

**В. А. Рябенко, Т. П. Михницкая, У. З. Науменко**

## **ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ОСНИЦКОГО БЛОКА В ДОКЕМБРИИ**

Виконано палеотектонічні реконструкції для всіх етапів становлення структури Осницького блока як складової частини північно-західного замикання Волино-Двінського вулканно-плутонічного поясу. Встановлено часові інтервали прояву трапового вулканізму від початку раннього до кінця пізнього протерозою та коротко охарактеризовані породні асоціації, які складають гіпабісальні тіла і покриви ефузивно-пірокластичних товщ, а також інтрузії гранітоїдів. Виділено типи ендегенних зруденінь, що асоціюються з метавулканітами та інтрузивними гранітами.

Paleotectonic reconstructions are executed for all stages of becoming of structure of Osnick block as component part of the north-western shorting of Volino-Dvinsk volcano-plutonic belt. The sentinel intervals of display of trappean volcanism are set from the beginning of early to the end of late proterozoic and pedigree associations, which make hypabyssal bodies and covers of effusive-piroklastich layers, and also intrusion of granite, are shortly described. The types of endogenous zrudenin' which are associated from are selected.

Положение Осницкого блока в области сочленения Волынского геоблока Украинского щита (УЩ), который является крайним северо-западным структурным элементом сарматского протоконтинента, с Полесским геоблоком Волино-Подольской плиты, замыкающим на юго-западе Волино-Двинский автономный вулканно-плутонический пояс [21], обусловило формирование сложной палеодинамической обстановки разных по возрасту структурных уровней, осложненных сериями складчатых и разрывных нарушений, ориентированных в северо-восточном направлении.

Для каждого уровня или этажа характерен свой набор магматических и метосадочных формаций, локализованных в зонах с многократной тектоно-термальней активизацией, сопровождавшейся изменением вещественного состава пород субстрата и более ранних структурно-формационных комплексов.

Осницкий блок ограничен со всех сторон глубинными разломами преимущественно диагональной системы. Суццано-Пержанская и Луцкая разломные системы ограничивают блок соответственно с юго-востока и северо-запада.

На юго-западе он отделен Бугским разломом, а на севере структуры блока переходят на территорию Беларуси. В пределах Украины его северной границей можно считать Южно-Припятский и Кухотский разломы. Геологическими, геофизическими методами и данными аэрокосмического дешифрирования в пределах блока трассируются как сквозные структуры Шепетовский, Костопольский, Антопольский, Ровенский разломы субмеридиональной ориентировки. Северный, Вельский, Черторийский, Томашгородский, Куликовичский разломы рассекают блок на более мелкие структуры в широтном направлении.

Центральный, Сарненско-Варваровский, а также Горинский и Стремский разломы составляют диагональную систему разломных структур геоблока. Вследствие активизации указанных разломов произошло дробление Осницкого блока на блоки более высокого порядка, которые во многих случаях сохраняли автономность в тектонических движениях.

Находясь в положении буферной зоны между протоконтинентом и мобильным вулканно-плутоническим поясом, континентальная кора Осницкого блока испытала многократное смятие, скучивание, шарьирование, надвигание одних блоков на другие, что возможно только в условиях сильного сжатия и тангенциального давления. Северо-восточная часть кристаллического фундамента Осницкого блока под воздействием таких геодинамических условий была приподнята и вынесена ближе к дневной поверхности Пержанско-Сурожской надвиговой системы [2, 12, 21, 22]. Эта часть и составляет в настоящее время Осницкий блок II порядка УЩ. Далее к юго-западу фундамент сначала плавно, а потом круто погружается под доплитный осадочный чехол Волино-Полесского прогиба. Эрозионные процессы вскрыли глубокие корни геологической структуры Осницкого блока УЩ, как и Микашевичского горста на территории Беларуси. Поэтому стало возможным изучать самые ранние этапы истории геологического развития Волино-Двинского вулканно-плутонического пояса в целом и Осницкого блока в частности [5].

Заложение пояса происходило на жестко консолидированном архей-раннепротерозойском субстрате. Западная часть фундамента пояса была сложена толщами гнейсов тетеревской серии, на востоке — глиноземистыми гнейсами кулажинской серии [1]. Гетерогенность и разновозрастность пород субстрата могут быть объяснены как различной глубиной эрозионного среза фундамента в восточном направлении, так и многоэтапностью формирования его структур. Если возраст гнейсов тетеревской серии, по данным многих определений, колеблется от 2470 до 2435 млн лет, то породы кулажинской серии датируются в 2950—2850 млн лет.

