ҚР ҰҒА-ның Хабарлары. Геология және техникалық ғылымдар сериясы.
Известия НАН РК. Серия геологии и технических наук. 2011. №2. С. 63–76

УДК 553.061.2:551.2(574)

Е.А. ВИНОГРАДОВА

НОВЫЙ ПОДХОД К РАСЧЛЕНЕНИЮ ИНТРУЗИВНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ КАЗАХСТАНА И ЕГО ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Жаңа әдістемелік көзқарастар негізінде интрузивтік кешендер мен сериялардың қалыптасу түрлері мен жүйелі ендірілуін нақты анықтауға мүмкіндік беретін Қазақстанның интрузивтік магматизмінің эволюциясы бақыланған. ҚР барлық аумағы үшін постколлонизиондық пермь-мезозой кезеңінің интрузивтік әрекеті белгіленген, осы уақыттағы тектоникалық режимдердің өзгеру сатысы бақылауға алынған. Интрузивті түзілімдер мен басқа түрлердің кенденуінің арасындағы байланыстар анықталған.

На основе нового методического подхода к выделению интрузивных комплексов и серий, позволившего четко определить их формационные типы и последовательность внедрения, прослежена эволюция интрузивного магматизма Казахстана. Выделен общий для всей территории РК постколлизионный пермско-мезозойский период интрузивной деятельности, прослежены этапы изменения тектонических режимов в это время. Уточнены связи различных типов оруденения с интрузивными образованиями.

On the basis of a new technical approach to separation of intrusive complex and series, enabled to define clearly their formation types and the intrusion sequence, the evolution of Kazakhstan intrusive magmatism is traced. The postcollision permian-mesozoic period of intrusive activity general for the whole territory of the RK is chosen, the stages of tectonic regimes change in this time are observed. The relationships of different types of ore with intrusive formation are refined on.

Изучение интрузивного магматизма Казахстана имеет почти вековую историю. За это время был накоплен обширный фактический материал о тектоническом положении, составе, форме геологических тел, последовательности и времени внедрения, а также рудоносности интрузивных образований. Однако и по сей день остается немало нерешенных спорных вопросов, главными из которых являются методические вопросы выделения интрузивных комплексов. Прежде всего, нет четкого определения базового понятия «интрузивный комплекс». Комплекс может рассматриваться как совокупность пород, слагающих единый массив, как вулкано-плутоническая ассоциация совместно с вулканическими образованиями, как петрохимический или геохимический тип интрузивных пород, как более или менее выдержанная для определенной территории пространственная ассоциация разновозрастных и разнотипных интрузивных образований. Таким образом, в единый комплекс объединяются разноформационные и разновозрастные образования. Следствием такого подхода явился эклектизм региональных схем, затрудняющий увязку их между собой, и во многом отражающий фиксистские представления о блочно-мозаичном строении территории Казахстана с автономным развитием каждого блока на протяжении всей истории его геологического развития.

При сложившемся положении с выделением комплексов радиохронологическое изучение не добавило много ясности в вопрос о времени внедрения первых, но показало полихронное строение плутонов. Значительный разброс датировок по отдельно взятому выделенному комплексу вызвал недоверие к полученным цифрам и, как следствие, отбрасывание как ошибочных тех датировок, которые не укладывались в сложившуюся геологическую концепцию, а также использование не имеющих под собой геологичес-

[1]Казахстан. 080617. Жамбыльская область, пос. Мирный, Акбокайский пр. 1. ТОО «Жамбыл Дидар».

кого смысла, усредненных датировок по комплексу в целом.

Кроме того, свою отрицательную роль сыграл ряд методических ошибок, систематически допускавшихся при полевых и камеральных исследованиях. Во-первых, недостаточная полевая изученность контактов интрузивных образований. Внутри массивов обычно пропускаются сложные для визуального наблюдения термостатированные (без зоны закалки) и термохимические (с переплавлением и контаминацией) контакты, что ведет к объединению в комплекс пород разного формационного типа и отбор радиохронологических проб из контаминированных более древним материалом пород [8]. Некорректно интерпретируются аркозовые контакты, когда по одному единственному найденному контакту определяется возраст всех гранитоидов региона [4]. Часто возраст выделенного комплекса определяется по находкам гальки интрузивных пород, «похожей (или внешне похожей) на породы комплекса» без должного ее изучения [26]. Во-вторых, недостаточно внимания уделяется дайкам и малым интрузивным телам и их взаимоотношениям между собой и с гранитоидами, слагающими крупные массивы. Малые интрузивные тела, как правило, объединяются в единый комплекс с субвулканическими образованиями. В-третьих, искусственное увязывание ***всех*** интрузивных комплексов в составах вулкано-плутонических ассоциаций без учета петрохимических особенностей обеих групп пород [13,27], что приводит к ограничениям возрастов комплексов возрастами стратифицированных образований и, как следствие, к недоверию мезозойским радиологическим датировкам. В-четвертых, превалирование петрохимичского подхода над геологическими и петрографическими наблюдениями при выделении комплекса, вызывающее объединение в комплекс петрохимически близких разнотипных пород. В-пятых, нечеткое понимание термина «аляскит», в результате чего к аляскитам – бедным водой щелочнополевошпатовым лейкогранитам – относятся богатые водой микроклин-альбитовые и, реже, поздние фазы дуполевошпатовых лейкогранитов.

В конечном итоге все это отрицательно сказалось и продолжает сказываться на качестве геолого-съемочных работ, прогнозно-металлогенических и геодинамических исследований.

В 1988 г. Г.Л. Добрецовым с соавторами [18] была предложена методика полевого расчленения интрузивных образований на комплексы. Авторами методики были определены таксономические единицы местной шкалы и их диагностические признаки, а также впервые дано четкое определение самого понятия «интрузивный комплекс»: «Интрузивный комплекс – это совокупная последовательность нескольких интрузивных фаз, проявляющаяся в фиксированном геологическом пространстве и времени и ***упорядоченная в отношении изменения состава и физиографического облика пород, слагающих эти фазы***» (курсив – Е.В. Виноградова). Элементарным таксономическим подразделением интрузивных тел авторами работы [18] принимается интрузивная фаза: «Интрузивная фаза – это ***внутренне однородное тело*** (или их совокупность), сложенная однотипными или близкими породами устойчивого (или плавно меняющегося) состава и структурно-текстурного облика и отделенное от других фазовых тел поверхностями раздела (границами), фиксируемыми при полевых визуальных наблюдениях».

Методика Г.Л. Добрецова основывается на полевом выделении фазовых тел и их взаимоотношений между собой и со стратифицированными образованиями и исключает выделение фазовых тел на петрохимической или геохимической основе. Таким образом, уже на полевом этапе исследований выделяются конкретные совокупности пород, слагающих комплекс. Следующие за полевыми работами петрографические и петрохимические исследования позволяют уточнить результаты и определить формационный тип комплекса.

