд лет. Поэтому образования обширного слоя плавления не произошло, хотя возможно сохранение некоторых обособленных очагов плавления в коре (на глубине более 30 км) и мантии. В присутствии CO_2 флюида преимущественно осуществлялось метаморфическое преобразование пород вплоть до гранулитовой фации. Распределение температур метаморфических преобразований на момент ~2,05 млрд лет позволяет предположить, что породы ГШЗ и Хашчевато-Завальевского района, выходящие на современную поверхность, находились в непосредственной близости от слоя плавления либо являлись его продуктом, а последующее увеличение активности CO_2 относительно H_2O способствовало их метаморфическому преобразованию, а не плавлению.

Железистые пласты Молдовского участка метаморфизованы при температуре 680—700 °С и давлении 0,7 ГПа [Ярощук, 1983]. По всей видимости, эти параметры близки для всех участков. Возраст эвлизитов и мраморов с Завалье 1,91 и 2,0 млрд лет, а окружающих бердичевских гранитов 2,01—2,05 млрд лет. Время на-

ложения метаморфизма — 1,925±1,967 млрд лет [Щербак и др., 2008]. Даже учитывая точность определений абсолютного возраста ($\pm 0,02$ млрд лет), мраморы и эвлизиты образованы после гранитизации. Но если железистые породы Побужья представляют осадочную толщу, то на момент метаморфизма (практически во время своего образования) они должны были находиться на глубине более 20 км — в непосредственной близости от очага плавления, а выше должна была размещаться толща пород, обеспечивающая литостатическое давление. Однако бугская серия — самая поздняя в регионе. Ее появление сопровождается вертикальными и горизонтальными движениями значительной амплитуды, продолжавшимися до 1,75 млрд лет назад. Единственное объяснение, которое представляется вероятным, — они размещались на глубине 20 км (или несколько больше) непосредственно во время своего появления, т. е. являются первично-магматическими³. Их кристаллизация происходила непосредственно в проницаемых зонах на глубине около 20 км, подобно щелочным ультрабазитам и карбонатитам Черниговского комплекса карбонатитов (ЧКК).

По всей видимости, породы ЖКК формации представляют собой вещество, заполнявшее каналы, подводившие магматические расплавы и флюиды — зоны разломов и их пересечений. Их раскрытие и последующее закрытие обусловлено горизонтальными движениями значительной амплитуды [Гинтов, 2005]. В этом случае давление, при котором происходила кристаллизация, может иметь существенную тектоническую составляющую, что может значительно изменить принятое значение уровня эрозионного среза — более 35 км. Исходя из этого допущения, а также учитывая вероятность существования остаточного очага во время образования пород ЖКК формации, можно предполагать, что глубина, на которой они размещались, несколько меньше принятой.

Косвенным подтверждением магматического (интрузивного) генезиса пород ЖКК формации ГШЗ может служить совмещение участков развития железистых пород с разломными зонами (см. рис. 1, участки 1—10, 13, 14), которые формируют шовную зону. Участки развития ЖКК формации ГШЗ располагаются в клине

³ Термин применяется условно, так как автор не уверен, что магматическими можно назвать породы подобного состава. Речь идет о способе образования.

между Тальновской и Первомайской разломными зонами с запада на восток и от Емиловской до Врადиевской — с севера на юг. Эти зоны образованы после 2,8 млрд лет. Период активности Первомайской и Тальновской разломных зон 2,3—2,45 млрд лет назад [Гинтов, 2014]. Породы ЖКС и ЖКК формаций локализируются в границах шовных зон — структур, образование которых началось приблизительно 2,65—2,5 лет назад.

Представляется вероятным, что основная часть вещества была вынесена на поверхность (дно морского бассейна), где сформировала толщу, сходную с гданцевской свитой ККЗ. Позже она была уничтожена эрозией. Близкий химический состав пород бугской серии и гданцевской свиты объясняется сходством химического состава флюидов-расплавов, поступающих из мантии, а существенная разница структурно-текстурных особенностей — разным способом образования.

