

УДК 552.3 + 551.14

## ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

**Свешников К. И.**

*(Российский университет дружбы народов, г. Москва)*

*Тектоно-магматичні системи (ТМС) – набори магматичних тіл, розподілені на певній території і сполучені між собою просторовою повторюваністю. ТМС охоплюють дуже великі проміжки часу і коррелюються з глибинними геофізичними неоднородностями. На прикладі південної частини ВЕП показано особливості раннедокембрійських ТМС.*

*Tectono-magmatic systems (TMS) are collections of magmatic bodies spread at vast territories and connected among them by space recurrence. TMS cover great time intervals and usually correlate with deep geophysical heterogeneities. The peculiarities of Early Precambrian TMS are shown on the example of the East-European platform's south part.*

Синтез данных о приповерхностном и глубинном строении регионов остается одной из наиболее актуальных *проблем* геологии. Решается эта задача, главным образом, путем создания геодинамических моделей, при разработке которых привлекают данные о петрогеохимических особенностях магматических образований и геофизические данные. При этом большой объем геофизической информации, получение которой было сопряжено со значительными затратами, остается как бы “вещью в себе”, поскольку его не удается увязать с особенностями геологического строения. Поэтому поиск новых возможностей синтеза геолого-геофизических данных является важной *задачей* дальнейшего развития геодинамических исследований.

При региональных исследованиях, как правило, выделяют определенные группы магматических формаций – формационные ряды, коррелируемые с теми или иными геодинамическими обстановками. Однако, формационные ряды представляют собой лишь части парагенезисов формаций, отражающие только отдельные особенности парагенезисов в целом, включая соотношения с глубинными неоднородностями. Предлагается рассмотреть более широкие сочетания – парагенезисы формаций («парагенезисы породных парагенезисов»), включающие полные наборы магматических тел, распространенных на определенной территории и связанных между собой пространственной повторяемостью и, вероятно, определенными причинно-следственными связями. Будем называть такие сочетания (парагенезисы парагенезисов) *тектоно-магматическими системами*. Жизнедеятельность многих таких систем может охватывать очень большие промежутки времени. При наличии качественных геофизических данных почти всегда удастся скоррелировать распространение приповерхностных магматических ареалов систем с глубинными неоднородностями.

*Тектоно-магматические системы* (ТМС) могут быть сложены одной или несколькими магматическими ассоциациями (формациями) разной степени сложности, включающими тела разных возрастных генераций. Все типы магматических ассоциаций обнаруживает достаточно отчетливую петрогеохимическую зональность по разным окислам и элементам [1]. Проблемам зональности посвящено огромное количество публикаций, но все они сводятся к двум различным подходам: а) традиционный – поиск ассоциаций рудных элементов, сменяющих друг друга в эволюционной последовательности (зональные ряды элементов Д. В. Рундквиста, эволюционные геохимические ряды украинских геологов [6, 17]; б) относительно новый подход, базирующийся на представлении о так называемом термобарическом сепараторе [2]. Считается, что поведение химических элементов во многом зависит от величины атомных радиусов. Элементы с большими радиусами вытесняются из областей повышенных давлений и локализуются в областях низкого давления. Это обеспечивает латеральное перераспределение флюидной фазы. В зави-

симости от геохимических свойств элементов и P-T условий происходит их сепарация и аккумуляция в различных частях ТМС. Так, наибольшая концентрация восходящих флюидных потоков наблюдается в приосевых частях рифтовых структур, тылах зон субдукции, а также вдоль трансформных разломов. Во фронтальных частях зон субдукции относительно низкая температура сочетается с повышенным давлением, в тыловых частях соотношения обратные. Процессы сепарации элементов наиболее отчетливо выражены для щелочей – калия и натрия. Калий (атомный радиус 2,36 Å) переходит в расплав намного раньше натрия и мигрирует из областей с максимальным избыточным давлением в области с минимальным избыточным давлением (тылы зон субдукции). Поведение натрия (1,89 Å) в меньшей степени зависит от избыточного давления, он мигрирует в области пониженных температур. Подобные закономерности характерны и для других элементов, но выражены менее отчетливо. Так, Mg (атомный радиус 1,60 Å), частично Ca (1,97 Å) и Fe (1,26 Å) тяготеют к осевым частям рифтогенных структур и фронтальным – зон субдукции, количество Ti прямо зависит от давления, более высокого в глубинных условиях, величина отношения  $Fe^{2/3}$  связана с фронтальными частями зон субдукции, рост величины отношения  $Fe / Fe + Mg$  указывает на снижение температуры в зоне магмообразования. На глубинах свыше 200 – 250 км щелочи коррелируются с содержаниями железа, магния, кальция, на глубинах 300 – 350 км щелочи обладают отрицательной корреляцией с количеством железа [3, рис. на стр. 104]. Причины вариаций состава петрографических разновидностей и петрогеохимической зональности зависят от процессов на глубинах до нескольких сотен километров [3]. В то же время состав продуктов коровых магм иногда оказывается более чутким индикатором физических условий в мантии, чем состав непосредственных производных последней (там же).

На практике всестороннее изучение зональности ареалов возможно далеко не всегда. Поэтому ниже, рассматривая особенности ТМС, попытаемся рассмотреть зональность последних, но подчеркнем, что такая зональность в разных случаях устанавливается с разной полнотой. Соответственно, не вдаваясь в физико-

химическую трактовку, ограничимся констатацией самого факта существования такой зональности. Из данных по металлогении различных зон (в частности, из работы И. И. Абрамовича – Металлогения) следует, что рудное вещество поступает из мантии, с достаточно больших глубин и в пределах ареала одной ТМС один и тот же химический элемент может выступать в различных минеральных формах от первично магматических до гидротермальных минералов. Последнее должно учитываться при поисках металлогенической зональности.

### Общие особенности геологического строения ВЕП

В фундаменте ВЕП мы выделяем 4 структуры первого порядка – геоблока Воронежско-Украинский, Белорусско-Прибалтийский, Волго-Камский, Кольско-Свекофеннский ([15], рис. 1). Границы геоблоков во всех случаях совпадают с системами трансрегиональных разломов – Волынско-Двинской, Аркадско-Волгоградской, и структурной линией Павилоста-Оскаршамн-Джонкопинг.

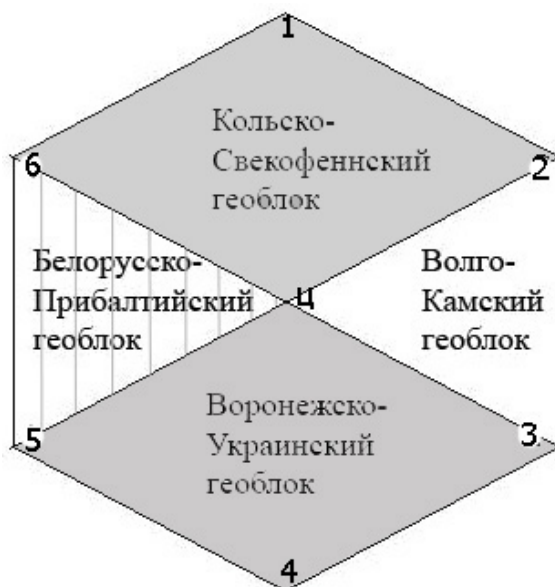


Рис. 1. Предлагаемая схема делимости фундамента ВЕП

Строение геоблоков: белым цветом обозначен геоблок, сложенный гранулитогнейсовым формационным комплексом, серым цветом – геоблоки с широким развитием зонально метаморфизованных толщ и аллохтонного магматизма, полосами обозна-

чен геоблок с единичными структурами зонально метаморфизованных комплексов. Зоны трансрегиональных разломов и структурные линии: 5-Ц-2 – Волынско-Двинская, 3-Ц – Аркадско-Волгоградская, 6-Ц – Павлоста-Оскаршамн-Джонкопинг.

