

МИНЕРАГЕНИЯ

УДК [553.41: 553.261](571.651)

УНИКАЛЬНЫЙ РУДНЫЙ РАЙОН ЧУКОТКИ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

А.А. Сидоров, А.В. Волков

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, г. Москва

Детально охарактеризован крупнейший рудный район Чукотки. Установлено, что заключительный этап полихронного оруденения в районе связан с постаккреционным Охотско-Чукотским вулканогенным поясом. Рассмотрены особенности магматизма и рудообразования месторождений Майского рудного узла, наиболее представительного в районе. Показана унаследованность оруденения от металлогении структур основания пояса. Исследованы особенности совмещения и взаимоотношения золото-сульфидных вкрапленных и жильных руд. Разработана схема формирования большеобъемных золоторудных месторождений района.

Ключевые слова: магматизм, рудообразование, золоторудное месторождение, Чукотка.

В пределах Тихоокеанского тектоно-магматического пояса известно несколько уникальных рудных районов с гигантскими медно-порфировыми, золото-сульфидными, колчеданно-полиметаллическими, серебряными и олово-серебряными месторождениями. Но это преимущественно старые рудные районы, известные, например, в американском секторе пояса ещё в период расцвета империи инков и ацтеков. Новый и, безусловно, уникальный рудный район на Чукотке выявлен сравнительно недавно, во второй половине прошлого века (рис 1).

Строение рудного района определяется взаимоотношениями Чукотского террейна пассивной континентальной окраины с наложенными структурами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП). Район типичен для перивулканической зоны пояса. Террейн сложен триасовыми толщами флишоидной формации (рис. 2), залегающими на палеозойском фундаменте. Суммарная мощность этих толщ не превышает 3000 м. Судя по геологическому строению соседних районов, флишоидные толщи, вмещающие золоторудные тела, подстилаются породами аспидной формации с дайками, штоками и силлами диабазов и габбродиабазов. Впрочем, не исключено, что в пределах центральной части рудного района породы, подстилающие флишоидную толщу, гранитизированы (рис. 3). Флишоидная тол-

ща состоит из пачек чередующихся песчаников, алевролитов, глинистых сланцев при резком преобладании тонкозернистых разностей пород (рис. 2). На крыльях смежных поднятий (Куульское, Ичувемское) развиты также кварцевые, полевошпатово-кварцевые и граувакковые песчаники. Все эти отложения охарактеризованы фауной [6]. Более поздние отложения межгорных впадин (Кукевеевская, Пегтымельская) представлены углистыми алевролитами, аргиллитами и каменными углями. Однако распространённость их в районе незначительна, а по времени формирования они близки к ранним этапам деятельности Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Магматические образования района разнообразны. Это интрузивные массивы гранодиоритового, гранитного, реже монцититового и диоритового состава, дайки пестрого состава (от андезибазальтов до риолитов), а также реликты вулканических покровов. Интрузивные массивы гранитоидного состава представляют собою сложный комплекс разноглубинных тел. Главными массивами района являются: Кукенейский, Шурыканский, Карпунгский, Палянский, Матенвунайский, Водораздельный (рис.4) Наиболее глубинным считается последний в этом списке массив, который дальше всех удалён от ОЧВП. Состав массивов разнообразен – это

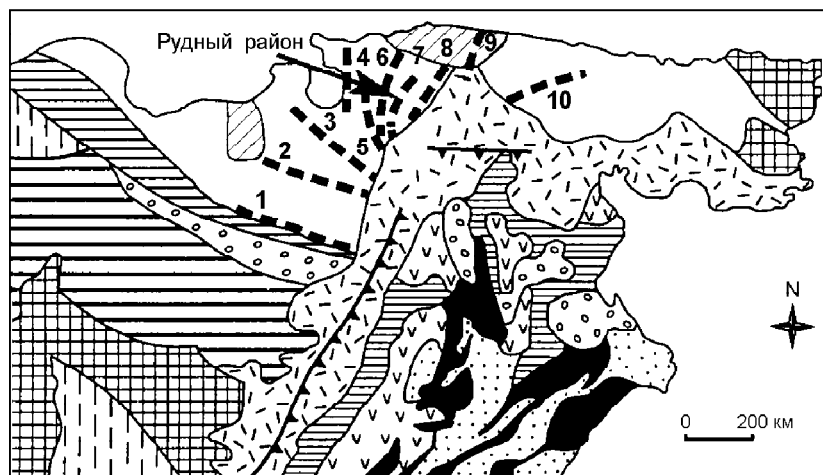


Рис. 1. Зоны тектоно-магматической активизации Чукотки (схема по [17], дополненная авторами).

1 – фрагменты Алазейской и Олойской рифтогенных зон; 2 – фрагменты складчатых зон, возникших на утонённой континентальной коре: Ольджойской и Сугойской; 3 – Южно-Ануйская коллизионная зона; 4,5 – Чукотская система: 4 – поднятия, сложенные палеозойскими образованиями, 5 – мезозойские орогенные структуры; 6 – фрагменты дорифейской континентальной коры; 7 – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 8 – зоны и блоки покровного строения с офиолитовыми аллохтонами; 9 – складчатые зоны Корякского нагорья, сложенные меловыми флишево-олистоострововыми образованиями; 10 – кайнозойские вулканические пояса и поля; 11 – Удско-Мургалская островодужная система; 12 – неоген-четвертичные впадины; 13 – разломы недифференцированные; 14 – граница внешней и внутренней зон Охотско-Чукотского пояса; 15 – рудоносные зоны тектоно-магматической активизации: 1 – Южно-Ануйская, 2 – Кебервеевская, 3 – Эльвенейская, 4 – Валькумейская; 5 – Палянская, 6 – Карпунгская, 7 – Кукенейская, 8 – Матенвунайская, 9 – Пильхинкууль-Рывеевская, 10 – Эжугская.