Как отмечалось выше, для ЖКВ и ЖКС формаций предположение, что состав железистых пластов определяется условиями и процессами, протекающими на кровле астеносферы, представляется обоснованным [Усенко, 2015а, б]. Тогда логично предположить, что состав пород и ЖКК формации, и вмещающих ее пород бугской серии также детерминирован процессами в слое плавления. Применение методики определения глубины дифференциации расплава (мощности литосферы) по составу магматических пород обычно начинается с разделения геодинамического процесса на этапы и установления *PT*-условий на кровле астеносферы на каждом. Затем проводится восстановление последовательности физико-химических взаимодействий [Усенко, 2014б]. В данном случае дискретность имеющейся информации не позволяет восстановить поэтапное протекание процесса. Однако в первом приближении можно установить состав расплава, сопутствующего флюида, а затем *PT*-условия дифференциации путем сравнения с близкими по составу формациями.

Физико-химические взаимодействия на кровле астеносферы при образовании ЖКК формации. Окислительно-восстановительный потенциал и кислотность-щелочность расплава на кровле астеносферы — в тонком слое, где осуществляются физико-химические взаимодействия, определяются *PT*-условиями и соотношением флюидов разного состава [Усенко, 2014б]. CO_2 и H_2O присутствуют всегда. Их соотношение может изменяться, а взаимо-

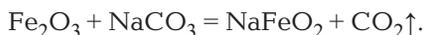
действие с силикатным расплавом зависит от присутствия и соотношения хлора, фтора, щелочей, кальция и других активных компонентов. При преобладании водного флюида с хлором — обстановка окислительная, а среда кислая—нейтральная. В этом случае карбонатный флюид и силикатный расплав смесимы, при снижении давления происходит разделение по плотности, катионы Mg и Fe распределяются между фазами равномерно, образуются минералы группы магнезита-сидерита. В окисленных расплавах активны магний и железо. Эти особенности четко проявляются в ЖКВ формации, обуславливая химический и минеральный состав железистых и вулканогенных пластов. При уменьшении окислительного потенциала становятся подвижны K и Ti и, соответственно, увеличивается щелочность. По мере увеличения доли карбонатного флюида с фтором обстановка в силикатном расплаве становится восстановительной, его щелочность повышается. Силикатный расплав и карбонатный флюид распадаются на несмесимые фазы. Карбонатная фаза концентрирует Ca, Mg и Fe, в силикатной резко повышается содержание глинозема и натрия. Образуются минералы группы доломита-кальцита, а железо входит в состав магнетита. Подобное распределение элементов начинает проявляться в ЖКС формации, но наиболее отчетливо — в ЖКК формации.

Породы бугской серии, составной частью которой является ЖКК формация, имеют химические характеристики, позволяющие их идентифицировать. Они обогащены натрием и глиноземом, которые подвижны в присутствии, например, водного раствора NaCl [Пуртов и др., 2002], но в большей степени — NaF. Фтор присутствует в глубинных флюидах в смеси с CO_2 . Высокая щелочность определяется отсутствием воды и активностью натрия [Усенко, 2013].

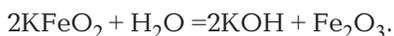
Многие породы (см. табл. 2, 6, 7) характеризуются крайне высоким содержанием железа, которое подвижно в присутствии раствора HCl в виде хлоридных комплексов. Его наличие определяет и подвижность кремнезема, что может объяснять появление силикат-магнетитовых руд. Концентрация кальция и железа в карбонатной фазе происходит в щелочной среде, что может обусловить появление карбонат-магнетитовых руд. При давлении 1,5 ГПа в кислых условиях устанавливаются высокие концентрации железа в форме FeCl_2 . Поэтому в кислой среде железо подвижно, а

в нейтральной и щелочной происходит распад комплексного соединения. Соотношение $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ в фазе зависит как от соотношения свободного кислорода и железа, так и от щелочности. Железо в двухвалентной форме входит в состав силикатов, например, в массивах габбро-анортозитов в виде катионов. При еще большем повышении щелочности, особенно в условиях дефицита кислорода, железо будет выступать окислителем, поэтому более предпочтительна его трехвалентная форма. Образуется гематит. В ультращелочной среде в присутствии карбонатно-фторидно-натриевого флюида и при крайнем дефиците кислорода часть железа может входить в состав кремнекислородных тетраэдров.

Дефицит кислорода в расплаве может быть вызван преимущественно отделением (ликвацией) углекислого флюида в условиях высокой щелочности:

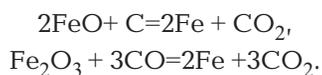


Эта реакция идет в одном направлении, так как углекислый флюид отводится из реакционного объема. В присутствии водного хлоридно-калиевого флюида щелочность ниже. Поэтому даже при незначительном количестве воды находится в форме оксида:



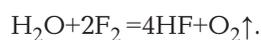
Направление этой реакции зависит от количества воды и состава остальных компонентов, так как в расплаве более вероятно существование K^+ и OH^- .

