

УДК 553.521 (477.62)

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАССИВОВ КАМЕННОМОГИЛЬСКОГО КОМПЛЕКСА

Седова Е. В.

(ДонНТУ, г. Донецк, Украина)

У статті розглянуті геолого-структурна будова ареалу локалізації кам'яномогильських масивів і їхня геологічна характеристика за даними геологічної зйомки і картувально-пошукового буріння.

The article is concerned with geological structure of kamennomogilsky massifs localization area and their geological description according to the geologic survey and structure-exploration drilling data.

До настоящего времени не было обобщенной информации по геолого-структурному строению массивов каменномогильского комплекса. Это необходимо для выяснения связи проявлений полезных ископаемых с петрографическими разностями пород и их локализации к определенным частям массивов.

Геолого-структурное строение района локализации массивов каменномогильского комплекса.

Все массивы каменномогильского комплекса располагаются на сравнительно небольшом участке (40 × 25 км) Восточного Приазовья Приазовского мегаблока Украинского щита и залегают среди гнейсово-мигматитовой толщи неоархейского возраста (центрально-приазовская серия), с которой имеют отчетливо выраженные интрузивные контакты. Вмещающая толща образует ряд пликвативных структур I порядка. Структура, в пределах которой располагаются массивы, выделяется различными авторами [1, 2, 3] под названием Центрально-Приазовского или Мангушко-

го синклинория. Ось его имеет субмеридиональное простирание, структура прослеживается по простиранию оси примерно на 70 км. С запада и с востока Мангушский синклинорий ограничен системами разломов – Центрально-Приазовской зоной на западе (разделяющей Западно-Приазовский и Восточно-Приазовский блоки Приазовского мегаблока) и Мало-Янисольской тектонической зоной на востоке. Расстояние между этими дизъюнктивными структурами, т.е. ширина Мангушского синклинория, составляет около 50 км. Синклинорий, формирование, которого относится к началу протерозоя, включает складчатые структуры более высоких порядков и конфигурация его в целом весьма сложная. Ориентировка осей складчатых структур II порядка, таких, как, например, Зачатьевско-Федоровская антиклиналь (между Каменномогильским и Ново-Янисольским массивами) варьирует в широких пределах: от субширотной (северо-западной) до меридиональной и северо-восточной (последняя имеет ось упомянутой структуры).

Однако, локализация массивов каменномогильского комплекса, как и других, близких ему по возрасту протерозойских интрузивных образований, контролируется не складчатой структурой, а секущими ее разломами. Возраст их также палеопротерозойский, и, по-видимому, не намного моложе, чем возраст складчатости. Во всяком случае, они представляют тот же этап структурообразования в регионе.

Разломы северо-восточного и северо-западного простирания образуют диагональную сетку, причем северо-восточные разломы смещают северо-западные. Важнейшей разломной структурой северо-западного простирания (335°) в районе развития каменномогильского комплекса является Мало-Янисольская тектоническая зона, имеющая мантийные корни. Ей соответствует, по сейсмическим данным, значительное смещение поверхности Моховичича, кроме того, эта трансформная структура выражена гравитационной «ступенькой» [4]. Она очень надежно проявляется по геоэлектрическим и другим геофизическим данным. Амплитуда смещений по ней порядка 5 км. Примерно такова же и ширина этой зоны. В ней широко развиты, различные тектониты (милониты, зоны катаклаза и повышенной трещиноватости), зоны

наложенного регионального диафтореза и метасоматоза. Зона также служила магмопроводящим каналом.

Все массивы каменномогильского комплекса приурочены к разломам, и, особенно к узлам пересечения СВ и СЗ разломов указанной диагональной сетки.

Такая позиция вообще характерна для близких по возрасту к данному комплексу магматических образований – плутонов граносиенитового южнокальчикского и щелочно-сиенитового октябрьского интрузивных комплексов, а также многочисленных даек основного состава, пояса, которых трассируют зоны разломов.

