

1. Баранников А.Г., Гузовский А.А. Об аккумуляции Pb и Zn в мезозойских и палеогеновых осадках на восточном склоне Южного Урала // Докл. АН БССР. - 1967. - т. XI, N3. - С. 246-249.
2. Баранников А.Г., Букрин Г.А., Кузнецов В.Н., Шуб В.С. Модель концентрирования свободного золота в мезозойском аллювии // Геология рудных месторождений. - 1992. - N3. - С. 99-104.
3. Баранников А.Г. О золотооруденении в связи с процессами мезозойской тектоно-магматической активизации // Моделирование геол. систем и процессов: Материалы регион. конф. / Пермский ун-т. - Пермь, 1996. - С. 99-102.
4. Золото Урала. Россыпные месторождения (К 250-летию золотой промышленности Урала) / Шуб В.С., Баранников А.Г., Шуб И.З. и др. - Екатеринбург: УИФ «Наука», 1993. - 135 с.
5. Левин В.Я., Шуб В.С., Золоев К.К. и др. Металлогения зон тектоно-магматической активизации на Урале // Геодинамика и металлогения Урала: Материалы ко Второму Уральскому металлоген. сов. / УРО АН СССР. - Свердловск, 1991. - С. 45-47.
6. Шуб В.С., Левин В.Я., Золоев К.К. Временные и пространственные аспекты проявления тектоно-магматической активизации в развитии Уральской складчатой системы // Металлогения склад. обл. с позиций тектоники плит. Тез. докл. I Всерос. металлоген. сов. - Екатеринбург, 1994. - С. 150-152.
7. Харлашкин А.П. Гипергенная золото-гематит-кальцитовая формация в Зеравшано-Гиссарской области (Южный Тянь-Шань) // Рудоносные формации зоны гипергенеза: Тез. докл. Всес. сов. - А.: ИГЕМ, 1990. - С. 44-45.

УДК 553.22.551.76 (571.56)

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

ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ МЕТАСОМАТИТЫ И ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ НИМГЕРКАНСКОГО РУДНОГО УЗЛА (АДДАНСКИЙ ЩИТ)

Нимгерканский рудный узел расположен в центральной части щита на юго-западе Центрально-Алданского рудного района (58°20 с.ш. и 125°08 в.д.). Первые сведения о проявлении здесь золоторудной минерализации были получены А.В. Сорокиным (1941 г.). Позднее площадь исследовалась неоднократно (А.М. Реутов, В.А. Луконина, А.Н. Угрюмов, Е.П. Максимов, А.И. Бурнайкин, В.В. Карелин, В.И. Укутов, С.М. Кравченко, Г.М. Азанов, В.Г. Ветлужский, Ар.Н. Угрюмов, А.И. Тюшняков, В.Н. Сучков, В.И. Лядин, Г.Ю. Боярко, В.Н. Гусев, В.А. Кискин, П.А. Куций и др.). В 1992-93 гг. в рудном узле авторами статьи было проведено изучение метасоматитов, их геологическое и минералогическое картирование и опробование.

Картирование метасоматитов выполнено по методике [3], изменение минерального состава, содержания петрогенных элементов, кислотно-основных свойств, текстурно-структурных и энергетических параметров пород в процессе метасоматоза оценивалось согласно [5,7]. Для контурирования шлиховых ореолов золота и исследования этого металла применялся разработанный нами метод мелкообъемного шлихового опробования элювиально-делювиальных отложений [9]. Морфометрический анализ самородного золота осуществлялся по [2].

Геологическое строение рудного узла

В геологическом строении Нимгерканского рудного узла принимают участие архейские метаморфические и магматические породы кристаллического фундамента, вендские карбонатные отложения платформенного чехла, мезозойские щелочные и субщелочные эффузивы, их интрузивные аналоги и продукты постмагматической деятельности - разнообразные позднемезозойские рудоносные метасоматиты (рис. 1).