Появление графита, типичного для пород бугской серии, связывают с восстановлением углерода при метаморфизме, что невероятно при одновременном образовании магнетита, поскольку направление реакции обратное: углерод окисляется, а железо восстанавливается:



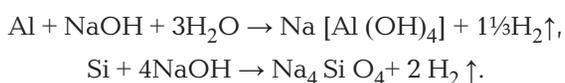
На самом деле образование карбонатной фазы, содержащей оксиды железа и графита, происходит вследствие последовательности физико-химических взаимодействий, протекающих на кровле астеносферы. Сначала происходит разделение на несмешиваемые карбонатную и силикатную фазы. Одна часть углерода остается в силикатном расплаве, другая выносятся с карбонатным расплавом-флюидом. В большинстве случаев фиксируется и участие фторидно-натриевого флюида (подробно рассмотрено в работе [Усенко, 2014б]). Именно

присутствие фтора приводит к осушению силикатного расплава, связыванию кислорода с углеродом, отделению карбонатного флюида и образованию карбонатитов на поверхности:

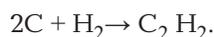


Высвободившийся кислород связывается с углеродом — отделяется карбонатитовый расплав, а HF «возвращается» в остаточный силикатный расплав астеносферы, являясь инициатором цепной реакции.

Вода в щелочном силикатном расплаве может взаимодействовать и со щелочными металлами, образуя раствор щелочи, а затем силикаты и алюмосиликаты:



Водород взаимодействует с углеродом с образованием углеводородов:



Поэтому и существует антагонизм между графитом и магнетитом в породах района [Венидиктов, 1986]. Железо концентрируется в фазе, отделяющейся от силикатного расплава, а углеводороды образуются вследствие окислительно-восстановительных реакций, протекающих в силикатном расплаве.

Высокое содержание магнетита в силикатных и карбонатных рудах — специфическая особенность данного региона на рассматриваемом этапе развития. Она может быть объяснена несколькими причинами.

Во-первых, ликвацией в одном очаге на три фазы: 1) водную с хлором, железом (магнетит) и кремнеземом, 2) карбонатную с гематитом и магнетитом, 3) магнезиально-глиноземистую. Подобный эффект наблюдается при формировании Корсунь-Новомиргородского плутона Ингульского мегаблока, где путем ликвации отделяются жидкости, обогащенные титаном [Усенко, 2013]. Состав флюидов очень сходный, а время образования — близкое. Однако, учитывая значительно большие размеры региона, при реализации этого сценария необходимы дополнительные условия (например, присутствие катализаторов, ускоряющих скорость процесса), так как более вероятно смешение двух первых фаз.

Во-вторых, не исключено, что железистые кварциты образованы на одном этапе, а кальцифилы — на другом. Их совместное залегание обусловлено раскрытием и заполнением одних и тех же зон, что типично для этого времени.

Это наблюдается при формировании ЧКК и при формировании золоторудных месторождений в центральной части Ингульского блока. Тогда это магматические (термин применяется условно) породы, кристаллизовавшиеся на глубине не менее 20 км.

В-третьих, нельзя исключить и существование очага плавления в коре или на границе кора—мантия, оставшегося после гранитизации 2,0 млрд лет назад. Тогда, возможно, силикатный флюид, содержащий воду и обогащенный хлоридными комплексами железа, захватывался карбонатным мантийным расплавом-флюидом во время подъема, а разделение происходило при кристаллизации.

Изменение мощности литосферы — РТ-условий протекания физико-химических взаимодействий. Глубинный процесс, в котором образованы породы ЖКК формации, был длительным и обязательно включал этапы дифференциации расплавов на разных уровнях мантии. Доводом в пользу многоэтапного образования служат бескарбонатные разрезы В (см. табл. 5) и породы Ананьевского района. Они привязаны к разломным зонам субширотного простирания. Сопутствующие изменения — окварцование и сульфидизация. Железистые итабириты подстилаются и перекрываются породами, состав которых соответствует глиноземистому пикриту. По всей видимости, они образованы на отдельном более раннем этапе (этапах), возможно, перед гранитизацией и до проявления активности щелочного карбонатного флюида.