В структурном плане фундамента преобладали северо-западные и реже меридионально направленные простирания гранитогнейсовых толщ. Это прежде всего относится к северо-западной части Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Формированию Волыно-Двинского интракратонного вулканоплутонического пояса предшествовала эпоха высокого стояния материков и медленного вздымания кратонизированной земной коры. Это обуславливало глубокое химическое выветривание и разрушение гранитогнейсовых образований, составляющих архей-раннепротерозойский цоколь. На глубокий срез структур субстрата указывает и наличие в основании толщи вулканитов высокозрелых моно кварцевых конгломератов и песчаников, содержащих обломанные зерна циркона, изотропный возраст которых колеблется от 2750 до 2600 млн лет [1].

В интервале времени 2000—1800 млн лет произошла коренная структурная перестройка кратонизированной земной коры не только в пределах ВЕП, но и почти на всех древних платформах. Она была вызвана разогревом вещества в глубоких горизонтах литосферы вследствие формирования астеносферы. К этому времени приурочено образование протяженных рифтогенов, палеоавлакогенов, поясов тектоно-термальных активизаций в сводовых частях кратонов, с крупными гранитными, часто многофазными плутонами. Примером могут быть батолит Уотемен и ряд гранитоидных массивов, расположенных в палеоавлакогене Атапуекоу (Северо-Американский кратон), Кодаро-Кеменский плутон Алданского щита, многофазный батолит Фиолсдриф Южно-Африканского кратона и др.

Таким образом, уже в середине раннего протерозоя, по-видимому, не только Сарматский щит, но и вся ВЕП были представлены весьма зрелой континентальной корой. Дальнейшее геотектоническое развитие фундамента платформы могло осуществляться только в рамках тектоно-термальной активизации. Результатом этого есть появление в сводовой части Восточно-Европейского кратона внутриконтинентального тектоно-термального вулканоплутонического пояса северо-восточного простирания, наложенного резко несогласно на все структуры архей-раннепротерозойского основания и обрамленного в юго-западной части платформы с северо-запада Стохотско-Могилевским, а с юго-востока Суцано-Пержанским разломами, которые под крутым углом падают на юго-восток, достигая поверхности Мохо.

На территории Украины и Беларуси породы, слагающие пояс, достаточно изучены в естественных обнажениях, карьерах и вскрыты буровыми скважинами на протяжении 50 км. Общая длина пояса составляет 650 км, ширина — 140—160 км в юго-западной части и 120 км в северо-восточной.

Необходимо отметить, что в работе [17] Волыно-Полесский, или Осницко-Микашевичский пояс, или юго-западная часть Волыно-Двинского вулканоплутонического пояса, рассматривается как зона сочленения Воронежско-Украинского геоблока с Белорусско-Прибалтийским геоблоком. Этот пояс вместе с Брянско-Курским и Лосовско-Ливенским образует дугообразный суперпояс вдоль границы Сарматского щита. Длина суперпояса — около 2000 км. Возник он на одном из рубежей формирования докембрийского фундамента платформы и сцементировал Воронежско-Украинский, Белорусско-Прибалтийский и Волго-Камский геоблоки после их консолидации в один кратон. Суперпояс по времени образования моложе полной консолидации геоблоков фундамента примерно на 200 млн лет.

Многие исследователи сопоставляют Волыно-Двинский пояс с такими вулканоплутоническими поясами, как позднепалеозойский Джунгаро-Балхаский, мезозойский Монголо-Охотский, а также с поясами акитканского или андского типа [3].

Для всех вулканоплутонических поясов древних платформ и прежде всего для Волыно-Двинского, составной частью которого является Осницкий блок, характерен близкий радиологический век пород, очень подобный набор пород по вещественному составу. Это исключительно метариолитовые, метадацитовые, метадиабазовые, метаандезитовые, трахиандезитовые, базальт-андезитовые породы с участием липаритов, лептитов, кварц-серицитовых сланцев толщи, ассоциирующие с телами диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов, биотитовых гранитов, лейкократовых, щелочных гранитов, аляскитов. Магматические образования в пределах вулканоплутонических поясов, хотя и являются разновозрастными, но все они не подвергались региональному метаморфизму. Только местами некоторые формации испытали слабые преобразования в условиях, не превышающих уровня эпидот-амфиболитовой фации.

Выход на дневную поверхность кристаллического фундамента восточной половины Осницкого блока обеспечил хорошую его обнаженность, что позволило изучать глубокоэродированные разрезы метавулканитов в этой части блока. Породы трапповой формации венда и подстилающие их образования полесской серии рифея западной половины блока в связи с поисками в эффузивно-пирокластических толщах рудопроявлений и месторождений самородной меди достаточно разбурены многочисленными поисковыми, профильными и параметрическими скважинами. Был накоплен большой фактический геологический и геофизический материал, позволяющий исследователям раскрыть историю геологического развития Осницкого блока в докембрии. Отдельные эпизоды и целые этапы этой истории характерны не только для Волыно-Двинского суперпояса, но и для внутриконтинентальных вулканоплутонических поясов других древних платформ.