Почти все щелочные и основная масса субщелочных пород сосредоточены в крупном Томмотском вулканоплутоне (6 x 5 км), занимающем северную часть рудного узла. Эффузивная толща вулканоплутона залегает в кальдере проседания. Она имеет двухчленное строение /6/. Нижняя часть ее сложена щелочными трахитами, ортоклазовыми базальтами, псевдолейцитовыми фonoлитами, верхняя - трахитами, ортоклазсодержащими трахиандезитами и базальтами. Мощность нижней толщи 220 м, верхней - 200 м. Возраст эффузивной толщи среднеюрский.

В верхнеюрско-меловой этап внедрились сначала щелочные и нефелиновые сиениты, затем

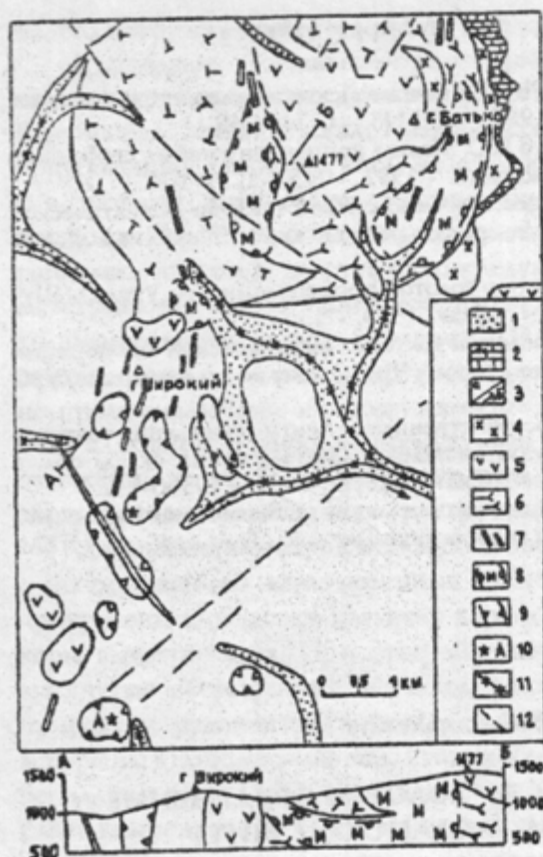


Рис.1. Схема геологического строения и размещения ореолов продуктивных на золото метасоматических формаций Нимгерканского рудного узла:

- 1 - современные аллювиальные отложения (Q_4);
- 2 - карбонатные породы платформенного чехла ($V-E_1$);
- 3а - метаморфические породы кристаллического фундамента (Ar_1);
- 3б - 6 - щелочные и субщелочные породы Томмотского вулканоплутона: 3б - щелочные и субщелочные эффузивы, нерасчлененные; 4-5 - субщелочные сиениты; 6 - щелочные и нефелиновые сиениты; 7 - поздние дайки сиенит-порфиров; 8 - ореолы серицит-микроклиновой метасоматической формации; 9 - ореолы калишпат-серицит-кварцевой метасоматической формации; 10 (звезда) - вертикальные трубообразные тела минерализованных метасоматитов калишпат-серицит-кварцевой формации; 10А - промышленные месторождения горного хрусталя и аметиста (А); 11 - россыпи золота; 12 - главные разрывные нарушения

породы субщелочного ряда (роговообманковые, авгитовые сиениты и микросиениты). В меловой этап формировались многочисленные дайки щелочных и субщелочных пород (роговообманковых сиенит-порфиров, ортофиоров, бостонитов, сельвсбергитов, лампрофиоров) субмеридионального и северо-западного простирания (см. рис.1).

За пределами массива в центральной и южной частях узла размещение мезозойских магматических тел контролируется системой омоложенных древних региональных разломов - Томмотского северо-восточного простирания и Юхтинского северо-западного направления, ограничивающих рудный узел с юга и севера. Кулисообразная система коротких разломов крутого субмеридионального простирания определяет положение дайкового пояса и ореолов развития позднемезозойских золотоносных метасоматитов.