Графит образуется из алкано-нафтеновых (тяжелых) углеводородов, формирование которых происходит при давлении ~3 ГПа [Чекалюк, 1980]. Синхронными породами могут быть базальты (амфиболиты). Отделение карбонатного флюида, концентрирующего железо, из которого кристаллизуются оксиды, более вероятно при давлении 1,5 ГПа. Синхронными породами будут ультрабазиты и карбонатиты. В процессе дифференциации силикатной фазы также должен наблюдаться дефицит кислорода и образование углеводородов, однако при этом давлении более вероятно формирование метана, который не сохраняется в осадках.

Состав шпинель-оливиновых кальцифиров с диопсидом и флогопитом, их пространственная связь с высокомагнезиальными и высокоглиноземистыми ультрабазитами, воздействие высокотемпературного карбонатного флюида на вмещающие силикатные породы, а также присутствие графита позволяют про-

вести аналогию с магматическими карбонатными породами ЧКК (близкого возраста) и щелочными породами Маймеча-Котуйской провинции (пермь—триас), также сопряженными с карбонатитами. Условия их дифференциации соответствовали установленным для меймечитов — 7 ГПа [Рябчиков и др., 2009]. Можно отметить, что совмещение щелочного фторидно-карбонатного и нейтрального хлоридно-водного трендов дифференциации глубинных расплавов на границе коры и мантии или в коре характерно для трапповых провинций [Усенко, 2014б]. Отличительной чертой их эволюции является многократное пополнение малоглубинной астеносферы глубинным (карбонатным расплавом) через очень непродолжительные промежутки времени (1 млн лет). И в этом случае наблюдается аналогия с Маймеча-Котуйской провинцией. Ответ можно получить при дополнительных минералогических исследованиях.

В рассматриваемом регионе карбонатный флюид также поступал вместе с глубинным ультрабазитовым расплавом. На глубине 50 км осуществлялось их разделение на несмешиваемые фазы. Магматическая природа карбонатитов подтверждается составом ксенокристаллов (оливин, диопсид, флогопит и шпинель). Клинопироксен, формирующийся из щелочных расплавов, содержит натрий, железо, часто титан. Диопсид кристаллизуется в нейтральной среде. Присутствие оливина в карбонатных породах указывает, что расплавы формировались на границе коры и мантии. Появлялись не только карбонатиты, но и высокомагнезиальные ультрабазиты (см. табл. 2) — глиноземисто-магнезиальные вулканогенные породы, в которых содержание MgO достигает 30 %. Подобное содержание MgO указывает, что формирование первичных расплавов происходило при давлении не менее 7 ГПа.

Учитывая все вышеизложенное, можно предполагать, что развитие данного региона включало несколько этапов, завершившихся образованием очага плавления в коре — образованием бердичевских гранитов с КПШ. На нескольких следующих этапах после 2,0 млрд лет осуществлялось вынесение смеси глубинного (образованного при давлении более 7 ГПа) расплава и карбонатного флюида. Образуются глиноземисто-магнезиальные ультрабазиты типа меймечита и карбонатиты, обогащенные железом. На крайне высокий окислительный потенциал первичного расплава указывают высокие содержания магния и хрома. Сочета-

ние высокой щелочности и окислительного потенциала может быть объяснено только очень большой глубиной формирования первичных расплавов и флюидов, а также высоким содержанием карбонатной фазы. Подобный процесс синхронно протекает в Ингульском мегаблоке и Западном Приазовье. Четко фиксируется два периода. До гранитизации глубинные флюиды были водными хлоридно-калиевыми. Это способствовало формированию корового очага плавления. После его формирования мантийные расплавы характеризуются дефицитом воды и активностью щелочного фторидно-карбонатного флюида. Его появление на всем щите происходит после гранитизации. В ККЗ появляется гданцевская свита — в ГШЗ происходит появление пород ЖКК формации.

В это время тектонические движения имеют максимальную для докембрия горизонтальную и вертикальную амплитуду. Происходит частое раскрытие разломных зон, образуются многочисленные дайки, жилы, разнообразные минеральные парагенезисы разного возраста и состава. Подобная тектоническая активность с нарушением сплошности, образованием горстов, надвигов, с перемещением на десятки километров связана, по всей видимости, с процессами, происходящими в мантии.