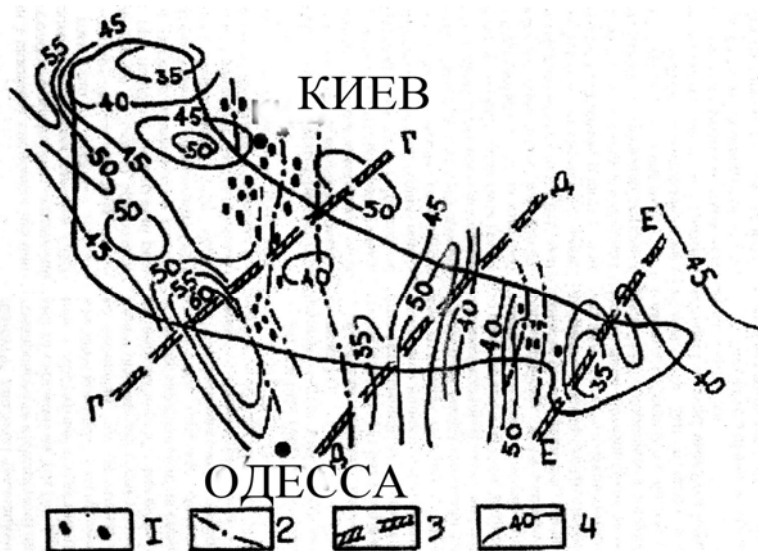
Волго-Камский геоблок, сложенный лишь породами гранулитогнейсового формационного комплекса, первым превратился в устойчивую тектоническую структуру (микроконтинент?), существенно повлиявшую на расположение более поздних структур в восточной части платформы. Следующим стабилизировался Белорусско-Прибалтийский геоблок, в пределах которого известны единичные пояса и впадины зонально метаморфизованных комплексов. Подчеркнем, что речь идет об эволюционной последовательности. В возрастном отношении в одно и то же время в разных частях платформы происходило образование комплексов, связанных с разными этапами. На материалах по геологическому строению южной части ВЕП могут быть выделены следующие тектоно-магматические системы: 1) гипербазит-гранулитовая Приазовская, 2) Приднепровская тоналит-зеленокаменная, 3) система линеамента Херсон – Смоленск, 4) Волынско-Воронежская система известковощелочных гранитоидов, 5) система магматитов повышенной щелочности, 6) Волынская трапповая система.

### **1) Гипербазит-гранулитовая Приазовская тектоно-магматическая система**

Наиболее древними региональными линейными структурами южной части ВЕП являются субмеридиональные зоны – Голованевская (Голованевско-Ядловско-Трактемировская, Одесская), Криворожско-Кременчугская, Орехово-Павлоградская. Зоны отличаются повышенной мощностью земной коры (до 55 км) на фоне примерно 40 км для остальной части УЩ, сложной складчатостью метаморфических пород и наличием коромантийной смеси на глубине. В пределах таких полос разрез земной коры на всю мощность сложен аномально плотными и аномально магнитными породами; по петрографическим данным, здесь присутствуют эклогитоподобные и гранат-дистеновые породы. По [25], от южной части Одесской зоны в северо-западном направлении отходит еще одна такая же (Базавлукско-Приднестровская или Подольско-Волынская) зона (рис. 2).

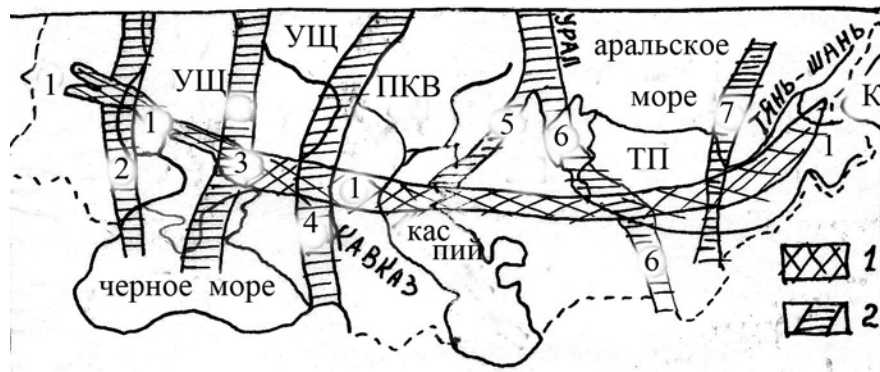
За пределами Украинского щита, по данным Д. П. Резвого, выделяется еще ряд субпараллельных зон, обладающих однотипными геофизическими характеристиками (рис. 3).

По данным космодешифрирования, однотипные зоны повторяются от Карпат до Северо-Востока России. Состав магматических образований, ассоциирующих с рассматриваемыми зонами, наиболее изучен на территории ВЕП. Для Орехово-Павлоградской и Голованевской зон характерно широкое развитие пироксенит-перидотитовых тел новопавловского и сабаровского комплексов, соответственно. Возраст ультрабазитов доказывается развитием по ним автохтонных эндербитов, тесно связанных с гранулитогнейсовыми комплексами (определения радиологического возраста пород новопавловского комплекса U-Pb изохронным методом дали цифру 3670 млн лет, для секущих тела сабаровского комплекса эндербитов западной части щита U-Pb методом –  $3380 \pm 190$ , а ионно-ионным методом получена цифра 3780 млн лет [22, 23]).



1 – Тела метапироксенит-перидотитов, 2 – тектонические зоны, 3 – глубинные линейменты, 4 – изогипсы поверхности Мохо

Рис. 2. Соотношение расположения тел пироксенит-перидотитовой формации с глубинными неоднородностями УЩ (геофизические данные С. С. Красовского, В. Б. Соллогуба и др.)



1 – Трансевроазиатский линеамент, 2 – Одесский, 3 – Орехово-Павлоградский, 4 – Транскавказский (зона Н.С. Шатского), 5 – Южно-Эмбенский, 6 – Урало-Оманский, 7 – Антитяньшанский линеаменты. УЩ – Украинский щит, ПКВ – Прикаспийская впадина, ТП – Туранская платформа, К – Китайская платформа (Таримский платформенный массив)

Рис. 3. Схема линеаментов юго-запада Евразии по Д. П. Резвому

Тела пироксенит-перидотитовой формации являются наиболее ранними плутоническими образованиями УЩ и, по-видимому, наиболее близко соответствуют составу мантийного вещества. В северной части Голованевской зоны к пироксенит-перидотитовой формации добавляются образования дунит-перидотитовой формации (капитановско-деренюхинский или юровский комплекс); вероятно, здесь присутствуют и тела, принадлежащие к метагаббро-диабазовой формации. С магматическими образованиями данной системы связаны проявления силикатного *Ni*, *Co*, *Au*, *Pt* (здесь и далее металлогеническая характеристика магматических ассоциаций УЩ приводится, по [13]). Перечисленные элементы в повышенных количествах присутствуют во всех субмеридиональных зонах УЩ; при этом содержания платины возрастают в западном направлении, достигая максимальных концентраций в дунитах дунит-перидотитовой формации. Количество золота также достигает максимальных содержаний в Голованевской зоне и ее северном продолжении среди пород амфиболито-гнейсового комплекса бассейна р. Синицы, а содержания никеля от Орехово-Павлоградской к Голованевской зонам понижаются. Здесь же известна кобальтовая и молибдено-

вая минерализация. Интервал функционирования системы составляет не менее 400 млн лет.