**Ранняя стадия формирования** не только структуры Осницкого блока, но и всего вулканоплутонического пояса ознаменовалась заложением в сводовой части кратонизованной приподнятой коры палеопргиба, обрамленного разломами. Это было начало развития в пределах фундамента ВЕП рифтогенеза. В прогибе начали накапливаться продукты денудации окружающих структур — моно кварцевые конгломераты и песчаники, лежащие в основании латит-риолитовой толщи [1]. В дальнейшем формирование всего разреза магматических формаций, определяющего вулканоплутонический пояс как линейную структуру северо-восточного простирания, так и его отдельных фрагментов выше Осницкого блока (рис. 1), происходило на протяжении более чем 400 млн лет.

Излияние первых лавовых потоков было обширным. Лавы основного состава покрывали огромные площади палеорифтового прогиба, образуя вулканическое плато, которое является прообразом более поздних вулканических траппов. Излияния были исключительно трещинного типа. В условиях эпидот-амфиболитовой фации продукты указанных излияний были преобразованы в метадиабазы, метагаббро-диабазы, метаморфизованные диабазы и андезитовые порфириды, альбитофиры.

Учитывая то, что значительные по мощности и простиранию тела пород габбро-диабазовой формации сконцентрированы в пределах Микашевичско-Житковичского выступа, можно полагать, что активность тектонических движений имела определенную направленность и следовала с северо-востока на юго-запад. В таком направлении развивались магматические процессы в пределах Овручского палеорифта [4]. Возраст прогрессивного метаморфизма метабазитов ранней формации определяется в 2100—2000 млн лет [9], тогда как возраст лептитов, широко развитых в пределах Ос-

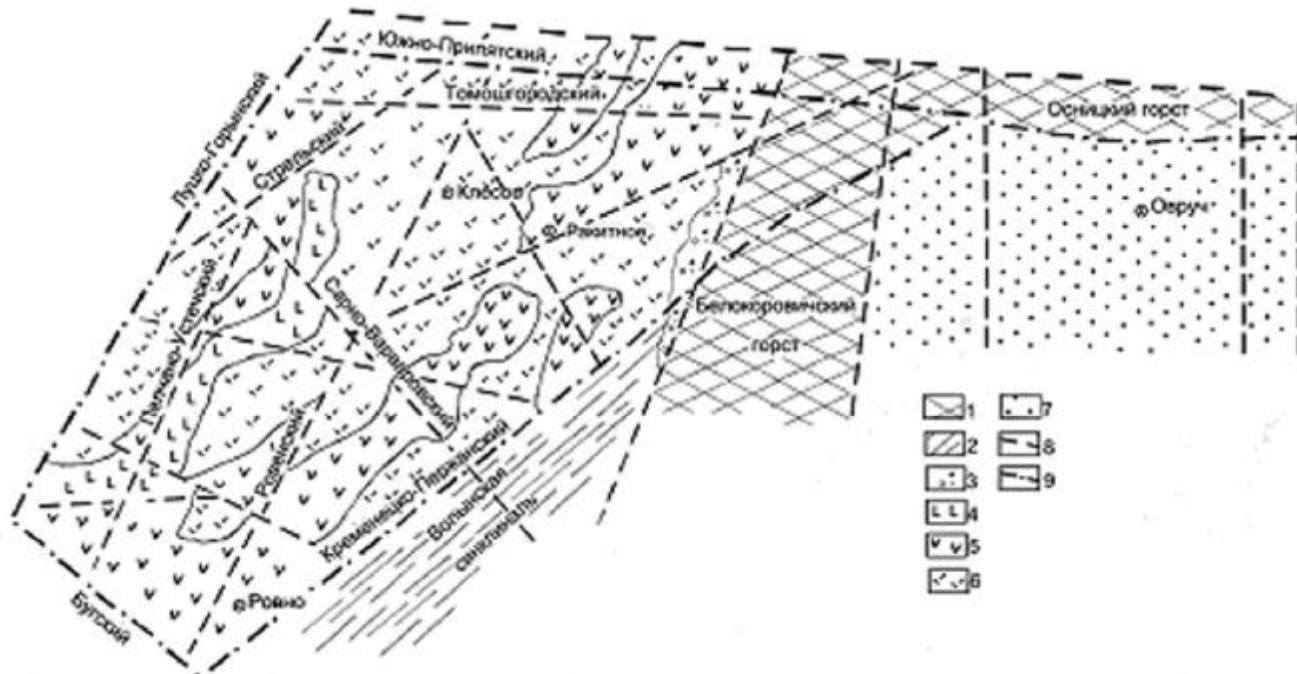


Рис. 1. Палеотектоническая схема второй половины раннего протерозоя Осницкого блока (I этап, 2000—1800 млн лет) Структуры обрамления блока, сложенные: 1 — архейскими и нижнепротерозойскими гранит-мигматитовыми комплексами; 2 — гнейсово-сланцевыми комплексами (тетереvская серия).