Эволюция состава флюидов, сопровождавших дифференциацию расплавов, астеносферы в архее—палеопротерозое. Несомненно, что породы ЖКК формации образованы в палеопротерозое, так как главное отличие условий дифференциации в слое плавления после 2,0 млрд лет, проявленное на всей территории УЩ, — резкое повышение щелочности, что приводит к ликвации расплава на силикатный «расплав» и карбонатный «флюид». Именно в это время появляются магматические комплексы с карбонатитами (ЧКК), ореолы мариуполитизации (Восточное Приазовье), проявления карбонатного метасоматоза (северо-западная часть УЩ). Инверсия состава глубинного флюида объясняет смену железистых карбонатов кальцитом и доломитом, появление в процессе дифференциации высокоглиноземистых силикатных пород, а также алкано-парафиновых углеводородов, которые затем углефицируются и превращаются в графит. Вследствие дефицита кислорода в силикатной фазе активно протекают окислительно-восстановительные реакции, которые не типичны во время образования ЖКВ формации и не так ярко проявлены при формировании ЖКС формации.

Таким образом, совокупность минералогиче-

ских и геохимических признаков указывает, что железистые пласты, особенно связанные со шпинель-оливиновыми кальцифирами, не только имеют глубинный источник вещества, но, что наиболее вероятно, являются первично-магматическими, а не осадочными породами.

Сопоставление условий дифференциации всех железистых формаций докембрия и вмещающих пород позволяет сделать вывод: состав расплавов и эксгальционно-осадочных пород, образованных в докембрии, изменяется закономерно на всем УЩ.

Можно обозначить три периода вынесения глубинного вещества:

- окисленные, нейтральные и кислые, содержащие воду расплавы с HCl до 2,8 млрд лет;
- нейтральные и слабощелочные расплавы, содержащие воду (в меньших количествах) и KCl до 2,0 млрд лет;
- ультращелочные расплавы, сопряженные с карбонатным флюидом и NaF после 2,0 млрд лет.

Геодинамический процесс (глубина дифференциации), наличие или отсутствие остаточных слоев плавления в коре и другие факторы приводят к тому, что проявления железорудных формаций на поверхности в разных блоках УЩ несколько различаются. В палеопротерозое на разных блоках щита образуются различные комплексы магматических и эксгальционных пород. Но главные тренды дифференциации четко фиксируются на изученной автором территории щита (центральной и восточной части).

Выводы. Высокое содержание железа характерно практически для всех докембрийских структур. Вероятно, в архее—палеопротерозое происходит его перераспределение — вынесение из мантии в ядро и к поверхности максимально.

Особенности состава ЖКК формации и вмещающих пород можно объяснить протеканием геодинамического процесса, резкой сменой состава глубинного флюида, сопровождающего дифференциацию расплава астеносферы, а также кристаллизацией в условиях гранулитовой фации метаморфизма.

В настоящее время многие исследователи придерживаются мнения, что возраст новокриворожской, скелеватской и саксаганской свит криворожской серии и курской серии находится в пределах от 2,65—2,59 до 2,27—2,1 млрд лет. В это время в ГШЗ могли быть образованы железистые породы Хашчевато-Завальевского района.

Формирование гданцевской и глееватской свит в ИКШЗ, а также оскольской свиты в КМА, относящихся к железисто-кремнисто-карбонатной формации, происходило 2,05—1,9 млрд лет назад. Породы, описанные в работе [Ярошук, 1983], несомненно относятся к этой формации и образованы в это время. На момент метаморфических преобразований все породы, выходящие на современную поверхность, в том числе железистые пласты, находились на глубине не менее 20 км. Выдвинуто предположение, что они размещались на этой глубине непосредственно во время своего появления, т. е. являются первично-магматическими. Магматическая природа карбонатитов подтверждается составом ксенокристаллов. Особенности геологического строения железистых пластов указывают, что они должны быть связаны с глубинными процессами и источниками вещества.

Синхронно на поверхности могли отлагаться породы, аналогичные гданцевской и глееватской свитам. Температуры и давления, установленные для пород ЖКК формации ГШЗ, отражают не условия наложенного регионального метаморфизма, а температуру кристаллизации расплава в условиях не только литостатического давления, но и горизонтальных напряжений. Их связь с карбонатитами и ультрабазитами не противоречит предположению, что это силикатный и карбонатный флюид-расплав, кристаллизовавшийся непосредственно в проницаемой зоне, по которой его большая часть выносилась на поверхность.