## **2) Приднепровская тоналит-зеленокаменная тектономагматическая система**

В восточной части Воронежско-Украинского геоблока широко развиты зеленокаменные комплексы, слагающие многочисленные ограниченные разломами впадины. В региональном плане последние образуют субмеридиональный Курско-Днепровский пояс, упирающийся практически под прямым углом в границу Воронежско-Украинского и Волго-Камского геоблоков (рис. 4-А). Разрезы зеленокаменного комплекса в различных впадинах в достаточной мере индивидуализированы; характер разрезов в Днепровском районе подчиняется определенной меридиональной зональности [9]. Район разделен двумя параллельными широтными разломами (Девладовским и Южным) на три блока. Наиболее ранние проявления вулканизма (нижняя дацит-андезит-толеитовая формация) известны лишь в центральном блоке, затем во всех блоках установился примерно одинаковый магматический режим, а интенсивность проявления вулканизма заключительной стадии последовательно убывала от северного к южному блоку. Одновременно с этим по петрохимическим данным намечается зональность северо-западного направления. Так, сравнение составов дацит-андезит-толеитовой формации (данные А. Г. Смоголюк) показало, что метавулканиты указанного формационного типа в северо-западной (Верховцевская) и центральной (Чертомлыкская структура) частях Курско-Днепровского пояса между собой не различаются, в то время как в юго-восточной части (Конкская впадина) они обладают заметно большей железистостью и титанистостью.

Металлогеническая характеристика зеленокаменных комплексов определяется частым присутствием Pt, Au, иногда Mo, Co, Cu – Ni минерализации. По частоте встречаемости к северу от Девладовского разлома преобладают медные (Верховцевская, Сурская, Конкская структуры), а к югу – молибденовые проявления [13, 14]. Это позволяет говорить о субмеридиональной зональности системы. Последнее время все более популярной становится точка зрения о соответствии зеленокаменных поясов



островодужным океаническим системам. Одной из обязательных особенностей последних считается металлогеническая зональность, параллельная ограничениям систем. В данном случае металлогеническая зональность оказывается поперечной или косой по отношению к ограничениям системы, что наряду с другими признаками (в частности, составом вулканитов), служит достаточно веским доводом в пользу отличия зеленокаменных комплексов от островодужных.

Подобный Курско-Днепровскому пояс прослеживается от северной границы Волго-Камского геоблока в Карелию, будучи также ориентированным под прямым углом к границе Волго-Камского геоблока [4].

Контуры Волго-Камского геоблока близко совпадают с мантийной структурой, показанной на рисунке 5.

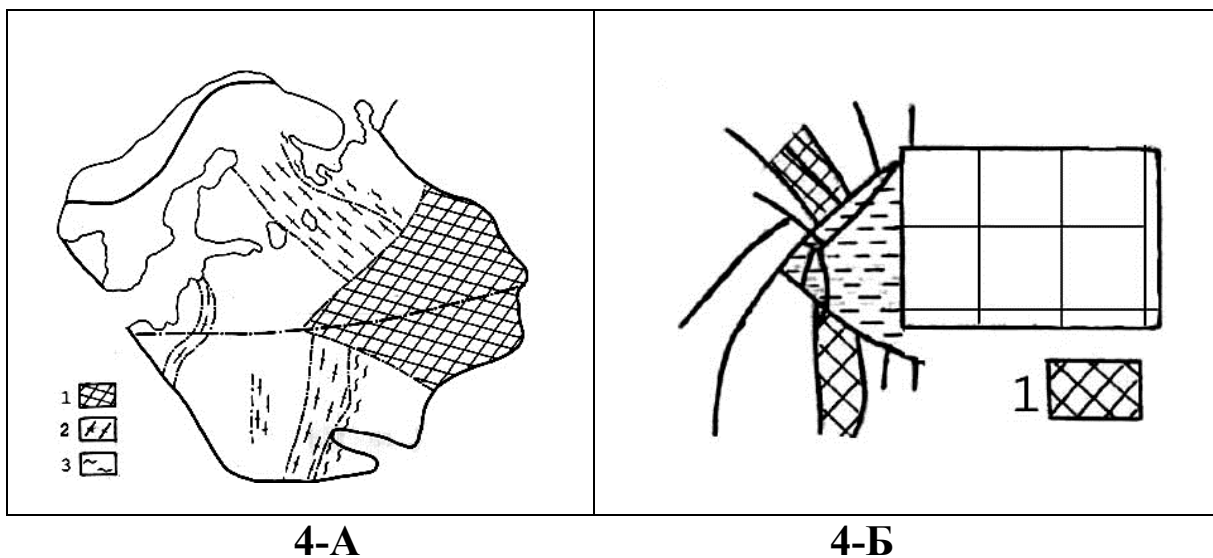


Рис. 4. А: Структурное положение гранит-зеленокаменных поясов в восточной части фундамента платформы: 1 – Гранулитно-гнейсовый комплекс Волго-Камского геоблока, 2 – гранитно-зеленокаменные пояса, 3 – диафториты по гранулитно-гнейсовым толщам. Прерывистыми линиями обозначены разломы; Б: Результаты тектонофизического моделирования, по [27]: 1 – гранитно-зеленокаменные пояса

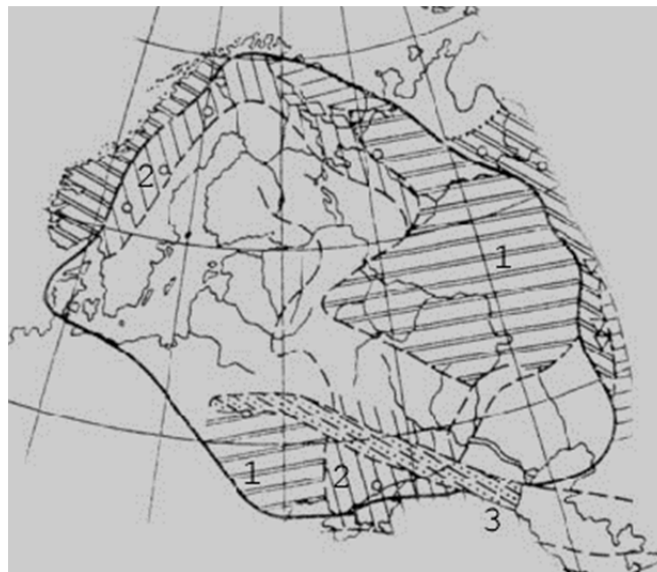


Рис. 5. Карта типов верхней мантии под Восточноевропейской платформой [7], с. 76. 1 – Графит-пироповая фация мантии, 2 – шпинель-пироксенитовая фация, 3 – анортит-форстеритовая фация

Общее расположение Волго-Камского геоблока и упирающихся в него зеленокаменных поясов весьма подобно результатам тектонофизического моделирования (рис. 4-Б), возникающим при давлении жесткого тела (поршня) на относительно пластичную среду [27]. Согласно [5], в Среднем Приднепровье на стадии формирования зеленокаменных структур преобладали сдвиговые дислокации вдоль разломов, служивших ограничениями последних. Таким образом, распространение зеленокаменных структур может быть объяснено возникновением трещин скалывания, связанных с давлением в западном направлении Волго-Камского геоблока, отвечающего самостоятельной мантийной структуре. Это позволяет объединить зеленокаменные комплексы совместно с контролирующими их распространение тектоническими зонами (и ассоциирующими телами гранитов) в одну ТМС, активная жизнедеятельность которой, охватывала интервал от 3200 до 2800 млн лет [23], то есть, не менее 400 млн лет. С нашей точки зрения, соотношения конфигурации впадин и разломов ближе всего соответствуют механизму так называемого ромбоазма. Суть его лучше всего объясняет рисунок 6. Разломы северо-восточного простирания, ограничивающие впадины, служили как

бы рельсами, вдоль которых происходили перемещения минеральных масс.

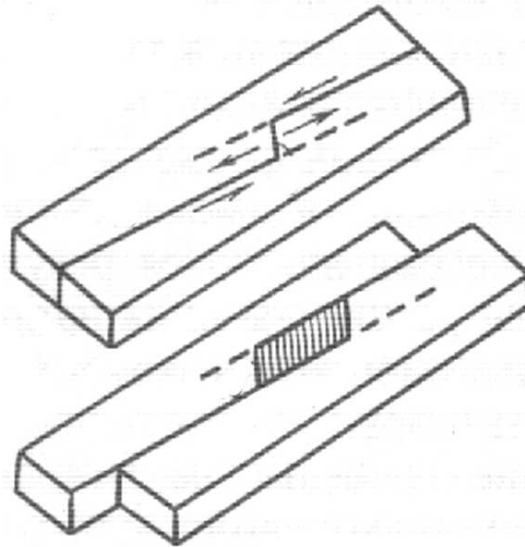


Рис. 6. Модель ромбоазма

При этом происходил разрыв земной коры по поперечным (северо-западным) разломам и ее раздвиг. Возникающие при этом слабые участки («пустоты») заполнялись вулканическим материалом.

