

П.В. Ермолов

# АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ИЗОТОПНОЙ ГЕОЛОГИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ КАЗАХСТАНА



Министерство образования и науки Республики Казахстан  
Комитет науки Республики Казахстан  
ТОО «Институт проблем комплексного освоения недр»

**П.В. Ермолов**

**АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ  
ИЗОТОПНОЙ ГЕОЛОГИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ  
КАЗАХСТАНА**

*Монография*

**Караганда 2013**

**УДК 55(575)**  
**ББК 26.3**  
**Е 72**

*Научный редактор доктор геолого-минералогических наук,  
академик АМР РК Жаутыков Т.М.*

**Рецензеты:**

**Антонюк Р.М.** – ведущий геолог ТОО «Центргеолсъемка», кандидат геол.-мин. наук

**Мальченко Е.Г.** – горный инженер-геолог, кандидат геол.-мин. наук

**Ермолов П.В.**

**Е 72 Актуальные проблемы изотопной геологии и металлогении Казахстана:** Монография. – Караганда: Издательско-полиграфический центр Казахстанско-Российского университета, 2013 – 206 с.

**ISBN 9965-880-87-5**

Книга академика НАН РК П.В.Ермолова возрождает методы и приемы изотопной геологии, утраченные полностью на рубеже 80-х – 90-х годов в связи с известными политическими и экономическими событиями в Казахстане. За последние 20 лет в лабораториях Германии, Китая и России получено более 40 авторских датировок магматических и метаморфических пород современными изотопными методами SHRIMP-II, LA-ICP-MS, рубидий-стронциевым изохронным и другими. Они выполнены на средства от пяти международных проектов, в которых П.Ермолов был региональным координатором от Казахстана, и скромного бюджетного финансирования программ Правительством РК. За это же время коллекционировано и использовано около 25 датировок двух российских институтов: ГИН РАН (Москва) и ИГиМ СО РАН (Новосибирск), полученных в результате проведения научных работ в Казахстане. В итоге, вниманию читателя предлагается значительный пласт актуальных проблем геологии и металлогении Казахстана, решенных по новому с позиций, более обеспеченных абсолютными датировками, чем предшествующие версии этих же проблем. К их числу относятся такие проблемы: офиолитовые пояса Казахстана: состав, возраст, геодинамика; Калба-Нарымский террейн и Иртышская зона смятия; геодинамика южного Улытау в позднем Протерозое; магматизм и золотое оруденение Северо-Казахстанской провинции в раннем Палеозое; возрастные уровни магматизма, специализированного на медно-порфировое оруденение; геодинамика и металлогения Казахстана от Протерозоя до Кайнозоя. Приведены многочисленные изотопные датировки. Книга богато иллюстрирована черно-белой и цветной компьютерной графикой. Предназначена для маститых ученых-геологов, производственников, преподавателей университетов и любознательных студентов.

**УДК 55(575)**  
**ББК 26.3**

*Рекомендовано к изданию Ученым Советом  
ТОО «Института проблем комплексного освоения недр»*

**ISBN 9965-880-87-5**

**© Ермолов П.В., 2013**

## От редактора

Научные данные, положенные в основу книги академика НАН РК П.В.Ермолова, имеют длительную историю. Реанимация изотопного направления в Казахстане после распада СССР, последствием которого было полное разрушение прежней изотопной службы, началась с международного проекта INTAS в 1993 году. Сотрудничество коллектива геологов Института проблем комплексного освоения недр МОН РК под руководством П.Ермолова в рамках проекта с учеными из 8 стран завершилось в 1996-1998 гг появлением первых датировок, полученных в лабораториях России и Германии на средства данного проекта. В начале 2000-х годов в России (С.-Петербурга) появилась многофункциональная изотопная лаборатория и в ее составе – метод уран-свинцового локального датирования SHRIMP-II по индивидуальным зернам циркона. Внедрение в эту лабораторию было для П.Ермолова и болезненным (чужой) и дорогим, вплоть до использования собственных средств. Тем не менее, в период с 2002 по 2011 гг в этой лаборатории и в лаборатории Академии наук Китая было получено более 30 датировок из магматических комплексов в разных регионах Казахстана. В конце этого периода стало очевидно, что новый метод LA-ICP-MS, уже широко используемый в мировой науке, по двум критериям: стоимости и точности, превосходит метод SHRIMP-II. Были приняты организационные меры и появилось сотрудничество со Стамбульским университетом и университетом города Nanking в восточном Китае, на оборудовании которого в марте 2013 года получены первые семь датировок по Улытау и Иртышской зоне смятия.

В итоге, за 15-17 последних лет появилась фактическая основа для пересмотра геологии ряда регионов Казахстана.

1. Найдены следы островодужных комплексов в Протерозое Улытау и доказана аккреция их к кратону в среднем-позднем Ордовике.

2. Раскрыта инфраструктура крыккудукского комплекса и золотого оруденения, связанного с ним. Оказалось, что крыккудукская серия развивалась в диапазоне 480-430 млн. лет в форме трех самостоятельных интрузивных комплексов, каждому из которых сопутствовало собственное золотое оруденение. Собственно завершающий серию крыккудукский комплекс имел батолитовую форму внедрения и наименьшую золотоносность.