Во время полевых работ, проведенных нами по методу Г.Л. Добрецова в Бетпак-Дала-Шу-Илийском регионе и ЮЗ Прибалхашье, нами были установлены многочисленные контакты фазовых тел между собой, с дайками и стратифицированными образованиями [4,5]. В результате этих полевых исследований, подтвержденных микропетрографическими и петрохимическими данными, были выделены интрузивные комплексы, определились их формационные типы, была выявлена относительная временная последовательность их внедрения, в целом совпадающая по

набору комплексов и последовательностью их внедрения на соседней с севера территории Ц. Казахстана [6].

При анализе полученных данных выявились следующие закономерности:

1. Развитие интрузивного магматизма – направленный, векторный процесс, исключающий неоднократные повторения полностью идентичных комплексов и серий во времени и зависящий от закономерно изменяющихся с течением времени тектонических условий. Развитие интрузивного магматизма во времени не только и не столько выражено в нарастании кремнекислотности от древних к молодым гранитоидным сериям, сколько в нарастании щелочности и изменении ее характера.

2. Приуроченность интрузивов к определенным системам разрывных нарушений и отсутствие латеральной зональности в размещении гранитоидов, начиная с ранней перми.

3. Каждый интрузивный комплекс – совокупность пород, сформировавшихся из одного очага имеет свой особый формационный тип, характеризующийся определенным набором входящих в его фазовый состав пород, объединенных рядом общих структурно-петрографических (степень порфировидности, минеральный состав, характеристики породообразующих минералов) и петрохимических признаков. При этом выявлены достаточно жесткие ограничения по колебаниям содержания SiO_2, а также типу и характеру щелочности в пределах одного выделенного комплекса. По содержанию кремнезема наиболее жесткие ограничения касаются разнотипных лейкогранитовых комплексов, в которых не встречаются некотаминированные фазовые тела, сложенные породами с содержанием SiO_2 ниже 73 %.

4. Еще более жесткие ограничения устанавливаются по типу и характеру щелочности: единый комплекс может быть низкощелочным, нормальной щелочности, субщелочным или щелочным. Нарушения этой закономерности свидетельствуют о наличии в системе нескольких комплексов разного формационного типа. Характер щелочности, а именно соотношение Na_2O/K_2O, также выдерживается не только в пределах комплекса, но и серии, а в ряде случаев и в пределах целого этапа тектоно-магматической деятельности.

5. Определились формационные типы лейкогранитовых комплексов, большинство из которых являются рудоносными, и их место в общей последовательности развития интрузивного магматизма.

На основании полученных выводов автором по литературным источникам [25-28,10-14,1,19,32] был обработан обширный накопленный предшествующими исследователями материал по фанерозойскому интрузивному магматизму Казахстана. Анализируя приведенные в литературе данные, автор опиралась в первую очередь на геологические взаимоотношения, степень порфировидности пород, минеральный состав, степень и характер щелочности (отношение Na_2O/K_2O) и степень кремнекислотности. Ориентироваться в разнородном материале помогали радиохронологические датировки и личные полевые наблюдения автора по ряду гранитоидных массивов, лежащих за пределами детально изучавшегося нами Бетпак-Дала-Шу-Илийского региона.

Несмотря на все вышеперечисленные методические недостатки и неравномерную степень изученности разных регионов Казахстана, связанную с плохой обнаженностью и труднодоступностью ряда районов, накопленный за многие десятилетия богатейший фактический материал позволил проследить эволюцию интрузивного магматизма в отдельных структурно-формационных зонах (СФЗ) и сравнить полученные результаты между собой.

Эволюция фанерозойского интрузивного магматизма во всех зонах идет от низкощелочных серий на ранних этапах развития территории к сериям нормальной щелочности и далее к субщелочным и щелочным. При этом четко устанавливаются закономерности развития системы, выраженные в определенной последовательности смены комплексов определенных формационных типов. Последовательность эта в целом совпадает с эмпирически полученной схемой для юга Ц.Казахстана и Бетпакдала-Шу-Илийского региона [6]. Возраст известково-щелочных синколлизионных интрузивных образований зависит от времени коллизии в каждой отдельно взятой СФЗ. В начале ранней перми проявляется первая общая для разных СФЗ постколлизионная известково-щелочная габбро-гранитовая серия. Слагающие ее породы характеризуются равномернозернистой или слабо порфировидной структурой, наличием в составе обыкновенной рого-

вой обманки и магнезиально-железистого биотита, нормальной степенью щелочности с примерно равным содержанием калия и натрия. Впервые независимость данной серии и следующей за ней нормально-субщелочной лейкогранитовой от предистории геологического развития СФЗ была отмечена Б. Ченом и В-М. Чжаном [38] для сопредельного с Казахстаном района Китайской Жонгарии. С раннепермского времени начинается общий для всей территории Казахстана период развития интрузивного магматизма (Таблица).

При составлении общей интрузивной схемы обратили на себя внимание следующие моменты:

1. Удревнение геологического возраста интрузивных образований в пределах Кокшетауского и Улытауского регионов [26,1,11]. При этом сохраняются как идентичность формационных типов интрузивных комплексов с им подобными в других регионах, так и общая временная последовательность их смены.

Причиной удревнения послужило слабое развитие в указанных регионах стратифицированных толщ моложе среднего девона и недостаточно хорошая обнаженность части территории. Это в свою очередь привело к унаследованным от начала геологического изучения устойчивым представлениям о прохождении этими регионами всего эволюционного интрузивного цикла в более ранний период, чем прилегающие к ним районы. Данные, приведенные в работах, вышедших за последнее десятилетие и посвященных геодинамике Ц.Азии [3,40,41], вне зависимости от разночтений по ряду вопросов, однозначно свидетельствуют о затухании горизонтальных движений и закрытии последних палеоокеанских бассейнов в казахстанском сегменте к ранней перми. После этого вся территория Казахстана развивалась как единый континент, испытывавший не столько горизонтальные, сколько вертикальные и сдвиговые движения. Следовательно, и указанные регионы не являются исключением, т.к. представляют собой часть этого континента. Даже если предположить, что в дофаменское время они прошли особый путь развития (что не вытекает из особенностей их геологического строения), формационные типы развитых здесь интрузивных пород должны были бы существенно отличаться от подобных образований соседних территорий, чего на самом деле не наблюдается.