### 3) Тектоно-магматическая система линеамента Херсон – Смоленск

Одной из древнейших, установленных на УЩ, региональных линейных структур является субмеридиональная Каневско-Новоукраинская зона или линеамент Херсон – Смоленск [11]. Последний является звеном *Африканско-Лапландского линеамента* (рис. 7) прослеживающегося в меридиональном направлении от юго-восточной оконечности Африки до северного побережья Кольского полуострова. В пределах Восточноевропейской платформы он отвечает границе двух мантийных сегментов – Западного с относительно железистой верхней мантией и Восточного с относительно магнезиальной мантией [10]. Это позволяет говорить, что линеамент уже существовал в палеоархее.

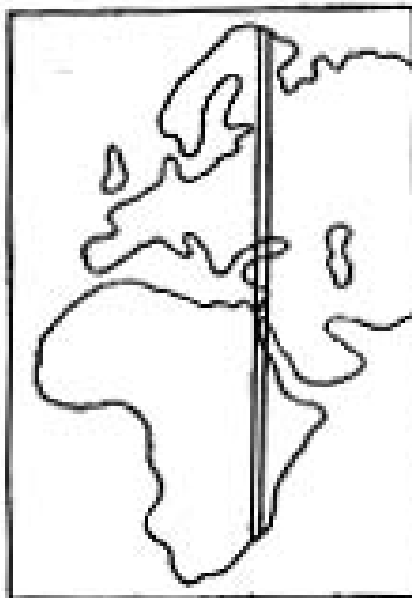


Рис. 7. Африканско-Лапландский линеамент, по данным [11]

Не менее отчетливо этот линеамент проявлен и в верхней части земной коры. Земная кора к западу от линеамента более мощная и тяжелая сравнительно с корой восточной части, в пределах самого линеамента мощность земной коры минимальна для всего щита, а граница Мохо занимает наиболее высокое положение для всего УЩ. С этим линеаментом связана локализация Вознесенского, Кировоградского, Новоукраинского и Корсунь-Новомиргородского массивов. Массивы принадлежат к наибольшим на щите и образуют практически сплошную полосу гранитоидов, прослеживающуюся от северной до южной границ щита. Массивы относятся к разным формационным типам, что указывает на жизнедеятельность этой структуры на протяжении нескольких тектоно-магматических этапов. Наиболее древние образования, которые можно отнести к рассматриваемой системе – нориты, монцониты не выясненного возраста, образующие достаточно крупные включения в Новоукраинском массиве. Более молодые образования – гнейсовая толща раннепротерозойской ингуло-ингулецкой серии. Закончилось образование ТМС формированием гранитов новоукраинского и кировоградского комплексов. Западная граница ТМС примерно соответствует положению Голованевской зоны, положение восточной границы не определено,

вероятно, она близка Криворожско-Кременчугской зоне. Таким образом, система ограничена зонами сжатия, а сама, по-видимому, отвечает области растяжения.

Для области линеамента установлено разуплотнение мантии, трактованное Ю. П. Оровецким как глубинный мантийный диапир (протоастенолит); в протерозое с этим линеamentом совпадала осевая линия наиболее крупного из метатерригенных прогибов УЩ – Кировоградского. Время заложения системы однозначно не установлено, оно могло быть много более поздним по сравнению с заложением линеамента. Завершению системы, видимо, соответствует возраст гранитов. По Майскому месторождению уран-свинцовым методом получена цифра 2,47 млрд лет ([13], стр. 502). Нами Th-Pb методом по монациту для гранат-биотитовых гранитов Новоукраинского массива получен возраст  $2048 \pm 26$  млн лет и  $2067 \pm 33$  для биотитовых гранитов Кировоградского массива [26]. Таким образом, возрастной интервал образования системы составил не менее 400 млн лет. Возраст массивов последовательно уменьшался в северном направлении.

Отличительная черта линеамента – наличие серии расходящихся веерообразно наклонных тектонических зон листрического типа [8]. Выходы последних на поверхность зон в восточной части УЩ совпадают пространственно с Криворожско-Кременчугской раннепротерозойской отрицательной структурой и с некоторыми (Чертомлыкской, Конкской) впадинами, выполненными зеленокаменным позднеархейским комплексом (рис. 8). В юго-западной части профиля (в районе Одессы) листрический разлом срезается вертикальным и связь с ним геологических образований остается неясной.

Параллельность рассмотренных выше зон линеamentу и влияние их (включая линеament) на характер магматических процессов позволяют предполагать принадлежность всех перечисленных образований к одной ТМС.

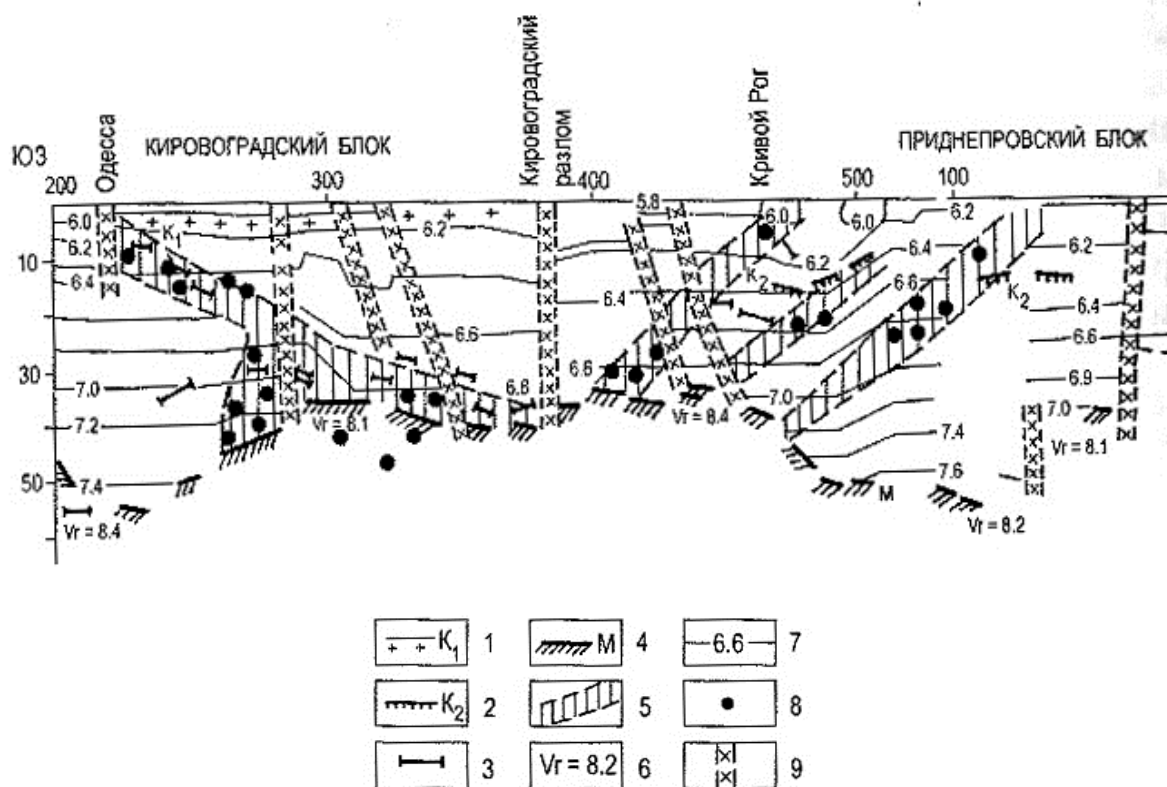


Рис. 8. Геофизический профиль через зону Кировоградского разлома (составлен Т. В. Ильченко). 1 – Поверхность дорифейского фундамента, 2 – граница  $K_2$ , 3 – отражающие элементы, 4 – граница раздела Мохо, 5 – наклонные разломные зоны, 6 – граничная скорость, 7 – изолинии скорости км/сек, 8 – точки дифракции, 9 – глубинные разломы

В металлогеническом отношении ТМС характеризуется, в первую очередь, повышенными содержаниями золота. Рудопроявления золота приурочены к серии субмеридиональных полос, связанных с разломами к востоку (Клинцовское, Юрьевское месторождения) и западу (Майское месторождение) от Корсунь-Новомиргородского и Новоукраинского массивов (рис. 9) в пределах Голованевской зоны (Новопавловское, Капитанское, Липняжское проявления).