Метасоматиты и золотое оруденение

Проведенное геологическое картирование и маршрутные пересечения показали, что в рудном узле распространены две самостоятельные продуктивные на золото метасоматические формации - серицит-микроклиновая и калишпат-серицит-кварцевая. Первая проявлена в щелочных породах Томмотского вулканоплутона, вторая - в дайковом поясе, секущем кристаллические толщи архея.

Серицит-микроклиновые метасоматиты Томмота являются полными аналогами таковых Рябинового и Билымахского щелочных массивов, описанных нами ранее [10]. Здесь отчетливо прослеживается стадийность метасоматического процесса.

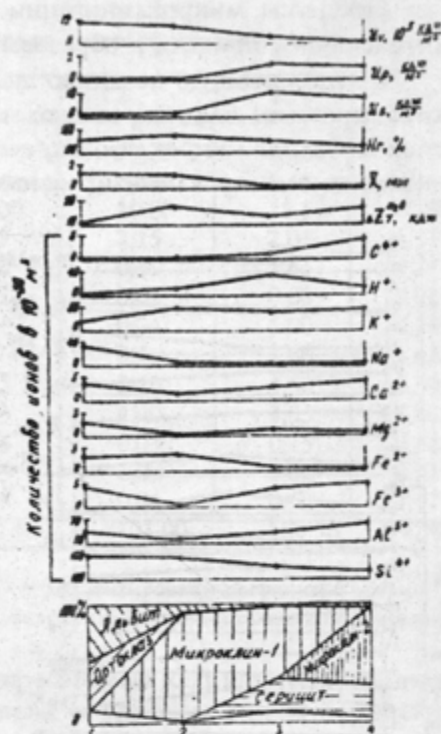
Ранняя щелочная стадия выразилась псевдоморфным замещением калинатрового ортоклаза щелочных сиенитов калиевым микроклином с сохранением крупнозернистой и неоднородной структуры исходных пород (рис.2). При этом серый ортоклаз эдукта ($n_g=1,526$; $n_p=1,519$) замещался нерешетчатый микроклином-1 ($n_g=1,522$; $n_p=1,515$).

Псевдоморфная микроклинизация щелочных сиенитов осуществлялась без существенного изменения поверхностной энергии и энергии порообразования в условиях привноса ионов калия, выноса натрия, субщелочных элементов и увеличения общей основности пород (см.рис.2).

В стадию кислотного выщелачивания микроклинизированные сиениты замещались мелко-

Рис.2. Графики изменения минерального состава, содержания петрогенных элементов, общей основности ($\Delta Z_{\text{H}_2\text{O}}$), текстурно-структурных и энергетических параметров при образовании апосидитовых серицит-микроклиновых метасоматитов Томмотского массива:

1 - щелочной сиенит; 2 - микроклинит-1; 3 - серицитизированный микроклинит; 4 - микроклинит-2. Здесь и на рис.3: X - средний размер зерен; H_p - относительная энтропия; U_p - поверхностная энергия; U_p - энергия порообразования; U_i - внутренняя энергия



зернистым агрегатом светло-зеленого серицита ($n_g = 1,588$; $n_p = 1,522$, политип $2M_1^*$), неоднородным по величине зерен. Серицитизация развивалась не только в микроклинитах-1, но и в слабо и умеренно микроклинитизированных сиенитах. Средне микроклинитизированные и серицитизированные сиениты отличаются от серицитизированных микроклинитов более высоким содержанием натрия (табл.1). Образование серицитизированных микроклинитов приводит к возрастанию поверхностной энергии и энергии порообразования. А внутренняя энергия, характеризующая вещественный состав метасоматитов, в эту стадию уменьшается вследствие выноса высокоэнергетических ионов кремния, привноса ионов водорода, окисного железа (см.рис.2).