Особое внимание следует уделить рудоносному степнякскому комплексу, состав которого до сих пор не вполне ясен [26]. Э.М. Спиридонов [43] отмечает в составе комплекса две визуально различающиеся разновидности габброидов: кварцсодержащие лейкогаббронориты и пятнистые гломеропорфировые ортоклаз-кварцевые биотит-амфиболовые лейкогаббронориты («степнякиты»). Эти две разновидности пород мало отличаются по петрохимическим параметрам, обе имеют натровый характер щелочности с небольшим (около 1%) повышением суммарной щелочности в «степнякитах». Минеральный состав и повышенная щелочность последних свидетельствуют о субщелочном характере этих пород. Тем не менее, они увязываются в единый комплекс с низкощелочными породами габбро-плагиогранитовой серии. По описанию «степнякитов», данному М.А. Абдулкабировой [29], для них характерны пятнистые и брекчиевые текстуры и неустойчивость количественных соотношений минералов, что, по нашему мнению, свидетельствует о зараженности этих пород ксеноматериалом, дающей резкое удревнение возраста «степнякитов» по радиохронологическим данным, что отмечалось нами ранее для гранитоидов Шу-Илийского региона [8]. Полученные Н.Г. Сыромятниковым датировки свинцово-изотопным методом по сульфидам (475-115 Ма) требуют детального рассмотрения, а не отбрасывания, как «несогласованные» [21], тем более, что эта несогласованность проявлена только в отношении датировок возраста цирконов, отобранных авторами указанной работы, судя по их описанию, из раннепалеозойских пород, и никак не отражает никаких геологических взаимоотношений. Что же касается точности примененного Н.Г. Сыромятниковым метода, то он, являясь менее точным, чем какие-либо другие, вряд ли мог дать ошибку в 450 Ма. Малые тела подобных «степнякитам» ортоклазовых габброидов распространены в других регионах Казахстана, где по геологическим взаимоотношениям (прорывают нижнекаменноугольные отложения Жаильминской мульды, позднепермские лейкограниты и послегранитные дайки долеритов в массивах Каракамыс и Кызылтас IV), возраст их однозначно определяется как триасовый. В экзоконтактах таких тел часто наблюдается сульфидная минерализация (пирит, галенит, сфалерит). Подобная же

Таблица. **Схема расчленения постколлизионных интрузивных образований Казахстана**

Тектонический режим		Воз-раст	Формационный тип комплекса (серии)		Типовые комплексы	Оруденение
IV рифтогенный		Kz	Толеитовых К- Na базальтов, трубки			
III рифтогенный		J_3?	Щелочных К- Na базальтоидов, трубки			
Поздней активизации	II	J_2?	Двуслюдяных лейкогранитов		Белоубинский	
Поздней активизации	I	J_1	Li-F микроклин-альбитовых гранитов	Субщелочная Na-K		Li, Rb, Cs, Ta, Sn флюорит
Поздней активизации	I	J_1	Биотитовых микроклин-альбитовых мезократовых гранитов	Субщелочная Na-K		
Поздней активизации	I	J_1	Биотит-протолитионитовых микроклин (амазонит)-альбитовых лейкогранитов	Субщелочная Na-K	Западномайкульский, салдыктасский	Mo,Bi Be, Sn, W, (Ta?)
Поздней активизации	I	J_1	Биотитовых двуполевошпатовых мезократовых лейкогранитов	Субщелочная Na-K	Байкатынский	
Поздней активизации	I	T_3	Щелочных К ультрамафит-мафитов		Сарыкамысский	Алмазы
Рифтогенно-активизационний		T_3	Щелочноамфиболовых аляскитов	Щелочная K-Na (K:Na = 1:1)	Койтасский	TR, Nb (Ta), (Zn), флюорит
Рифтогенно-активизационний		T_3	Эгирин-щелочноамфиболовых микроклин-альбитовых лейкогранитов	Щелочная K-Na (K:Na = 1:1)	Тлеумбетский, борсыксайский	TR, Nb (Ta), Th, Zr; облицовочный камень
Рифтогенно-активизационний		T_3	Амфиболовых кварцевых сиенитов	Щелочная K-Na (K:Na = 1:1)	Тлеумбетский, борсыксайский	
Рифтогенно-активизационний		T_3	Биотитовых(± амфибол) микроклин-альбитовых лейкогранитов	Щелочная K- Na (K:Na = 1:1)	Алатагыльский, аналоги в массивах: Кент ЮЗ, Талгар, Жадринском, Верх.Эспе	Оптический кварц; облицовочный камень
Рифтогенно-активизационний		T_3	Биотитовых(± пироксен, амфибол) микроклин-альбитовых гранитов	Щелочная K- Na (K:Na = 1:1)	Доп.фаза в эспинском.	
Рифтогенно-активизационний		T_2	Щелочных K-Na эгирин-арфведсонит-биотитовых (± нефелин, содалит) сиенитов		3-я стадия внедрения в ирисуйском и ишимском массивах	TR, Th, Nb вермикулит, родусит-асбест

	T_2	Пироксен-амфибол-биотитовых монцонитов и сиенитов	Субщелочная K-Na	2-я стадия внедрения ирисуйского и ишимского массивов; таскоринский, байназарский	Fe, Cu, Au, Ag, Co, Se, Te, In, Cd, Re, (B)
		Пироксен-амфибол-биотитовых ортоклазовых габбро и диоритов		Велиховский, байгаринский, степнякский («степнякиты»)	Au, Ag, Fe, Ti, V
	T_2	Субщелочных K-Na керсутит-флогопитовых эссекситов		Диатрема Шет-Ботаборум	
	T_2	Нефелин-лейцитовых сиенитов	Щелочная Na-K	1-я стадия внедрения в кулантауском массиве, красномайский	Высокоглиноземистое сырье. вермикулит
		Оливин-ортопироксен-нефелин-лейцитовых габброидов и базальтов			
		Оливин-ортопироксеновых (± биотит) пироксенитов и лейцититов			
II рифтогенный	T_{1-2}	Расслоенные интрузии оливиновых габбро, габброноритов, норитов, троктолитов, анортозитов, перидотитов, пироксенитов, дунитов	Существенно Na	Максутовский, камкорский, златогорский, 1-ая стадия внедрения южноджунгарского	Au, Cu, Ni, ЭПГ, Ag
		Субщелочных пикритов, долеритов базальтов, (трубки, дайки);		жалаир-найманский	(Au)
	T_1	Долеритовая серия, дайки	K-Na		(Au)
	T_1	Вогезитовая серия (монциниты, сиениты), дайки	K-Na		
	T_1	Гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, дайки	K-Na		
Ранней активизации	P_2	Биотитовых двуполевошпатовых лейкогранитов	Субщелочная Na-K	Майкульский, ойсазс-кий, поздние внедрения в дельбегетейском, жабыккарагайском, 2-е стадии внедрения баянаульского и зерендинского	W, Mo, Bi, Be; пьезо-кварц
		Биотитовых двуполевошпатовых мезократовых гранитов		Сарытобинский, узунбулакский, ранние внедрения в жабыккарагайском и дельбегетейском	
	P_2	Субщелочных Na-K биотитовых аляскитовых гранитов и аляскитов		Начальные внедрения кызылрайского, балкашинского и баянаульского	