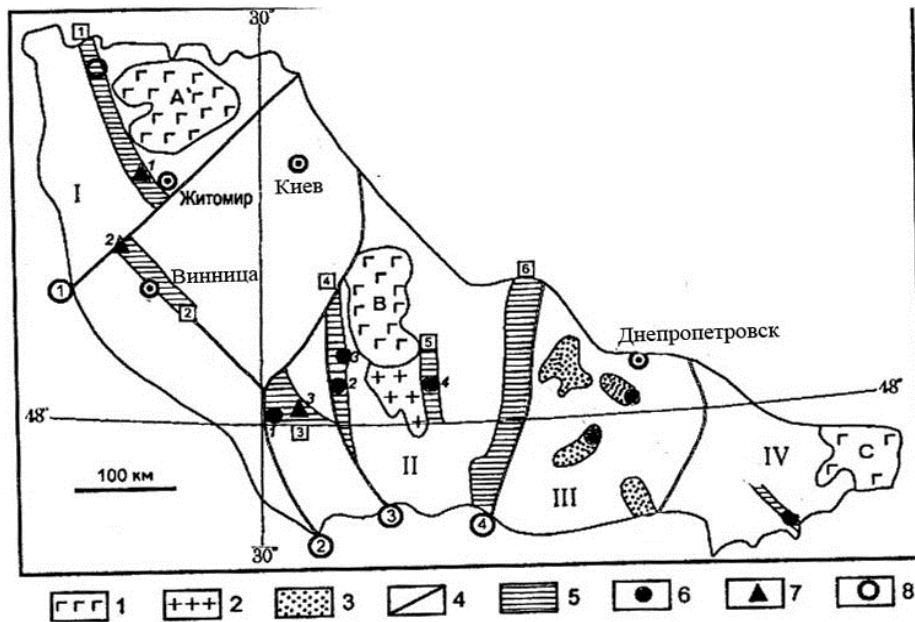


Рис. 9. Благороднометаллические проявления на территории западной части УЩ, по [13]

Металлогенические провинции: I – Волыно-Подольская, II – Кировоградская, III – Среднеприднепровская, IV – Приазовская.

Плутоны – 1 – (1 Коростеньский, 2 – Корсунь-Новомир-городский), массивы 2 – Новоукраинский, 3 – зеленокаменные структуры, 4 – разломы (цифры в кружках – 1 – Тетеревский, 2 – Одесско-Тальногвский, 3 – Первомайский, 4 – Криворожско-Кременчугский), 5 – благороднометаллические зоны (цифры в квадратах – 1 – Каменкско-Житомирская, 2 – Хмельницкая, 3 – Голованевская, 4 – Первомайская, 5 – Кировоградская, 6 – Ингулецько-Криворожская), 6 – рудопроявления золота (1 – Майское, Савранское, 2 – Овражное, Контактное, 3 – Мостовое, 4 – Клинцовское), 7 – проявления платиноидов (1 – Прутовское, 2 – Ждановское, Капитановский), 8 – Пержаниский рудный узел)

С золоторудной минера-лизацией связаны проявления сульфидов (пирита, пирротина, халькопирита, висмута, вольфрама, мышьяка. В западной, голованевской части добавляются кобальт, цинк, свинец, молибден, вольфрам. Можно говорить об общем увеличении в западном направлении разнообразия минерализации (например, вольфрам присутствует к западу от линеамента и не известен к востоку от него) и субширотной зональности системы в целом.

Несмотря на пространственную сближенность, рудопроявления, скорее всего, не имеют связей с рапакивигранитовой формацией (последняя принадлежит к более поздней ТМС, которая не сопровождается золотой минерализацией). Помимо золота, южная часть Кировоградского прогиба характеризуется частым присутствием точек молибденовой минерализации, не известных в северной части прогиба [14], то есть, распределение их в отличие от золоторудной подчиняется слабо выраженной субмеридиональной зональности.

#### **4) Волинско-Воронежская тектоно-магматическая система известковощелочных гранитоидов**

Параллельно северным и восточным ограничениям Воронежско-Украинского геоблока протягивается серия вулканоплутонических поясов – Волино-Полесский в северо-западной части (клесовско-осницкая ассоциация), Брянско-Курский (стойло-николаевская ассоциация), Лосевско-Ливенский (лосевская толща + усманский плутонический комплекс), самбекский вулканоплутонический комплекс крайней юго-восточной части геоблока. Вулканы представлены непрерывной серией от базальтов до риолитов повышенной щелочности, среди плутонических образований ведущую роль играют массивы диоритгранодиоритовой, в подчиненном количестве - гранитовой формации. Все эти пояса слагают единый суперпояс протяженностью около 2000 км, трассирующий границы геоблока с прилегающими Белорусско-Прибалтийским и Волго-Камским геоблоками (см. рис. 1) и, по-видимому, имеющий коллизионную природу (суперпояс «спаял» геоблоки с одинаковым континентальным типом земной коры).

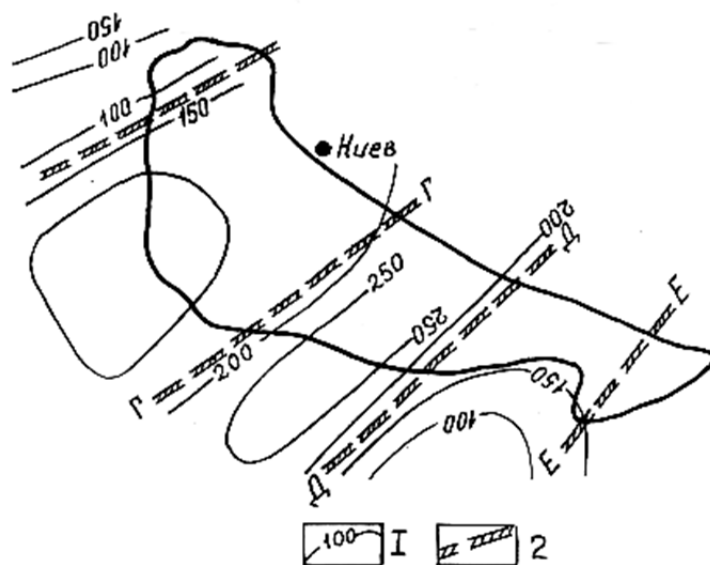
К Волино-Полесскому поясу прилегает параллельный ему Тетеревский прогиб, выполненный раннепротерозойской метатерригенной тетеревской серией, сопровождающейся многочисленными телами двуслюдяных гранитов житомирского комплекса. В восточной части Воронежско-Украинского геоблока к Лосевско-Ливенскому поясу примыкает Липецко-Волгоградский прогиб, выполненный метатерригенной воронцовской серией, сопровождающейся телами двуслюдяных гранитов (волгоградский комплекс).



Геологические соотношения вулканоплутонических и метатерригенных комплексов однозначно не установлены. Определения радиологического возраста показывают их возрастную сближенность: начало формирования тетеревской серии – 2410 млн лет, возраст воронцовской серии – 2,1 млрд лет, время образования житомирских гранитов – 2,08 – 2,02 млрд лет. Для вулканоплутонических поясов: возраст клесовской серии 2020 – 1970 млн лет, лосевской серии – 2180 – 1850 млн лет, гранитоидов осницкого комплекса – 2,02 – 1,96 млрд лет, стойло-николаевского комплекса –  $2086 \pm 5$  млн лет, усманского – 2080 млн лет, самбекского – 2100 – 1800 млн лет (перечень радиологических методов и литературные источники см. в работе [19]).