Что же касается массивов каменномогильского комплекса, то все они представляют собой типичные интрузии трещинного типа, штокообразные тела изометричного или овального сечения. В последнем случае они ориентированы вдоль соответствующих разломов.

Породы рамы массивов метаморфизованы в амфиболитовой и гранулитовой фациях регионального метаморфизма. Высокотемпературный региональный метаморфизм пород рамы заведомо намного более древний (не менее 2,1 млрд лет), чем возраст внедрения гранитов каменномогильского комплекса (не менее 1,8 млрд лет), в отличие от локального низкотемпературного диафтореза. Последний накладывается в виде зон хлоритизации, окварцевания, карбонатизации, приуроченных к разломам и зонам трещиноватости, как на породы рамы, так и на гранитоиды и апограниты данного комплекса. С подобным диафторезом связано, в частности, развитие поздней ассоциации рудных минералов (пирит, галенит, гематит и др.).

Обнаженность района исследований в большинстве случаев недостаточная для детального площадного петрографического изучения массивов. В процессе детальных картировочных и поисковых работ массивы и вмещающие их породы были разбурены сотнями скважин, а на участках с небольшой мощностью перекрывающих их рыхлых отложений вскрыты канавами и другими открытыми горными выработками.

Площадь района исследований детально изучена комплексом геофизических и геохимических методов.

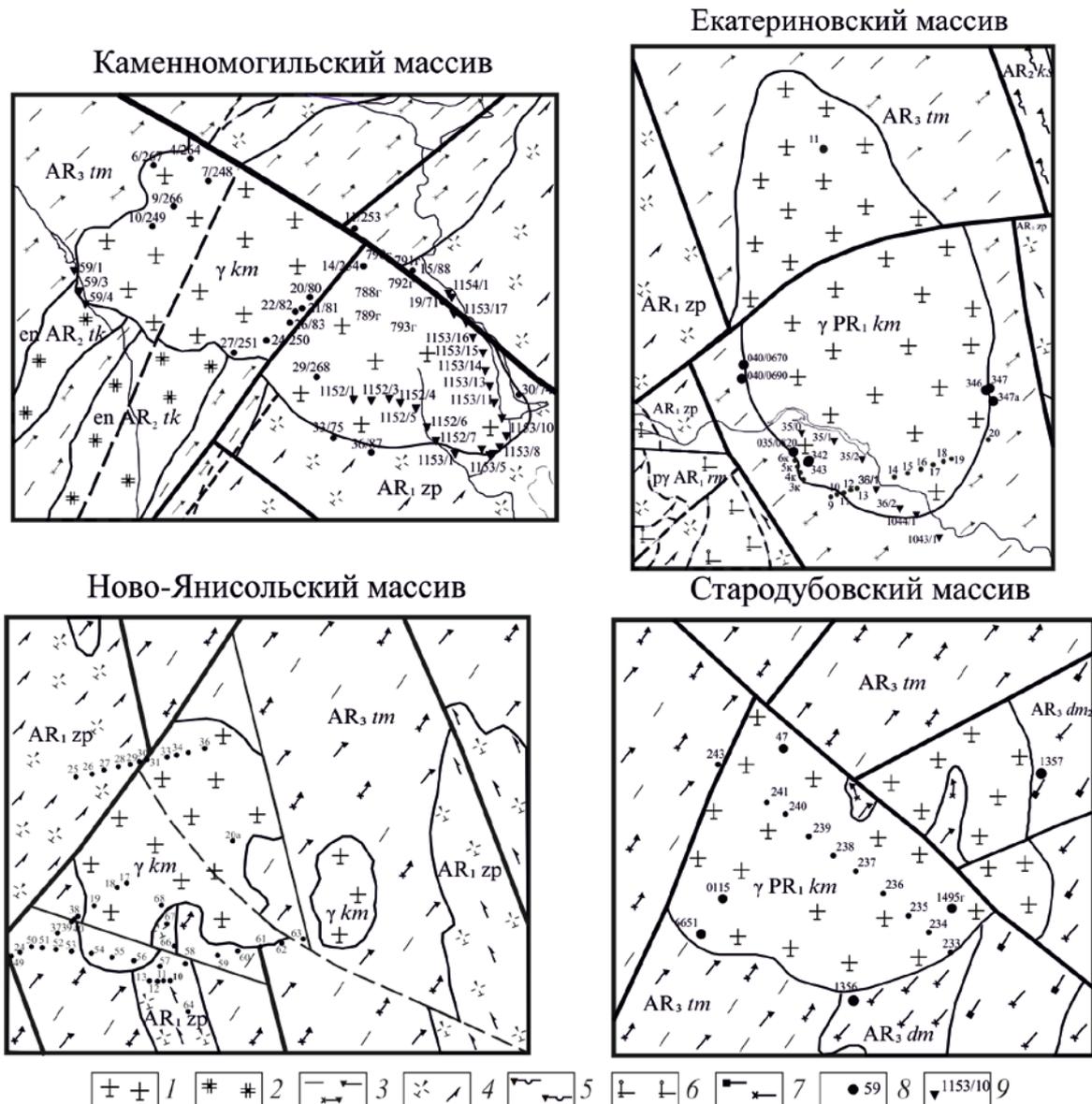
Геологическая характеристика массивов.