Вулканическое плато, замыкающее на юго-западе Волыно-Двинский вулканоплутонический пояс: 3 — конгломерато-песчано-сланцевая толща, подстилающая комплекс габброидов, габбро-диабазов, базальтов, базальтов и лептитов (клесовская серия); 4 — габброиды и габбро-диабазы; 5 — базальты; 6 — вулканиды кислого состава (преобразованные в лептиты в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма); 7 — песчано-глинистая порода (пугачевская толща); 8 — разломы; 9 — границы блока

ницкого блока, составляет  $(2020 \pm 15)$  млн лет. Лептиты практически отсутствуют в разрезах метагаббро-диабазовой формации Микашевичско-Житковичского выступа. Это свидетельствует о неполном соответствии тектонического режима и палеотектонических условий при формировании разрезов клесовской серии в пределах Осницкой магматической провинции и Микашевичско-Житковичского выступа, который представляет собой резко приподнятый блок кристаллического фундамента западной части Припятского прогиба. Отставание по времени формирования северо-западной части Волыно-Двинского пояса от восточной и центральной частей отмечено и при исследовании процесса рифейского рифтогенеза центральной части ВЕП [10].

Здесь необходимо отметить, что преобладающими породными образованиями являются лептиты, метабазиты, метагабброиды, реже встречаются горнблендиты, альбитофиры, кератофиры, фельзиты. Все эти породы по своему химизму могут быть отнесены к субщелочным образованиям калиево-натриевого ряда. Из них только лептиты имеют преимущественно кислый состав и перенасыщенность глинозема и обладают более высокой калиевой щелочностью. Лептиты, ранее называемые клесовитами [23], — это породы существенно вулканогенного генезиса. Они массивные или нечетко полосчатые, с реликтами порфириковой структуры. Вкрапленники представлены кислым плагиоклазом и кварцем. Структура основной массы лептитов микрогранобластовая [20].

Лептиты в пределах Осницкого блока, как и другие породы клесовской серии или метагаббро-диабазовой формации, наблюдаются лишь в виде останцев или крупных ксенолитов серии гранитоидов осницкого комплекса. Здесь они ассоциируются с лейкократовыми разностями этих пород, а диабазовые и трахиандезитовые порфириты — с гранодиоритами и диоритами. Как лептиты, так и другие вулканы клесовской серии имеют четко выраженное северо-восточное простирание, образуя или небольшие покровные тела, или полосовидные пачки и останцы сравнительно небольших размеров.

**Второй этап в геологическом развитии** Осницкого блока начался с резкой перемены тектонического режима и термодинамических условий в пределах всего вулcano-плутонического пояса. Сначала отметим, что орогенного этапа, как и раннепротерозойской протогеосинклинали, в пределах пояса никогда не существовало. Породы диорит-гранодиорит-гранитной формации Осницкого блока, а также Микашевичско-Житковичского выступа — это продукты тектоно-термальной активизации, наложенные на жесткое основание эпиконтинентального вулcano-плутонического пояса.

Магма внедрялась в пределах этого пояса в ослабленные зоны, формируя массивы гранитов и гранодиоритов Осницкого комплекса грубополосчатого строения с чередованием полос, сложенных меланократовыми и лейкократовыми разностями пород, имеющих разную зернистость и вытягивающихся в северо-восточном направлении (рис. 2). В строении массивов гранитоидов (гранодиоритов, кварцевых диоритов, гранитов) преимущественное значение имеют жильные формы. Жилы, линзы, пластообразные тела ветвятся и пересекаются с полосовидными останцами и ксенолитами диабазов, трахиандезитов, дацитовых и фельзитовых порфиритов, порфиритов и чаще всего лептитов, образуя густую систему разных по возрасту тел магматического происхождения. Все они еще секутся небольшими по размерам жилами аплитоидного розового гранита.

В пределах восточной половины Осницкого блока, входящего в состав Волинского блока УЩ, выделяется крупный Рокитнянский массив гранитов осницкого комплекса и еще несколько более мелких массивов, сложенных гранитоидами осницкого комплекса. Все они подробно охарактеризованы в работе [15].

Кварцевые диориты и диориты образуют в сумме небольшие тела и массивы восточнее Рокитнянского массива. Они часто пронизаны жилами Осницкого гранита и его аплитовыми разностями.