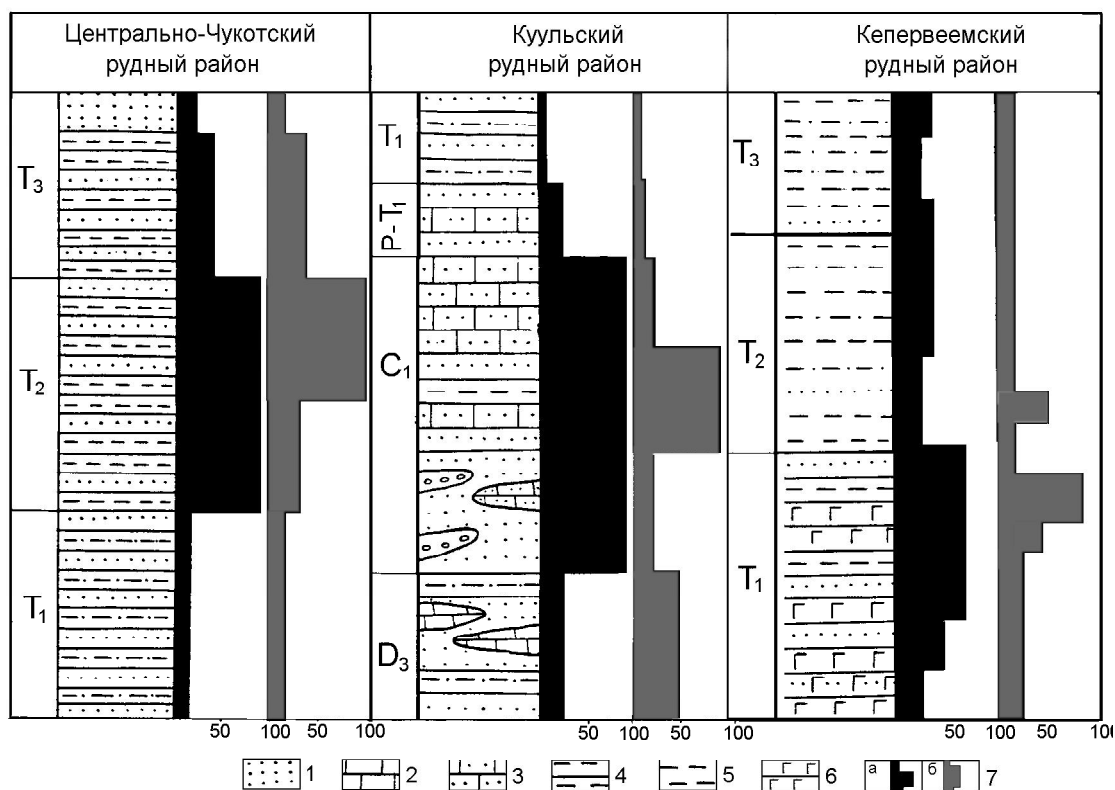
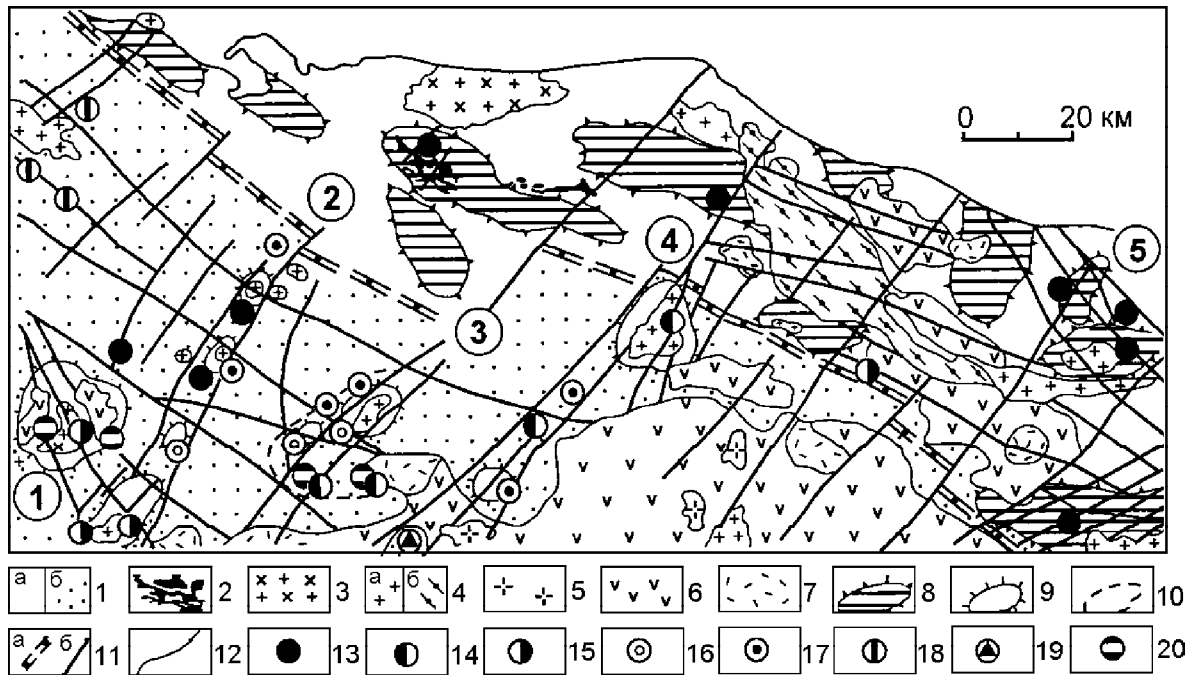
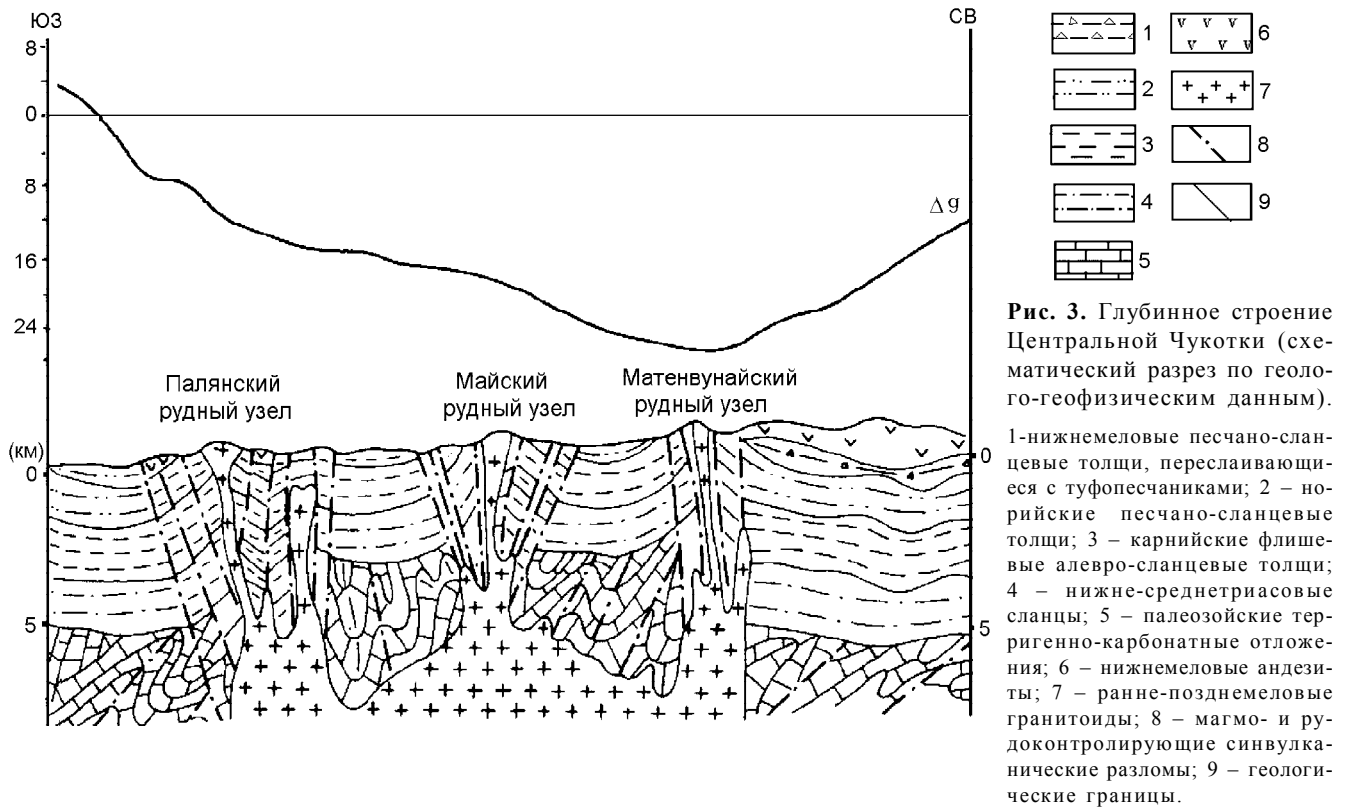


Рис. 2. Распределение запасов рудного и россыпного золота в стратиграфических разрезах рудных районов Чукотки.

1 – песчаные толщи; 2 – известковистые толщи; 3 – известково-песчанистые толщи; 4 – чёрные сланцы; 5 – алевролиты; 6 – силлы габродиабазов; 7 – гистограммы распределения запасов россыпного (а) и рудного (б) золота.



монциты, сиениты, гранодиориты, граниты. Массивы, как правило, имеют зональное строение. Взаимоотношения между субфазами массивов различны: от взаимных переходов до рвущего контакта. Часть массивов сформирована за счет многофазного внедрения дифференцированного расплава в периферическом очаге. По петрохимическим особенностям все массивы близки и относятся к ассоциации пород, пересыщенных глиноземом и щелочами, для них характерна повышенная калиево-ность (табл. 1).

Дайковый комплекс представлен Майским, Кукенейским, Промежуточным, Звездным, Сыпучинским и другими полями, которые непосредственно сопряжены с гранитоидными интрузивами, а некоторые являются апофизами конкретных массивов. По составу они делятся на три группы: кислые, средние и основные. Выходы экструзивных образований района тяготеют к поясу развития вулканитов.

Все процессы интрузивного магматизма, куполообразования и гидротермальной деятельности рассматриваемого региона развивались синхронно с вулcano-плутоническими ассоциациями ОЧВП. Можно с уверенностью говорить только о комагматичности гранитоидных интрузивных образований региона с меловыми риолитами кытакпайской свиты. Кроме этого, дайки и экструзии основного состава возможно коррелировать с основными образованиями коэкуньской свиты – отложениями заключительной фазы вулканической деятельности ОЧВП, проявившейся с перерывом после образования дифференцированной толщи кислых вулканитов [1].

Синаккреционный интрузивный магматизм если и был проявлен, то незначительно (рис. 5). В отличие от колымских террейнов здесь он совмещен во времени и пространстве с постаккреционным магматизмом Охотско-Чукотского пояса. В частности, проявления синаккреционных гранитоидных и дайковых образований вероятны в районе Ичувеемского поднятия (Водораздельный и Ичувеемский интрузивный массивы), где широко развиты золотоносные жилы золото-кварцевой формации.

Возрастные рамки формирования интрузивных магматических пород датируются в первую очередь на основе соотношений с комагматичными им толщами вулканитов. Мы выделяем в районе три магматических комплекса: 1) раннемеловой, представленный гипабиссальными интрузивами, субвулканическими телами и дайками монцитового и латитового состава; 2) ранне-позднемеловой, объединяющий интрузивные и дайковые образования преимущественно кислого и, в меньшей степени, среднего состава; 3) поздне-меловой – дайковый, преимущественно андезибазальтового состава.

Вулканиты раннемелового комплекса развиты вблизи межгорных впадин, заполненных угленосными отложениями, и представлены лавами среднего и основного состава (этчикуньская свита), которые отличаются повышенной щелочностью и отнесены к трахит-латитовой формации. Завершилась эта фаза магматической деятельности внедрением гипабиссальных интрузий монцитового состава. Валуны и гальки монцитов и метаморфизованных осадочных пород в большом количестве отмечены в туфо-конгломератах, залегающих в основании вышележащих вулканических толщ.