Таблица 1

Химический состав серицит-микроклиновых метасоматитов по щелочным сиенитам Томмотского массива

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	60,50	62,16	59,10	61,20	54,30	55,11	53,23	48,87	50,62
TiO ₂	0,22	0,08	0,14	0,10	0,10	0,87	0,87	0,81	0,85
Al ₂ O ₃	20,31	19,27	20,50	21,27	23,60	14,66	16,32	13,30	12,43
Fe ₂ O ₃	2,32	0,06	2,16	1,45	2,63	4,34	3,16	5,74	5,06
FeO	0,85	1,14	0,16	0,31	0,11	5,64	5,55	5,65	5,92
MnO	0,07	0,10	0,02	0,01	0,02	0,16	0,12	0,12	0,15
MgO	0,56	0,01	0,21	0,24	0,11	3,49	3,18	5,98	6,60
CaO	1,34	0,56	1,14	0,45	1,62	3,97	4,42	9,05	7,88
Na ₂ O	6,90	0,82	0,10	3,50	0,39	4,05	3,96	3,76	1,73
K ₂ O	6,08	15,75	14,10	10,71	15,70	5,62	7,00	3,93	7,76
P ₂ O ₅	0,07	0,09	0,03	0,17	0,03	0,26	0,30	0,68	0,68
H ₂ O	0,06	0,63	2,20	1,17	1,10	0,40	1,11	0,14	0,89
CO ₂	0,03	0,03	0,37	0,01	1,38	-	-	-	-
Сумма	99,31	100,70	100,23	100,59	101,09	98,57	99,22	98,03	100,57

Примечания. 1 - щелочные сиениты; 2 - микроклинит-1; 3 - серицитизированный микроклинит; 4 - средне микроклинитизированный и серицитизированный сиенит; 5 - микроклинит-2; 6 - щелочной трахит; 7 - эпидеидитовый трахит; 8 - ортоклазовый базальт; 9 - эпидеидитовый базальт. Анализы 6-9 приведены по [6].

*Рентгено-структурный анализ, УГГА, аналитик Н.Г.Сапожникова.

Процессы микроклинизации и серицитизации в вулканогенной толще протекали менее интенсивно и привели к образованию эпидейцитовых трахитов и базальтов (см.табл.1).

В завершающую позднюю щелочную стадию серицитизированные микроклиниты замещаются агрегатом бледно-розового нерешетчатого микроклина-2. В отличие от продуктов ранних стадий поздняя микроклинизация проявилась более локально в виде гнезд, жил и прожилков среднеинтенсивно микроклинизированных и серицитизированных сиенитов.

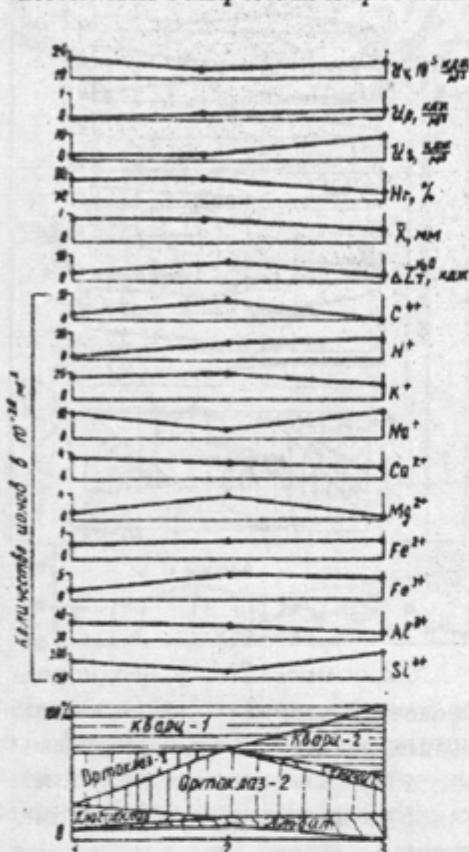


Рис.3. Графики изменения минерального состава, содержания петрогенных элементов, общей основности, текстурно-структурных и энергетических параметров при образовании апогранитных калишпат-серицит-кварцевых метасоматитов: 1 - гранит, 2 - ортоклазовый метасоматит, 3 - серицит-кварцевый метасоматит

Совместно с поздним микроклином отлагались адуляр, карбонат, циркон, содержание которых составляет первые проценты. Изменение химического состава в эту стадию выразилось в привносе калия, алюминия, выносе кремния, водорода, дальнейшем уменьшении внутренней энергии. Микроклиниты-2 отличаются от ранних микроклинитов более высокими значениями текстурно-структурных энергетических показателей (см.рис.2). Геохимическая специализация описанных метасоматитов литохалькофильная, в них повышены концентрации (КК > 4) молибдена, вольфрама, свинца и серебра.