	P_1	Шелочноамфибол-биотитовых гранитов	Щелочная Na-K		?
		Эгирин-щелочноамфиболовых сиенитов			
	P_1	Биотит-амфиболовых сиенитов, кварцевых сиенитов и гранитов	Субщелочная Na-K	Трангылыкский	Cu, Au (Ag), Mo, U, Pb, Zn
		Пироксен-амфиболовых (± оливин) монцогаббро, монцодиоритов и гранодиоритов		Кокдомбакский	
I рифтогенный	P_1	Дайки авгитовых диабазов	K-Na		
	P_1	Дайки пироксен-амфиболовых диабазов и диоритовых порфиритов	K-Na		
	P_1	Дайки амфибол-биотитовых диоритовых порфиритов, гранодиорит- и гранит-порфиров	K-Na		
Позднеорогенная	P_1	Субщелочных биотитовых существенно щелочнополевошпатовых лейкогранитов	Субщелочная Na-K	Сарыбулакский, курпетайский	Облицовочный камень
		Нормальнощелочных или слабо повышенной щелочности биотитовых двуполевошпатовых лейкогранитов		Жалгызский, акчатауский	Облицовочный камень
	P_1	Амфибол-биотитовых двуполевошпатовых гранитов	Номальнощелочная Na:K=1:1	3-я стадия внедрения жангельдинского	1
		Биотит-амфиболовых диоритов и гранодиоритов		Топарский, каракамысский	
		Пироксен-амфиболовых (± оливин) габбро и габбродиоритов		Предтопарский предкаракамысский	

ситуация сложилась и с кунушским комплексом в в Восточном Казахстане.

Устанавливается еще один рудоносный (Cu-Ni с Au и Pt) перидотит-норит-габбро-анортозитовый комплекс, развитый в пределах Улытауского и Кокшетауского регионов. В Кокшетауском он был выделен из офиолитового комплекса М.А. Абдулкабировой [1] под названием златогорский и считался кембрийским. На севере Улытау [11] он не разделен с офиолитами и рассматривается в составе протерозойского каратургайского комплекса. По данным М.А. Абдулкабировой – это характерные для платформенного режима типичные расслоенные интрузии, цепочечное размещение которых контролируется разломами. Аналоги подобных образований в других регионах Казахстана – максутовский, камкорский, начальные внедрения южножунгарского – имеют значительно более молодой возраст. По имеющейся датировке максутовского комплекса – триасовый (225 Ма) [12].

2. Разночтения в оценке возраста щелочных комплексов, проявленных в разных регионах Казахстана.

Раннепермский возраст детально описанного В.А. Беловым и Г.Л. Добрецовым [2] в Тарбагатае Na-K нордмаркит-щелочносиенитового комплекса, сопоставляемого с кызылкайнарским (кикунтайским) комплексом сопредельной Баканасской зоны, сомнений не вызывает.

Гораздо меньше ясности с возрастом малых интрузий щелочных нефелин-лейцитовых и нефелин-содалитовых пород, часто пространственно сопряженных с проявлением субщелочных средне-основных пород и щелочных гранитов. Массивы их, имеющие небольшие размеры и кольцевое строение, приурочены к разрывным нарушениям и узлам их пересечения, причем в последнем случае наиболее полно проявлен набор формационных типов пород, одинаковый для разных регионов. По характеру становления – это гипабиссальные и близповерхностные образования, иногда имеющие эффузивные аналоги. По геологическим взаимоотношениям прослеживается следующая вертикальная цепочка смены формационных типов пород (от древних к молодым): умеренно магнезиальные (11-13 % MgO) биотитовые пироксениты и лейцититы, нефелин-лейцитовые базальты и габброиды, нефелин-лейцитовые сиениты (щелочные Na-K); бесфельдшпатоидные керсутит-флогопитовые эссекситы (субщелочные K-Na); ортоклазовые монцогаббро, монциниты, монцодиориты, сиениты, кварцевые сиениты (субщелочные K-Na); щелочные бесфельдшпатоидные сиениты, нефелиновые сиениты, нефелин-содалитовые сиениты (щелочные K-Na); биотитовые микроклин-альбитовые граниты и лейкограниты (субщелочные Na:K=1:1); эгирин-щелочноамфиболовые лейкограниты (щелочные Na:K=1:1); щелочные аляскиты (Na:K=1:1). Предшествует этой группе пород этап внедрения малых интрузий и даек основного и реже ультраосновного состава, завершающийся расслоенным ультрамафит-мафитовым комплексом, включающим высокомагнезиальные (18-29 % MgO) ультраосновные породы. Контакт между высокомагнезиальными оливиновыми пикритами и автобрекчией бесфельдшпатоидных эссекситов наблюдался в диатреме Шет-Ботаборум (Шу-Илийский регион). В зоне контакта пикриты, слагающие серповидное тело в аляскитах, брекчированы и интенсивно метасоматически изменены (серпентинизированы, амфиболизированы, флогопитизированы, хлоритизированы) под влиянием эссекситов. Эссекситы же прорваны дайкой кварцевых сиенитов, характерных для K-Na субщелочного комплекса.

Подобные образования характерны для активизированных жестких блоков земной коры и возникают в условиях внутриконтинентального рифтогенеза [24], т.е. в пределах всей территории Казахстана не ранее начала триаса.

Однако в разных регионах возраст щелочных пород этого типа интерпретируется по-разному. Датирование возраста основано, главным образом, на радиологических данных, которые во всех случаях дают значительный временной разброс (Ма): ирисуйский – 236-287 [10], ишимский – 310-460 [32], борсыксайский – 200-320 [13], красномайский – 300-560 [32], карсакпайский – 335-353 K-Ar по биотиту [32], б-свинцовый – 625 и 700-760, свинцово-изохронный – 990±70 по цирконам [15], 1370±30 по цирконам [26], шумекский – 335,336 [32], каинсайский – 252 [27]. При этом для ишимского комплекса отмечается [32] удревнение радиологических датировок для пород субщелочной K-Na серии по сравнению с данными по породам более ранней щелочной Na-K, а также интенсивные метасоматические изме-

нения щелочных образований. Все это говорит о нарушенности системы и интенсивном прогреве пород при каждом последующем внедрении, а также о зараженности проб ксеноматериалом вмещающих пород. Достаточно взглянуть на карту Карсакпайского массива [32], прорывающего докембрийские породы с образованием структуры «слоеного пирога», чтобы понять откуда появился разброс датировок в 1000 Ма.

В связи со всем вышеизложенным возникает вопрос о правильности интерпретации контакта Есильского массива (Ишимская Лука) с нижнекаменноугольными карбонатно-терригенными породами. Считается [32], что нижнекаменноугольные отложения несогласно перекрывают щелочные и субщелочные породы массива, но, в таком случае, почему известняки окремнены, а в экзоконтакте развиты скарнированные породы? А. Н. Нурлыбаевым не уточняется, какие именно отложения скарнированы и не приводится петрографическое описание скарнов. Кроме того, на прилагаемой карте массива скарны выделены в виде автономных блоков, никак не связанных ни с ордовикскими, ни с каменноугольными отложениями. Все это заставляет предполагать, что в отношении данного контакта у предшествующих исследователей не было полной ясности. Вероятно, причиной этого послужила плохая обнаженность массива.