Каменномогильский массив является петротипом каменномогильского комплекса. Многие авторы, говоря о каменномогильском интрузивном комплексе, имеют в виду, прежде всего гранитный массив Каменные Могилы, фактически его обнаженную юго-восточную часть (или Восточный блок) массива, вскрытую эрозией, площадь выходов которой составляет около 40 % всей площади массива. Между тем, эта открытая часть, изученная благодаря своей обнаженности наиболее полно, представляет, как стало ясно после разбурирования остальных массивов, далеко не все разнообразие пород и характерные черты особенностей металлогении данного комплекса.

Каменномогильский массив расположен в верховьях р. Каратыш, левого притока р. Берды вблизи с. Назаровка в 5,5 км к югу от ст. Розовка. Это штокообразное тело общей площадью около 11 км². Массив приурочен к пересечению Розовской тектонической зоны субмеридионального простирания мощностью в первые километры, с не менее мощной Каменномогильской зоной повышенной трещиноватости северо-западного простирания (рис. 1). Ориентировка массива подчинена последней. В Каменномогильской тектонической зоне локализован одноименный дайковый пояс, включающий большое количество дайковых тел основного (а также и кислого) состава, простирание которых совпадает с простиранием самой зоны.

В средней части массив делится на два блока, разобщенные в своем развитии разломом субмеридионального простирания. Западный блок более глубоко эродирован и здесь скважинами вскрыты роговообманковые граниты (рис. 1), в которых почти не встречены метасоматиты, характерные для остальной части массива.

Восточный блок резко отличается строением и составом слагающих его пород. В нем прослеживаются корневые части кровли массива с характерными околотрещинными метасоматическими изменениями. Присутствуют жильные породы типа аплитов, аплитовидных гранитов, пегматитов и кварцевых обособлений.



1 - каменномогильский комплекс (γPR₁km) - граниты амфибол-биотитовые, биотитовые, участками в разной степени альбитизированные и грейзенизированные; **2** - токмацкий комплекс (enAR₂tk) - эндербиты; **3** - темрюкская свита (AR₃tm) - плагиогнейсы и гнейсы биотитовые, гнейсы високоглиноземистые, графитовые; амфиболиты; кристаллические сланцы; кальцифиры, мраморы; кварциты полевошпатовые; кварциты железитстые; **4** - западно-приазовская серия (AR₁zp), нерасчленённые образования - плагиогнейсы, кристаллосланцы и амфиболиты; **5** - косивцевская толща (AR₂ks) - сланцы амфиболовые; **6** - ремовский комплекс (pγAR₁rm) - плагиограниты клинопироксен-биотитовые; **7** - демьяновская свита (AR₃dm) - гнейсы амфибол-биотитовые, кварциты магнетитовые, мраморы, кальцифиры и др.; **8** - скважины, **9** - обнажения.