К участкам развития метасоматитов поздней щелочной стадии (микроклинитов-2) приурочено прожилково-вкрапленное оруденение, представленное пиритом, халькопиритом, галенитом и золотом. Самородное золото весьма мелкое (классы: - 0,25 мм - 83%; - 1,0 - +0,25 мм - 17%). Оно отличается большим разнообразием форм выделения. Преобладающее развитие получили золотины друзовидно-каркасной, пластинчатой и комковидно-гнездовой формы. Золото из шлихового ореола Томмотского вулканоплутона близко по среднему размеру ($X=0,15$ мм, $n=39$) к таковому других щелочных массивов района [10], но отличается большей уплощенностью ($Y=2,6$). Пробыность золота изменяется в пределах 780-890 ‰, среднее - 864 ‰, $n=8$.

Статистический индекс форм пирита, рассчитанный по [4], варьирует от - 44 до -106, что указывает на малый уровень эрозионного среза Томмотского рудного штокверка. К такому же выводу приводит анализ геологической карты (см.рис.1, разрез) и в целом невысокий уровень интенсивности изменений щелочных сиенитов в ореоле серицит-микроклиновых метасоматитов Томмота.

Калишпат-серицит-кварцевые метасоматиты - стадийные образования с резко выраженной кислотной стадией метасоматического процесса. Описание этой ассоциации дадим на примере метасоматической колонки, развитой по архейским гранитам (табл.2). В раннюю щелочную стадию серые биотитовые граниты подверглись псевдоморфной калишпатизации с сохранением крупнозернистой и неоднородной по размеру зерен структуры (рис.3). Этот процесс выразился в замещении калинатрового полевого шпата гранита калиевым ортоклазом, а плагиоклаза - альбитом. Калишпатизация гранитов сопровождалась изменением их окраски на розовую и кирпично-красную. Вместе с ортоклазом отложились кальцит, иногда доломит и анкерит. Миграция вещества проявилась в привносе в зону реакции ионов калия, магния, выносе ионов кремния, натрия, возрастании основности и уменьшении внутренней энергии замещаемых пород (см.рис.3).

В стадию кислотного выщелачивания полевые шпаты измененных гранитов заместились агрегатом серицита и кварца. Серицит-кварцевые метасоматиты характеризуются более мелкозернистой структурой, повышенной поверхностной энергией в сравнении с калишпатовыми метасоматитами. Миграция вещества обозначена привносом кремния, водорода, выносом калия, магния, углерода и уменьшением общей основности пород (см.рис.3).

В позднюю щелочную стадию вновь возросла активность калия и углерода, в результате чего

Химический состав исходных пород и калишпат-серицит-кварцевых метасоматитов

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	76,80	76,00	74,20	71,40	74,90	79,20	65,20	65,60
TiO ₂	0,17	0,10	0,32	0,15	0,06	0,13	0,48	0,41
Al ₂ O ₃	12,33	12,40	11,42	12,70	13,00	10,80	18,50	19,00
Fe ₂ O ₃	0,35	1,00	2,87	2,73	1,29	2,15	2,03	1,57
FeO	0,79	0,27	1,22	0,33	0,33	0,33	1,65	0,27
MnO	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,08	0,02
MgO	0,24	0,21	0,01	1,00	0,24	0,04	1,00	0,26
CaO	0,57	1,21	0,01	1,00	0,74	0,66	2,90	1,42
Na ₂ O	2,50	2,00	0,60	0,58	1,85	2,16	4,50	3,30
K ₂ O	6,20	6,93	8,17	7,74	6,93	4,40	3,35	6,40
P ₂ O ₅	-	0,06	-	0,07	0,04	0,03	0,15	0,16
H ₂ O	0,20	0,01	0,29	0,85	0,23	1,02	0,02	0,21
CO ₂	-	0,83	-	2,47	0,83	0,06	0,70	1,47
Сумма	100,16	101,04	99,12	101,46	100,46	101,00	100,36	99,98

Примечание. 1,2 - архейские граниты; 3,4 - калишпатовые метасоматиты; 5 - серицитизированный гранит; 6 - серицит-кварцевый метасоматит; 7 - роговообманковый сиенит-порфир; 8 - калишпатизированный роговообманковый сиенит-порфир.

