

ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ЭПОХИ МЕЗОЗОЯ И КАЙНОЗОЯ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

На Полярном Урале до последнего времени многие особенности металлогении и истории формирования месторождений и проявлений благородных металлов остаются далеко не расшифрованными в связи с недооценкой влияния MZ-KZ сопряженных экзогенно-эндогенных процессов, не до конца ясны некоторые важнейшие закономерности размещения оруденения и не корректен, по-видимому, их прогноз.

В последние годы появились новые данные о золотоносности мезозойско-кайнозойских кор выветривания и палеоген-четвертичных образований, происхождение которых нами связывается с проявлением процессов мезозойской тектоно-магматической активизации (ТМА). Это прежде всего исследования геологов ОАО "Сибминерал", ПАРГИ УГГГА (1997) фосфатоносных кор выветривания Софроновского месторождения, где установлена их повышенная золотоносность. Впоследствии нами было выделено и изучено самородное золото, проведен минералогический анализ проб с целью выявления спутников золота в фосфоритах и, как итог, предварительно сформулированы поисковые признаки этого типа оруденения.

Золото, обнаруженное в результате промывки керна из рыхлых образований (скв. Фо-31), приурочено к зоне контакта между ордовикскими терригенно-карбонатными породами и силурийско-девонскими известняками и локализовано в осадках верхнего ордовика. В зоне контакта структурная кора выветривания имеет наибольшую мощность и породы максимально выветрелы, глинизированы, ожелезнены и фосфатоносны. Кроме того, глинизированные породы, вмещающие золотое оруденение, слабо пиритизированы и окварцованы. Характерно, что максимальные содержания золота ($0,95 - 2,15 \text{ г/м}^3$) приурочены к линзовидной залежи брекчиевых фосфоритов, падающей к юго-западу под углом $40-55^\circ$, где концентрация P_2O_5 достигает максимума (до 36 мас.%). Исходя из проведенных исследований и опираясь на работы предшественников [6], нами установлено, что скважина Фо-31 вскрывала самую продуктивную часть фосфоритовой залежи. При этом золото же распределено по разрезу прямо пропорционально росту содержания фосфора. Знаковая зараженность золотом отмечена по всей мощности отложений продуктивной толщи с выпадением в некоторых интервалах. На отдельных отрезках содержание золота достигает значительных величин, начиная с чехла четвертичных образований, где оно составляет 65 мг/м^3 .

Самородное золото из коры выветривания Софроновского месторождения фосфоритов представлено пятью классами крупности: $+0,05-0,1$; $+0,1 - 0,25$; $+0,25 - 0,5$; $+0,5 - 1,0$ и $+1,0 \text{ мм}$. В большинстве проб доминируют золотины класса $+0,25 - 0,5 \text{ мм}$ - их количество составляет 83,8 % от общего числа золотин; в подчиненном количестве находятся золотины классов $0,1-0,25 \text{ мм}$ (10,56 %), $0,5-1,0 \text{ мм}$ (5 %), золотины классов $0,05-0,1 \text{ мм}$ и крупнее 1 мм в сумме составляют только 1 %. Таким образом, исследованное золото является мелким. При этом величины относительной энтропии для пятикомпонентной системы (т.е. пяти классов крупности, рассчитанные для каждой пробы) составляют от 0,17 до 0,56 (при максимальной относительной энтропии, равной 1). В среднем она составляет 0,297, что свидетельствует об определенной выдержанности в соотношении классов крупности золота как в пробах, так и по всему золотоносному разрезу. Сравнительно высокие значения относительной энтропии приурочены к пробам с тенденцией к равномерному распределению золотин по представленным классам крупности.

Морфологически золото представлено следующими разновидностями: а) друзовидно-каркасным; б) комковидно-угловатым, комковидно-гнездовым, комковидно-ячеистым; в) уплощенно-комковидным; г) прожилково-пластинчатым, чешуйчатым, чешуйчато-пленочным. Первые из них обычно характеризуют идиоморфное золото, формирующее собственные кристаллические индивиды или их друзовые сростания в условиях свободного роста в полостях жил [5]. Однако в нашем случае золото скорее выполняло интерстиции минеральных агрегатов в жилах, неся на себе каркасные отпечатки граней кристаллов других (жилных) минералов. Второй и третий типы характеризуют цементационное золото, выполняющее пересечения трещин в породах, где более ранние минералы испытали предрудное или интрудное дробление. Четвертая группа морфологических

разновидностей характеризует золото трещинного вида, которое выполняет пространство в трещинах других минералов.