Второй этап магматической деятельности отвечает по времени позднему альбу – раннему сеноману. Он характеризовался накоплением мощных толщ игнимбригов риолит-дацит-андезитового состава (чаунская серия, по [1]). Именно с этим периодом, по-видимому, связано устанавливаемое по геофизическим данным разуплотнение земной коры – образование на глубине больших масс гранитоидов. В основании осадочных пород они залегают преимущественно в виде субгоризонтальных тел. В осадочные толщи магматические расплавы внедрялись в виде трещинных и куполообразных интрузий (Кукенейский, Водораздельный и другие массивы), а также даек пестрого состава. По возрасту эти интрузии рядом исследователей отнесены к началу раннего мела на том основании, что обломки гранитоидов встречаются в нижних частях разреза альб-сеноманских вулканитов. Однако в данном случае, как и в других

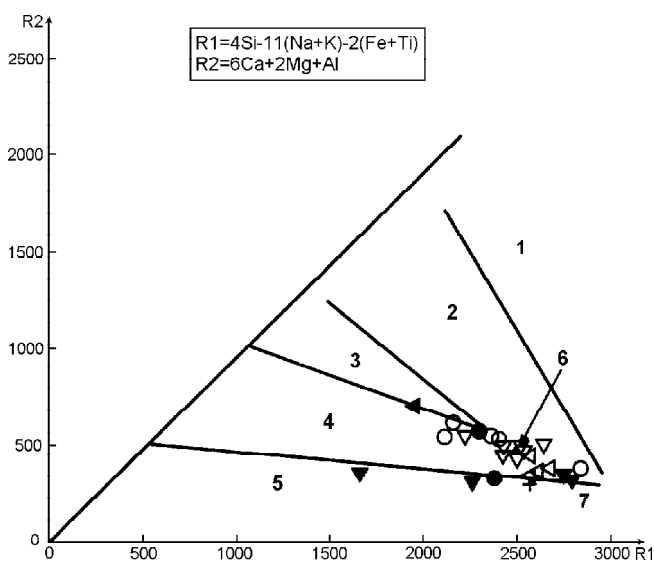


Рис. 5. Распределение основных типов гранитоидов на мультикративной диаграмме $R1 - R2$ [18].

1 – мантийные дифференциаты; 2 – доколлизийные; 3 – постколлизийные; 4 – позднеорогенные; 5 – неорогенные; 6 – синорогенные; 7 – послорогенные. Условные обозначения на рис.7.

Таблица 1. Петрохимические характеристики магматических пород Майского рудного узла.

Петрохимические компоненты (%)	№№ по порядку, соответствующий типу породы * (число проб)																	
	1 (7)	2 (3)	3 (10)	4 (16)	5 (2)	6 (3)	7 (6)	8 (3)	9 (3)	10 (10)	11 (5)	12 (6)	13 (1)	14 (1)	15 (7)	16 (3)	17 (2)	18 (18)
SiO ₂	68,33	74,98	59,89	70,33	70,53	55,57	48,75	54,15	75,66	71,79	72,86	75,93	48,12	69,69	72,85	66,75	64,38	60,75
TiO ₂	0,46	0,22	0,67	0,40	0,58	1,46	1,46	1,01	0,18	0,37	0,20	0,16	1,32	0,36	0,21	0,68	0,71	0,73
Al ₂ O ₃	14,32	14,45	12,04	14,25	13,46	14,89	15,85	14,12	12,53	14,14	13,25	12,51	14,97	14,29	13,81	16,86	15,56	15,28
Fe ₂ O ₃	0,66	0,78	1,17	2,35	0,91	2,15	5,85	7,12	2,17	0,46	0,37	0,54	8,06	3,58	2,24	1,98	0,75	0,82
FeO	2,61	0,48	3,89	1,51	2,42	5,88	4,85			2,76	2,04	1,54			0,58	1,60	4,19	4,51
MnO	0,07	0,06	0,10	0,05	0,07	0,14	0,18	0,15	0,13	0,06	0,17	0,05	0,15	0,05	0,06	0,08	0,09	0,10
MgO	1,08	0,22	3,73	0,86	1,19	4,28	4,93	3,33	0,96	0,48	0,22	0,10	0,47	6,92	0,28	0,77	2,11	3,62
CaO	1,64	0,75	3,13	0,57	1,08	4,11	6,15	4,04	0,98	1,28	0,81	0,46	1,92	2,07	1,08	1,79	2,64	3,51
Na ₂ O	1,94	0,20	0,90	0,40	2,69	3,47	1,53	1,46	0,07	2,33	2,85	3,56	1,92	2,96	1,58	3,04	3,47	2,52
K ₂ O	4,41	3,54	3,11	2,88	5,61	3,06	1,89	1,31	3,15	4,48	4,21	3,97	2,12	5,17	5,15	4,57	3,54	4,36
P ₂ O ₅	0,17	0,03	0,48	0,16	0,15	0,56	0,51	0,34	0,05	0,07	0,02	0,02	0,35	0,09	0,06	0,21	0,18	0,29
CO ₂	1,72	0,98	5,86	1,38	0,10	1,25	6,82	-	-	0,24	0,10	0,12	-	-	0,50	0,34	0,10	0,74
S (общ.)	0,41	0,35	0,55	1,6	0,05	0,08	0,13	-	-	0,05	0,05	0,05	-	-	0,07	0,06	0,06	0,05

Примечание. Анализы выполнены в ЦЛ СВНГО, г. Магадан, ЦНИГРИ, ВИМС (г. Москва). *1-4 – дайки Майского месторождения: 1 – гранодиорит-порфиры, 2 – аплиты, 3 – лампрофиры, 4 – риолит-порфиры; 5-7 – дайки Промежуточного месторождения: 5 – гранит-порфиры (кснолиты в дайках андезибазальтов), 6 – лампрофиры (?), 7 – андезибазальты (долериты); 8, 9 – дайки Кукейского месторождения: 8 – лампрофиры, 9 – риолит-порфиры; 10-14 – интрузивные породы Кукейского массива: 10 – гранит-порфиры периферии, 11 – граниты центральной части, 12 – аплиты, 13 – андезибазальты, 14 – риолит-порфиры; 15 – риолиты вулканического покрова в окрестностях Сопки Рудной; 16 – риолит-порфиры, г. Отдельная (экструзивное тело в 15 км к северо-востоку от месторождения Промежуточного); 16 – граниты, массив Водораздельный; 18 – граносениты, Шурыканский массив. Таблица составлена по данным Волкова А.В., Алискерова А.А., Политова В.К., Майской и Чаунской ГРЭ.

районах Охотско-Чукотского пояса, правильнее датировать их в соответствии с возрастом комагматических вулканитов.

Позднемеловые магматические породы, представленные андезибазальтами и трахибазальтами, слагают протяженные рои даек северо-восточного и субширотного простирания. В дайках отмечены ксенолиты залегающих на глубине гранитоидов (участок Промежуточный). Андезибазальтовый вулканизм проявлен в районе в виде небольших покровов (козквуньская свита), комагматических дайковым образованиям.

Возникновение магматических пород района возможно объяснить двумя глубинными процессами: образованием базальтовых расплавов в верхней мантии и палингенным образованием гранитных расплавов в пределах земной коры. Следовательно, вполне логично предположить существование трех групп эндогенных месторождений: метаморфогенной, плутоногенной и вулканогенно-плутоногенной (табл. 2).

Рудоносность района определяется серией субмеридиональных «скрытых» разломов, оперяющих северный фланг Императорского трансформного разлома [2]. Это хорошо подтверждается тем, что подавляющее большинство рудных тел в районе (>90%) имеют субмеридиональное направление. Рудоносные интрузивно-купольные структуры (ИКС) приурочены к узлам пересечения «скрытых разломов» с складчатыми северо-западными и магмоконтролирующими северо-восточными и наиболее молодыми субширотными разломами. Небольшие массивы гранодиорит-гранитной формации (абсолютный возраст 100–90 млн лет [7]) играют определяющую роль в формировании интрузивно-купольных структур Центрально-Чукотского золоторудного

района. Исследованиями М.Л. Гельмана [3] показана тесная парагенетическая связь этих интрузий с вулканическими процессами ОЧВП. Эти гранитоидные массивы имеют многофазное или эпизональное строение.

Рудоносные интрузивно-купольные структуры формируются в узлах пересечения северо-западных региональных складчатых и северо-восточных синвулканических разломов и являются дискордантными по отношению к мезозойской складчатости. Они характеризуются развитием зон динамометаморфизма и высокотемпературной проработкой пород, повышенным фоном радиоактивных элементов. В их пределах либо вскрыты, либо устанавливаются на глубине по геофизическим данным и находкам ксенолитов в дайках гранитоидные массивы. Обязательным элементом подобных узлов является обильное проявление даек кислого, основного и среднего составов. Форма интрузивов, расположение цепочек магматических тел подчеркивают главное – северо-восточное – направление зон тектоно-магматической активизации (ТМА) Центрально-Чукотского рудного района (рис. 4).

В пределах рудного района распространены месторождения и рудопоявления золота, олова, серебра, вольфрама, меди, молибдена, сурьмы, ртути, свинца, цинка, тория и урана, относящиеся к различным рудным формациям (табл. 2); здесь выявлены также месторождения с комплексной олово-серебро-полиметаллической минерализацией. В пределах рудноформационных рядов они занимают вполне определенное положение [14]. Очевидно также, что сложные базовые месторождения сформированы в результате пространственного совмещения полихронного оруденения различных глубин, но в единых рудоносных интрузивно-купольных структурах.

В стратиграфическом разрезе района основные запасы золота, как россыпного, так и рудного приурочены к пластичным флишевым толщам среднего и верхнего триаса. Такое распределение запасов заметно отличается от соседних районов (рис. 2).

В пределах Центрально-Чукотского рудного района выделяются зоны ТМА, оперяющие и поперечные по отношению к генеральному простиранию ОЧВП (рис. 4). Наиболее рудоносные – занимают также поперечное положение относительно складчатых структур мезозоид. Именно в них сформированы интрузивно-купольные структуры, к которым приурочены рудные узлы, поля и месторождения с золото-серебряным, золото-редкометалльным и золото-сульфидным (вкрапленным), золото-порфировым, медно-молибден-порфировым, касситерит-сульфидным, серебро-полиметаллическим, сурьмяным, ртутным, вольфрамовым типами оруденения.

Таблица 2. Рудные формации зон ТМА.