3. Медно-порфировое оруденение нурказганского типа было датировано в начале 90-х годов точно по принципу: «похоже на то», «сходен с тем-то». Причина – отсутствие на рудном поле как палеонтологических, так и изотопных датировок. Возраст разными коллективами геологов был определен как  $D_2$  или  $D_{2-3}$ . На этом основании и вся западная периферия девонского вулcano-плутонического

пояса признавалась перспективной для данного вида оруденения. Три датировки циркона из диоритов, вмещающих медно-порфиновые руды, определили возраст внедрения плутона в диапазоне 430-457 млн. лет. Сторонники девонской версии плутона и оруденения предположили компромисс: плутон раннепалеозойский, а оруденение в нем девонское. Появилась интрига, которая может быть разрешена только публикацией возраста рудного молибденита рений-осьмиевым методом в 2013-2014 годах. Однако, сегодня на месторождении Нурказган имеются только ордовик-силурийские датировки, проливающие свет и на плутон, и на медно-порфиновые руды и на перспективы западной части девонского вулканоплутонического пояса.

4. Большой вклад внесли изотопные датировки в понимание структуры Иртышской зоны смятия. Оказалось, что зона, по существу, представляет собой аккреционный пакет покровов разного состава и возраста. Основу его составляют гнейсы и кристаллические сланцы 503-506 млн. лет и комплекс зеленых сланцев проблематичного возраста. В гнейсах и в кристаллических сланцах присутствует реликтовый циркон с возрастом 765-2135 млн. лет. Экзотикой являются кианитовые кристаллические сланцы ордовикского возраста (440-460 млн. лет) и клинья кембрийских двуслюдяных гранитов 512 млн. лет. Впервые найдены факты пересечения аккреционного пакета гнейсов и кристаллических сланцев на наблюдаемом уровне дайками  $D_3 - C_1$  (350-360 млн. лет). Этот возрастной уровень принят временем становления Иртышской зоны смятия. В ранней Перми на породы аккреционного комплекса наложился низкотемпературный метаморфизм, связанный с внедрением Калбинского батолита. Этот этап зафиксирован по изотопным датировкам биотита аргон-аргоновым методом и уран-свинцовыми датировками циркона по внешним каемкам

5. Новое наполнение получили вопросы генезиса офиолитовых поясов, а также проблема происхождения позднепалеозойского медно-порфирового пояса в Жонгаро-Балхашском бассейне.

Ответы на эти и другие актуальные вопросы геологии и металлогении Казахстана читатель найдет в книге академика НАН РК П.Ермолова, которая подводит итог его 25-летней научной деятельности в составе Центрально-Казахстанского отделения НАН РК и 20-летней деятельности в составе Института проблем комплексного освоения недр (ТОО «ИПКОН»).

Книга будет полезной как маститым ученым, так и для преподавателей, молодых специалистов и одаренных студентов.

**Доктор геолого-минералогических наук  
Академик АМР РК Жаутиков Т.М.**

## **ГЛАВА 1.**

### **Офиолитовые пояса Казахстана: состав, возраст, геодинамика**

---

За почти вековую историю изучения офиолитовых поясов Казахстана существовало три точки зрения на их происхождение:

1) активные в отношении ультраосновного магматизма глубинные разломы мантийного заложения; 2) рифтовые структуры с расширяющимся дном океанического типа; 3) реликтовые следы обдукционно-субдукционных процессов на границе океан-континент или океан-островная дуга. Одновременно, мировой наукой накапливался эмпирический материал по молодым и современным глобальным структурам с участием офиолитов, который вносил существенные коррективы в понимание природы офиолитовых поясов.

Разломно-магматическая гипотеза оказалась полностью несостоятельной после того, как было доказано внедрение ультраосновных пород в виде холодных серпентинитовых масс и отсутствие их термального воздействия на вмещающие породы.

Рифтовая гипотеза и вытекавшая из нее тектоническая модель Казахстана типа «разбитой тарелки» в значительной степени базировалась на том факте, что ассоциирующие с ультраосновными породами базальты имеют во многих поясах щелочной состав и, следовательно, произошли из обогащенной мантии континентального типа. Однако, два других признака не согласуются с рифтовой моделью, а именно:

- до настоящего времени в окружении офиолитовых поясов не найдено и не доказано присутствие характерных формаций, сопровождающих зарождение и развитие рифта;

- следы древних рифтов в складчатых областях не должны сохраняться в принципе (может быть, за очень редким исключением) из-за больших скоростей перемещения плит на очень большие расстояния и хаотического смешения террейнов, имевших совершенно разные режимы развития [1,2] и многие другие.

Модель обдукционно-субдукционных процессов не в состоянии объяснить присутствия в меланже многих поясов метаморфических пород высоких давлений ( $P > 14$  кбар). При обдук-

ции океанической коры на континент или островную дугу такие давления просто не могут быть созданы, при субдукции же и океаническая кора и образованные по ней метаморфические породы высоких давлений погружаются глубоко в мантию. Для того, чтобы они появились на верхних горизонтах коры, требуется особый механизм, получивший в мировой науке в последнее десятилетие название «**эксгумация**», о чем ниже.

Для выявления природы офиолитов и истории их появления на современном эрозионном уровне принципиальное значение имеют детальное рассмотрение состава их базальтов, включений метаморфических пород в меланже офиолитовых поясов и возраст пород, образующих офиолитовые ассоциации.