Рис. 1. Схематические карты Каменномогильского, Екатериновского, Ново-Янисольского массива и Стародубовского массивов (по данным Приазовской КГП)

Западный и юго-западный контакты массива с вмещающими породами крутой ($75 - 85^\circ$), контрастный, частично замаскирован наложенными на граниты и вмещающие гнейсо-мигматиты окварцеванием.

Северный и северо-восточный контакт более пологий, причем на севере он имеет падение $55 - 60^\circ$ на юго-востоке до 40° .

Северный контакт массива тектонический. Граниты и мигматиты разделены маломощной зонкой (до 10 см) катаклазита, состоящего из обломков кварца, полевых шпатов и хлорита. Восточный и юго-восточный контакты нечеткие, также как и западный и юго-западный контакты затушеваны наложенными процессами калишпатизации, альбитизации и окварцевания.

Трещинная тектоника характеризуется наличием многочисленных систем трещин, преобладающими из которых являются три. Одна из них совпадает с удлинением массива ($SZ 305 - 315^\circ$). Вторая система соответствует простиранию Розовской тектонической зоны, и, возможно, связана с ее более поздними подновлениями. Третья система соответствует простиранию дайкового пояса. По-видимому, трещинная тектоника в массиве является унаследованной.

Среди пород Каменномогильского массива выделяются следующие петрографические разновидности: граносиениты и кварцевые сиениты; роговообманково-биотитовые граниты; биотитовые граниты в разной степени альбитизированные; мусковит-биотитовые альбитизированные и грейзенизированные граниты; мусковит- и биотит-альбит-микроклиновые, биотит- и мусковит-микроклин-альбитовые апограниты, кварцевые альбититы. С ними связано преимущественно развитие редкометальных проявлений с грейзеновой минерализацией с повышенными содержаниями лития, рубидия, олова и вольфрама, тантала и ниобия.

Почти всеми авторами [5, 6, 7, 8] отмечается «зональное строение» массива, точнее его восточного блока. Фактически речь идет о структурно-текстурной зональности: в центре развиты порфировидные граниты с крупнозернистой, иногда даже пегматоидной основной массой, а вблизи контактов – с более мелкозернистой, и с менее выраженной порфировидностью. Эта зональность, однако, отражает, не только, и не столько условия

кристаллизации расплава, сколько наложенные метасоматические процессы, сильнее проявленные на периферии массива. Эти процессы выражаются, в частности, в перекристаллизации основной массы пород – появлении более мелкозернистых альбитовых, кварцевых агрегатов. Серия жильных пород каменномогильского комплекса развита как в пределах самих массивов, так и во вмещающих их породах, особенно вдоль Малоянисольской тектонической зоны северо-западного субмеридионального простирания, а также вдоль Каменномогильского и Володарского разломов. Кварцевые порфиры и гранит-порфиры некоторые исследователи относят к онгонитам – к породам с редкометальной топазовой минерализацией.

Среди позднемагматических и постмагматических метасоматических изменений гранитов восточного блока массива выделяют следующие: 1) биотитизация; 2) микроклинизация; 3) ранняя альбитизация; 4) грейзенизация; 5) поздняя альбитизация [6].