Триасовый возраст следующих за K-Na щелочным комплексом щелочных лейкогранитов и аляскитов подтверждается радиологическими датировками пород Лосевского, Баянаульского, Найзатасского, Шумекского массивов, массива Б.Койтас, малых тел Семейтау, даек керегетасэспинского комплекса [1,15,32], а также прорыванием щелочными аляскитами кушмурунского комплекса раннетриасовых траппов в Торгае [27].

Таким образом, определился весьма значительный среднетриасовый активизационно-рифтогенный этап развития интрузивного магматизма.

Из-за редкости проявлений остается неясным возраст двух поздних щелочных серий: существенно калиевой ультрамафит-мафитовой (сарыкамысский комплекс Бетпакдала-Шу-Илийского региона и редкие проявления в пределах Кокшетауского и Торгайского) и K-Na щелочных базальтоидов Кастекского хребта. Размещение диатрем и даек этих серий контролируется широтными линиаментами [5,27]. Дайки калиевой серии прорывают позднепермские граниты и раннетриасовые дайки долеритов [5] а также щелочные граниты Лосевского массива [27]. На этом основании возраст серии принимается как позднетриасовый, но не исключено, что эти образования могут быть и более молодыми. О возрасте K-Na щелочных базальтоидов ничего определенного сказать нельзя, кроме того, что это явно одни из самых молодых образований региона. Диатремы базальтоидов прорывают палеозойские отложения (трубки Радченко, Овчинникова, Ак-Жазык в Казахстане) и докембрийские гнейсы (Туктугур в Кыргызстане). В трубке Овчинникова нами был найден крупный ксенолит бесфельдшпатоидных эссекситов, аналогичных эссекситам диатремы Шет-Ботаборум, следовательно возраст данной группы щелочных пород послесреднетриасовый.

Из представленной в таблице схемы явствует, что постколлизионный период интрузивной деятельности в пределах территории Казахстана был весьма длительным и разнообразным по характеру внедрений. Он включает в себя ряд этапов, характеризующих изменение тектонической обстановки с течением времени. Переломные моменты в ходе развития отмечаются резкой сменой характера интрузивного магматизма, выраженной в скачкообразном изменении кремнекислотности, суммарной щелочности и соотношения щелочей.

Ранний – ***орогенный*** – этап характеризуется крупнообъемными внедрениями известково-щелочных и субщелочных гранитоидных магм, выплавлявшихся, вероятно, при продолжавшемся после коллизии погружении плит в зону Беньофа [24]. Изменения состава гранитоидов идет с постепенным наращиванием кремнекислотности и общей щелочности, а характер щелочности изменяется в сторону ведущей роли калия в середине этапа. Следующий за ним ***I рифтогенный*** этап внедрения поясовых даек средне-основного состава, формирующихся в условиях растяжения, отмечает резкую смену тектонической обстановки, связанную с постепенным затуханием субдукционного процесса и началом подъема мантийных диапиров. Последующий ***раннеактивизационный*** этап проявляется на фоне постепенной стабилизации горизонтальных движений и дальнейшего подъема мантийных диапиров и характеризуется внедрением субщелочных магм

с образованием габбро-сиенитовой серии в начале этапа и затем гранит-лейкогранитовых. Щелочные породы данного этапа установлены пока только в Шынгыз-Тарбагатае. Для всех интрузивных пород этапа ведущей является роль калия. Размещение интрузивов четко определяется сетью разрывных нарушений (в современном положении): для габбро-сиенитовой и монцонит-щелочносиенитовой серий, а также субщелочных аляскитов около 45° к меридиану, а для субщелочной двуполевошпатовой гранит-лейкогранитовой – ортогональной. Параллельно с внедрением стабильных по характеру щелочности интрузивных серий в ряде регионов продолжается накопление вулканогенных отложений, пестрых по составу и характеру щелочности. Вулканизм, судя по разнообразию петрохимических характеристик эффузивов [35], вероятнее всего, связан с переплавлением корового материала плит, продолжающих погружаться в еще действующие остаточные зоны субдукции. Интрузивный магматизм этапа связан уже не с субдукционным процессом, а с внедрением мантийных диапиров и отражает начальные фазы процесса активизации.

После становления интрузивов последней гранит-лейкогранитовой серии раннеактивизационного этапа наблюдается резкая смена тектонической обстановки – переход к собственно континентальным условиям, отмеченный массовым антидромным внедрением поясовых даек (3 серии с калиево-натровым типом щелочности) – ***II рифтогенный*** этап. С точки зрения геодинамики весьма интересным кажется своеобразное пространственное размещение даек вогезитовой и долеритовой серий. Каждая из серий имеет 2 генерации даек, причем первая в обеих сериях преимущественно приурочена к СВ разломам 40-60°, а вторая – к СЗ 300-350° (в современном положении). Вероятнее всего, характер размещения даек отражает вращательные движения континента, отмеченные В.А.Быкадоровым и др.[40]

После массового внедрения поясовых даек начался ***активизационно-рифтогенный*** этап, для которого характерно внедрение пестрых по составу и малоглубинных по характеру становления комплексов малых тел, размещение которых контролируется разрывными нарушениями и узлами их пересечения. В целом по этапу развитие идет с нарастанием кремнекислотности при разнообразии щелочных характеристик пород.

Следующий этап ***поздней активизации*** плохо изучен вследствие малой распространенности присущих ему образований за счет слабого эрозионного среза. Вероятнее всего, начало его отмечено внедрением диатрем и даек щелочных калиевых ультрамафит-мафитов, соответствующих подъему новых мантийных плюмов. Следующие за ними внедрения гранитоидов представлены Na-K плюмазитовыми сериями: мезократовых лейкогранитов – микроклин(амазонит)-альбитовых лейкогранитов и практически неисследованными гранитами микроклин-альбитового литий-фтористого типа. Последний тип проявлен только в Кууинском массиве [37], дайкой в массиве Зап.Булаттау (материалы автора) в Бетпак-Дала-Шу-Илийском регионе, в Акчатауском массиве в Жаман-Сарысуйской СФЗ [42] и в Калба-Нарымской зоне, где представлен, главным образом, редкометальноносными пегматитами, а также недавно выявленными на месторождении Карасу гранитами [20].

Этап ***повторной поздней активизации***, связанный, вероятно, с развитием Монголо-Охотского пояса, проявлен только в пределах Восточного Казахстана и представлен слабо изученными юрскими двуслюдяными лейкогранитами белоубинского комплекса [27].

Пока только намечаются ***два поздних рифтогенных*** этапа развития территории: первый, предположительно позднеюрский этап, представленный трубками щелочных базальтоидов; второй – кайнозойский, вероятно палеогеновый [27,14], этап внедрения толеитовых базальтов.