произошло частичное растворение, вынос и переотложение кремнезема калишпатизированных, серицитизированных и окварцованных пород с образованием крупно- и гигантозернистых друзовидных агрегатов, сложенных хорошо ограненными кристаллами горного хрусталя и аметиста, размером от нескольких миллиметров до 5 см. Друзовидный метасоматический кварц ($n_g = 1,553$; $n_p = 1,544$) развивался в зоне гидротермальных изменений в форме гнезд, обособлений, жил и прожилков совместно с серицитом политиптной модификации 1М, адуляром, поздним крупнозернистым кальцитом ($n_g = 1,658$; $n_p = 1,486$).

Среди кристаллов друзовидного кварца выделяется несколько разновидностей: белый непрозрачный кварц, полупрозрачный дымчатый кварц, прозрачный хрусталевидный кварц и аметист, что свидетельствует о направленном изменении термодинамических условий в позднюю щелочную стадию. Согласно [1] горный хрусталь кристаллизовался из щелочных бикарбонатно-хлоридных растворов в довольно широком интервале температур - от 450-400°C (морион) до 200-120°C и даже менее (бесцветный горный хрусталь и аметист) и давления от 1200 до 200 · 10⁵ н/м². По-видимому, в близких к этим условиях происходило формирование друзовидного кварца в калишпат-серицит-кварцевых метасоматитах Нимгерканского узла.

В позднюю щелочную стадию с ранними генерациями друзовидного кварца отлагались рудные минералы - пирит, халькопирит, галенит, самородное золото. Характерной чертой геохимического профиля этих рудоносных метасоматитов является высокая концентрация золота, серебра, висмута, свинца и молибдена, деконцентрация вольфрама и большинства сидерофильных элементов (марганца, кобальта, титана, хрома). Самородное золото в рудах мелкое (классы: -0,25 мм - 94%; -1,0 - +0,25 мм - 6%). По форме золотинок преобладают друзовидно-каркасные выделения, достаточно широко распространены пластинчатые и игольчатые индивиды. Это золото отличается от такового из рудоносного штокверка Томмотского массива более высокой уплощенностью ($Y=3,1$, $n=53$), большей вариацией значений пробности (417-944 ‰, $X=757$ ‰, $n=10$). Широкое разнообразие формы индивидов самородного золота, наличие большого процента уплощенных пластинчатых и игольчатых форм указывают, по [8], на малоглубинные условия рудоотложения.

Возраст описанных метасоматических формаций определен по их отношению с поздними дайками. Эти дайки прорывают серицит-микрклиновые метасоматиты, содержат ксенолиты последних. Калишпат-серицит-кварцевые метасоматиты активно развиваются по дайкам, часто полностью замещая их. Таким образом, устанавливается два этапа продуктивного на золото метасоматизма: ранний этап связан с постмагматическими процессами в Томмотском вулканоплутоне, поздний этап ассоциируется с внедрением даек и небольших штоков сиенит-порфиров в центральной и южной частях рудного узла. Выделенные формационные типы золотоносных метасоматитов имеют свои пространственно-временные координаты, индивидуализированы по вещественному составу и условиям образования.