Изометричные золотины составляют 52 %, уплощенно-комковидные - 24, уплощенные - 24. Коэффициент уплощенности, рассчитанный по формуле $K_u = A+B/2C$ (где А, В и С- линейные размеры золотин), для отдельных частиц достигает 11, что свидетельствует о потенциально высокой миграционной способности частиц самородного золота в водной среде. Характерна также удлиненность золотин, которая в некоторых индивидах достигает значения 14 : 1.

Сростки золота с сопутствующими минералами редки и составляют всего 9 % от общего числа золотин, причем в качестве включений на макроуровне выступает практически только кварц - полупрозрачный бесцветный или окрашенный в желтовато-бурые тона оксидами-гидроксидами железа. Вероятно в этом выражается специфика оруденения в целом, поскольку на других месторождениях Урала, связанных с корами выветривания: Гумешевское, Воронцовское - в Свердловской области, Светлинское - в Челябинской, Каталамбинское - на Приполярном Урале, Нияхойское - на Полярном Урале - сростки золота с кварцем и другими минералами более часты - до 30-60 %. Кроме того, отметим практически полное отсутствие сростков золота с сульфидами - вероятно, последние могли быть и разрушены в ходе выветривания, хотя в одном из зерен было установлено включение арсенопирита.

Изученные золотины совершенно неокатанные - острые, угловатые, ребристые; часто несут признаки эпитакиии в виде отпечатков граней кристаллов. В некоторых случаях форма золотин напоминает дендритоидную, уплощенную, характерную для близповерхностных условий образования в связи с низкотемпературными гидротермальными метасоматическими процессами типа аргиллизации. Поверхность золотин от гладкой, блестящей, до грубошагреневой, мелкочаечистой, крупнопористой. Цвет золота от серебристо-серого до густо - желтого с красноватым "бронзовым" оттенком, но чаще всего светло-желтый и желтый. Золотины нередко полностью или частично покрыты охристыми и железо-марганцевыми пленками, но чаще имеют "свежий" вид.

По результатам анализа пробности золота и определению элементов-примесей можно утверждать, что преобладает среднепробное (820-899), реже относительно низкопробное (730-790) и, наконец, высокопробное (900-935) золото.

В ходе микроструктурного травления золотин в парах царской водки установлено, что некоторые золотины имеют концентрически-зональное строение, это выражается в резкой невыдержанности состава золота в разных частях зерна. В таких случаях проба золота понижается в краевых частях золотин, достигая 500-390.

Из элементов-примесей в золоте постоянно присутствует серебро в количестве 8 - 23 мас. %, а в зональных золотилах его содержание достигает 50-61 мас. %. Помимо серебра отмечаются примеси меди (до 0,2 мас. %, редко до 22,7), мышьяка (до 1,2), теллура (до 0,18) и ртути (до 0,12), содержания железа и цинка составляют сотые доли процента, а свинец отсутствует.

Особенностью проанализированных шлихов является их малая масса и низкий выход тяжелой фракции, что обусловлено преобладанием в породах глинисто-слюдистой составляющей. Основную массу шлихов составляют 1-я электромагнитная и легкая фракции, в меньшей мере - тяжелая немагнитная и 2-я электромагнитная; магнитная фракция в большинстве случаев представлена единичными знаками и состоит из техногенных образований.

Преобладающие минералы фракций: гидроокислы железа и марганца, гематит - в 1-й электромагнитной фракции; слюдисто-охристые образования - во 2-й электромагнитной, минералы группы апатита - в тяжелой немагнитной; кварц и слюды - в легкой фракции. Второстепенные в весовом отношении минералы: эпидот, гранат, амфибол, ильменит, лимонит - в 1-й электромагнитной, лейкоксен - во 2-й электромагнитной, пирит, циркон, лейкоксен - в тяжелой немагнитной; полевой шпат в легкой фракции.

Весьма характерно присутствие в шлихах титансодержащих минералов: ильменита, рутила, титаномагнетита, анатаза, титанита, лейкоксена, что возможно связано с привнесом Ti в ходе аргиллизации [3].