Выявленные закономерности эволюции интрузивного магматизма позволяют по-новому подойти к металлогении Казахстана. После того, как определились формационные типы интрузивных комплексов, последовательность их внедрения и возраст, более четко выявилась связь разнотипного оруденения с определенными типами интрузивных комплексов, прослеживающаяся по геологическим, минералогическим, геохимическим критериям и пространственному размещению рудных объектов. Рудоносные интрузивные комплексы проявляются в рифтогенно-активизационных тектонических обстановках, т.е. в моменты наибольшей активности глубинных разломов, связанной с подъемом мантийных плюмов. Таких этапов в фанерозойской истории территории Казахстана было несколько. Раннепалеозой-

ский, в настоящей работе не рассматриваемый, представлен мафит-ультрамафитами зон океанического спрединга (Cr, Ti, Fe). Последующие этапы внедрения рудоносных интрузий связаны с рифтогенными и активизационными режимами позднего палеозоя – мезозоя (табл.).

Первые рудоносные интрузии появляются в орогенно-активизационной обстановке и характеризуются повышенной щелочностью с ведущей ролью калия. Субщелочная габбро-гранитовая серия (кокдомбакская и ее аналоги), контролирует размещение части Cu, Cu-Mo и полиметаллического оруденения с Au и Ag порфирового типа (Актогай). С малоэродированными интрузивами субщелочных двуполевошпатовых биотитовых лейкогранитов (майкульский комплекс [4] и его аналоги) связаны Be-Bi-Mo-W месторождения акчатауского типа, изумрудов (Дельбегетей, Куу Южный) и хрусталеносные пегматиты акджайляуского типа.

С II рифтогенным и рифтогенно-активизационным этапами связано разнообразное оруденение, отражающее пестрый состав внедрявшихся в это время интрузий. Именно с этими этапами связана большая часть Au и Cu месторождений, что подтверждается радиологическими датировками рудных и жильных минералов (Саякская группа, Коксай, Борлы, Беркара, Айдарлы, Тастау, Акбакай, Архарлы, Бакырчик, Жезказган) [22,29,30,9] и геологическими взаимоотношениями рудных образований с малыми интрузивными телами. Рудные жилы Алтынсайского и Гагаринского месторождений приурочены к зальбандам раннетриасовых долеритовых даек. В долеритах при этом наблюдаются наложенные изменения. На месторождении Карьерное (Акбакайский рудный узел) Au оруденение наложено на дайки раннетриасовой вогезитовой серии.

Наиболее ранние признаки Au оруденения появляются в связи с раннетриасовыми долеритовыми дайками (ЮЗ Прибалхашье) и малыми телами (Бетпак-Дала) II рифтогенного этапа [5]. В первом случае повышенные содержания Au связаны с неизмененными долеритами, содержащими сульфидные «капли», а во втором – с жерловинами и штоками пикробазальтов и пикродолеритов жалаир-найманского комплекса, где Au ассоциирует с хромитом. С завершающим этап расслоенным перидотит-норит-анортозитовым комплексом связано Cu-Ni с Au и ЭПГ оруденение (Камкор, Максут и на сопредельной территории Китая – Калатонк) [22,20].

В активизационно-рифтогенный этап в связи с субщелочной K-Na габбро-монцонит-кварцсиенитовой серией (субщелочные породы степнякского, велиховский, таскоринский, байназарский, байгаринский, вторые стадии внедрений южноджунгарского, ирисуйского и ишимского комплексов) сформировались наиболее крупные и богатые Au и Cu, а также Fe-Ti-V, Fe-Cu, Au-Ag месторождения. Эти объекты характеризуются сходным набором элементов-примесей (Co, Ni, ЭПГ, Te, Se, Mo, Re, Ge, Bi, Sb, As, Pb, Zn, Cd, In, Ba) и высоким их содержанием [29,30]. Обращает на себя внимание высокое содержание фосфора (Велиховское, Ирису) [13,10], очень характерное и для интрузивных пород серии, а также наличие в пределах месторождений, рудных полей и узлов минералов и ореолов бора (Саякская группа, Шешенкара, Уштаган, Западное, Алтынсай, Мыстобе, Ирису, Васильковское, Бенкала, Бакырчик, Au-Ag месторождения Сев. Прибалхашья и Ю. Жонгарии). В целом прослеживается общая стадия формирования Cu и Au оруденения вне зависимости от формационного и минерального типа месторождений, обусловленных конкретными условиями рудоотложения.

В ряду медных месторождений особняком стоит Жезказган, долгое время считавшийся осадочным образованием. М.К. Сатпаева в своих работах [32,33] блестяще доказала эндогенную природу рудного вещества этого месторождения, о чем свидетельствуют вертикальная зональность в распределении рудных компонентов, высокая температура рудообразующих растворов 550-250°С, приуроченность объекта к узлу пересечения крупных региональных разломов и наличие кольцевой структуры. Радиологические датировки жезказганских руд (Ma) – 210±30 Re-Os методом и 250-260 Pb-изотопным [30] – также противоречат представлениям об осадочном синхронном с возрастом джезказганской свиты (C_{2-3}, т.е. 318-299 млн. лет [36]) формировании месторождения. Помимо выделенного М.К. Сатпаевой Жезказган-Айнакского меридионального линиамента и СВ Теректинской зоны разломов (ЮЗ продолжения Тектурмасской) к Жезказганскому узлу с ЮВ подходит Жалаир-Найманская система региональных разломов СЗ направления, контролирующая размещение месторождений

золота. В размещении золоторудных узлов вдоль этой зоны прослеживается шаг, примерно равный 120 км. С таким же шагом на ее СЗ оконечности в области с меньшим эрозионным срезом расположены месторождения меди Жаман-Айбат и Жезказган. В целом с СЗ на ЮВ прослеживается следующая цепочка рудных узлов с постепенным наращиванием уровня эрозионного среза : Жезказганский – Жаман-Айбатский – Алтынсайский – Айгаш-Жайляуский – Акбакайский. Поэтому весьма вероятно, как и предполагала М.К. Сатпаева, наличие Au оруденения на глубоких горизонтах Жезказгана. Более того, учитывая повышенные содержания ЭПГ в жезказганских рудах можно предположить на глубине Cu-Ni с Au и ЭПГ оруденение, связанное с расслоенным массивом – аналогом Чинейского (Удокан-Чинейский район РФ) [16]. Наличие не вскрытых эрозией интрузивов в пределах узла подтверждается четко выраженными кольцевыми структурами (КС) на КФС нового поколения, представленных ГУГЛ в Интернете. Здесь в пределах одной крупной КС со смещенным относительно рудника к СВ центром, в районе месторождения наблюдается несколько более мелких, овальных в плане с четко выраженной светлой точкой в центре. По нашему опыту дешифрирования МАКС для нужд геолого-съемочных работ такие структуры характерны для слабо эродированных и не вскрытых эрозией интрузивных тел.