Позиция офиолитов, рассматриваемых в данном разделе приведена на рисунке 1.1



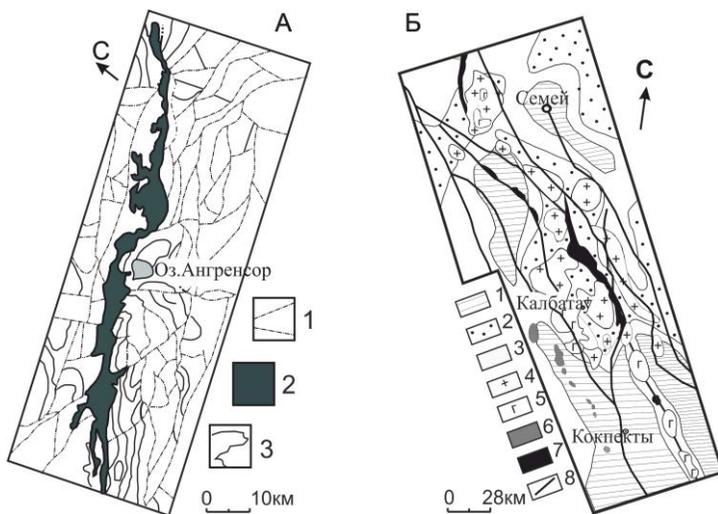
**Рисунок 1.1. Позиция основных офиолитовых поясов в Центральном и Восточном Казахстане.**

- 1-Оленты, 2-Майкаин-Кызылтасский, 3- Тектурмас,
- 4-Горностаевский, 5-Чарский, 6- Балкибек, 7-Итмуруды,
- 8-Северо-Жунгарский, 9-Жалаир-Найманский,
- 10-Кокшетауские, включая Кумдык-Коль.

### **1.1 Формы проявления офиолитовых поясов Казахстана**

Выделяется три морфологических типа офиолитов: трещинные, складчатые и изометричные.

К трещинному типу относятся офиолиты Чарско-Горностаевско-Зимунайского, Тектурмасского, Экибастузского, Олентинского поясов. Они прямолинейны, иногда полого изогнуты, с одним или обоими крутыми контактами, иногда с зоной рассланцевания вдоль одного из них. Отношение длины к ширине в таких поясах варьирует от 1:20 до 1:35 и более. Пояса данного типа имеют сквозьструктурное положение: при длине в несколько сот километров они имеют линейную морфологию, в то время как борта сложены складчатыми структурами. На рисунке 1.2-А упрощенная схема отражает позицию узкого (сотни метров до первых километров) и протяженного (около 10 км) трещинного тела, именуемого Майкаин-Кызылтасской «сутурой» [3, 4]. Первичные источники определяют термин «сутура» как границу литосферных плит или террейнов [5]. Такое определение не соответствует Майкаин-Кызылтасскому офиолитовому поясу, т.к., и к юго-востоку и к юго-западу от него развиты вулканы майкаинской серии  $O_{1-2}$ , а также с двух сторон от офиолитового пояса расположены вулканогенные колчеданные месторождения-близнецы Майкаин В и Торткудук (Cu, Zn, Pb, Ba, Au, Ag).



**Рисунок 1.2. Офиолитовые пояса трещинного типа.**

А-Богенбай-Ангренсорский пояс [4]:

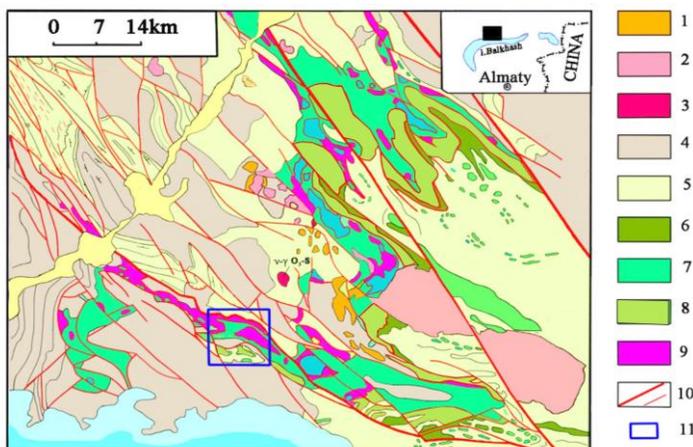
- 1-разрывные нарушения; 2-серпентинитовый меланж;
- 3- простираение пород в тектонических блоках. Б- проекция Чарско-Горностаевско-Зимунайского пояса на кристаллический фундамент [6]:
  - 1-породы высокой плотности; 2-породы низкой плотности;
  - 3- породы промежуточной плотности; 4-гранитные очаги;
  - 5- габбро-гранитные комплексы; 6-базиты; 7-серпентинитовый меланж на современной поверхности; 8-разломы

Оба месторождения относятся к уральскому типу и свойственны обычно энсиалическим дугам (присутствие Pb и Ag). Из рисунка также видно, что офиолиты занимают откровенно индифферентную позицию относительно напряженного дизъюнктивного плана вмещающей рамы, а также хаотического размещения блоков разного возраста и состава и структурных линий внутри них. Они также являются индифферентными по отношению ко всем вулканическим и осадочным породам от кембрия до позднего девона. Факт тектонических контактов офиолитов с континентальными  $D_{1-2}$  и платформенными  $D_{2-3}$  породами доказывают, что позиция, показанная на рисунке 1.2-А является лишь промежуточной станцией на пути протрузивного движения меланжа на более высокие уровни коры. А в качестве формы был использован молодой разлом.