Разломы, отделяющие суперпояс от вмещающих образований, имеют южное погружение (под УЩ), что указывает на надвигание суперпояса в северном направлении. Соответственно, параллельные вулканоплутоническим поясам метатерригенные прогибы, вероятно, представляли собой «тыловые» структуры растяжения. В верхней мантии геофизическими исследованиями на глубинах 250 – 150 км была выявлена определенная граница, которую В. Б. Соллогуб [20] трактовал как границу палеоастеноферы. Не касаясь возможной природы этой поверхности, отметим, что ее изолинии отражают существование каких-то изометричных мантийных структур под остальной частью УЩ и линейной структуры северо-восточного простирания под Вольно-Полесским поясом. Поясу соответствует минимальная глубина залегания этой поверхности (150 – 100 км). Смена направленности мантийных структур имеет резкий характер и совпадает с Тетеревским разломом, протягивающимся в северо-восточном направлении вдоль осевой линии Тетеревского прогиба (рис. 10).

Здесь же происходит резкое изменение направлений простирания изогипс поверхности Мохо от северо-западного – субмеридионального, характерного для большей части щита, до северо-восточного – субширотного. Тетеревский прогиб, таким образом, заложился в зоне сочленения двух мантийных структур – изометричной (прилегающая к поясу части УЩ) и линейной (соответствующей вулканоплутоническому поясу и северной половине Тетеревского прогиба).



1 – изолинии поверхности палеоастеноферы, 2 – мантийные линейменты

Рис. 10. Схема мантийных неоднородностей под Украинским щитом, по В. Б. Соллогубу

Приведенные данные позволяют рассматривать все упомянутые выше геологические образования совместно с контролируемыми их распространение разломами в качестве одной ТМС раннепротерозойского времени заложения.

Для Волыно-Полесского пояса характерна субмеридиональная зональность в распределении петрогенных элементов. Для южной (осницкой) части пояса устанавливаются наиболее высокие содержания натрия (*здесь и далее взяты максимальные содержания элементов*) и кальция [24]; для северной части (выделяемой белорусскими геологами под наименованием микашевичского комплекса) характерны максимальные содержания калия. С учетом вышесказанного, можно полагать, что южная часть пояса, обогащенная натрием, отвечает тыловой части зоны коллизии. Определенная зональность намечается и в распределении рудопроявлений. Для Волыно-Полесского пояса характерно постоянное присутствие проявлений меди и молибдена. Проявления молибдена приурочены, в основном, к центральной и северной частям Волыно-Полесского пояса.

На основании данных о строении Гималаев, считающихся классическим примером межконтинентальной коллизии, утвердилось мнение о связи с этими процессами двуслюдяных (высокоглиноземистых, пералюминиевых) гранитов. Именно к такому типу принадлежат граниты житомирского, волгоградского комплексов, локализованные в метатерригенных прогибах, прилегающих к вулcano-плутоническим поясам и отсутствующие на остальной части Воронежско-Украинского геоблока.

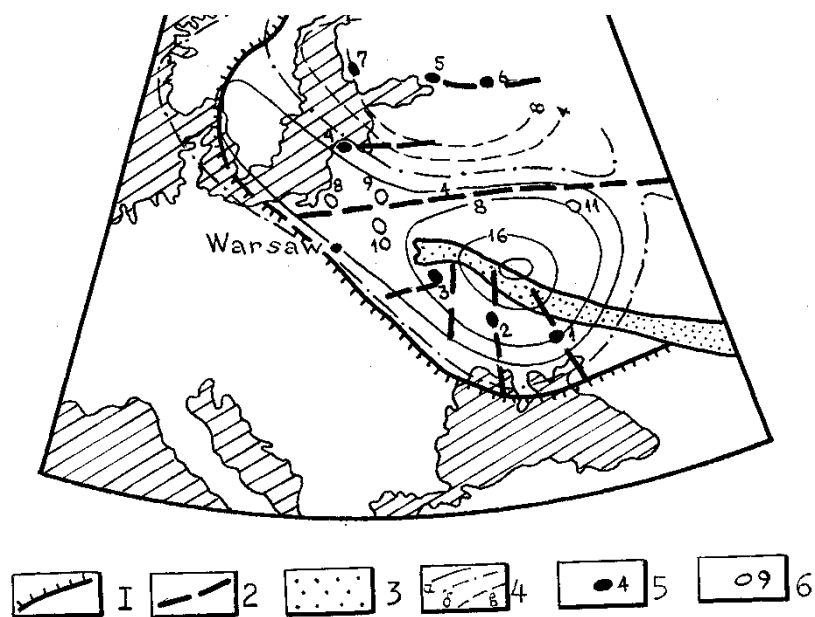
Любопытной особенностью рассматриваемой ТМС (метатерригенные прогибы + вулcano-плутонические пояса) является постоянная пространственная приуроченность к ней многочисленных массивов расслоенных габброидов (каменский, протовский комплексы Волыни, мамонский комплекс Воронежского кристаллического массива, группа массивов «Липов Куст» в Ростовском блоке) с медно-никелевой минерализацией. Все такие массивы отличаются повышенной глиноземистостью; можно предположить, что повышенная глиноземистость является характерной особенностью как гранитов, так и габброидов, возникающих в геодинамических обстановках сжатия.

Возрастной интервал образования системы составлял около 500 млн лет.

### **5) Тектоно-магматическая система магматитов повышенной щелочности**

Проявления плутонического магматизма на УЩ завершились образованием серии рапакивигранитовых плутонов (Коростенский, Корсунь-Новомиргородский), субщелочных гранитоидных и щелочносиенитовых массивов, прослеживающихся от восточной части УЩ до Балтийского моря (рис. 11).

Расположение всех таких массивов вдоль одной полосы, сходство минерального состава рапакивигранитовых и субщелочногранитоидных массивов, постоянная пространственная связь с ними щелочных тел, близость их радиологических возрастов позволяют относить все эти массивы к одной ТМС.



1 – граница платформи, 2 – региональные разломы, 3 – Днепровско-Донецкая впадина, 4 – изолинии магнитного поля, 5 – массивы рапакивигранитов и безовоидных гранитов состава рапакиви, 6 – массивы других формационных типов (субщелочного гранитового, гранофиргранитового, щелочносиенитового).

Массивы: 1 – восточноприазовского комплекса, 2 – Корсунь-Новомиргородский, 3 – Коростенський, 4 – Рижский, 5 – Выборгский, 6 – Салминский, 7 – Лайтила, 8 – Мазурский, 9 – “Кабелия”, 10 – мостовского комплекса, 11 – атамановского комплекса

Рис. 11. Схема пространственного расположения массивов повышенной щелочности и региональных магнитных аномалий, по [16]

На территории Восточноевропейской платформы со спутника «Магсат» зафиксированы две крупных магнитных аномалии. Природа аномалий неясна, но, исходя из их формы, размеров и несогласованности с приповерхностными тектоническими структурами, можно предположить, что аномалии отвечает куполообразным структурам мантийного заложения. Все массивы повышенной щелочности южной части ВЕП приурочены к периферическим частям южной аномалии, предположительно соответствующим «склонам» купольной структуры. Это позволяет связывать их возникновение с одной мантийной структурой, началу функционирования ТМС отвечает образование рапакивигранитов

(1770 млн лет, завершению, вероятно, - время внедрения гранитов «Кабелия» Литвы ( $1505 \pm 11$  млн лет [28]). Можно полагать, что массивы северной части ВЕП так же связаны с северной аномалией.