Изотопный возраст (по циркону) гранодиоритов Осницкого комплекса — 2040—2030, порфиритовидных гранитов — 1980—1950 [18], лейкократовых — 1995 млн лет [9].

**Третий этап** может быть охарактеризован как время относительной тектонической стабилизации с редкими проявлениями континентального рифтогенеза, сопровождавшегося кратковременным, но интенсивным растяжением земной коры. В зоны растяжения в пределах описываемого блока и за его пределами внедрялись дайки оливиновых и безоливиновых долеритов и габбро-долеритов. Эти дайки изучены в пределах Осницкого блока УЩ [13] и отнесены к прutowскому комплексу оливиновых долеритов. По-видимому, в это время сформировалась Звиздаль-Залесская дайка. Дайковые тела оливиновых долеритов широко развиты и в пределах Житковичского горста на территории Беларуси. Для этих интрузивных тел характерно северо-восточное простирание, небольшие размеры, разные прямолинейные контакты с вмещающими породами и весьма выдержанный минеральный состав (плагиоклаз, оливин и моноклинный пироксен). В подчиненном количестве присутствуют титано-магнетит, сфен, апатит, ильменит и некоторые вторичные минералы. По химическому составу и минералого-геохимическим особенностям оливиновые долериты являются продуктом кристаллизации

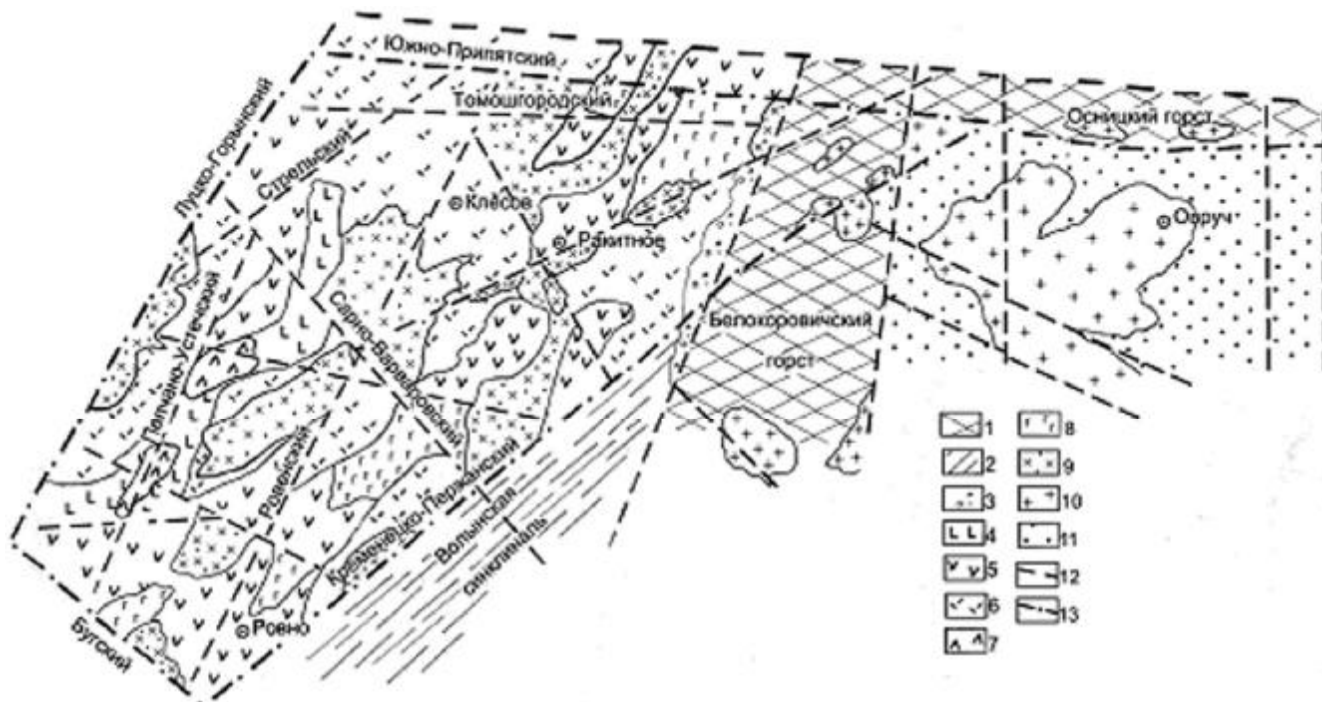


Рис. 2. Палеотектоническая схема среднего протерозоя Осницкого блока (II этап, 1800—1700 млн лет). Структурный план основания соответствует уровню палеорельефа второго плана

Структуры обрамления блока, сложенные: 1 — архейскими и нижнепротерозойскими гранит-мигматитовыми комплексами; 2 — гнейсово-сланцевыми комплексами.