Следует отметить, что ряд минералов, представленных в шлихах, может иметь как эндогенную, так и экзогенную природу. К ним относятся барит, минералы группы апатита (апатит, фторapatит, карбонат-апатит), карбонаты, слюды, гематит и гидротематит, кварц, пирит, каолинит. Проблема гипогенно-гипергенного генезиса многих видов минерализации, связанных с продуктами

выветривания, до сих пор весьма актуальна и должна решаться в комплексе с другими геологическими признаками.

Соотношение в шлихах Софроновского месторождения количеств пирита и продукта его замещения – лимонита – смещается в пользу последнего. Тем не менее неокисленный пирит присутствует во всех пробах и распространен по всей глубине коры выветривания и даже в верхних частях профиля, где интенсивность выветривания проявилась в наибольшей степени. Имеются доказательства того, что пирит, замещенный лимонитом, и “свежий” пирит представляют различные возрастные генерации. Кварц представлен обломками кристаллов размером 0,05-0,5 мм; бесцветными, прозрачными, реже белыми, желтоватыми, серыми. Характерно присутствие в шлихах довольно значительного количества минералов апатитовой группы. Это как собственно апатит, так и фосфаты белого, желтовато-белого цвета (рентгеноструктурным анализом установлен фторапатит), образующие шарообразные агрегаты радиально-лучистого строения. Размер тех и других от 0,05 до 0,5 мм.

Что касается связи обнаруженных минералов с золотым оруденением, то ассоциации с золотом могли образовывать следующие минералы [5]: а) рудообразующие – кварц, пирит, галенит, эпидот, хлорит, апатит, рутил, турмалин, гематит, барит, слюды, ильменит, магнетит, карбонаты; б) реликтовые – гранат, пироксены, амфиболы, полевые шпаты, хлорит, циркон; в) вторичные (гипергенные) – барит, гематит, гидроокислы железа и марганца, гидрослюды, лейкоксен, глинистые минералы, кварц.

Для выявления возможной связи золота с минералами объединенных электромагнитных фракций последние были подвергнуты нейтронно-активационному анализу на золото. В результате установлено, что в этих фракциях содержания золота варьировали от 0,05 до 0,17 г/т (только в пробе 1-31-8 оно составило 6,69 г/т), что, видимо, связано с обогащением фракций оксидами и гидрооксидами железа, в которых золото, возможно, находится в виде тонких микровключений.

Таким образом, золотое оруденение, установленное в фосфатоносных корах выветривания Софроновского месторождения, характеризуется сложным полигенным и полихронным генезисом. С одной стороны, его формирование обусловлено проявлением процессов мезозойской тектономагматической активизации, а с другой, – гипергенным перераспределением вещества в коре выветривания.

Исследования, золотосодержащих фосфатоносных кор выветривания, проведенные на Софроновском месторождении, позволили сформулировать поисковые критерии и признаки данного типа оруденения. **Тектонический критерий** – приуроченность золотого оруденения к тектоническому шву, по которому карбонатные породы пайпудынской свиты девона контактируют с терригенно-карбонатными отложениями верхнего ордовика. **Структурно-геоморфологический критерий** – приуроченность золоторудной минерализации к депрессионным формам рельефа.

В качестве ведущего поискового признака выступают интенсивно выветрелые глинизированные слабо окварцованные и сульфидизированные породы, развитые на участках проявления закарстованных известняков или вблизи их контактов с минерализованными породами. Косвенными признаками оруденения “софроновского” типа являются пониженная крупность золота, преимущественная средняя пробность золота, зональность микроструктур в выделениях самородного металла, морфологические особенности золотин, определяющие их как близповерхностные образования.

Другим своеобразным и ранее неизвестным на Урале по генезису проявлением золота является *Собское*. Это рудопроявление находится в 2-х км от ж/д станции Сось, вниз по течению одноименной реки в правом ее борту. В геологическом отношении участок проявления сложен палеозойскими породами лемвинского типа: в основании разреза развиты филлитовидные сланцы грубенской свиты (O_{1-2}), выше – углеродисто-карбонатно-терригенный комплекс няньворгинской свиты (D_3-C_1), мощностью до 700 м, а в верхней части разреза – углеродисто-карбонатно-терригенные отложения яйюской свиты (C_{1-2}). Само проявление в плане имеет форму “конуса выноса”, с запада ограниченного руслом ручья, а с востока – уступом высотой 3-3,5 м обрывается в долину р.Сось. Размеры его – 250 м (вдоль ручья) × 150 м (вдоль р.Сось).