Чарско-Горностаевско-Зимунайские офиолиты по всем параметрам соответствуют сутурной зоне. При максимальной ширине в раздуже 8-10 км протяженность ее только на территории Казахстана превышает 320 км, причем офиолиты залегают в напряженно-складчатого обрамления.. В юго-восточном направлении пояс попадает в зону влияния Дарбутского разлома, корни которого прослеживаются в литосферу [7]. На рисунке 1.2-Б можно видеть, что юго-восточный фланг сутуры прослеживается четко в кристаллическом фундаменте Зайсанской складчатой области в обширном поле пород высокой плотности в виде линейной зоны пород промежуточной плотности с локальными центрами повышенной плотности, которые могут быть как интрузивными, так и блоками габбро-амфиболитов, насыщенными телами и мигматитами плагиогранитного состава. Такие блоки размером до 1-1,5 км присутствуют в меланже на современном эрозионном уровне между пос. Батуринка и Перятинка. Центральная и северо-западные части сутуры располагаются в основном в поле пород низкой и промежуточной плотности, свойственной серпентинитам вообще. Кроме того, как показывают расчеты серпентинитового тела на Майкаин-Кызылтасском поясе [4], нижняя кромка серпентинитов там залегают на глубинах от 0,5 до 2 км. Иными словами, в отношении меланжевых за-

лежей необходимо иметь ввиду, что они скорее всего представляют собой систему разобщенных лент и линз, залегающих на разных глубинах в теле сутуры. Свой вклад в разобщение меланжа на отдельные фрагменты вносят также трансформные разломы, в которых меланжевые ленты и линзы пережимаются и расчленяются на фрагменты особенно легко. При этом, не исключается эффект нагнетания офиолитовой массы в отслоения пологих и горизонтальных разломов, создающих ложный эффект покровной тектоники. Такую природу имеет, по-видимому, серпентинитовая залежь, залегающая на известняках на Левобережном Горностаевском месторождении, разбуренная Н.В.Суспиценым при разведке им силикатного никеля в военные годы. В Чарско-Горнорстаевско-Зимунайском меланже, несмотря на многочисленные попытки выявить достоверные признаки субдукционной обстановки в девоне или в карбоне, такие попытки не увенчались успехом (см. ниже). Там, как говорится, на каждом шагу присутствуют только доказательства ордовикской субдукции, дополняющие список аргументов в пользу протрузивной модели меланжа в раннегерцинское время. Признавая статус сутуры за Чарско-Горностаевско-Зимунайским меланжем мы рассматриваем его как проекцию на современном эрозионном уровне той палеосутуры, которая разделяла Казахстанскую и Алтайскую плиты в среднем Палеозое.

Складчатую морфологию в Казахстане имеют только Итмурундинские офиолиты (рис.1.3).



**Рисунок 1.3. Упрощенная геологическая карта Итмурундинского офиолитового пояса (М.З.Новикова и др., 1991).**

- 1-3 –интрузивные породы: 1- субвулканические тела P<sub>2</sub>;  
 2- саякский гранодиорит-гранитный комплекс C<sub>2-3</sub>;  
 3-степнякский габбро-диорит-тоналитовый комплекс O<sub>3</sub>-S<sub>1</sub>;  
 4-неоавтохтон: осадочные и вулканогенные комплексы S<sub>2</sub>-T(?);  
 5-автохтон: аккреционный комплекс с олистостромовыми горизонтами S<sub>1-2</sub>. 6-9- аллохтон: 6- тюретайский комплекс O<sub>3</sub> (базальты, туфогенные породы, кремнистые сланцы);  
 7- итмурундинский комплекс O<sub>2</sub> (подушечные базальты, трахибазальты, трахиты, яшмы); 8- кзыкский комплекс O<sub>1-2</sub> (яшмы);  
 9- серпентинитовый меланж; 10-11-прочие:10 –разломы;  
 11-позиция Итмурундинского жадеитового месторождения.

Наиболее грамотную геодинамическую интерпретацию им дала М.З.Новикова в 1991 году при геологическом доизучении территории в масштабе 1:200 000. Пояс представляет собой пакет покровов, собранных в складки. В лежачем боку пакета хорошо сохранилась силурийская олистострома, сложенная песчаниками аккреционного клина и обломками эксгумированных офиолитов, базальтов, метаморфических пород. Песчаный матрикс олистостромы обогащен кварцем, что указывает на его происхождение за счет размыва континентального склона. Обломки меланжа представляют собой фрагменты океанической коры, погруженной на глубину 90 и более км (присутствие в меланже гранатовых амфиболитов, глаукофановых сланцев, жадеитов и льдистого кварца) и затем эксгумированных на данный уровень встречным восходящим потоком. Схема такой модели опубликована [8] в 1982 году на примере зоны сочленения восточного борта острова Хонсю и Тихого океана (рис. 1.4). Среднескоростные блоки в аккреционном клине (5.0; 5.7 км/с) указывают на присутствие эксгумационных объектов в слабо диагенезированном матриксе, скорость которого составляет 3-3,1км/с.