Метагаббро-диабазовый комплекс (клесовская серия): 3 — конгломерато-песчано-сланцевая толща; 4 — метагабброиды, метагаббро-диабазы, метапорфиры; 5 — метабазиты, метадиабазы; 6 — кислые вулканы (лептиты).

Диорит-гранодиорит-гранитовый комплекс (осницкий): 7 — диориты; 8 — гранодиориты; 9 — граниты.

Интрузивные массивы, внедрившиеся в структуры, обрамляющие вулcano-плутонический пояс. Анортозит-рапакиви-гранитовый комплекс (еоростенский): 10 — сиениты, габбро-анортозиты, анортозиты, граниты рапакиви и рапакиви-подобные граниты.

Метаморфизованные песчано-глинистые образования (пугачевская толща): 11 — метапесчаники и метасланцы; 12 — разломы; 13 — глубинные разломы, являющиеся границами блока

недифференцированной оливин-толеитовой магмы мантийного происхождения, очень быстро поднявшейся к поверхности. Это произошло в интервале 1790—1730 млн лет. Это время начала деструктивной позднепротерозойской стадии континентальной коры, ее разрушения и раздробления.

**Четвертый этап** — переход континентальной коры в новое состояние, формирование платформ и геосинклиналей, проявление континентального рифтогенеза, обусловленное медленным растяжением и раздроблением коры на разновеликие блоки. Это время заложения системы рифейских рифтогенов в пределах Волыно-Двинского вулcano-плутонического пояса и всей центральной части ВЕП. В пределах северной части указанного пояса появились такие разобщенные грабен-синклинали, как Бобруйская, Краснопольская, Овручская, а также ряд отрицательных структур, в которых начали отлагаться нижнерифейские осадочно-вулканогенные образования, представленные диабазами, кварцевыми порфирами, грубообломочными кластогенными песчаниками, кварцито-песчаниками, кварцитами, различными по минералогическому составу сланцами. Стратиграфические разрезы нижнего рифея охарактеризованы в работах [7, 8, 14].

Образование более поздних рифтогенных структур в пределах юго-западной части ВЕП приходится на интервал времени от 1745 до 1550 млн лет [1, 7]. Это возраст субщелочных базальтов нижнезбраньковской подсвиты и кварцевых порфиров лучковской свиты бобруйской серии [7, 19]. Медленное (более 0,1 см за год) поступательное с северо-востока на юго-запад растяжение коры древней платформы (при континентальном рифтогенезе) достигло наивысшей активности только в начале среднего рифея. Это проявилось формированием в юго-западном секторе Волыно-Двинского пояса Волыно-Оршанского прогиба, составной частью которого является Волыно-Полесский палеорифт [11]. Восточная часть этой отрицательной структуры охватывает западную половину Осницкого блока. В этом палеопрогibe, обрамленном трансплатформенными разломами преимущественно северо-восточного и широтного простирания, на протяжении всего среднего и позднего

риффея накапливалась континентальная глинисто-песчаная красноцветная формация, выделенная под названием полесская серия, которой и начинается платформенный структурный комплекс, получивший название доплитного осадочного чехла. Породы комплекса залегают с угловым и стратиграфическим несогласием на гетерогенном кристаллическом фундаменте. Мощность образований полесской серии в центральной части прогиба достигает 1000 м.

Магматизм на этом этапе проявился внедрением в породы доплитного чехла гипабиссальных интрузий габбро-долеритов. Неформационные и межформационные силлы габбро-долеритов характеризуются северо-восточным простиранием, согласным, реже секущим положением по отношению к слоистости песчано-глинистых образований, разными гипсометрическими уровнями залегания, изменением мощности в каждом силле по простиранию, наличием в эндоконтактных зонах закаленных базальтовых афонитов и стекла, проявлениями процессов микродифференциации, протекавшей на месте окончательного застывания магмы, сравнительно слабым термальным воздействием на вмещающие породы, однообразием минерального и петрографического составов и геохимических особенностей. Габбро-долеритовые тела Осницкого блока по всем указанным характеристикам хорошо сопоставляются с долеритами формации Карру (Южная Африка) и формацией сибирских траппов.