В западном борту “конуса” предшествующими исследователями были пройдены канавы, с целью изучения железо-марганцевых руд. Они вскрыли разрез рыхлых, в основном глинистых отложений. Здесь наблюдается субгоризонтальное переслаивание супесей, суглинков и иловатых

глин с прослоями, состоящими из обломков пород сухаристого облика сиреневато-серого и черного цветов, первые из которых существенно карбонатные, а вторые – марганценозные. Кроме того, в карбонатных обломках содержится большое количество органических остатков. Так, нами обнаружены гастроподы *Goniodiscus ruderatus* Studer, *Clausilia* (*Iphigena*) *ventricosa* Draparnaud (аналитик Е.В. Коророва), на основании чего можно было бы полагать, что возраст отложений – не древнее палеоцена. В то же время остатки листьев, найденные нами в описанном разрезе, внешне очень сходны с современными. Как органические остатки, так и обломочный материал сцементирован карбонатными флюидизатами (травертины?), приуроченными к тектонической структуре (Кемь-Резь-Рузьской) северо-восточного простирания, что, на наш взгляд, свидетельствует об эпигенетичности последних. Учитывая высокие гипсометрические отметки, геоморфологическую позицию объекта и тот факт, что все перечисленные породы разреза в плейстоцене попали в зону вечной мерзлоты, мы склонны считать, что формирование карбонатных флюидизатов могло произойти в период между палеоценом и средним плейстоценом. Это позволяет предполагать явную «молодость» (вплоть до настоящего) проявления эндогенной термальной активности в пределах Собско-Кемь-Резь-Рузьской структуры. Аналогичные наблюдения были сделаны совсем недавно на юго-западной окраине Западно-Сибирской плиты [4], где описаны и изучены травертиновые постройки (кратеры), являющиеся продуктом деятельности современных рассеянно-инфильтрационных и очаговых вклюдозов.

Об участии эндогенных флюидов в формировании травертинов на Собском участке свидетельствует также и геохимический состав пород, для которого, как и в областях современной сольфатарно-фумарольной деятельности [4], характерно присутствие в повышенных количествах Sr, As, Zn, Ni, Cr, W, Mn, в отличие от окружающих ранне-среднепалеозойских сланцев и мраморизованных известняков.

Таким образом, Собское проявление представляет собой объект, в котором имеет место редкое сочетание гипергенной убогого железо-марганцевого оруденения с эндогенной золотой минерализацией, обязанной своим происхождением эксплозивной деятельности.

Мы все больше убеждаемся в смешанной гипогенно-гипергенной (термин, введенный для Урала А.Г.Баранниковым [2]) природе этих травертиноподобных образований. Дополнительным свидетельством этому служит самородное золото рудного облика, обнаруженное в 1999 г. в результате шлихового опробования описанных выше образований.

Золото в количестве 50 знаков было отмыто при послыном опробовании из супесчано-суглинистого прослоя с интервала глубин 0,9-1,2 м. Объем пробы составил 10 дм³. Крупность золота меняется в пределах 0,08-0,46 мм, распределилась по фракциям в следующем виде: -0,1 мм – 11 %, +0,1-0,25 мм - 37,2 %, +0,25-0,5 мм - 51,4 %, при средней крупности 0,265 мм. Морфологически золото представлено преимущественно уплощенными формами неправильных и угловатых очертаний (72 %), в меньшей степени развиты губчатые, каркасные, удлиненно-брусковидные, ксеноморфные частицы (20 %), комковатые зерна и плоские кристаллы (8,5 %). Степень развития кристаллографических форм весьма низкая (всего 0,3 %). Большая часть золотин относится к ксеноморфному и цементационному морфотипам [1]. Золото неокатанное и слабо окатанное. Включения в золоте очень редки. При 56^x увеличении удалось отметить их наличие только в 14 % золотин, но состав последних установить затруднительно. Практически все золото в разной степени покрыто гипергенными налетами темно-красно-бурых и желтовато-бурых оксидов железа (полностью в гипергенной рубашке – 15 % золотин). Характерен также необычный голубовато-серый оттенок окраски золотин, возможно указывающий на серебристую кайму. Подобные особенности золота позволяют предполагать как ближний механический привнос его из местного коренного источника, так и образование *in situ*.