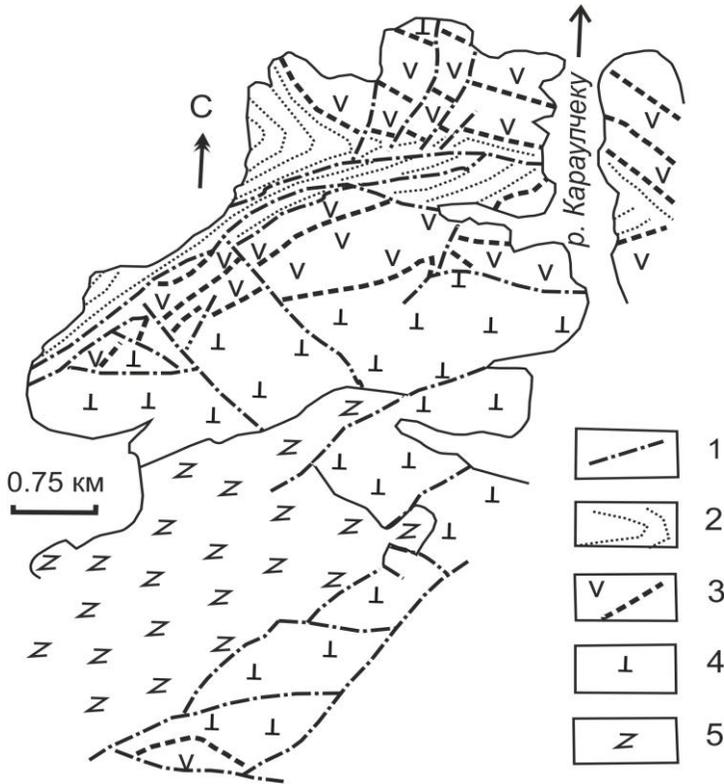


***Рисунок 1.4. Сейсмотомография зоны сочленения океана и острова Хонсю [8], поясняющая возможный механизм формирования олистостромы на рис. 1.3.***

Желтое – аккреционный клин; зеленое справа – океаническая кора; розовые стрелки в мантии – погружение океанической плиты и затягивание аккреционного клина под остров; оранжевые стрелки – восходящий поток меланжевой смеси (эксгумация), участвующий в строении олистостромовых комплексов и меланжевых покровов в аккреционном клине.

В западной части Итмурундинского пояса имеется правосторонний сдвиг офиолитов в северо-западном направлении с амплитудой около 30 км (рис. 1.3), который наглядно демонстрирует механизм формирования трещинных офиолитов, когда они трансформируются в условиях геодинамических напряжений и теряют полностью корни со своей первичной покровно-складчатой структурой.

Изометричный тип офиолитов ярко проявлен в офиолитах Караулчеку, Толпак (рис.1.5), на восточном фланге Итмурундинского пояса, на юго-западном фланге Тектурмасского пояса и в других регионах.



**Рисунок 1.5. Геологическая карта  
офиолитового покрова Караулчеку [4].**

1-разломы, 2- автохтон флишоидного типа,  
3- вулканогенно-осадочная толща (андезибазальты, туфы дацитов,  
яшмы, песчаники), 4- базальты островодужного типа, 5- расслоенный  
гарцбургит-пироксенит-габбро-норитовый комплекс.

Это – горизонтальные или очень пологие изометричные фрагменты покровов, залегающие, как правило, на олистостромах или флише. Другой формой изометричных офиолитов является их принадлежность к фрагментам дезинтегрированных как трещинных, так и складчатых офиолитов и в этом случае они могут быть связаны с разломом или сетью разломов.

Как будет показано ниже, большинство перечисленных офиолитов являются порождением одних и тех же геодинамических процессов, а именно, сочетанием в разных соотношениях

субдукции и эксгумации. Офиолиты урочища Караулчеку имеют несколько иное происхождение.

## **1.2 Возраст офиолитов**

В истории Казахстана изотопными методами установлено два основных рубежа развития офиолитов: раннекембрийский и раннеордовикский, разделенные интервалом в 50 млн. лет. Эти рубежи установлены в основном по магматическим породам, исключая базальты, фаунистическая диагностика которых в раннем кембрия пока затруднена.

Четыре датировки разных авторов, в разных районах Казахстана и пограничных областей Китая уверенно очерчивают время проявления офиолитов в интервале 520-530 млн. лет. Это:

- ортогнейсы с эклогитами и ультрамафитовыми телами в разрезах озера Кумды-коль в Кокшетауском массиве, возраст определен по циркону  $530 \pm 7$  млн. лет [9] и изохронным Sm/Nd методом по эклогитам  $535 \pm 3$  млн. лет [10];

- в Бошекульской зоне в районе гор Жиланды из тоналитов, ассоциированных с серпентинизированными гарцбургитами и долеритами комплекса силл в силле выделен циркон, по которому получен возраст  $524 \pm 4$  млн. лет [11];

- в Жалаир-Найманской зоне в междуречье Андассай-Каршигалы широким развитием пользуется полосчатый комплекс, ассоциированный с гарцбургитами и лерцолитами. Из плагиогранитов, ассоциированных с микрогаббро полосчатого комплекса, выделен циркон, по которому получен возраст  $519 \pm 4$  млн. лет [11];

- в этой же зоне в горах Дуланкора из гранофировых плагиогранитов, ассоциированных с полосчатым комплексом, в котором присутствуют дуниты и пироксениты, меланократовые габбро, лейкократовые диориты выделен циркон, показавший возраст

$521 \pm 2$  млн. лет (там же);

- циркон из расслоенного габбро офиолитового пояса Тангбейл (рис. 1.6) на западной окраине Жунгарского бассейна, примыкающего непосредственно к Казахстанской границе, датирован по 20 зернам методом ШРИМП с возрастом  $531 \pm 15$  млн. лет [12]. Эта цифра удовлетворительно коррелируется с цифрой, полученной по сфену из лейкогаббро  $502 \pm 18$  Ma [13].