Изменение состава железистых формаций в докембрии является следствием эволюции состава и строения глубинных оболочек и подтверждается определениями абсолютного возраста.

Список литературы

- Богатиков О. А., Коваленко В. И., Шарков Е. В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли. Труды ИГЕМ РАН. Новая серия. Вып. 3. Москва: Наука, 2010. 606 с.
- Венидиктов В. М. Полициклическое развитие гранулитовой фации. Киев: Наук. думка, 1986. 268 с.
- Геолого-геоэлектрическая модель Орехово-Павлоградской шовной зоны Украинского щита. Под ред. Н. Я. Азарова. Киев: Наук. думка, 2005. 190 с.
- Гинтов О. Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. Киев: Феникс, 2005. 572 с.
- Гинтов О. Б. Схема периодизации этапов разломобразования в земной коре Украинского щита — новые данные и следствия. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 1. С. 3—18.
- Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС. Т. 2. Гл. ред. серии А. Ф. Морозов. Москва: ГЕОКАРТ:ГЕОС, 2010. 400 с.
- Гордиенко В. В. Адвекционно-полиморфная гипотеза процессов в тектоносфере. Киев: Корвін пресс, 2007. 172 с.
- Гранулитовая фация Украинского щита. Отв. ред. И. С. Усенко. Киев: Наук. думка, 1985. 220 с.
- Ентин В. А. Геофизическая основа тектонической карты Украины масштаба 1:1 000 000. *Геофиз. журн.* 2005. Т. 27. № 1. С. 74—84.
- Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР. Генезис железных руд. Отв. ред. В. М. Кравченко, Д. А. Кулик. Киев: Наук. думка, 1991. 216 с.
- Железисто-кремнистые формации Украинского щита. Т. 2. Отв. ред. Н. П. Семененко. Киев: Наук. думка, 1978. 367 с.
- Кривдик С. Г., Ткачук В. И. Петрология щелочных пород Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1990. 408 с.
- Криворожская сверхглубокая скважина СГ-8. Под ред. Е. М. Шеремета. Донецк: Ноулидж, 2011. 555 с.
- Лазько Е. М., Кирилюк В. П., Сиворонов А. А., Яценко Г. М. Нижний докембрий западной части Украинского щита (возрастные комплексы и формации). Львов: Вища школа, 1975. 239 с.
- Мельник Ю. П. Генезис докембрийских полосчатых железистых формаций. Киев: Наук. думка, 1986. 236 с.
- Мюллер Р., Саксена С. Химическая петрология. Москва: Мир, 1980. 518 с.
- Петрологія і геохімія чарнокитоїдів Українського щита. Відп. ред. О. М. Пономаренко. Київ: Наук. думка, 2011. 216 с.
- Пуртов В. К., Анфилогов В. Н., Егорова Л. Г. Взаимодействие базальта с хлоридными растворами и механизм образования кислых расплавов. *Геохимия.* 2002. № 10. С. 1084—1097.
- Рябчиков И. Д., Гирнис А. В. Происхождение низ-

- кокальциевых кимберлитовых магм. *Геология и геофизика*. 2005. Т. 46. № 12. С. 1223—1233.
- Рябчиков И. Д., Когарко Л. Н., Соловова И. П. Физико-химические условия магмообразования в основании Сибирского плюма по данным исследования расплавленных микровключений в меймечитах и щелочных пикитах Маймеча-Котуйской провинции. *Петрология*. 2009. Т. 17. № 3. С. 311—323.
- Семененко Н. П. *Метаморфизм подвижных зон*. Киев: Наук. думка, 1966. 300 с.
- Спеццус З. В., Серенко В. П. Состав континентальной верхней мантии и низов коры под Сибирской платформой. Москва: Наука, 1990. 271 с.
- Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита*. Отв. ред К. Е. Есипчук. Киев: Наук. думка, 1985. 168 с.
- Усенко О. В. Месторождения полезных ископаемых Кировоградского рудного района Украинского щита: связь с глубинным процессом. *Геофиз. журн.* 2013. Т. 35. № 6. С. 129—146.
- Усенко О. В. Условия формирования гранитоидов Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области. *Геофиз. журн.* 2014а. Т. 36. № 2. С. 57—74.
- Усенко О. В. Условия формирования железисто-кремнистых формаций (Среднеприднепровский мегаблок). *Геофиз. журн.* 2015а. Т. 37. № 1. С. 21—41.
- Усенко О. В. Условия формирования железистых пород Криворожско-Кременчугской зоны. *Геофиз. журн.* 2015б. Т. 37. № 3. С. 66—87.
- Усенко О. В. Формирование расплавов: геодинамический процесс и физико-химические взаимодействия. Киев: Наук. думка, 2014б. 240 с.
- Чекалюк Э. Б. Термодинамическая устойчивость углеводородных систем в геотермодинамических условиях. В кн.: *Дегазация Земли и геотектоника*. Москва: Наука, 1980. С. 267—274.
- Щербак Н. П., Артеменко Г. В., Лесная И. М., Пономаренко А. Н., Шумлянский Л. В. Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Протерозой. Киев: Наук. думка, 2008. 240 с.
- Щербаков И. Б. *Петрология Украинского щита*. Львов: ЗукЦ, 2005. 366 с.
- Ярошук М. А. Железорудные формации Белоцерковско-Одесской металлогенической зоны. Киев: Наук. думка, 1983. 224 с.
- Gudfinnsson G. H., Presnal D. C., 2005. Continuous gradations among primary carbonatic, melilitic, basaltic, picritic, and komatiitic melts in equilibrium with garnet lherzolite at 3-8 GPa. *J. Petrol.* 46, 1645—1659.