Тектонический режим	Группа	Формации
Орогенный	Метаморфогенная	Золото-кварцевая
Тектоно-магматической активизации	Плутоногенная	Касситерит-кварцевая Касситерит-силикатная Вольфрамит-кварцевая Касситерит-сульфидная
	Вулканогенно-плутоногенная	Золото-сульфидная вкрапленная Золото-серебряная Золото-редкометалльная Серебро-полиметаллическая Сурьмяная Ртутная

Выявлен ряд зон ТМА с многочисленными интрузивно-купольными структурами (рис.4). Преимущественным распространением пользуются структуры приразломного типа, установлены одна сателлитная (Кукенейская) и одна инверсионная структуры. Многие месторождения и рудопроявления Кукенейской структуры, образующие Майский рудный узел, приурочены к дочерним куполам (Майское, Промежуточное, Сопка Рудная) и к главному интрузивному купольному поднятию (Кукенейское, Кевеемское, Сильное, Марс). Приразломные интрузивно-купольные структуры Карпунгской и Матенвунайской зоны ТМА обычно контролируют единичные рудные поля и месторождения (Сыпучинское, Лунное, Матенвунайское). В южной части рудного района на периферии Пегтымельского вулканогенного прогиба расположено медно-молибден-порфировое рудопроявление, приуроченное к Шурыканскому субвулканическому интрузиву (Матенвунайская зона ТМА). Инверсионной Палянской структуре одноименной зоны ТМА соответствует рудный узел с золото-редкометалльным, касситерит-силикатным,

золото-серебряным и ртутным типами оруденения (месторождения Западно-Палянское, Палянгайское). Эта структура по своему глубинному строению весьма схожа с сателлитными интрузивно-купольными структурами, что позволяет ожидать в её пределах открытие месторождения золото-сульфидной вкрапленной формации. Северный фланг Палянской структуры сопряжен с районом уникальных Средне-Ичувеевских золотых россыпей.

Майский рудный узел является представителем и наиболее изученным в рудном районе. Он приурочен к Кукенейской сателлитной ИКС (рис. 6). Вмещающие породы, слагающие рудный узел, представлены флишоидными песчано-глинистыми толщами и субаэральными вулканитами. Флишоидные толщи имеют трехчленное строение. Нижняя часть разреза (1,5–2 км) сложена мелкозернистыми хлоритизированными песчаниками и филлитизированными глинистыми сланцами нижнего–среднего триаса (гэсмыткунская и геунтовская свиты). Средняя часть (до 2 км) представлена переслаивающимися аргиллитами, алевролитами и олигомиктовыми песчаника-

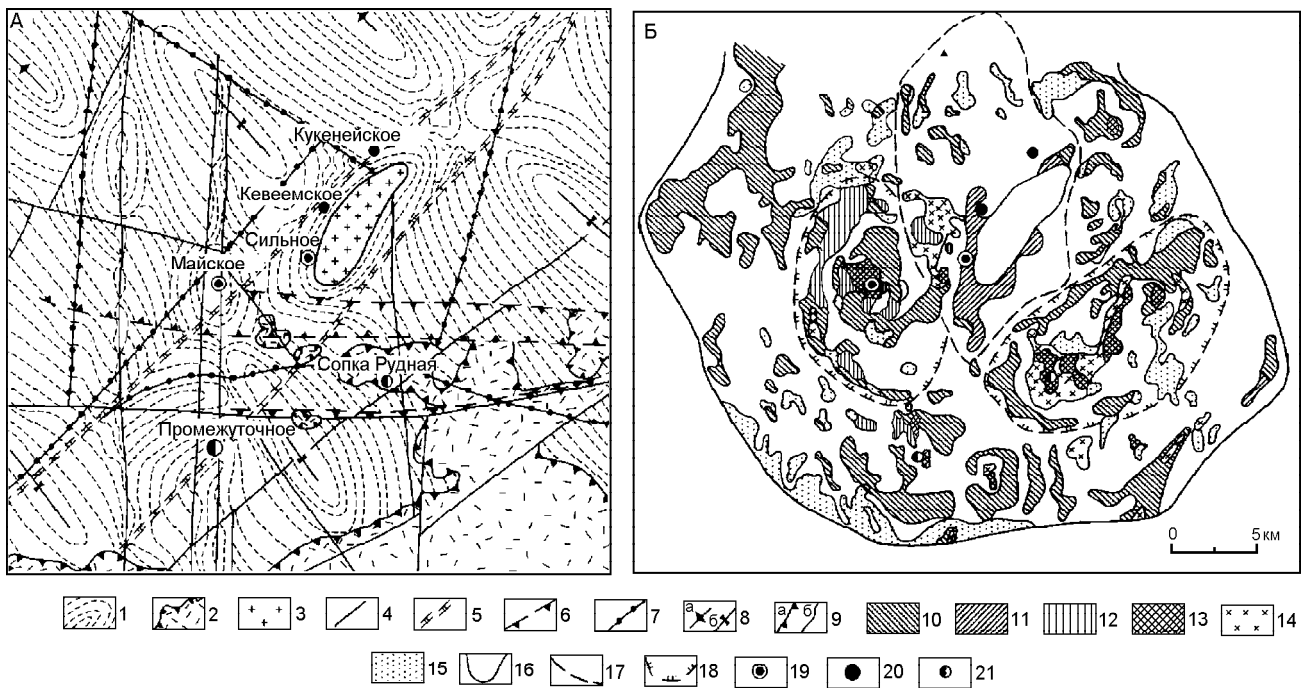


Рис. 6. Схема геологического строения (А) и геохимические поля (Б) Кукенейской сателлитной интрузивно-купольной структуры (Майский рудный узел).

1 – терригенные флишевые толщи среднего и верхнего триаса; 2 – эффузивы верхнего мела; 3 – ранне-позднемереловые граниты; 4 – разломы; 5 – синвулканические северо-восточные разломы; 6 – неотектонические разломы; 7 – разломы, установленные по геофизическим данным; 8 – оси складок: антиклинальных (а), синклинальных (б); 9 – границы: вулканитов ОЧВП (а), геологические (б); 10 – 14 – геохимические ассоциации: 10 – серебро-полиметаллическая (Ag, Pb, Zn, Cu, Bi), 11 – олово-серебряная (Sn, Ag, As, Pb, Zn, Au, Sb); 12 – золото-кварцевая (Au, Pb, As, Sb); 13 – золото-сульфидная вкрапленная (Au, As, Sb, Ag, Pb); 14 – золото-серебряная (Ag, Au, As, Sb, Pb, Zn, Cu); 15 – зона выноса элементов; 16 – граница Майского рудного узла по геохимическим данным; 17 – границы оловорудных полей; 18 – границы золоторудных полей. 19–21 – рудные месторождения: 19 – золото-сульфидные, 20 – касситерит-сульфидные, 21 – золото-серебряные.

ми среднего и верхнего триаса, карния и низами нория (кевеемская, ватапавамская, релькувеемская и млелювеемская свиты). Верхи триасовых отложений (1,5–1,8 км) сложены темноцветными аргиллитами, алевролитами и реже песчаниками (кувеемкайская, пырканайская и сыпучинская свиты). Отмечено заметное увеличение количества прослоев песчаников и гравелитов во флишоидных толщах с юга на север, что указывает на существование на севере (Куульское поднятие) в палеозое древних массивов суши (областей сноса). В пределах месторождений и рудопроявлений преобладают карнийские и норийские отложения, среднетриасовые толщи предполагаются только вблизи Кукенейского интрузива и в купольно-блоковой структуре Майского месторождения. Вулканогенные толщи распространены в южной части рудного узла и представляют собой северо-западную периферию Пегтымельского прогиба Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Эффузивная толща сложена позднемеловыми игнимбритами, туфами и туфоконгломератами, андезибазальтами и различными лавами и туфолавами кислого и среднего состава (кытапкайская свита). Суммарная мощность отложений не превышает 300–350 м.

Наиболее широко в рудном узле распространены разломы северо-западного и северо-восточного простирания, соответствующие поперечным и продольным зонам глубинных разломов. С юга рудный узел ограничивают субширотные, дугообразные разломы и поля вулканитов Пегтымельского вулканопрогиба ОЧВП (рис. 6).

Складчатая структура рудного узла представлялась ранее довольно простой – здесь выделялись пологие брахискладки (рис. 6). В последнее время отмечено, что зоны надвигов и простых складок в рудном узле чередуются с зонами вертикального залегания и крутопадающих до изоклинальных приразломных складок. Брахискладки имеют северо-западную ориентировку, соответствующую генеральному направлению Паляваамской зоны. Они осложняются в пределах сателлитных купольных структур складками северо-восточного и субмеридионального простирания. Зеркало этой складчатости погружается с востока на запад. В восточной части рудного узла выделяется антиклиналь, западнее она сменяется моноклинальным залеганием с западным падением, осложненная складками более высокого порядка, связанными с сателлитными куполами, а далее на самом западе расположена синклиналичная структура. В процессе внедрения Кукенейской интрузии вмещающие толщи испытали вертикальное поднятие, и вблизи гранитоидов на поверхность выведены более древние слои.

Таким образом, разнонаправленная складчатость в сочетании с многочисленными пересекающи-

мия разломами создают своеобразную клавишно-мозаичную структуру рудного узла.