Для массивов субщелочных гранитоидов (включая рапакиви) – Каменномогильского, Кальмиусского и других в западном направлении устанавливается последовательное уменьшение доли натрия, кальция и возрастание роли калия ([24], наши наблюдения). С ними связаны многочисленные проявления грейзенов с тантало-ниобатами, бериллом, флюоритом, топазом, касситеритом, иногда вольфрамитом или молибденитом. В южных частях Коростеньского и Корсунь-Новомиргородского плутонов отмечены повышенные содержания олова и титана, а в северных частях – только олова. Массивы щелочных сиенитов постоянно содержат тантал, ниобий, молибден, редкоземельную минерализацию.

### **7) Волынская трапповая тектоно-магматическая система**

Западная окраина ВЕП – фрагмент неопротерозойского материка Родинии [21]. Трапповая формация здесь приурочена к Волыно-Оршанской впадине, выполненной континентальными отложениями, и линеamentу Тессейра – Торнквиста, служившему юго-западной границей ВЕП.

Возраст трапповой формации Волыни составляет  $551 \pm 4$  ион-ионным методом и  $552 \pm 59$  млн лет рубидий-стронциевым методом (там же). Помимо волынских вдоль западной границы ВЕП известны проявления траппов от юго-западной части Норвегии до Молдавии. Остается неясным, принадлежат ли они к одной возрастной генерации или разным (например, для траппов Норвегии получен возраст  $616 \pm 3$  млн лет; там же).

Трапповая формация Волыни известна под наименованием волынской серии. Она несогласно залегает на отложениях полесской серии среднего рифея и выполняет крупную синформную структуру. В разрезе волынской серии снизу вверх выделяют: 1) бродовскую брекчиево-конгломерато-аргиллитовую свиту; 2) горбашевскую свиту гравелитов, песчаников с прослоями пикритов и оливиновых базальтов, заболотьевскую свиту оливи-

новых базальтов; 3) бабинскую свиту базальтовых туфов с прослоями базальтов и лавобрекчий; 4) лучицкую толщу оливиновых и безоливиновых базальтов с прослоями лавобрекчий; 5) зорянскую толщу алевролитов, песчаников, конгломератов с прослоями субщелочных основных туфов, трахибазальтов, трахитов; 6) якушевскую толщу кварцсодержащих титанистых базальтов. Якушевская свита несогласно перекрыта верхневендской иваномысловской толщей алевролитов, песчаников, конгломератов. В залегающей ниже полесской серии содержатся силлы габбро-долеритов, рассматриваемые всеми исследователями как комагматичные базальтам волынской серии [18].

По В. Г. Мельничуку (там же), в разрезе волынской серии присутствуют два различных трапповых комплекса (базальты бабинской + лучицкой свит и базальты якушевской толщи), разделенных вулканогенно-терригенными отложениями зорянской толщи. Проведенное нами изучение базальтов позволило выделить в разрезе серии несколько породных парагенезисов, отличающихся характером петрохимических трендов. Базальты лучицкой и якушевской толщ образуют изометричные поля в центральной части диаграммы « $FeO^* - MgO - CaO$ », характерные для формаций натриевых базальтов и базальт-долеритовых (трапповых) формаций. Если вулканиты сопровождаются комагматичными интрузивными телами, то последние образуют тренды, протягивающиеся в направлении вершины треугольника « $FeO^*$ ».

Базальты заболотовской свиты, занимающие более низкое стратиграфическое положение в разрезе серии, обладают трендом, отражающим последовательное изменение количественных соотношений магния и кальция при почти постоянном относительном количестве железа (рис. 12). Среди известных трендов они наиболее подобны трендам альпикритов – базальтов, ассоциирующих с кимберлитами. Ниже заболотовской согласно залегает горбашовская свита, содержащая в верхней части разреза пикриты. По мнению ряда исследователей, горбашовская + заболотовская свиты образуют отдельную геологическую структуру – локальную впадину, отличающуюся по морфологии от проявлений щитового вулканизма вышележащих базальтовых толщ. По

радиологическим данным, вулканиты этой впадины отделены значительным возрастным интервалом от остальной части во-лынской серии.

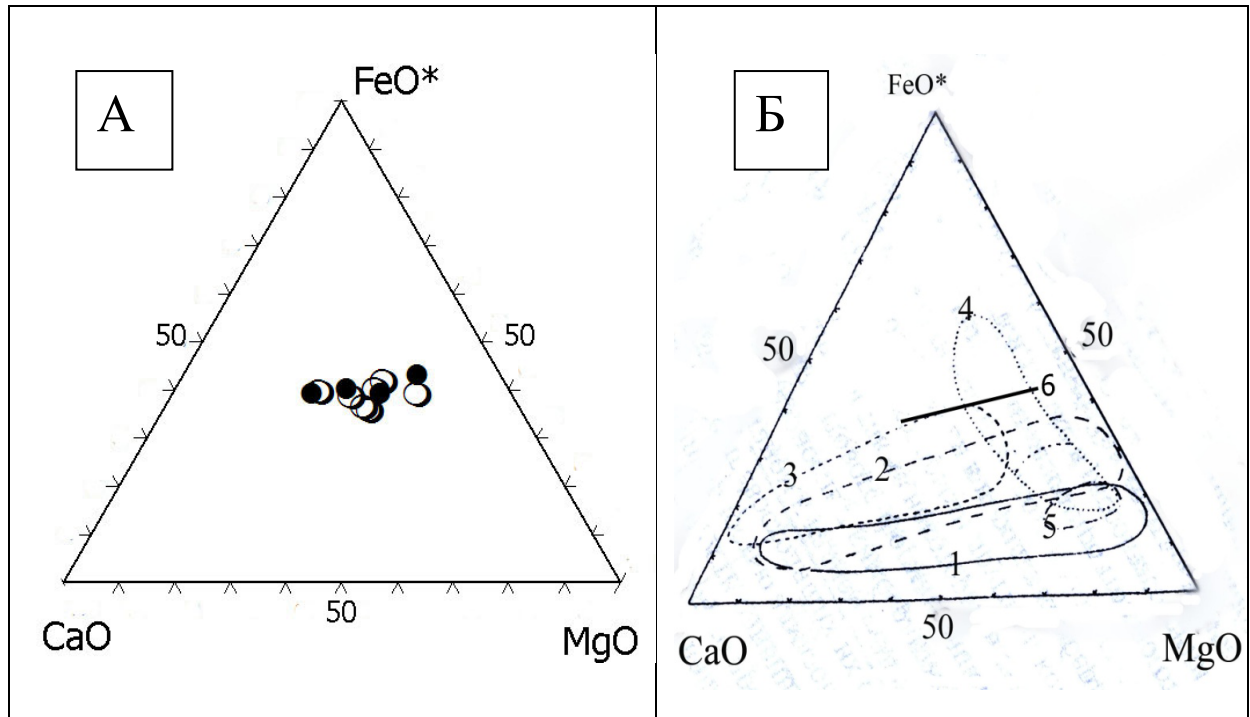


Рис. 12. А: положение фигуративных точек базальтов заболотовской свиты на диаграмме «FeO\* – MgO – CaO». Б: 1 – поле алмазоносных кимберлитов внутренних районов Якутской провинции, 2 – поле неалмазоносных кимберлитов Якутской провинции, 3 – поле альпикритов Чадобецкого комплекса, 4 – поле лампроитов Австралии, 5 – поле оранжитов трубки Финч, 6 – тренд базальтов заболотовской свиты

В толще базальтов волынской серии выделяют ряд горизонтов самородномедной минерализации. Совместно с медью обнаружена самородная свинцовая и золоторудная, платиновая, серебряная минерализация. По [12] здесь могут быть выделены горизонты сингенетической и эпигенетической переотложенной минерализации. Распространение сингенетической минерализации, по мнению этих авторов, должно коррелироваться с особенностями петрохимического состава базальтов. Исходя из имею-

щихся в нашем распоряжении данных, наиболее перспективные проявления меди сосредоточены на двух стратиграфических уровнях: а) в пограничных частях бабинской и лучицкой свит; б) в верхней части разреза лучицкой и нижней части разреза якушевской свит. Преобладающее количество проб с повышенным содержанием золота отвечает туфам бабинской свиты. Границы парагенезисов с разными трендами, по-видимому, играли роль геохимических барьеров, вблизи которых концентрировалось оруденение. Не исключено, что при более детальном исследовании будет установлена принадлежность базальтов заболотовской свиты не к трапповому, а к «кимберлитовому» магматизму. Во всяком случае, парагенетическая связь траппового и щелочно-ультраосновного (в данном случае кимберлитового) магматизма является обычной для большинства трапповых провинций мира.