Проведен рентгеноспектральный микрозондовый анализ (аналитик В.Н. Ослоповских) 7 из 50 золотин, которым выявлена в целом достаточно высокая проба металла, варьирующая от 805 до 923; главной примесью золота является Ag; постоянно фиксировался As (0,22-0,49 мас. %). В 4-х золотилах обнаружен теллур в количествах, превышающих предел определения элемента, а в 2-х золотилах - еще и палладий. Отмеченные особенности состава золота делают его близким «софроневскому», для которого эндогенная природа доказана.

Кроме золота, в шлихах присутствует 28 минералов. В магнитной фракции шлихов в небольших количествах установлены магнетит до 3 г/м³, хромшпинелиды, магнитные гидроокислы

железа; в электромагнитной фракции, кроме преобладающих гидроокислов железа, выделены минералы группы эпидота, амфиболы, пироксен моноклинный и ромбический, хлорит, гранат (пироп-альмандин), железистый карбонат, гематит, ильменит, оливин, турмалин, кианит, гидроокислы марганца, пирит, **флоренсит**, монацит, биотит; в немагнитной фракции шлихов преобладают карбонат (15-92 %), сфен (3-20 %), фосфорсодержащие минеральные образования (недиагностированы) (до 15 %), а также циркон, апатит, барит, пирит, кианит, рутил, анатаз, корунд, лейкоксен, **муассанит**.

В 2000 г. в целях получения более представительной информации о золотоносности этих отложений проведена опытная промывка шлиховых проб на концентраторе типа "Knelson". С его помощью мы сумели уловить мелкую фракцию шлихов (-0,05 мм), что не удавалось обычным способом шлихового опробования ковшем и лотком. При этом в составе шлихов выявлены ранее не наблюдавшиеся минералы, такие, как вторичные карбонаты меди, куприт, монацит, шеелит, самородная ртуть, церуссит, галенит, ковеллин, а также неокисленный "свежий" пирит и золото. Все перечисленные минералы по размеру попадают в интервал +0,125 -0,2, лишь золото и пирит составляют -0,05 мм. Золото неокатанное, рудного облика.

Основным итогом изучения рыхлых иловато-глинистых пород проявления является вывод о том, что формирование пород происходило в донных осадках тепловодного озера. О существовании водного бассейна свидетельствуют сделанные нами находки раковин пресноводных моллюсков. Наличие в разрезе прослоев карбонатных флюидизатов, на наш взгляд, свидетельствует об эпигенетичности последних с озерными отложениями. Находит подтверждение и идея об эндогенности флюидизатов в необычном составе тяжелой фракции шлиховых проб рыхлых образований и протолокчек флюидизатов. Так, при очень малом выходе тяжелой фракции в достаточно большом количестве в шлихах присутствуют барит, сфен, пироксен, "свежий", неокисленный пирит (для сравнения пириты, установленные вне площади развития флюидизатов, как правило, в различной степени окислены), галенит, а также золото; отмечаются муассанит, оливин - индикаторы эндогенного рудообразования. Кроме того, химический состав этих карбонатных пород явно отличается от состава пород палеозойских известняков, известных в районе проявления.

Возвращаясь к теме корово-флюидизатных образований, следует отметить, что ниже по течению р.Собь, в долине соседнего ручья нами были отмечен массивный выход (100 м вдоль русла ручья) пористых карбонатных флюидизатов. Поры выполнены тонким карбонатом, они отличаются от сухаристых обломков из канав темно-серым цветом и большей массивностью. По химическому составу отличаются низким содержанием As, Zn, схожи близким содержанием Sr, Zr, Ba, Mn, Ni, Co, Ti.

Таким образом, в фосфатоносной коре выветривания Софроновского месторождения выявлен принципиально новый для Полярноуральского региона тип золотого оруденения, который характеризуется сложным полигенно-полихронным происхождением, приурочен к тектонической зоне и возник в результате проявления процессов мезозойской ТМА. Обнаружение карбонатных флюидизатов кайнозойского возраста и сингенетичного с ними золотого оруденения в долине р. Собь позволяет полагать, что процессы ТМА происходили и в кайнозое. Золото имеет ряд особенностей, указывающих на малоглубинность формирования оруденения.