Магматические породы рудного узла. В строении рудного узла принимают участие граниты Кукенейского массива; дайки пестрого состава, секущие как породы интрузива, так и осадочную толщу в пределах месторождений; вулканические породы, залегающие в 10 км южнее гранитного массива (рис. 6). Массив располагается в четырехугольном блоке, ограниченном с северо-запада сочленяющимися разрывами восток-северо-восточного и северо-северо-восточного простирания, с востока – разломом северо-северо-восточного простирания и с юга – широтным разломом. Выход интрузива на поверхность имеет форму сужающегося овала, вытянутого в северо-восточном направлении на 13,5 км, при максимальной ширине 5 км. Массив занимает площадь 40 км² и является плутоном величины третьего порядка. Судя по размерам ореола контактового метаморфизма и геофизическим данным, юго-восточный и южный контакты интрузива более крутые (до 70°), местами до вертикальных, северный и северо-западный – более пологие, до 45–30°. В юго-восточной части Кукенейского месторождения на глубине находится, вероятно, нескрытый сателлит массива, проявляющийся на поверхности в виде ореола слабого метаморфизма. Для формы Кукенейского массива характерна комбинация вертикального штока и горизонтального лакколитоподобного тела. Резко порфиоровидное строение гранитов и сравнительно большое количество ксенолитов вмещающих пород указывают на небольшую глубину его становления, которая, очевидно, составляла не более 1–2 км. В составе Кукенейского массива выделяются образования трех фаз: порфиоровидные граниты, лейкократовые разномерные и среднемерные граниты, дайки аплитов и аплитовидных гранитов. Размещение фаз массива в плане зональное: периферическая часть его сложена гранитами с порфиоровидной структурой, а центральная – с нормальной гранитоидной структурой, что лишнее раз подчеркивает одноактность внедрения магмы.

По геофизическим данным и наличию ореола ороговикованных пород, интрузивное тело предполагается под Майским месторождением. В пределах центральной части Промежуточного рудного поля также предполагается интрузив на глубине, судя по находкам ксенолитов гранитоидов в поздних дайках долеритов и небольшому ореолу контактово-метаморфизованных пород.

Гранитоиды Майского рудного узла относятся к породам, несколько пересыщенным глиноземом и щелочами (рис. 7). Калий в них резко преобладает над натрием (рис. 8). В целом породы близки к интрузивным породам мезозойской Чукотки и соот-

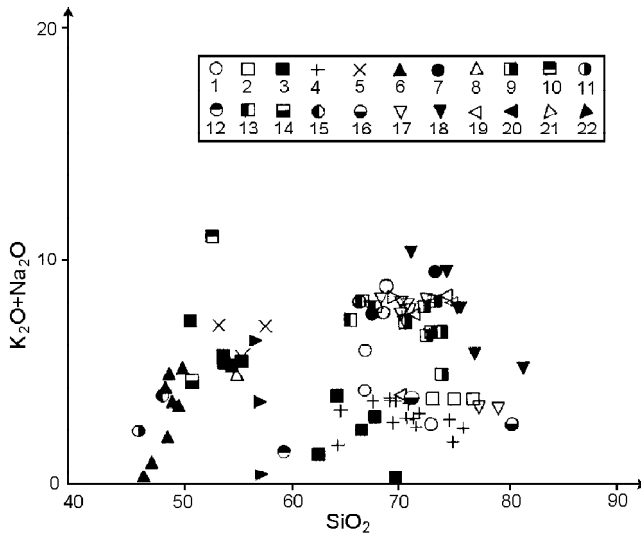


Рис. 7. Распределение основных типов магматических пород Майского рудного узла на диаграмме сумма щелочей-кремнезём.

1–4 – дайки Майского месторождения: 1 – гранодиорит-порфиры, 2 – аплиты, 3 – лампрофиры, 4 – риолит-порфиры; 5–7 – дайки Промежуточного месторождения: 5 – лампрофиры (?), 6 – андезибазальты, 7 – гранит-порфиры; 8–10 – магматические породы Сопки Рудной: 8 – андезит, 9 – риолиты, 10 – базальт; 11,12 – рудопровявление Низкое (5 км к востоку от Промежуточного рудного поля): 11 – базальт, 12 – лампрофир; 13 – риолит-порфиры (экструзия, гора Отдельная, расположена между Сопкой Рудной и Промежуточным); 14 – андезибазальт (фланг Майского рудного поля); 15–22 – магматические породы Кукенейского массива и одноимённого месторождения: 15 – дайка андезибазальтов в массиве, 16 – риолит-порфиры месторождения, 17 – гранит-порфиры периферии массива, 18 – дайки аплитов в массиве, 19 – граниты центральной части массива, 20 – водораздельный гранитный массив, 21 – дайка риолит-порфиров в массиве; 22 – лампрофиры месторождения.

ветствуют калиево-натриевым гранитоидным сериям Э.П. Исоха. Химические анализы пород главнейших интрузивных массивов, экструзивных, дайковых тел и вулканитов приведены в таблице 1. Судя по диаграммам Харкера [20], общий интервал составов пород интрузивных массивов и дайковых пород кислого и среднего состава перекрывает всю область составов гранитоидов от кварцевых диоритов до аляскитов с устойчивым главным максимумом в области гранита-гранодиорита (рис. 8). Практически в эту же область попадают средние арифметические составы вулканических пород района. Причем расположение фигуративных точек, несмотря на значительный разброс, характеризуется относительной плотностью, отсутствием разрывов в поле их развития. Проведенный анализ показывает, что все ранне-поздне меловые магматические породы относятся к единой петрохимической серии, тогда как магматические образования

поздне мелового субвулканического комплекса образуют поле фигуративных точек, резко удаленных по оси «Х» от поля развития точек пород поздне мелового возраста (рис.8). Ксенолиты гранитов из даек Промежуточного рудного поля характеризуются повышенной щелочностью и высокой пере насыщенностью глиноземом, приближаясь по своему составу к щелочному граниту по Дэли [19]. Содержание щелочей в них близки к граничным между известково-щелочными и щелочными гранитами (табл.1). Средний состав пород Шурыканского интрузива занимает промежуточное положение между средними составами гранодиорита и диорита по Дэли [19], отличаясь от последних несколько повышенным количеством железа и щелочей (особенно калия). Изученные гранитоидные массивы по химическому составу тождественны кислым вулканикам (рис. 8). Кроме ранне-поздне меловой гранитоидной серии пород, выделяется контрастная ей по составу поздне меловая андезибазальтовая серия пород, происхождение которой возможно объяснить более глубинным источником вещества.

По основным петрохимическим параметрам породы Кукенейского массива близки к оловоносным гранитам многих районов мира и, особенно – к оловоносным гранитам Чукотки, в частности Северного и Иультинского массивов. Такое же сходство обнаруживается и по уровню содержания ряда редких элементов и значениям их отношений, которые принято считать индикаторными геохимическими характеристиками рудоносных и редкометалльных гранитов. Однако абсолютные значения содержаний олова, бериллия, ниобия ниже, чем в гранитах Северного массива, но в 2–30 раз выше кларка и близки к содержанию этих элементов в гранитах Иультинского, Омсукчанского и других районов (В.К. Политов, 1990, неопубликованные данные).

Изучение распределения золота в породах Кукенейского массива показало, что существует тенденция увеличения содержания золота от центра к периферии интрузии (табл. 3). В целом содержания золота в породах различных массивов близки. Для даек Майского рудного поля характерно повышенное содержание золота, тогда как для даек Промежуточного рудного поля, наоборот – заниженное. Поздне меловые экструзивные образования основного состава имеют самые низкие содержания золота в районе (табл. 3). Однако необходимо отметить, что в пределах рудных полей в сущности отсутствуют породы, не затронутые в той или иной мере гидротермальным изменением.

Магматические породы и возраст оруденения.

Данные абсолютного возраста (табл. 4) показывают, что внедрение магматических тел укладывается в следующую последовательность: дайки гранодио-