**Пятый этап** закрывает историю геологического развития Осницкого блока и всего Волыно-Двинского вулканоплутонического пояса в докембрии. Время интенсивного проявления вулканизма и осадкообразования определяется 650—570 млн лет, что вполне укладывается в геохронологический интервал венда. На этом этапе в пределах Волины и на смежной территории в Беларуси происходила смена преимущественно терригенного осадконакопления вулканогенным. В конце риффея и в начале венда Волыно-Полесский палеогиб трансформировался в весьма пологую изометрическую низменность, покрывающую на востоке всю территорию Осницкого блока. Значительная по времени тектоническая стабилизация и выравнивание палеогиба в начале венда обусловили накопление в этой низменности груботерригенной подформации, сложенной мелко-среднегалечными конгломератами с гальками гранитов, гнейсов, кварцитов, в различной степени окатанными, аркозово-граувакковыми песчаниками и гравелитами, слабосцементированными глинисто-каолинистым материалом. В южной и юго-восточной зонах низменности терригенная толща литологически более однородна и содержит хорошо окатанную гальку. Вся эта красноцветная песчано-аркозовая толща рассматривается исследователями как базальный горизонт трапповой формации венда; в литературе она получила название горбашевской свиты [8].

Мощность этой свиты в основном устойчивая и составляет 28—35 м. Границы ее распространения далеко отодвинуты за ореол размещения пород полесской серии в пределах Волыно-Подоллии. Смена режима сжатия режимом растяжения в пределах юго-западной окраины ВЕП вызвала резкую перестройку структурного плана региона, активизацию разломов северо-западного направления вплоть до образования глубоких расколов земной коры, обусловивших проявления траппового магматизма. Вначале открылись магмопроводящие каналы в разломах северо-западного и широтного простирания. Расположенные вдоль края платформы эффузивно-пирокластические толщи, сложенные покровами вулканитов и пирокластикой первой фазы траппового вулканизма, составляют разрез заболотьевской свиты. Характерными особенностями среза свиты являются многократное переслаивание базальтовых покровов с маломощными пластами туфов, весьма малые коэффициенты эксплозивности, отсутствие четко выраженных жерловых фаций и вулканических аппаратов, а также зональности, присущей наземным излияниям.

Смена геодинамических условий вызвала режим сжатия в краевых разломах и перемещение тектонических напряжений в глубь платформы, раскрыв широкие разломы, в узлах пересечения которых с разломами северо-восточного простирания открылись вулканические аппараты центрального типа [16], извергавшие пирокластический материал, обособленный в бабинскую свиту волинской серии. Породные образования довольно широко распространены в пределах Волыно-Подоллии. Разрезы свиты имеют своеобразное ритмическое строение, они изобилуют бомбами, лапиллами, мызами агломератовых туфов.

В заключительной фазе траппового вулканизма произошла полная перестройка северо-восточного структурного плана осадочного чехла Волыно-Подоллии на северо-западный. Массивные излияния основной лавы наблюдались в северной и северо-восточной частях Волины из вулканических аппаратов, расположенных в пределах бугской, болотьевской, медниковской разломных зон северо-западного направления, а также Ровенского и Южно-Припятского разломов, входящих в ортогональную систему. Все эти разрывные структуры настолько отдалены от краевой зоны платформы, что достигают Осницкого блока и дробят его кристаллический фундамент на структуры более высокого порядка.

На этом этапе вулканизм приобрел пульсирующий характер. Потоки, покровы и пласты пирокластиков, составляющие разрезы ратневской свиты волинской серии, характеризуются наличием прик-

ратерных фаций, последовательными частыми излияниями магмы — от 3 до 12 потоков, очень высоким коэффициентом эксплозивности, присутствием пузыристых лав, шлаков, агломератов, бомб, лапиллий. В строении лавовых потоков наблюдается отчетливая зональность, характерная для наземных излияний.

Площадь современного распространения вулканитов трапповых формаций в пределах Волынского палеопрогиба, включающего Осницкий блок, достигает 20 тыс. км<sup>2</sup>, а объем эффузивно-пирокластического материала на этой территории — около 10 тыс. км<sup>3</sup>.

Сравнительно быстрая смена режима растяжения на режим сжатия в пределах юго-западной окраины ВЕП способствовала трансформации вулканического плато в эпиконтинентальный мелководный бассейн, в котором осадки подвергались слабой волновой переработке. В таких условиях формировался разрез осадочных пород могилев-подольской серии.

Каниловскими отложениями, характеризующимися сложным строением литоциклов, высокой степенью дифференциации и интеграции материала, поступающего в бассейн осадконакопления, завершается докембрийское геологическое развитие Осницкого блока и примыкающей к нему территории в докембрии.

Вулкано-плутоническая природа структуры Осницкого блока нашла полное отражение также в металлогенической специализации магматических формаций и типах генетически связанных с этими формациями эндогенных оруденений [6].