Изучение и обобщение материала по золотоносности Софроновского месторождения проводилось под руководством проф. А.Г. Баранникова, которому авторы выражают свою благодарность.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. **Баранников А.Г.** Изучение самородного золота при проведении поисковых работ: Методическое пособие. - Екатеринбург: УГГГА, 1994. - 21 с.
2. **Баранников А.Г.** Гипогенно-гипергенный тип золотого оруденения на Урале // Известия УГГГА. Сер.: Геология и геофизика, 1998. - Вып. 8. - С. 94-99.
3. **Грязнов О.Н.** Рудоносные метасоматические формации складчатых поясов. - М.: Недра, 1992. - 256 с.

4. Зотов Д.И. Новые данные исследований Таловских травертиновых построек // Пробл. геологии и освоения недр: Тр. IV Междунар. науч. симпоз. им. акад. М.А. Усова. – Томск, 2000. – С. 268-269.

5. Петровская Н.В. Самородное золото. – М.: Недра, 1973. – 347 с.

6. Силаев В.И. Минералогия фосфатоносных кор выветривания (Полярный Урал). - СПб, 1996.

УДК 553.04(571.56)

А.Н. Угрюмов, Г.П. Дворник, В.С. Балахонов

МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ МЕЗОЗОЙСКОГО ПОЛИГЕННОГО И ПОЛИХРОННОГО ЫЛЛЫМАХСКОГО МЕДНО-ЗОЛОТОРУДНОГО УЗЛА (АЛДАНСКИЙ ШИТ)

Ыллымахский рудный узел расположен в центральной части Алданского щита ($58^{\circ}14'$ с.ш. и $126^{\circ}00'$ в.д.). Он входит в состав Центрально-Алданского рудного района, где занимает окраинный юго-восточный относительно устойчивый тектонический блок площадью около 100 кв.км. Границы блока совпадают с долгоживущими глубинными разломами северо-западного и северо-восточного простирания, активизированными в мезозое. Структурным и магматическим центром узла является Ыллымахский щелочной массив. Пространственно этот центр смещен к юго-восточной окраине рудоносной площади (рис. 1). Рудные поля размещаются в самом массиве, а также в его северо-западном и северном обрамлениях.

Изучен рудный узел неравномерно. Большинство работ проведено в пределах щелочного массива (Ю.А. Билибин, С.М. Кравченко, Е.П. Максимов, А.А. Карелин, В.И. Уюттов, В.С. Минаков, Г.Г. Забелин и др.). Здесь были получены фундаментальные материалы о составе и строении щелочного кольцевого комплекса мезозойской ТМА. Однако метасоматические образования не привлекли к себе внимание. В последние годы в пределах рудного узла работы были продолжены ГПП "Алдангеология". В них приняли участие авторы статьи, выполнившие по хоздоговору специализированное картирование и опробование метасоматитов. Результаты работ были частично опубликованы [2, 3, 4]. Обработка всех полученных данных позволила уточнить строение метасоматических ареалов и ореолов щелочного массива и его обрамления, выявила в узле полигенную и полихронную метасоматическую зональность.

Геологическая ситуация

Древнейшими породами рудного узла являются метаморфические сланцы и гнейсы раннего архея, образующие кристаллический фундамент щита. На этих породах почти горизонтально залегают неметаморфизованные венд-нижнекембрийские карбонатные отложения, слагающие платформенный чехол. Мощность последнего колеблется от 0 до 200 м.

Фундамент и чехол нарушены системой глубинных разломов северо-западного и северо-восточного простирания, а также субмеридиональными и широтными разломами, по которым на этапе мезозойской (поздний триас–мел) тектоно-магматической активизации (ТМА) внедрились калиевые щелочные и субщелочные магматические расплавы. Эти расплавы сформировали Ыллымахский щелочной массив и большое количество мелких штоков, лакколитов и даек, распространенных в массиве и за его пределами [1].

Массив имеет в плане форму слегка вытянутого овала размером 5,1 x 4,4 км. Построен он концентрически-зонально. Его внешнюю зону образует кольцевая дайка щелочных габброидов (малиньитов, шонкинитов) и меланократовых щелочных сиенитов, промежуточную – крупные штоки нефелиновых и щелочных сиенитов, внутреннюю - изометричное тело эгириновых гранитов и эруптивных брекчий этих пород. Кровлей массива являлась эффузивная толща псевдолейцитовых фонолитов и базальтоидов, сохранившаяся от размыва в опущенных блоках.