Продуктами биотитизации являются так называемые «такситовые» граниты, неравномерно обогащенные биотитом (до 40 % объема породы). Они развиты вблизи контактов массива в виде зоны мощностью до 30 м, иногда и больше. Ближе к непосредственному контакту с вмещающей гнейсово-мигматитовой толщей они сменяются микроклинизированными гранитами. Ранняя фельдшпатизация наиболее полно проявлена в формировании мусковит-микроклин-альбитовых апогранитов, развитых в крайней эндоконтактной зоне массива вдоль пологого северо-восточного и восточного его контактов. Эти апограниты связаны с биотитовыми «такситовыми гранитами» постепенными переходами.

Как на фельдшпатизированные разности, так и на неизмененные граниты и, особенно, на пегматиты, накладывается частичная, реже полная грейзенизация. Собственно грейзены образуют мелкие (10 – 30 см) линзы флюорит-кварц-мусковитового (\pm топаз) состава. Они встречаются в эндоконтактных частях массива. Кроме того, грейзены явно предпочтительно тяготеют к жилам аплитов и пегматитов, что указывает на унаследованность системы трещин-проводников для пегматитового флюидо-расплава и для грейзенизирующих флюидов.

Частичная грейзенизация, которая проявляется в увеличении содержания кварца в породах, замещающего полевые шпаты, замещении биотита мусковитом и т.д. распространена намного шире, чем полная. С грейзенизацией тесно связана поздняя альбитизация. Частичная грейзенизация – это метасоматический процесс, наиболее широко проявленный в современном эрозионном срезе массива. С глубиной он быстро угасает [6, 9, 10] и ниже глубины 70 – 80 м от поверхности, породы восточного блока массива практически не имеют признаков грейзенизации и сопряженной с нею поздней альбитизации.

Породы западного блока массива, который эродирован значительно глубже, чем восточный, практически не несут признаков грейзенизации и других площадных метасоматических изменений. Фактически единственными зафиксированными здесь метасоматитами являются маломощные жилки кварцевых альбититов, секущие роговообманковые граниты.

Екатериновский массив расположен в верховьях р. Кальчик в 25 км на северо-восток от Каменномогильского массива, вблизи с. Екатериновка. Обнажена только южная часть массива вдоль долины р. Кальчик, по обеим сторонам водохранилища на р. Кальчик.

Северная и центральная части массива перекрыта четвертичными, неогеновыми и палеогеновыми отложениями Конкско-Ялынской впадины, мощность которых в пределах массива достигает 180 – 200 м, возможно и более. На закрытых частях массива в ходе картировочных и, особенно, поисковых работ Приазовской КГП было пробурено более 90 скважин, глубиной до 200 м от поверхности, позволивших составить представление о строении закрытых частей массива в плане и в разрезе.

Форма массива близка к овальной (8,5 км × 4 км), длинная ось вытянута по азимуту 340°, субпараллельно простиранию Мало-Янисольской тектонической зоны. Площадь массива около 30 км² (см. рис. 1).

Массив приурочен к узлу пересечения трех структур: упомянутой Мало-Янисольской зоны СЗ простирания, субмеридиональной Мануильской зоны разломов и субширотного Конкского (Зачатьевского) разлома.

Приуроченность массива к пересечению трех тектонических зон глубинного заложения, которые в своем развитии претерпели многократные подновления, отразилась на формировании трещинной тектоники массива. Основные системы трещин повторяют ориентировку главных тектонических зон (субмеридиональную, субширотную и северо-западную). Наиболее интенсивно проявляются в массиве поздние подвижки субширотного и субмеридионального направления, обусловившие крупноблоковое строение в западной части массива и неравномерное развитие коры выветривания в отдельных блоках.

В пределах массива выявляется большое количество крупных и мелких зон дробления, милонитизации и катаклаза.

Контакты массива интрузивные, но очень сильно осложнены проявлениями тектоники. Причем с запада, юга и востока массив окаймляется мощной (100 – 200 м) полосой катаклазитов смешанного состава – пород интенсивно дробленных, милонитизированных и измененных в процессе гипергенеза на глубину. Поэтому установить первоначальное взаимоотношение гранитов массива с вмещающими породами гнейсо-мигматитового комплекса, на данный момент, практически невозможно.