В метагабброидах и метагаббро-диабазам часто содержится рассеянная вкрапленность сульфидов. С диорит-гранодиорит-гранитовой формацией тесно ассоциируются оловянные, вольфрамовые и золото-кварцевые оруденения. Лептит-латит-риолитовые образования изобилуют глиноземистыми минералами, с оливинными и пикритовыми габбро-долеритами связаны медно-никелевые рудопроявления. Лейкократовые аляскитовые граниты часто обогащены летучими и редкими литофильными компонентами. В них обнаружены повышенные содержания Zr, Nb, Ta, Sn, Li, Rb, Be. В щелочных габбро-сиенитах присутствуют ильменит и титано-магнетит. В дифференциатах габбро-сиенитов и метасоматитах содержатся монацит, периклаз, сфалерит, галенит.

Эффузивно-пирокластические образования трапповой формации венда Волыни богаты на самородную медь, литий и перспективны на золото и алмазы.

Металлогеническая специализация и рудогенерирующая способность формаций и пород Осницкого блока и Волыно-Двинского вулкано-плутонического пояса в целом пока еще не достаточно изучены.

1. Аксаментова Н. В. Магматизм и палеодинамика раннепротерозойского Осницко-Микашевского вулканоплутонического пояса. — Минск, 2002. — 175 с.
2. Бистревська С. С. Реконструкція структурних планів південно-західної країни Східно-Європейської платформи та її обрамлення за аерокосмічними даними // Доп. АН УРСР. Сер. Б. — 1984. — № 3. — С. 6—10.
3. Борукаев И. Б. Структура докембрия и тектоника плит. — Новосибирск: Наука, 1985. — 190 с.
4. Букович И. П. Стратиграфия Овручской и Белокоровичской впадин // Геол. журн. — 1986. — Т. 46, № 2. — С. 102—110.
5. Галецкий Л. С., Шмидт А. О., Титов В. К., Колосовская В. А. Тектоника и металлогения Восточно-Европейской платформы на основе геоблокового развития и активизации земной коры // Там же. — 1990. — № 2. — С. 49—56.
6. Геологическая история территории Украины. Докембрий / Под ред. В. А. Рябенко. — Киев: Наук. думка, 1993. — 186 с.
7. Геология Беларуси / Под ред. А. С. Махнач, Р. Г. Горецкого, А. В. Матвеева. — Минск, 2001. — 804 с.
8. Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита / Щербак Н. П., Артеменко Г. В., Бартницкий Е. Н. и др. — Киев: Наук. думка, 1989. — 140 с.
9. Еринчек Ю. М., Мильштейн Г. Д. Рифейский рифтогенез центральной части Восточно-Европейской платформы. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1995. — 47 с.
10. Знаменская Т. А., Чебаненко И. И. Блоковая тектоника Волыно-Подоллии. — Киев: Наук. думка, 1985. — 153 с.
11. Карта аномального магнитного поля (ВТ) СССР: (Континентальная часть и некоторые прилегающие акватории). — 1:2 500 000 / Под ред. З. А. Макарового. — М.: МГ СССР; ВСЭГЭИ, 1977.
12. Костенко Н. М., Супруненко Н. С., Высоцкий Б. А. Петрохимические особенности дайковых базитов северной части Украинского щита // Сов. геология. — 1990. — № 7. — С. 90—96.
13. Михницкая Т. П. Метаосадочные породы грабен-синклиналей Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1993. — 104 с.
14. Петрология, геохимия и рудоносность интрузивных гранитоидов Украинского щита / Под ред. И. Б. Щербакова. — Киев: Наук. думка, 1990. — 235 с.

15. Свешников К. І., Сиворонов А. О. Области докембрийської тектономагматичної активізації фундаменту Східно-Європейської платформи // Вісн. КНУ ім. Тараса Шевченка. Геологія. — 2004. Вип. 31—32. — С. 18—22.
16. Скобелев В. М. Петрохимия и геохронология докембрийских образований северо-западного района Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1987. — 138 с.
17. Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита / Под ред. К. В. Есипчука. — Киев: Наук. думка, 1985. — 167 с.
18. Хатунцева А. Я. Лептитовая формация северо-запада Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1977. — 140 с.
19. Хоменко В. М. Тектоническое районирование фундамента юго-запада Восточно-Европейской платформы и прилегающих территорий (по материалам геофизических исследований) // Геология запада Восточно-Европейской платформы. — Минск: Наука и техника, 1981. — С. 7—150.
20. Яценко Г. М., Берниковский В. Н., Марковский В. М. Новые данные о строении кристаллического основания Волыно-Подольской окраины Русской платформы // Сов. геология. — 1969. — Т. 32. — С. 128—132.
21. *Malikowski St.* O budowie geologicznej polnocno — zachodniego naroza masiw krystalicznego Wolynsko-Ukrainskiego // P. I.G. — 1927. — № 1. — S. 18—30; № 2. — S. 25—41.

Ин-т геол. наук НАН Украины,  
Киев  
E-mail: [naumenko@geolog.kiev.ua](mailto:naumenko@geolog.kiev.ua)

Статья поступила  
12.09.08