С интрузивами K-Na щелочной серии связаны месторождения вермикулита, родусит-асбеста (Азутау, Кумола) и проявления Th-Nb-Zr-TR (Азутау). С влиянием внедрения интрузий этого типа (3-я стадия внедрения ирисуйского массива) связано повышенное содержание TR в рудах магнезиально-скарнового месторождения Ирису. Предположение о карбонатитовом характере последнего, высказанное авторами работы [23], не выдерживает критики по ряду причин. Прежде всего это сам характер оруденения – медно-магнетитовое с высокими содержанием B, Se и Te – абсолютно не характерен для карбонатитов. Руда наложена на субщелочные породы 2-ой стадии внедрения, с которыми априори не могут быть связаны карбонатиты. Высокая магнезиальность карбонатно-силикатных пород не позволяет также увязывать их в единый комплекс с низкомагнезиальными щелочными породами 3-ей стадии внедрения. В пределах Ирисуйского массива на глубине можно ожидать оруденение вишневогорского типа в связи со слабо эродированным телом K-Na щелочных сиенитов. Оруденение такого же типа возможно и на глубоких горизонтах месторождения Кумола, где наличие не эродированного интрузива подтверждается КС (см. выше).

С завершающими активизационно-рифтогенный этап лейкогранитовыми комплексами (Na_2O/K_2O=1:1) связано преимущественно редкоземельное и флюоритовое оруденение. Рудоносность раннего субщелочного комплекса не ясна из-за того, что этот тип пород ранее не разделялся с аляскитами и слабо изучен. С ним связаны хрусталеносные пегматиты кентского типа (массивы Кент и Тюкен), отличающиеся от акджайляуского габитусом промышленных кристаллов кварца [31] и некоторыми особенностями минерального состава. Не исключено, что с этим комплексом может быть связано Th с Be, Ta и Nb оруденение куперлисайского (Сев. Кыргызстан) типа. С щелочными лейкогранитами связаны Th-Nb-Zr-TR месторождения верхнеэспинского типа. С щелочными аляскитами прослеживается связь Th-Be-Sn-TR-Pb-Zn месторождений актюзского типа [17], развитого на сопредельной территории Сев. Кыргызстана, и флюоритового с характерным набором элементов-примесей (Ba-Pb-Zn) оруденения таскайнарского типа (Таскайнар, Куланкетпес, Белопятнышковое). Перспективным на актюзский тип может оказаться Биеский рудный узел (ЮЗ Прибалхашье), где расположены оловорудные и полиметаллические объекты и установлено наличие щелочных гранитов.

Высокая магматическая нагрузка активизационно-рифтогенного этапа обусловила сближенность разнообразных по составу внедрений во времени и приуроченность их к одним и тем же системам разрывных нарушений. Это, в свою очередь, привело к телескопированию различных типов оруденения и появлению комплексных золото-флюоритовых, золото-редкоземельных, медно-редкоземельных, полиметалльно-флюритовых месторождений.

Этап поздней активизации характеризуется внедрением потенциально алмазоносной щелочной калиевой ультрамафит-мафитовой серии [5,7] и редкометалльноносных Na-K субщелочных плюмазитовых лейкогранит-гранитовых серий. С амазонитовыми микроклин-альбитовыми лейког-

ранитами ранней серии связано Mo-Bi-Be-Sn-W оруденение бетпакдалинского типа (Караоба и Зап. Майколь, Бетпакдала-Шу-Илийский регион), отличающегося от акчатауского наличием промышленного Sn и меньшей значимостью в рудах Mo. О его мезозойском возрасте свидетельствуют юрские возраста слюд (140-180 Ма) Караобинского месторождения [15], а связь с амазонитовыми лейкогранитами подтверждается положением месторождения Зап.Майколь в контактовой зоне интрузива таких пород в Майкульском массиве и находками амазонита на месторождении Караоба [37]. С этим же типом лейкогранитов связаны проявления Ta неясной перспективы.

Литий-фтористые граниты, с которыми по всему миру связано Sn-Be-Ta-Li-Rb-Cs-F оруденение, пока слабо изучены. С ними связаны редкометалльные пегматиты и апогранит-грейзеновое Ta-Li месторождение Карасу в Калба-Нарымской зоне. С этой же разновидностью гранитов предположительно связано редкометально-флюоритовое месторождение Солнечное (Караобинский рудный узел). Для амазонитовых лейкогранитов не характерны столь высокие содержания фтора, чтобы в связи с ними могло возникнуть гигантское с запасами 8 млн. т флюоритовое месторождение даже при наличии геохимического барьера, каким являются карбонатные породы Караобинской мульды. В данном случае можно предполагать наличие глубоко залегающего купола гранитов литий-фтористого типа, наиболее приближенная к поверхности часть которого (не менее 600-700 м) расположена под северо-восточным редкометалльным штокверком месторождения, залегающим в девонских эффузивах. Штокверк, по нашим данным, имеет специфические особенности минерального состава, выраженные в наличии характерных для литий-фтористых гранитов циннвальдита и темно-синего высокомарганцевого апатита. Учитывая то, что на Бетпакдала-Шу-Илийский регион приходится максимальное число находок литий-фтористых гранитов, а также наличие здесь аномалий Li и Ta, следует провести перспективную оценку его на этот тип оруденения.

Резюмируя вышеизложенное можно сделать следующие выводы:

1. Выделение интрузивных комплексов на единой методической основе дает возможность четко выделить их формационные типы, что позволяет проследить последовательность смены характера интрузивного магматизма во времени, облегчить сопоставление региональных схем, уточнить типы связанного с ними оруденения и более точно оценивать перспективность рудных узлов, зон и месторождений на глубину.

2. Интрузивный магматизм на всей территории Казахстана эволюционировал по единой схеме, начиная с ранней перми и до средней юры, что выражено в единстве состава, последовательности и времени внедрения интрузивных комплексов и серий. Таким образом, выявился длительный многоэтапный период геологического развития территории, слабо охарактеризованный наличием стратифицированных образований.

3. Рудоносные интрузивные комплексы проявляются только в определенных тектонических условиях, а именно в рифтогенные и активизационные этапы развития региона, т.е. в периоды наибольшей активности глубинных разломов, обусловленной подъемом мантийных плюмов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абдулкабирова М.А.* Сводово-глыбовые структуры и эндогенные месторождения Северного Казахстана. Наука. Алма-Ата, 1975. 240 с.

2. *Белов В.А., Добрецов Г.Л.* Щелочно-салические интрузивные комплексы Западного Тарбагатая. // Гранитоиды складчатых областей. Вопросы региональной геологии, генезиса, методики картирования. СПб, 1993. С. 119-129.

3. *Буртман В.С.* Некоторые проблемы тектонических реконструкций. // Геотектоника. 1999. №3 С. 103-112.

4. *Виноградова Е.А.* Гранитоиды северной части Шу-Илийских гор и Юго-западного Прибалхашья. // Горно-геол. журнал. 2008. № 3-4. С. 36-52.

5. *Виноградова Е.А.* Дайки и малые тела Бетпакдала – Шу-Илийского региона. // Горно-геол. журнал. 2009. № 1-2. С. 43-57.

6. *Виноградова Е.А.* Фанерозойский интрузивный магматизм Центрального Казахстана и Бетпак-Дала-Шу-Илийского региона. // Горно-геол. журнал. 2009. № 3-4. С. 8-26.