Среди пород Екатериновского гранитного массива выделяются следующие петрографические разновидности гранитов, встреченные в скважинах и обнажениях: розовато-серые рогово-обманково-биотитовые; розовые биотитовые; серые биотитовые, интенсивно альбитизированные; розовые мусковит-биотитовые и мусковитовые; мусковит-микроклин-альбитовые апограниты. Незначительным развитием пользуются пегматитовые и кварцевые жилы.

Стародубовский массив – самый южный из всех массивов комплекса. Расположен он в 1,5 км к северо-западу от с. Камышеватое. Массив целиком перекрыт неоген-четвертичными рыхлыми отложениями, мощность которых колеблется в пределах от 2 м до 30 м.

Стародубовский массив был выявлен по геофизическим данным и затем разбурен в ходе геолого-съемочных работ Приазовской КГП в 1965 г. Массив представляет собой штокообразное тело площадью около 4 км², слегка удлиненное в субширот-

ном направлении – на $\sim 2,6$ км при максимальной ширине около 2,1 км (см. рис. 1).

Как и другие массивы комплекса, Стародубовский массив приурочен к узлу пересечения разломов: Володарского северо-восточного простирания и Куйбышевско-Стародубовского северо-западного простирания.

Северный и западный контакты массива проходят по разломам. Западный тектонический контакт массива принадлежит системе дизъюнктивов Володарского разлома. Куйбышевско-Стародубовский разлом делит массив на две неравные части – западную (большую) и восточную (меньшую). Западная часть массива поднята относительно восточной.

Вдоль разломов наблюдаются зоны деформации и милонитизации как гранитов массива, так и вмещающей его гнейсово-мигматитовой толщи архея.

Южный и восточный контакты интрузивные, резкие, четкие. Южный контакт падает под углами $30 - 40^\circ$ на юг, восточный имеет более крутое ($60-70^\circ$) падение на восток.

В ходе поисковых и съемочных работ, проводившихся на массиве в 1960-х – 1990-х годах Приазовской КГП пробурено более 200 скважин колонкового бурения. Более 140 скважин было пройдено только в ходе поисковых работ на У и РЗЭ в 1989 – 1993 гг. По этим данным получена достаточно полная картина строения Стародубовского массива в интервале глубин от подошвы кайнозойских отложений до глубин около 100 м. Отдельные скважины были пробурены до глубины 150-200 м от поверхности.

Первично-магматические породы массива представлены амфиболовыми, амфибол-биотитовыми, биотитовыми, двуслюдяными гранитами, с которыми связаны многочисленные проявления редкоземельной минерализации, вскрытой бурением. Породы жильной серии – пегматиты и кварцевые альбититы очень немногочисленны. Их здесь меньше, чем в других массивах комплекса.

Выходы амфиболовых и амфибол-биотитовых гранитов под подошвой чехла кайнозойских отложений вскрыты скважинами в западной более эродированной части массива. В его восточной

менее эродированной части преобладают биотитовые и двуслю-
дяные граниты.

Очень широко проявлены в Стародубовском массиве про-
цессы поздне- и постмагматического изменения гранитов. Преж-
де всего – процессы ранней фельдшпатизации (микроклинизация,
альбитизация). Значительно меньшим распространением пользует-
ся процессы грейзенизации с редкометальной минерализацией
(как правило, частичной) и сопряженной с ней поздней альбити-
зации, приуроченной к менее эродированной восточной его части
Имеются также локальные проявления поздних низкотемпера-
турных гидротермальных процессов, проявленные в зонах разло-
мов (кварц + карбонаты + хлорит + поздний флюорит + сульфиды+ окислы железа).