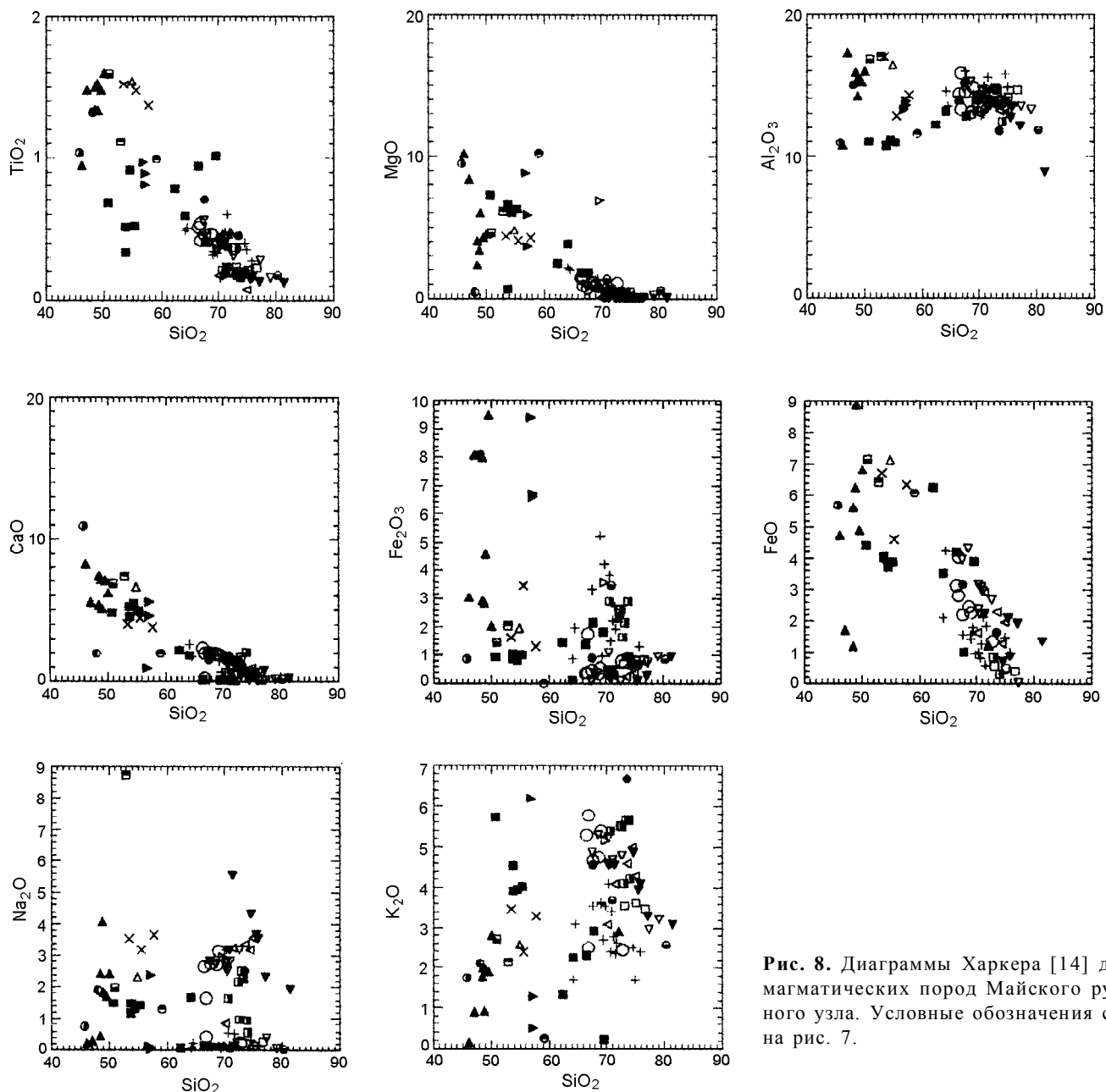


Рис. 8. Диаграммы Харкера [14] для магматических пород Майского рудного узла. Условные обозначения см. на рис. 7.

рит-порфиров и аплитов Майского месторождения – граниты Кукенейского массива – дайки лампрофиров – субвулканические тела риолит-порфиров Майского месторождения – дайки андезибазальтов и базальтов. Если для сопоставления опираться на стратиграфическую шкалу, то граниты Кукенейского массива и гранодиорит-порфиры, аплиты и лампрофиры Майского месторождения – ранне-позднемиоценовые образования, риолит-порфиры – позднемиоценового, а дайки андезибазальтов и базальтов позднемиоценового, возможно, палеогенового возраста. Эта возрастная последовательность хорошо согласуется и с прямыми геологическими наблюдениями. Так ксено-

литы лампрофиров установлены в риолит-порфирах Майского месторождения, ксенолиты гранитов – в дайках андезибазальтов и базальтов на участке Промежуточном; граниты Кукенейского массива пересекаются дайками риолитовых порфиров и андезибазальтов. Совершенно очевидно, что рудные тела пересекают кислые позднемиоценовые субвулканические дайки Майского месторождения и, таким образом, они сформировались в позднем мелу или позднее. Была предпринята попытка оценить возраст оруденения по изотопному составу свинца галенитов Майского месторождения. Всего проанализировано 4 пробы (табл. 5). Все исследованные галениты имеют

Таблица 3. Распределение содержаний золота в породах Кукенейского массива.

№№ п/п	Название породы и место отбора	Среднее содержание (%)	Количество определений
1	Роговики приконтактовые	$6 \cdot 10^{-7}$	2
2	Гранит-порфиры краевой фации	$6 \cdot 10^{-7}$	9
3	Среднезернистые граниты	$1,6 \cdot 10^{-7}$	6
Распределение золота в поздних магматических дифференциатах Кукенейского массива			
1	Гранитоиды массива	$4,2 \cdot 10^{-7}$	15
2	Дайки кислого состава	$5 \cdot 10^{-7}$	8
3	Калиевые метасоматиты	$6 \cdot 10^{-7}$	9
4	Грейзенизированные граниты	$9 \cdot 10^{-7}$	6
Содержание золота в породах разных массивов			
1	Шурыканский массив	$3,0 \cdot 10^{-7}$	37
2	Ксенолиты из даек Промежуточного месторождения	$3,3 \cdot 10^{-7}$	5
3	Кукенейский массив	$4,2 \cdot 10^{-7}$	15
Содержание золота в дайках Майского рудного узла			
1	Риолит-порфиры, Майское м-е	$6,3 \cdot 10^{-7}$	3
2	Андезибазальты, Промежуточное м-е	$3,5 \cdot 10^{-7}$	8
3	Базальты, м-е Сопка Рудная	$1,1 \cdot 10^{-7}$	3

Таблица 4. Результаты определения абсолютного возраста магматических пород Майского рудного узла.

№ п/п	Название породы, (место отбора пробы)	К (%)	К ⁴⁰ г/г 10 ⁻⁶	Ar ⁴⁰ г/г 10 ⁻⁶	$\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$	T млн лет
1	Гранит-порфир (Майское)	2.48	2.95	0.0204	0.00692	115
2	Гранит-порфир (Майское)	4.34	5.16	0.0367	0.00711	118
3	Аплит (Майское)	2.72	3.24	0.0207	0.00639	107
4	Лампрофир (Майское)	4.20	5.0	0.0317	0.00634	106
5	Лампрофир (Майское)	3.68	4.38	0.0277	0.00632	106
6	Лампрофир (Майское)	3.37	4.01	0.0267	0.00666	111
7	Риолит-порфир (Майское)	2.44	2.90	0.0200	0.00690	115
8	Риолит-порфир (Майское)	2.39	2.84	0.0164	0.00577	97
9	Гранит-порфир (Кукенейский массив)	3.85	4.58	0.0305	0.00666	111
10	Гранит (Кукенейский массив)	3.50	4.17	0.0268	0.00643	107
11	Гранит-порфир (ксенолит, Промежуточное)	5.28	6.28	0.0200	0.00462	78

Примечание. Анализы сделаны в лаборатории абсолютного возраста СВКНИИ ДВНЦ РАН калий-аргоновым методом изотопного разбавления (Аргон – 38) на масс-спектрометре МИ-1330.

близкий изотопный состав свинца, что свидетельствует об их одновременном образовании из единого источника. В результате модельный возраст галенитов по Стейен и Крамеру, составил 50–100 млн лет. Свинец Майского месторождения является аномально более радиогенным, чем современный и свинец других золоторудных месторождений Северо-Востока (табл. 5, рис. 9). Источниками свинца могли служить подстилающие породы кристаллического фундамента с высоким кларком урана. А изотопные отношения характерны для свинца коллизионных океанических зон (рис. 9). Сера галенитов Майского месторождения по своему изотопному составу может считаться магматической, поскольку все полученные значения отрицательные (табл. 5) и не выходят за пределы интервала (+4) – (-4). Этот интервал фиксирует магматический источник серы, хотя первично магматическая сера и сера, экстрагированная из магматических минералов, по изотопии не различимы [21].

Закономерности размещения месторождений и зональность оруденения. Анализ положения месторождений и рудопроявлений в тектонических, геофизических и геохимических полях на примере Кукейской сателлитной интрузивно-купольной структуры позволил установить, что они структурно связаны между собой в пределах своеобразной релаксационной зоны повышенной тектонической активности, сопровождающей становление интрузива. Зона релаксации (рис. 3) отчетливо фиксируется гравитационным уступом в поле силы тяжести, комплексными геохимическими аномалиями (рис. 6.Б). В этой зоне практически все интенсивно дислоцированные породы, сопровождающие многочисленные разломы, содержат вкрапленные сульфиды (пирит, арсенопирит), в которых отмечается 0,5–3 г/т золота. Кроме того, в этой зоне формируются сателлитные рудовмещающие купола, положение которых определяется узлами пересечения крупных разломов и не-

Таблица 5. Изотопный состав свинца и серы галенитов Майского месторождения.

№ п/п	Изотопный состав Pb				Отношение изотопов			
	Pb 204	Pb 206	Pb 207	Pb 208	Pb206/204	Pb207/204	Pb204/208	S ³⁴ (%)
1	1.355	25.450	21.060	52.134	18.779	16.540	38.469	-1.5
2	1.349	25.383	21.034	52.254	18.620	15.569	38.729	-2.2
3	1.353	25.415	21.040	52.195	18.780	15.547	38.567	-2.0
4	1.350	25.354	21.145	52.150	18.782	15.664	38.632	-2.8

Примечание. Анализы выполнены на масс-спектрометре МИ-1201 в лаборатории абсолютного возраста ВСЕГЕИ (точность 0,2 % при 95 %-ном интервале доверительной вероятности).

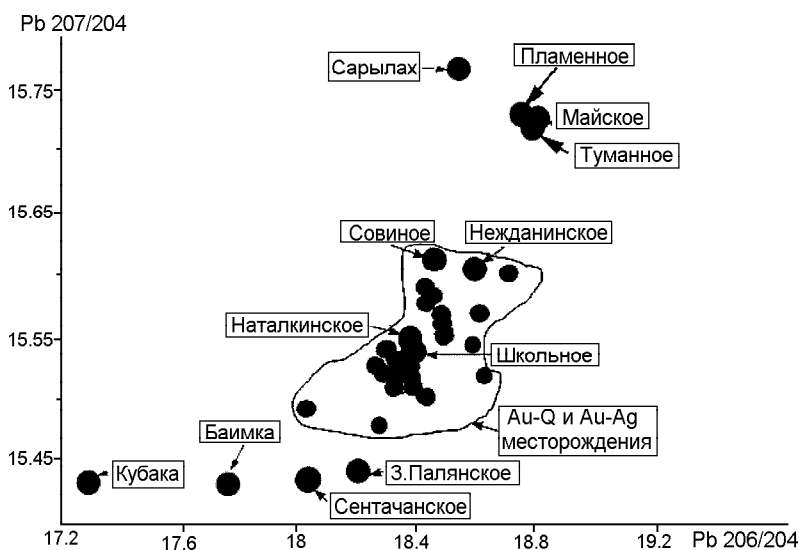


Рис.9. Изотопный состав свинца арсенопиритов и галенитов золоторудных месторождений Северо-Востока России (использованы данные [5, 8]).