Рассмотренные данные приводят к следующим выводам:

1. Проявления большинства магматических тел Воронежско-Украинского геоблока коррелируются с глубинными неоднородностями мантии.

2. В рамках одного возрастного среза могли действовать одновременно несколько различных механизмов и возникавшие при этом формации и комплексы даже при условии сходства их состава и возраста могли быть связаны с различными мантийными структурами и, соответственно, с разными причинами. Например, Кировоградский прогиб возник в условиях близких к рифтовым, Тетеревский – как тыловой прогиб в зоне коллизии; в первом случае поверхность Мохо была приподнята, во втором, наоборот, опущена), из-за чего они отличаются характером магматизма. В то же время оба прогиба возникли в условиях растяжения, что, по-видимому, обусловило сходство их осадочно-метаморфической составляющей. Выделение тектоно-магматических систем (ТМС) позволяет выявить новые связи между явлениями, но это не означает, что традиционные подходы неверны.

3. Возрастное перекрытие разных ТМС вызывает вопрос об их взаимодействии. Например, в Приднепровье выходы разломов листрического типа в ряде случаев совпадают с зеленокаменными впадинами. Первые из них относятся к раннеархейско-раннепротерозойской ТМС, а вторые – к позднеархейской. Здесь



в непосредственном обрамлении впадин проявлены крупные аллохтонные массивы гранитовой формации (Токовский, Мокромосковский). В других участках развития зеленокаменных поясов Восточноевропейской и Сибирской платформ тела гранитовой формации редки или вовсе отсутствуют. С нашей точки зрения, это может быть объяснено синергетическим взаимодействием двух ТМС в Приднепровье и отсутствием такого взаимодействия в других регионах.

### СПИСОК ССЫЛОК

1. Абрамович И. И. Петрогеохимические данные при палеотектонических реконструкциях складчатых областей. // Петрохимия, генезис и рудоносность магматических формаций Сибири. — Новосибирск : Наука, 1985. — С. 133—138.
2. Абрамович И. И., Клушин И. Г. Геодинамика и металлогения складчатых областей. — Л. : Недра, 1987. — 247 с.
3. Абрамович И. И., Клушин И. Г. Петрохимия и глубинное строение Земли. — Л. : Недра, 1978. — 375 с.
4. Геология и полезные ископаемые России. Кн. 1. Запад России / Гл. ред. Б. В. Петров, Л. И. Красный, А. Ф. Морозов. Спб, изд-во ВСЕГЕИ, 2006. — 528 с.
5. Гинтов О. Б., Исай В. М. Тектонофизические исследования разломов консолидированной коры. Киев : Наук. думка, 1988. — 230 с.
6. Гурский Д. С. и др. Металлические и неметаллические полезные ископаемые Украины. Т., 1 2 // Киев – Львов, изж. Центр Европы, 2005 — с. 785 (1 том).
7. Добрецов Н. Л. Введение в глобальную петрологию. Наука : Новосибирск, 1980. — 200 с.
8. Ильченко Т. В., Крюченко В. А. Результаты комплексной интерпретации сейсмических и гравиметрических данных по профилю ГСЗ XXV Бабанка – Пятихатки. // Геофиз. журн. — 1981, 3. — № 1. — С. 94—104.
9. Колий В. Д., Сиворонов А. А. Поперечная структурно-формационная зональность Среднеприднепровской гранит-

- зеленокаменной области. // Геотектоника. — № 5. — 1989. — С. 71—81.
10. Колосовская В. А., Свешников К. И. Западный и Восточный сегменты фундамента Восточноевропейской платформы – геоблоковые докембрийские структуры первого порядка // Геологический журнал. — 1993. — № 3. — С. 25—32.
  11. Крупенников В. А. Каневско-Новоукраинский глубинный разлом – крупнейшая длительно развивающаяся рудоконцентрирующая структура фундамента Украинского щита // Сквозные рудоконцентрирующие структуры.— М. : Наука, 1989. — С. 97—104.
  12. Мельничук В. Г., Косовский Я. А., Приходько В. Л., Матюк В. В. Типы самородномедной минерализации в траппах Волыни и оценка их перспективности // Минерально-сырьевая база черных и цветных металлов. Состояние и перспективы. Материалы научно-технического совещания. — Киев, 2002, С. 23—26.
  13. Металлические полезные ископаемые Украины. Киев-Львов, 2006, — 739 с.
  14. Металлогеническая карта кристаллического основания Украинского щита. М-б 1:1000000, Киев, гл. ред, Я. Н. Белевцев, 1984.
  15. Муравьев В. В., Свешников К. И. Гексагональная симметрия структуры фундамента Восточноевропейской платформы // Вестник Российского университета дружбы народов. Серия Инженерные исследования. М, 2010, № 1. — С. 10—19.
  16. Петромагнитная модель литосферы / И. К. Пашкевич и др. Киев, 1994. — 175 с.
  17. Рундквист Д. В. Закономерности распределения рудных элементов в рядах рудных формаций // Проблемы геохимии. Л : ВСЕГЕИ, 2001. — С. 111—116.
  18. Свешников К. И., Деревская Е. И., Приходько В. Л., Косовский Я. А. Петрохимическая структура толщи ранневендских бакзальтоидов юго-запада Восточноевропейской платформы // Вестник Российского университета дружбы народов. Серия Инженерные исследования. — М : 2010, № 1. — С. 77—84.

19. Свешников К. И., Бучинская А. В. Воронежско-Волынский суперпояс – пограничная коллизионная структура в теле фундамента Восточноевропейской платформы // Известия вузов. Геология и разведка, 2008. № 6. — С. 3—9.
20. Соллогуб В. Б. Литосфера Украины. Киев : Наук. думка, 1986. — 183 с.
21. Шумлянський Л. В., Шумлянський В. А. Про походження і тектонічну позицію вендських траппів Волини // Медь Волини. Киев : ЛОГОС, 2006. — С. 22—29.
22. Щербак Н. П., Артеменко Г. В., Лесная И. М., Пономаренко А. Н. Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Архей. Киев : Наук. Думка, 2005. — 243 с.
23. Щербак Н. П., Бартницкий Е. Н., Бибикина Е. В. и др. Изотопная геохронология древнейших пород Украинского щита. // Методы изотопной геологии и геохронологическая шкала. М. : Наука, 1986. — С. 37—76.
24. Щербаков И. Б. Петрология Украинского щита. Изд. Львов : ЗУКЦ, 2005. — 364 с.
25. Энтин В. А. Геофизическая основа тектонической карты Украины м-ба 1:1000000. Геофизический журнал, 2005, № 1, т. 27. — С. 75—80.
26. Kryza R., Sveshnikov K. I., Charley N., Montel J-M. Proterozoic granites of the central part of the Ukrainian Shield preliminary monazite microprobe data // Geoeducational potential of Southern and SouthWestern margin of the Ukrainian shield. Wroclaw, 2006. — P. 73—76.
27. Peltzer G., Tapponnier P. Formation and evolution of strike-slip faults, rifts and basins during The India-Azia collision: An experimental approach// Journal of Geophysical Research. — 1988, Vol.93. — P. 15085—15118.
28. Sunblad K., Mansfeld J., Motuza Q., Ahl M., Claesson S. Geology, Geochemistry and Age of a Cu-MO-Bearing granite at Kabeliai, Southern Lithuania // Mineralogy and Petrology. — 1994. — P. 43—57.