1. Балакирев В.Г., Киевленко Е.Я., Никольская Л.В. и др. Минералогия и кристаллофизика ювелирных разновидностей кремнезема. - М.: Недра, 1979.-149 с.
2. Баранников А.Г. К методике выделения шлиховых ореолов на основе морфометрического изучения золотин//ДАН СССР. - 1988. - Т.302. - N3.-С.651-654.
3. Грязнов О.Н., Золосев К.К., Ляхович Э.М. Картирование рудоносных метасоматитов. - М.: Недра, 1994.-271 с.
4. Евзикова Н.З. Поисковая кристалломорфология. - М.: Недра, 1984.
5. Казимырин Ю.В., Рудник В.А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. - М.: Недра, 1968.-364 с.
6. Кравченко С.М., Максимов Е.П. Вулканогенные образования Томмотского массива//Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1969. - N11-С.9-23.
7. Маракушев А.А. Петрогенезис и рудообразование (геохимические аспекты). - М.: Наука, 1979.-264 с.
8. Петровская Н.В. Самородное золото. - М.: Недра, 1973.-346 с.
9. Угрюмов А.Н., Дворник Г.П., Балахонов В.С. Опыт мелкообъемного шлихового опробования делювиальных отложений при поисках золотосодержащих меднопорфировых и золоторудных джаспероидных месторождений//Геология, поиски и разведка рудных и нерудных месторождений полезных ископаемых: Межвуз. науч. темат. сб. - Свердловск, 1988.-С.44-48.
10. Угрюмов А.Н., Дворник Г.П., Балахонов В.С. Метасоматическая зональность и золотое оруденение Ылыммахского щелочного массива//Известия Уральской гос. горно-геологической академии. Сер.: Геология и геофизика. - 1996. - Вып.5.-С.82-87.

УДК 551.24:553.4(235.216)

В.Н.Бузмаков

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРУКТУРЕ, МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ И СТАДИЙНОСТИ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СУРЬМЯНО-РУТУТНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ЧАУВАЙСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Чаувайское рудное поле расположено в северных отрогах Алайского хребта. Оно вытянуто вдоль хребта Боорды - Каурзан на 14 км. Простираение поля совпадает с общим простираением складчатых структур района (рис.1).

Современные представления о геологическом строении поля основываются на работах В.И.Щербачева, А.А.Саукова, В.П.Федорчука, В.И.Бергера, Н.А.Никифорова, Б.К.Дададжанова, С.А.Белова и др. исследователей. Проведенное нами геологическое доизучение и поисково-оценочные работы позволили уточнить структуру восточной части поля, зональность и стадийность рудной минерализации.

Тектоническая позиция Чаувайского рудного поля определяется его приуроченностью к южному крылу Каузанского антиклинория, осложненного разрывными нарушениями субширот-

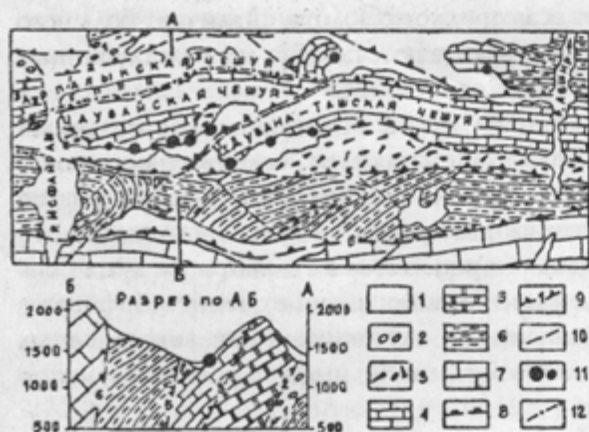


Рис.1. Структурная схема района Чаувайского рудного поля (по С.И.Белову и В.В.Никифорову, 1991 г., с дополнением):

- 1 - неоген-четвертичные отложения; 2 - мезозой-палеогеновые отложения; 3 - дислоцированные осадки нижнего - среднего карбона; 4 - известняки среднего карбона; 5 - доломиты и доломитистые известняки нижнего карбона; 6 - терригенные отложения нижнего - среднего палеозоя; 7 - известняки девона-карбона; 8 - Кадамжай-Чаувайский надвиг; 9 - взбросо-надвиги второго порядка (1 - Алышский, 2 - Северо-Боординский, 3 - Чаувайский, 4 - Актерекский, 5 - Долинный, 6 - Ярунтузский); 10 - разломы третьего порядка; 11 - месторождения ртути; 12 - граница Чаувайского рудного поля по автору