В Стародубовском массиве самая высокая среди массивов
комплекса доля апогранитов и пород, в разной степени изменен-
ных наложенными процессами (особенно процессами ранней
фельдшпатизации). Она здесь достигает 70 % [11].

Ново-Янисольский массив расположен в долине р. Малый
Кальчик (в 2 км юго-восточнее с. Ново-Янисоль), в обоих бортах
которой обнажаются породы массива.

Массив прорывает гнейсово-мигматитовую толщу архея
(темрюкскую свиту), образующую здесь синформную структуру,
известную как Мало-Янисольская синклиналь. Западное крыло
этой структуры пересекают Мало-Янисольская тектоническая зона
северо-западного простирания и смещающий последнюю Воло-
дарский разлом северо-восточного простирания. Массив приуро-
чен к пересечению этих разломных структур, причем ориенти-
ровка его в целом контролируется Володарским разломом (см.
рис. 1).

Основное тело массива имеет площадь около 4,3 км² при
ширине 2,4 км и длине 3,0 км. Вблизи основного тела имеются
разбуренные мелкие тела, расположенные к югу и северу от него.
Некоторые из них сложены полнокристаллическими гранитами.
Их можно рассматривать как «сателлитные» тела; площадь кото-
рых не превышает 0,7 км². Другие, более мелкие, представлены
жильными гранит-порфировыми, кварц-порфировыми разноствя-

ми. Они, скорее всего, должны быть названы апофизами основного тела.

Малые тела приурочены к зонам трещиноватости, сопряженным с Володарским разломом.

Породы рамы массива интенсивно деформированы, осложнены приразломными складками и флексурами, в них широко развиты бластомилониты. Повышенная насыщенность их апофизами гранитов вполне соответствует ослабленности зоны контактовой части массива.

В пределах массива, в приконтактных его частях, особенно в северном эндоконтакте, известно довольно много ксенолитов вмещающих пород, обычно сильно измененных гнейсов и мигматитов. В гранитах же наблюдаются явления гибридизма, в частности, появление плагиоклаза повышенной основности (до андезина An_{40}). Л. Ф. Лавриненко и другие исследователи интерпретировали эти ксенолиты как останцы кровли. Однако, это скорее следствие внедрения гранитного расплава в сильно тектонизированные породы: апофизам в экзоконтактах отвечают в подобной ситуации фрагменты пород рамы в эндоконтакте.

Северо-западный контакт Ново-Янисольского массива тектонический, по разлому СВ простирания, остальные контакты интрузивные, резкие, кое-где они осложнены разломами СЗ простирания. Южный и, частично, восточный контакты бухтообразные, извилистые.

Преобладающие породы Ново-Янисольского массива – роговообманковые и биотит-роговообманковые граниты. Они слагают не менее 60 % площади выходов массива.

В центральной и южной частях массива развиты также биотитовые граниты. Следует заметить, что последние преобладают в блоке, зажатом между двумя разломами северо-восточного простирания, разломы эти смещают контакты массива. Этот блок опущен относительно юго-западной и северо-восточной частей массива, где развиты амфиболовые разности. Вероятная амплитуда вертикального смещения в пределах ~ 100 м.

Жильная серия в Ново-Янисольском массиве представлена пегматитами. Жилы их обычно имеют четкое зональное строение: кварцевое ядро и кварц-микроклиновую оболочку. Жилы

пегматитов встречаются значительно реже, чем в восточном блоке Каменных Могилах, но мощность их тут значительно больше. В частности, в правом борту р. Малый Кальчик специальной выработкой вскрыто кварцевое ядро мощностью не менее 10 м. Жила эта прослеживается более чем на 200 м по простиранию 30 – 40°.

Метасоматические процессы в Ново-Янисольском массиве проявлены по сравнению с другими массивами комплекса слабо. Представлены они локальной биотитизацией, и несколько более широко проявленной микроклинизацией и альбитизацией.

Биотитизация, как и в Каменных Могилах тесно ассоциирует с микроклинизацией. Последняя проявлена более широко.