Conditions of formation of ferruginous rocks of the Middle Bug area

© O. V. Usenko, 2015

An opinion has been substantiated that the rocks of ferruginous-siliceous-carbonate formation of the Bug and Golovanev suture zone are endogenous. Their appearance is synchronous with the appearance of rocks of the Gadantsev suite of the Krivoy Rog–Kremenchug zone. Peculiarities of this formation and of enclosing strata of the Bug series can be explained by behavior of the geodynamic process, sharp change of composition of deep fluid which accompanied differentiation of asthenospheric melt as well as crystallization under conditions of granulite metamorphism facies. Specific composition of rocks of this formation depends on mixing of the residual water chloride-potassium and deep carbonate-fluoride-sodium fluids.

Key words: ferruginous rocks, the Golovanev suture zone, carbonatites, calciphyres, genesis of ferruginous rocks, fluid, metamorphism.

References

- Bogatikov O. A., Kovalenko V. I., Sharkov E. V., 2010. Magmatism, tectonics, geodynamics of the Earth. Proceedings IGEM RAS. New series. Vol. 3. Moscow: Nauka, 606 p. (in Russian).
- Venidiktov V. M., 1986. Polycyclic development of granulite facies. Kiev: Naukova Dumka, 268 p. (in Russian).
- Geological geoelectric model of the Orekhovo-Pavograd suture zone of the Ukrainian shield*, 2005. Ed. M. Ya. Azarov. Kiev: Naukova Dumka, 190 p. (in Russian).
- Gintov O. B., 2005. Field Tectonophysics and its application in the study of crustal deformation of Ukraine. Kiev: Feniks, 572 p. (in Russian).
- Gintov O. B., 2014. Scheme of periodization phases of faulting in the crust of the Ukrainian Shield — the new data and investigation. *Geofizicheskiy zhurnal* 36(1), 3—18 (in Russian).