7. *Виноградова Е.А., Альперович Е.В.* Ювелирные алмазы Сарой-Андасайского района (Южный Казахстан). // Горно-геол. журнал. 2004. №2(4). С. 12-15.

8. *Виноградова Е.А., Кашин С.В.* О радиологическом возрасте гранитоидов. // Горно-геол. журнал. 2006. № 1(7). С. 22-25.

9. *Глоба В.А.* Особенности формирования и проблемы освоения суперкрупного месторождения Бакырчик. // Геология Казахстана. Алматы. 2008. С. 191-198.

10. Геология и металлогения Каратау. Т. 2. Металлогения. Наука. Алма-Ата, 1987. 248 с.

11. Геология и полезные ископаемые Тургайского прогиба и Северного Улытау. Том I. Геологическое строение. Наука. Алма-Ата, 1984. 232 с.

12. Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1:500 000. Восточно-Казахстанская серия. Объяснительная записка. Алма-Ата, 1979. 184 с.

13. Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1:500 000. Серия тургайско-мугоджарская. Объяснительная записка. Алма-Ата, 1980. 228 с.

14. Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1:500 000. Серия южноказахстанская. Объяснительная записка. Алма-Ата, 1981. 248 с.

15. Геохронология СССР. Том II. Фанерозой. Недра. Л., 1974. 344 с.

16. *Гонгальский Б.И., Криволуцкая Н.А.* Удокан-Чинейский район медного пояса России. // Магматизм и рудообразование. М-лы конф., посвященной 125-летию со дня рождения акад. А.Н. Заварицкого. ИГЕМ РАН. М. 2009. С. 167-171.

17. *Дженчураева Р.Д.* Актюз-Боординский золоторедкометальный-релкоземельно-полиметаллический рудный район в Северном Тянь-Шане (геодинамика, металлогения и модель формирования). // Рудные провинции Центральной Азии. Алматы. 2008. С. 272-282.

18. *Добрецов Г.Л., Лесков С.А., Марин Ю.Б.* Принципы расчленения и картирования гранитоидных интрузий. Методические рекомендации. Л., 1988. 61 с.

19. *Дьячков Б.А., Майорова Н.П., Щерба Г.Н., Абдрахманов К.А.* Гранитоидные и рудные формации Калба-Нарымского пояса: (Рудный Алтай). Гылым. Алматы, 1994. 208 с.

20. *Дьячков Б.А., Полянский Н.В.,Сапаргалиев Е.М. и др.* Глубинное строение и металлогения Восточного Казахстана. // Геология Казахстана. Алматы. 2008. С. 199-211.

21. *Ермолов П.В., Сидоренко И.С.* Геодинамика и интрузивный магматизм Северо-Казахстанской золоторудной провинции (СКЗП) в раннем палеозое. // Геология и охрана недр. 2010. №1(34). С. 13-23.

22. *Колесников В.В.* Месторождения цветных металлов. Серия: Балхашский сегмент. Гылым. Алма-Ата, 1991. 192 с.

23. *Краев О.Н., Ковалевский А.Ф., Вязовецкий Ю.В.* Перспективы тантало-ниобатов в Южном Казахстане. // Горно-геол. журнал. 2004. №2(4). С. 15-22.

24. *Литвиновский Б.А., Добрецов Н.Л.* Эволюция геодинамических режимов магмообразования как ведущий фактор эволюции химизма гранитоидных магм. // Гранитоиды складчатых областей. Вопросы региональной геологии, генезиса, методики картирования. СПб. 1993. С. 49-58.

25 Магматические комплексы Казахстана. Джунгаро-Балхашская складчатая система. Наука. Алма-Ата, 1983. 216 с.

26. Магматические комплексы Казахстана. Кокчетав-Северо-Тяньшаньская складчатая система. Наука. Алма-Ата, 1982. 236 с.

27. Магматические комплексы Казахстана. Тургайско-Мугоджарская и Зайсанская складчатые системы. Наука. Алма-Ата, 1983. 212 с.

28. Магматические комплексы Казахстана. Чингиз-Тарбагатайская складчатая система. Наука. Алма-Ата, 1982. 168 с.

29. Металлогения Казахстана. Рудные формации. Месторождения руд золота. Наука. Алма-Ата, 1978. 192 с.

30. Металлогения Казахстана. Рудные формации. Месторождения руд меди. Наука. Алма-Ата, 1980. 224 с.

31. Методические указания по поискам и перспективной оценке месторождений цветных камней. Вып. 21. Группа горного хрусталя. М, 1979. 76 с.

32. *Нурлыбаев А.Н.* Щелочные породы Казахстана и их полезные ископаемые. Алма-Ата, 1973. 296 с.

33. *Сатпаева М.К.* Руды Джезказгана и условия их формирования. Наука. Алма-Ата, 1985. 206 с.

34. *Сатпаева М.К.* Жезказган: от изучения минералогии руд к поискам скрытых залежей и месторождений. // Геология Казахстана. Алматы. 2008. С. 259-278.

35. *Сейтмуратова Э.Ю.* Позднепалеозойские вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации Жонгаро-Балхашской складчатой области (стратиграфия, геолого-петрологические особенности). Алматы, 2002. 254 с.

36. Стратиграфический кодекс России. Изд-во ВСЕГЕИ. СПб, 2006. 95 с.

37. Чу-Илийский рудный пояс. Полезные ископаемые. Рудные полезные ископаемые. Наука. Алма-Ата, 1980. 288 с.

38. *Bin Chen, Bor-ming Jahn.* Genesis of post-collisional granitoids and basement nature of the Junggar Terrane, NW China: Nd-Sr isotop and trace element evidence.// Jornal Asian Sciences. № 23. 2004. p. 691-703.

39. *Buslov M.M., Fujiwara Y., Iwata K., Semakov N.N.* Late Paleozoic – Early Mezozoic Geodynamics of Central Asia. // Gondvana Research. V.7, № 3. 2004. p. 791-808.

40. *Bykadorov V.A., Bush V.A., Fedorenko O.A. at all.* Ordovician-Permian Palaeogeography of Central Eurasia: Development of Palaeozoic Petroleum-bearing Basins. // Jornal of Petroleum Geology. V. 26(3). 2003. p. 325-350.

41.*Filippova I.B., Bush V.A., Didenko A.N.* Middle Paleozoic subdaction belts. The leading Factor in the formation of the Central Asian fold-and-thrust belt. // Russian Jornal of Earth Sciences. V.3, №6. 2001. p. 405-426.

42. *Serykh V.I.* Granitic Rocks of Central Kazakhstan. // Granite-Reiated Ore Dehosits of Central Kazakhstan and Adjacent Areas. St.Petersburg, 1996. p 25-54.

43. *Spiridonov E.M.* Granitic Rocks and Gold Mineralization of North Kazakhstan. // Granite-Reiated Ore Dehosits of Central Kazakhstan and Adjacent Areas. St.Petersburg, 1996. p 187-217.