Несмотря на возраст датировок в узком интервале, происхождение офиолитов не вписывается в единую модель. В Кокшетауском массиве вследствие нахождения алмазов и коэсита в эклогитах единственной возможной моделью становится субдукция офиолитов до уровня образования высокобарических минералов в мантии (100 и более км) с последующей эксгумацией субдуцированных ортогнейсов с фрагментами ультрамафитовых пород [14]. А это, в свою очередь, означает существование обстановки открытого океана или окраинного моря. В офиолитах Бозшакольской и Джалаирнайманской зон отмечен стабильный парагенезис офиолитов с тоналитами, плагиогранитами, гранофировыми микрогранитами и риолитами, что указывает на задуговый рифтинг энсиалических дуг [11]. В поясе Тангбейл присутствие полного набора офиолитов с некоторым количеством плагиогранитных даек и наличие голубых сланцев может на первый взгляд склонять к первой модели. Но следует иметь в виду, что имеющиеся на сегодня данные по северо-западному обрамлению Жунгарского бассейна свидетельствуют о длительности офиолитовых процессов, начало которым было положено в раннем Кембрии, а завершение происходило в позднем девоне (см. далее). Поэтому присутствие в поясе Тангбейл голубых сланцев (не датированных) не является неоспоримым критерием отнесения раннекембрийских офиолитов к первой модели.

На многих участках, описанных выше, присутствуют базальты, нередко подушечные, однако раннекембрийская датировка их в большинстве случаев проблематична. В Балкибекском сегменте индикатором существования в раннем кембрии коры океанического типа являются субщелочные пиллоубазальты, лентиккулярные известняки, туфы с археоциатами [15]. Присутствие здесь известняков и отсутствие яшм и кремней однозначно не подтверждает существование обстановки открытого океана. Фундаментальная сводка И.Ф. Никитина [16] также однозначно не подтверждает существование в раннем кембрии конодонтовых комплексов в кремнистых и яшмо-базальтовых комплексах Казахстана, которые могли бы свидетельствовать об обширных субдукционных процессах на территории Казахстана.

Итак, единственным аргументом существования субдукционных процессов на территории Казахстана в раннем кембрии пока остается только модель коллектива геологов СО РАН применительно к Кокшетаускому массиву [14].

Раннеордовикские субдукционные процессы имеют надежное подтверждение по трем компонентам: 1) магматическим породам, ассоциированным с офиолитами, 2) базальт-яшмовым комплексам и 3) метаморфическим породам высоких давлений как доказательство факта субдукционного погружения в мантию.

Раннеордовикские датировки базитов, анортозитов и плагиогранитов установлены в Центральном Казахстане и в Западной Жонгарии в Синцзяне.

В горах Талпак Центрального Казахстана В.Г.Степанцом и П.В.Ермоловым возраст нижней части офиолитового покрова определен по циркону классическим методом. Покров представлен здесь расслоенным дунит-гарцбургит-габбровым массивом, который выше по разрезу сменяется базальтами и фтанитами. Из габбро-анортозитов был выделен циркон, который датирован в лаборатории Е.В.Бибиковой в 1988 году. Результат приведен в таблице 1.1. Полученный конкордантный возраст соответствует раннему ордовику.

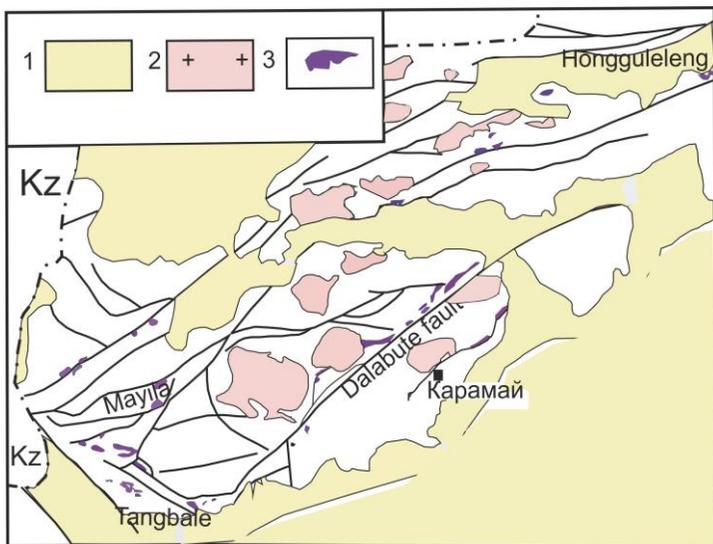
Таблица 1.1 Возраст циркона из пегматоидных габбро-анортозитов гор Талпак [17].

Pb	U	Pb <sup>206</sup> /Pb <sup>204</sup>	Pb <sup>207</sup> /Pb <sup>206</sup>	Pb <sup>208</sup> /Pb <sup>206</sup>	Pb <sup>206</sup> /U <sup>238</sup>	Pb <sup>207</sup> /U <sup>235</sup>
8,86	115,67	1900	0,06416	0,08262	0,07682	0,5981
Возраст, млн. лет					477	480

**Примечание:** поправки 206/204 – 18,143; 207/204 – 15,634

В Синцзяне (рис.1.6) реликты Палео-Азиатского океана представлены весьма широко в виде западной системы поясов Тангбэй-Майли-Дарбут-Хонгулеленг и восточного Жехеда-Аирманти, расположенного на северо-восточном продолжении района. В районе деревни Жехеда [12] в обнажении блока габбро, анортозитов, плагиогранитов размером 300м<sup>2</sup>, закатанного в серпентинитовом меланже методом ШРИМП изучены следующие образцы: в 13 зернах из расслоенного габбро получен возраст 489±4 млн. лет; там же из анортозитовой жилы, пересекающей расслоенное габбро в кластере из 20 анализов циркона получен возраст 481±млн. лет; аналогично, циркон из плагиограни-

та в массивном габбро по 13 зернам циркона получен возраст  $487 \pm 5$  млн. лет.