- Deep structure, evolution and minerals Early Precambrian basement of the East European Platform: Interpretation materials reference profile 1-EB, 4B and TATSEYS profiles, 2010. Vol. 2. Eds. A. F. Morozov. Moscow: GEOKART:GEOS, 400 p. (in Russian).
- Gordienko V. V., 2007. Advection-polymorphous hypothesis tectonosphere processes. Kiev: Korvin press, 172 p. (in Russian).
- Granulite facies of the Ukrainian shield, 1985. Ed. I. S. Usenko. Kiev: Naukova Dumka, 220 p. (in Russian).
- Entin V. A., 2005. Geophysical basis of tectonic maps of Ukraine the scale of 1:1 000 000. *Geofizicheskiy zhurnal* 27(1), 74—84 (in Russian).
- Ferruginous-siliceous formations of the Precambrian of the European part of the USSR. The genesis of iron ore, 1991. Ed. V. M. Kravchenko, D. A. Kulik. Kiev: Naukova Dumka, 216 p. (in Russian).
- Ferruginous-siliceous formations of the Ukrainian shield. Vol. 2. Ed. N. P. Semenenko. Kiev: Naukova Dumka, 1978. 367 p. (in Russian).
- Krivdik S. G., Tkachuk V. I., 1990. Petrology of alkaline rocks of the Ukrainian shield. Kiev: Naukova Dumka, 1990. 408 p. (in Russian).
- Krivorozhskaya ultradeep well SG-8, 2011. Ed. E. M. Sheremet. Donetsk: Nouldidzh, 555 p. (in Russian).
- Lazko E. M., Kirilyuk V. P., Sivoronov A. A., Yatsenko G. M., 1975. Lower Precambrian western part of the Ukrainian Shield (age complexes and formation). Lviv: Vyshcha Shkola, 239 p. (in Russian).
- Melnik Yu. P., 1986. Genesis of Precambrian banded iron formations. Kiev: Naukova Dumka, 236 p. (in Russian).
- Müller R., Saxena S., 1980. Chemical petrology. Moscow: Mir, 518 p. (in Russian).
- Petrology and Geochemistry charnockitoids Ukrainian Shield. Ed. O. M. Ponomarenko. Kiev: Naukova Dumka, 216 p. (in Ukrainian).
- Purtov V. K., Anfilogov V. N., Yegorova L. G., 2002. Basalt interaction with chloride solutions and the mechanism of formation of acid melts. *Geokhimiya* (10), 1084—1097 (in Russian).
- Ryabchikov I. D., Girnits A. V., 2005. Origin Ca-poor kimberlite magmas. *Geologiya i geofizika* 46(12), 1223—1233 (in Russian).
- Ryabchikov I. D., Kogarko L. N., Solovova I. P., 2009. Physical and chemical conditions of magma formation at the base of the Siberian plume according to the study of micro-melt in meimechites and alkaline pikitah Maimecha-Kotui province. *Petrologiya* 17(3), 311—323 (in Russian).
- Semenenko N. P., 1966. Metamorphism mobile zones. Kiev: Naukova Dumka, 300 p. (in Russian).
- Spetsius Z. V., Serenko V. P., 1990. Composition of the continental upper mantle and the lower crust beneath the Siberian platform. Moscow: Nauka, 271 p. (in Russian).
- Precambrian stratigraphic sections of the Ukrainian shield, 1985. Ed. K. E. Esipchuk. Kiev: Naukova Dumka, 168 p. (in Russian).
- Usenko O. V., 2013. Mineral deposits of the Kirovograd ore district of the Ukrainian shield: relationship with the underlying processes. *Geofizicheskiy zhurnal* 35(6), 129—146 (in Russian).
- Usenko O. V., 2014a. Conditions of formation of granitoids Srednepidneprovsky granite-greenstone region. *Geofizicheskiy zhurnal* 36(2), 57—74 (in Russian).
- Usenko O. V., 2015a. Conditions of formation of ferruginous-siliceous formations (Srednepidneprovsky megablock). *Geofizicheskiy zhurnal* 37(1), 21—41 (in Russian).
- Usenko O. V., 2015b. Conditions of formation of ferruginous rocks of the Krivoy Rog-Kremenchug area. *Geofizicheskiy zhurnal* 37(3), 66—87 (in Russian).
- Usenko O. V., 2014b. Forming Melts: geodynamic processes and physical and chemical interactions. Kiev: Naukova Dumka, 240 p. (in Russian).
- Chekalyuk E. B., 1980. Thermodynamic stability of hydrocarbon systems in geo thermodynamic conditions. In: *Degassing of the Earth and Geotectonics*. Moscow: Nauka, P. 267—274 (in Russian).
- Shcherbak N. P., Artemenko G. V., Lesnaya I. M., Ponomarenko A. N., Shumlyanskiy L. V., 2008. Geochronology Early Precambrian Ukrainian board. Proterozoic. Kiev: Naukova Dumka, 2008. 240 p. (in Russian).
- Shcherbakov I. B., 2005. Petrology of the Ukrainian shield. Lviv: ZuKTS, 366 p. (in Russian).
- Yaroshchuk M. A., 1983. Iron formation Belotserkovskii-Odessa metallogenic zone. Kiev: Naukova Dumka, 224 p. (in Russian).
- Gudfinnsson G. H., Presnal D. C., 2005. Continuous gradations among primary carbonatic, melilitic, basaltic, picritic, and komatiitic melts in equilibrium with garnet lherzolite at 3—8 GPa. *J. Petrol.* 46, 1645—1659.