вскрытыми интрузивами. В дочерних купольных структурах локализуются многочисленные месторождения и рудопоявления золота, олова, серебра (рис. 6.А). Сравнительное изучение проявлений различных рудных формаций на примере Майского рудного узла показывает, что для них характерно развитие сходных минералого-геохимических ассоциаций (рис. 6.Б). В рудном узле выявлено зональное размещение оруденения по отношению к Кукенейскому интрузиву: по мере приближения к интрузиву зона эпитермального золото-серебряного жильного оруденения сменяется зоной мезотермального золото-сульфидного вкрапленного оруденения, а в непосредственной близости от массива располагаются касситерит-сульфидные и касситерит-кварцевые более глубинные рудные тела.

В гранитах Кукенейского массива, на водоразделе ручьев Раскова и Сильный выявлена зона с дайками аплитов и жилами крупно- и мелкозернистого кварца, в том числе с кристаллами, характеризующимися необычайно четкими зонами роста (чередование молочно-белого и прозрачного кремнезема). Жилы и зоны брекчирования имеют субмеридиональное простирание, характерное для подавляющего большинства эпитермальных жил района. Наибольший интерес представляют кварц (хлорит-флюорит-карбонат)-сульфидные жилы с арсенопиритом, пиритом, халькопиритом, галенитом. В трещинах арсенопирита отмечены урановые минералы метацейнерит и трегерит. В зонах брекчирования (роговики, граниты, кварц) отмечены гнезда цеолитов и карбонатов (Басиладзе, 1951, неопубликованные данные). Есть основание отнести эти урановые рудопоявления к пятиметалльной рудной формации, обнаруживающей в районе определенные связи с эпитермальным золото-серебряным оруденением [11].

Таким образом, в Кукенейском гранитном массиве и его экзоконтактной зоне локализованы рудопоявления радиоактивного сырья (пятиэлементной формации); с центральным интрузивно-купольным поднятием связано несколько месторождений и рудопоявлений касситерит-сульфидной (Кукенейское и Кевеемское) и золото-сульфидной (Сильное, Марс) формаций. Месторождение Майское с золото-сульфидным вкрапленным оруденением и золото-серебряные месторождения Сопка Рудная, Промежуточное и другие рудопоявления приурочены к сателлитным купольным структурам на продолжении меридиональных зон «скрытой» рудовмещающей трещиноватости в узлах пересечений широтных и северо-западных разломов.

Модель формирования месторождений. Минерализация в рудном районе развивалась в три этапа: 1 – доаккреционный гидротермально-осадочный, сингенетичный осадконакопленению; 2 – синаккреци-

онный плутоногенно-метаморфогенный; 3 – постаккреционный гидротермальный.

В Майском рудном узле доаккреционная и синаккреционная минерализация на вскрытом уровне проявлены слабо, хотя в смежных Средне-Ичувемском, Сыпучинском, а также Куульском [4] районах распространены синаккреционные золото-кварцевые жилы, представляющие собой источники уникальных чукотских россыпей золота; отмечены также седиментогенные золотоносные конкреции пирита и марказита в черносланцевых триасовых толщах; в карнийских глинистых неизменных сланцах в 1981 году А.А. Сидоровым было обнаружено прожилковидное выделение высокопробного золота вне ассоциации с кварцем или с какими-либо другими минералами; в кварце базальных конгломератов, подстилающих нижнемеловые вулканогенные толщи, отмечалась вкрапленность галенита, сфалерита и пирита.

Основные рудные тела Майского месторождения представлены зонами мелко- и тонковкрапленной сульфидизации (арсенопирит, пирит) в глинистых сланцах и алевролитах черносланцевых толщ. В пределах верхнего яруса месторождения (восточный блок) развиты эпитермальные жилы кварца с вкрапленностью сульфидов, сульфосолей серебра и электрума. Объем жильных руд, включая самые поздние золотоносные антимонит-кварцевые жилы, незначителен. Основная масса золота (90%) заключена в виде субмикроскопических самородных выделений в арсенопирите и пирите. Интересно отметить, что мелкие и тонкие выделения золотоносных сростаний игольчатого арсенопирита и пирита в углеродистых метасоматитах глинистых триасовых толщ подобны аналогичным и более крупным сростаниям друзовидного арсенопирита и пирита в эпитермальных халцедон-кварцевых жилах, несущих также гнездовую вкрапленность сульфосолей серебра и электрума [10].

Углеродистые метасоматиты многими исследователями именуется науглероженными породами или даже просто породами, содержащими повышенные концентрации углистого вещества. Изучены они недостаточно и в подавляющем большинстве случаев даже не закартированы, несмотря на региональное развитие в большинстве крупнейших рудных провинций мира. Углеродистые метасоматиты в пределах черносланцевых толщ Чукотки многократно метаморфизованы как в доаккреционный этап, так и в синаккреционный плутоногенный и в постаккреционный этапы развития рудных районов. Мы относим к углеродистым метасоматитам образования в черносланцевых толщах с аномальными, но весьма неравномерными содержаниями $C_{\text{орг}}$ (1,44–0,08% на Майском месторождении); обычно они тонко пирит-

тизируются и характеризуются развитием некоторых количеств необычных самородных элементов (Pb, Zn, Al, Pt и др.). Размеры основной массы сульфидных зерен – от 1–2 мм до десятых и сотых долей мм; размеры включений самородных элементов в этих сульфидах – 0,3–0,01 мкм. Содержание золотоносных сульфидов в майских рудах при микроскопическом изучении оценивалось в пределах 1–2%, но данные технологического опробования внесли существенные коррективы, определив эти содержания в 5–8%. Трудности изучения этих в разной степени сульфидизированных и науглероженных толщ связаны также с тем, что они, как правило, изменены гидротермальными растворами различной природы. При этом в зонах контактового и гидротермального метаморфизма происходит локальное перераспределение углеродистого вещества при общем его выносе; отмечается также заметное укрупнение (переотложение) зерен арсенопирита и пирита, очищенных от элементов-примесей.

Рассмотрим взаимоотношение зон сульфидизации с рудными месторождениями рассматриваемого района. Зона сульфидизации прослежена здесь до глубины 1500 метров. При минералогическом изучении золото-сульфидных вкрапленных и жильных руд Майского месторождения выявлены различные по масштабам проявления минералого-геохимических ассоциаций всех других, ранее упомянутых месторождений, в рудах которых, в свою очередь, отмечена повышенная золотоносность. В частности, в рудах Майского золото-сульфидного месторождения, кроме подавляющего количества вкрапленных руд с тонкорассеянным высозолотоносным арсенопиритом и пиритом, отмечены кварц-молибденитовая, касситерит-арсенопиритовая, золото-сульфидная, халькопирит-галенит-сфалеритовая, серебро-сульфосольно-сульфидная, кварц-антимонитовая и самородномышьяковая ассоциации. Роль этих ассоциаций в рудах незначительна. Однако они хорошо отражают состав руд других месторождений района. С другой стороны, на Промежуточном эпитептермальном золото-серебряном месторождении отмечены участки вкрапленных золото-сульфидных руд майского типа.

В связи с этим золото-сульфидные месторождения отнесены нами к базовой рудной формации [14]. Естественно, тонкорассеянное рудное вещество в углеродистых метасоматитах представляет собой самый благоприятный материал для мобилизации и концентрации в горячих растворах и глубинном или магматическом флюиде.

Учитывая независимое структурное положение зон сульфидизации, отсутствие вертикальной рудной зональности в пределах вкрапленных руд и достаточно хорошо выраженную моно- и полиасцен-

дентную зональность жильных образований, нет оснований связывать природу вкрапленных руд только с син- и постаккреционными интрузиями. Вместе с тем, сочетание приразломной сульфидизации с элементами стратиформной, а также неизменный состав вкрапленных руд до изученных глубин представляются важными аргументами в пользу сингенетичной золотоносности триасовых черносланцевых толщ в зонах долгоживущих субмеридиональных разломов, оперяющих Императорский трансформный линеймент.

Принято считать, что индикатором металлоносности интрузивов, является их общая щелочность и калинатовое отношение. Это подтверждается в рассматриваемом районе оловоносностью аляскитового и молибден-меденосностью монцитонитового интрузивов. Однако интрузивы аналогичного состава за пределами рудных районов обычно нерудоносны. Следовательно, рудоносность интрузий реализуется только в пределах зон тонкорассеянной рудной минерализации (в данном случае, сульфидизации) в углеродистых метасоматитах. Более того, ранее нами было показано, что в одной и той же геологической среде, в пределах черносланцевых толщ верхоянского комплекса, в гидротермальных системах с устойчивыми средне-низкотемпературными условиями формируются золотые, сурьмяные и ртутные месторождения, а в условиях резко реювенированных средне-высокотемпературных гидротермальных систем развивается олово-серебро-порфировое и существенно серебряное оруденение [16]. Есть основания думать, что зоны углеродистых метасоматитов с тонкорассеянной минерализацией (сульфидизацией) оказывали определенное влияние на состав и рудоносность гранитоидных интрузивов, в которых рудные аксессуарии нередко близки по составу тонкорассеянным минералам в черносланцевых толщах.