**Рисунок 1.6. Позиция офиолитов в С-З Синцзяне.**

1- рыхлые отложения; 2-граниты; 3- офиолиты.

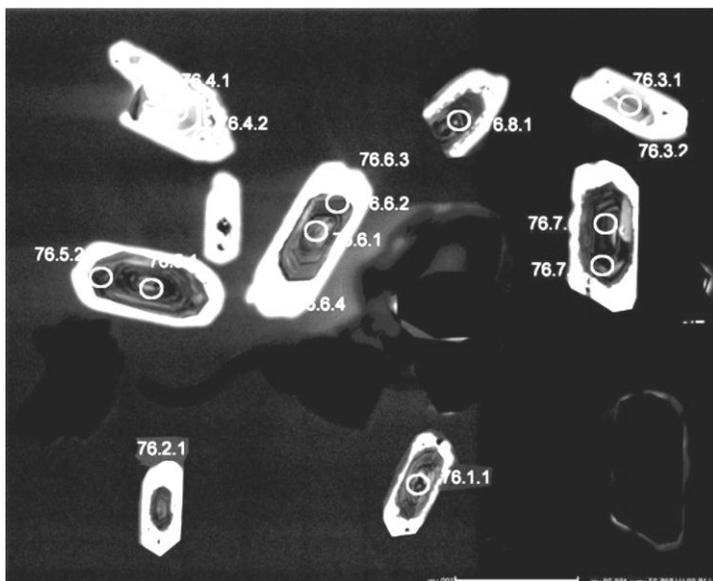
Вмещающие породы - от  $O_2$  до P.

Подушечные базальты, представляющие главный элемент коры океанического типа, подробно охарактеризованы конодонтами в ассоциированных с базальтами яшмах в интервале от позднего кембрия до низов среднего ордовика. В качестве основного доказательства нами использована сводка И.Ф.Никитина [16].

Метаморфические породы высоких давлений в качестве факта субдукционного погружения океанической коры до мантийных глубин подробно представлены в Итмурундинском и Чарском меланжах.

В Чарском меланже оценка параметров метаморфизма выполнена с учетом минералогической термо-барометрии [18]. Для глаукофановых сланцев получен узкий интервал температур ( $500-570^{\circ}C$ ), но широкий диапазон давлений (5-13 кбар). Эклогиты формировались в интервале температур  $675-775^{\circ}C$  и давлений

15-20 кбар. Значительный разброс по давлению объясняется разной глубиной погружения изученных блоков, что отразилось на их минеральном составе. Зерна циркона из гранат-глаукофановых кварцитов в районе фермы Бурше-булак смотрятся как близнецы (рисунок 1.7).



**Рисунок 1.7. Катодо-люминисцентные изображения анализированного циркона.**

Полный список анализов приведен в таблице 1.2. Преобладают ордовикские датировки. Как будет показано ниже, присутствие девонских цифр в цирконах свойственно всем меланжам Восточного Казахстана.

Таблица 1.2. Возраст циркона из кварцитов высоких давлений Чарского пояса

Номер зерна	$^{206}\text{Pb}$	U, ppm	Th, ppm	(1) 206/238	(2) 206/238	(3) 206/238
1	2	3	4	5	6	7
76-3-1	0,31	359	208	456.1±7,3	456.7±7,4	458± 8
76-4-2	2,19	198	51	453,8±8,3	455.6±8	454,3±8,6

76-5-1	5,77	790	718	441,7±7	441.2±8	451.7±9.2
--------	------	-----	-----	---------	---------	-----------

Продолжение таблицы 1.2.

1	2	3	4	5	6	7
76-5-2	0.75	917	734	455±7,1	455±7,1	459,7±8,1
76-6-1	3,92	840	815	426.1±6,8	426,1±6,7	444.4±8,2
76.2.1	21.63	19	1	495 ± 5.6	484 ±18	494 ±25
76.6.4	0.829	12	40.829	484 ± 22	483 ± 17	506 ± 19
76-8-1	2,0	815	614	486.2±7.6	486.1±7,7	495,7±8.8
76-7-1	7.29	953	1104	391.7±6.6	394.1±7.1	417.9±9.8
76-7-2	8.71	717	734	354.8±6.1	354.6±5.7	378.4±7.4

**Примечание.** (1) Общий свинец скорректирован по обыкновенному свинцу; (2) общий свинец скорректирован допущением конкордантного возраста 206/238 – 207/235; (3) общий свинец скорректирован допущением конкордантного возраста 206/238 - 208/232

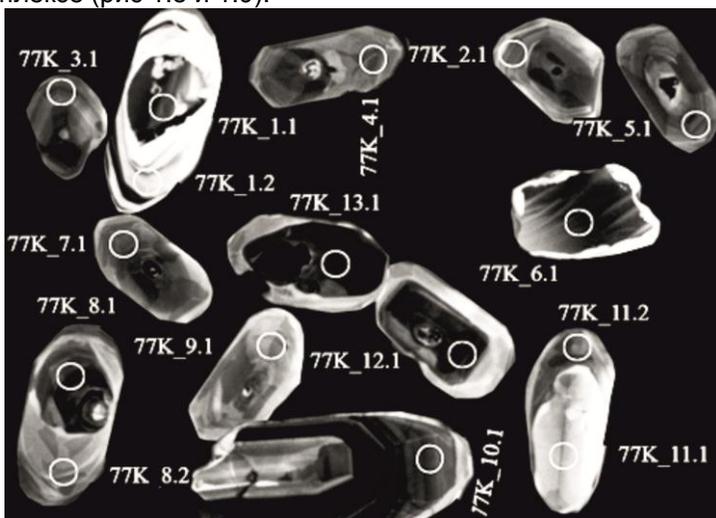
Идеальную конкордантность имеют три зерна, показанные в таблице 1.3.