В южном эндоконтакте имеется полоса микроклини-мусковит-биотит-альбитовых апогранитов. В них на микроклинизацию накладывается ранняя альбитизация. Ширина этой прерывистой полосы не превышает 150-200 м.

Выводы:

Обобщение геолого-структурных особенностей массивов каменномогильского комплекса показало, что редкометальные рудопроявления приурочены к наименее эродированным частям массивов с развитием двуслюдяных и мусковитовых разностей гранитов. Грейзеновая минерализация и развитие кварцевых порфиров и гранит-порфиров (онгонитов) с редкометальной топазовой минерализацией приурочены к восточной, менее эродированной, по сравнению с западной, части Каменномогильского гранитного массива. В Екатерининском массиве в наименее эродированных его частях развиты интенсивно альбитизированные апограниты с редкометальной минерализацией. Тоже характерно и для Стародубовского массива.

Рудопроявления с редкоземельной минерализацией, как правило, тяготеют к участкам наиболее эродированных частей массивов, представленных амфиболовыми и амфибол-биотитовыми гранитами с которыми связаны многочисленные проявления редкоземельной минерализации, вскрытой бурением.

СПИСОК ССЫЛОК

1. Каляев Г. И. Палеотектоника и строение земной коры докембрийской железорудной провинции Украины / Г. И. Каляев, Е. Б. Глевасский, Г. Х. Димитров. — К. : Наук. думка, 1984. — 240 с.
2. Семененко Н. П. Железисто-кремнистые формации Украинского щита: в 2 т. Т. 2. Докембрий / Н. П. Семененко, И. Н. Бордунов, Н. И. Половко. — К. : Наук. думка, 1978. — 368 с.
3. Эйно́р О. Л. Докембрий Западного Приазовья / О. Л. Эйно́р, К. Е. Есипчук, В. А. Цуканов. — К.: Изд-во Киевского ун-та, 1971. — 184 с.
4. Белевцев Я. Н. Эпохи и зоны активизации Украинского щита и связи с ними оруденения / Я. Н. Белевцев, Г. И. Каляев, Л. С. Галецкий // Закономерности размещения полезных ископаемых. — М.: Наука, 1975. — С. 230—235.
5. Елисеев, Н. А. Протерозойский интрузивный комплекс Восточного Приазовья / Н. А. Елисеев, В. Г. Кушев, Д. П. Виноградов. — М.: Наука, 1965. — 204 с.
6. Ляшкевич З. М. Метасоматиты Восточного Приазовья / З. М. Ляшкевич, Б. В. Зациха. — К. : Наук. думка, 1971. — 204 с.
7. Петрология, геохимия и рудоносность интрузивных гранитоидов Украинского щита / [К. Е. Есипчук, Е. М. Шеремет, О. В. Зинченко и др.]. — К. : Наук. думка, 1990. — 236 с.
8. Шеремет Е. М. Редкометальные лейкограниты Украинского щита / Е. М. Шеремет, Б. С. Панов // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1988. — № 3. — С. 32—39.
9. Лавриненко Л. Ф. Геохимия редкометальных гранитов Стародубовского массива / Л. Ф. Лавриненко, В. С. Мищенко // Геохимия. — 1968.
10. Лавриненко Л. Ф. Некоторые закономерности в распределении редкометального оруденения в зонах метасоматоза верхнепротерозойских гранитоидов Приазовья / Л. Ф. Лавриненко // Вторая геол. конф. «Степановские чтения». — Артемовск, 1968. — С. 119—120.

11. Седова Е. В. Метасоматические критерии рудоносности гранитов каменномогильского комплекса Приазовья / Е. В. Седова // Научные труды Донецкого национального технического университета. Сер. Горно-геологическая / Донец. нац. техн. ун-т. — 2008 — Вып. 8 (136). — С. 189—194.