Отсутствие каких-либо признаков рудной (гидротермальной) зональности во вкрапленных рудах до изученных глубин (более 1500 м) в пределах крупных месторождений в черносланцевых толщах представляется важным доказательством негидротермального происхождения металлоносности углеродистых метасоматитов. Однако моно- и полиасцендентная зональность хорошо проявлена на этом же интервале в жильных образованиях, отчетливо наложенных на вкрапленные руды. На Майском месторождении отмечается четкая зависимость содержания золота и серебра в поздних кварц-антимонитовых жилах от содержания этих металлов в зонах вкрапленных руд [12].

На большеобъемных месторождениях объем вкрапленных (прожилково-вкрапленных) руд преобладает. По аналогии с гидротермально-осадочными месторождениями можно предположить, что доак-

креционная золотоносность преимущественно золото-пиритовая. Эта золотоносность не имеет существенного промышленного значения на синаккреционных жильных месторождениях. Вполне возможно, что эта вкрапленность в пределах полихронных месторождений была регенерирована и переотложена в золото-кварцевых жилах уже совместно арсенопирит-пиритовыми и пирит-сфалерит-галенитовыми парагенезисами. Учитывая, что толщи глинистых (углеродистых) сланцев обычно обогащены мышьяком [9], появление большого количества арсенопирита в синаккреционных метаморфогенно-гидротермальных жильных рудах представляется вполне закономерным. Вместе с тем, как показывает большой опыт исследований околожильных изменений вмещающих пород, золото-кварцевые жилы обычно сопровождаются незначительной (2–3 см) призальбандовой сульфидизацией. И, следовательно, основная часть метасоматических руд с мелкой и тонкой вкрапленностью золотоносных арсенопирита и пирита связана в большинстве случаев с постаккреционной активацией в ранне- и позднемиоценовые этапы формирования Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Эти руды нередко представляют «корневую систему» (нижний ярус оруденения) эпитеpmальных золото-серебряных жил [13, 15].

Золото-серебряные месторождения, как показали наши исследования [16], развивались унаследованно начиная от до- и синаккреционных металлогенических эпох, когда шла подготовка среды и накопление необходимого спектра элементов, до апт-палеоценового этапа, завершающего формирование Охотско-Чукотского пояса. При этом вклад постаккреционной минерализации в полихронные месторождения значителен, если не определяющ. Жильные эпитеpmальные золото-серебряные месторождения представляют несомненным указателем особенностей размещения полихронных золотых и золотосодержащих олово-серебряных, медно (молибден)-порфировых и других комплексных руд жильно-вкрапленного типа.

ВЫВОДЫ

1. На периферии северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса выявлен уникальный рудный район, в котором развиты крупные золотые, оловянные и ртутные месторождения, а также многочисленные золото-серебряные, сурьмяные, медно-молибден-порфировые, золото-редкометалльные и ураноносно-сульфидные рудопрооявления.

2. Месторождения рудного района сформировались в тесной связи с альб-сеноманским вулканоплутоническим постаккреционным комплексом; в размещении рудных месторождений определяющая роль принадлежит интрузивно-купольным структурам.

3. Рудные узлы района сформированы в результате пространственного совмещения разновозрастных, многоэтапных и одноэтапных месторождений, образовавшихся на различных глубинах в рудоносных интрузивно-купольных структурах.

4. По мере удаления от границы вулканогенного пояса в районе устанавливается отчетливая латеральная зональность оруденения, которая, вероятно, соответствует уровню эрозии интрузивно-купольных структур и глубине становления интрузий, выражающаяся в смене золото-серебряного и золото-редкометалльного оруденения на золото-кварцевое, вкрапленное золото-сульфидное и касситерит-сульфидное оруденение. В Кукенейской интрузивно-купольной структуре сателлитного типа (Майский рудный узел) отмечается аналогичная зональность: по мере приближения к интрузиву и удаления от границы вулканогенного пояса (с юго-запада на северо-восток) зона эпитеpmального золото-серебряного оруденения сменяется зоной золото-сульфидного вкрапленного оруденения, а в непосредственной близости от массива располагаются касситерит-сульфидные месторождения.

5. Зоны дисперсной сульфидизации имеют региональное развитие в районе и представляют, по-видимому, важнейший источник рудного вещества при образовании эндогенных месторождений. Природа зон недостаточно ясна, но, по-видимому, полихронна и отчетливо предшествует жильным рудам. Фрагменты зон с аномальными содержаниями золота представлены большеобъемными золото-рудными месторождениями типа Майского, где они изучены лишь в пределах весьма условных границ рудных полей. Вместе с тем, к этим зонам приурочены жильные около- и внутриинтрузивные золото-кварцевые, олово-серебро- и медно-молибден-порфировые, полиметаллические, золото-серебряные, сурьмяные и ртутные месторождения. Тесная парагенетическая связь жильных месторождений с этими более ранними зонами углеродистых метасоматитов и сульфидизации представляется очевидной.

6. Золото-сульфидные вкрапленные руды представляются базовыми по отношению к более поздним жильным месторождениям района. Это подтверждается не только их пространственно-временными связями, но и элементами минералого-геохимического родства: минеральные ассоциации различных жильных месторождений фрагментарно или полностью отражены в минералого-геохимических ассоциациях золото-сульфидных вкрапленных руд.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 00-05-65225.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белый В.Ф. Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магадан: СВКНИИ, 1994. 75 с.
2. Вашилов Ю.Я. Глубинные разломы Яно-Колымской складчатой области и Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и их роль в образовании гранитных интрузий и формировании структур (по геофизическим данным) // Сов. геология. 1963. № 4. С. 64–72.
3. Гельман М.Л. О связи вулканической деятельности с интрузиями гранитоидов на Западной Чукотке // Изв. АН СССР. 1963. № 12. С. 41–58.
4. Гончаров В.И. Волков А.В. Геология и генезис золоторудного месторождения Совиное. Магадан, 2000. 230 с.
5. Горячев Н.А., Чарч С.Е., Ньюберри Р.Дж. Контраст в свинцово-изотопных отношениях золоторудных месторождений Северо-Востока России и Аляски // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной пачифики. Магадан, 1997. С. 165–168.
6. Дагис А. С., Архипов Ю.В., Бычков Ю.М. Стратиграфия триасовой системы Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1979. 244 с. (Тр. ИГиГ; Вып. 447).
7. Загрузина В.Н. Геохронология мезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1977. 279 с.
8. Изотопы свинца и вопросы рудогенеза. Л.: Недра, 1988. (Т. ВСЕГЕИ; Т. 342) Гл. 12; Заключение; Приложение. С. 167–237.
9. Ониси Х., Санделл Э.Б. Геохимия редких элементов. М.: Изд-во иностр. лит., 1959. С. 435–492.
10. Сидоров А.А. Золото-серебряное оруденение Центральной Чукотки. М.: Наука, 1966. 146 с.
11. Сидоров А.А. Золото-серебряная формация Восточно-Азиатских вулканогенных поясов. Магадан, 1978. 368 с.
12. Сидоров А.А., Новожилов Ю.И., Дорофеев Д.А., Волков А.В. Золото-сульфидные месторождения вкрапленных руд // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275, № 4. С. 941–944.
13. Сидоров А.А., Новожилов Ю.И., Гаврилов А.М. О связи месторождений золотоносных вкрапленных сульфидных руд с вулканогенным золото-серебряным оруденением // Докл. АН СССР. 1981. Т.261, № 6. С. 1398–1401.
14. Сидоров А.А. Рудные формации фанерозойских провинций: (Сев. часть Тихоокеан. подвиж. пояса). Магадан, 1987. 85 с.
15. Сидоров А.А., Волков А.В. Об особенностях совмещения жильных и вкрапленных руд в золото-сульфидных месторождениях // Докл. АН СССР. 1998. Т. 362, № 4. С. 533–537.
16. Сидоров А.А. Рудные формации и эволюционно-исторический анализ благороднометалльного оруденения. Магадан: ДВО РАН, 1998. 246 с.
17. Тильман С.М., Натапов Л.М., Парфенов Л.М. Аккреционная тектоника и металлогения Северо-Востока СССР // Актуальные проблемы тектоники СССР. М.: Наука, 1988.
18. Batchelor R.A., Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters // Chemical Geology. 1985. N 48. P. 43–55.
19. Daly R.A. Igneous rocks and the depths of the Earth. Hafner, New York, 1933. 598 p.
20. Harker A. The natural history of igneous rocks. Methuel. London, 1909. 384 p.
21. Oumoto H & Rye R.O. Isotopes of sulfur and carbon// Geochemistry of hydrothermal ore deposits. New York: John Wiley, 1979. P. 509–567.

Поступила в редакцию 28 февраля 2001 г.

Рекомендована к печати В.Г.Моисеенко

A.A. Sidorov, A.V. Volkov

Unique ore district of Chukotka (Northeastern Russia)

The unique character of the ore district of Chukotka is characterised. The final stage of mineralization in the area is connected with the Okhotsk-Chukotka volcanic belt. The features of magmatism and ore formation of deposits, most representative of the Maiskiy ore cluster in the area, are considered. Mineralization of the ore cluster depends on metallogeny of structures of the base of the belt. The features of overlapping and mutual relations between gold-disseminated and veined ores are investigated. The pattern of formation of the largest ore deposits of the area is developed.