Таблица 1.3. Три зерна циркона из таблицы 1.2, имеющие идеальную конкордантность.

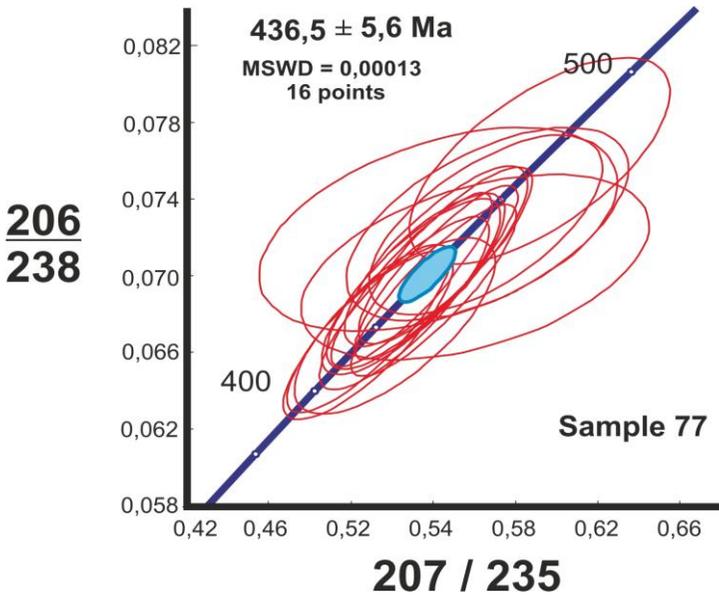
Зерно №	206/238, млн. лет	Pb/Pb, % дискорд.	207/235, ±%	206/238, ±%
3.1	456,7 ± 7.4	- 10	3,4	1.7
5.2	459,7 ± 8,1	3	5.4	1.6
8.1	486,2 ± 7,6	7	4.6	1.6

Имеются современные Ag-Ag датировки [18, 19] по слюдам и глаукофану из гранатового амфиболита и глаукофанового сланца района деревни Батуринка, а также из диафторированного эклогита урочища Бурша-булак. Они соответствуют раннему силуру (мусковит из гранатового амфиболита: 429-437 млн. лет) и позднему ордовики (мусковит из глаукофанового сланца 440-445±7 млн. лет); мусковит и амфибол из эклогита имеет поздне-ордовикский возраст: 449.3 ±1; 449.8 ±5; 450.0 ±2.7; 449.2 ±5.5 млн. лет.

В Чарском меланже получена также датировка по амфиболиту, представляющему главный тип породы в низкобарическом комплексе (рис 1.8 и 1.9).



*Рисунок 1. 8. Циркон в амфиболитах Чарского меланжа, проба 77*



**Рисунок 1.9. Конкордия пробы 77 из амфиболитов Чарского меланжа**

Средневзвешенный возраст по 16 точкам соответствует раннему силуру  $436,5 \pm 5,6$  Ма (табл. 1.4).

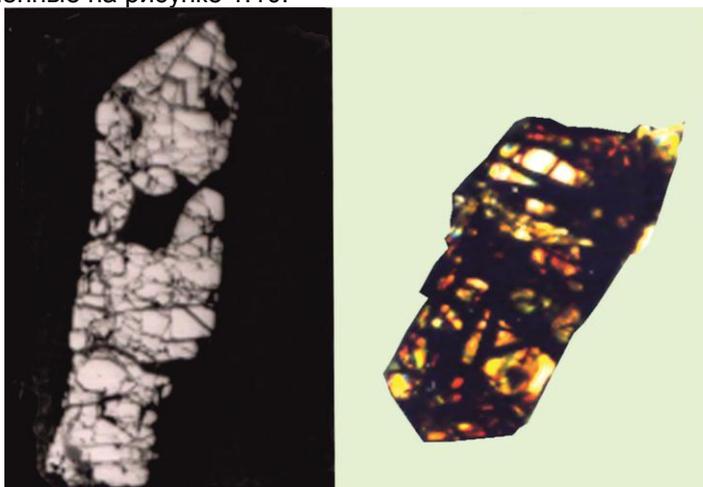
Таким образом, все метаморфические породы, получившие датировки в последние годы современными методами, относятся к каледонскому периоду развития пояса.

Таблица 1.4. Возраст циркона извлеченного из амфиболитов Чарского меланжа

Номер точки	Уран, г/т	Торий, г/т	Возраст 206/238	Возраст 207/206	Дискорд., %
1.1	108	1177	$451 \pm 13$	$384 \pm 130$	-15
1.2	124	31	$452 \pm 12$	$472 \pm 90$	4
2.1	304	47	$417 \pm 11$	$417 \pm 43$	0
3.1	355	115	$420 \pm 11$	$406 \pm 39$	-3
4.1	336	52	$434 \pm 11$	$424 \pm 44$	
5.1	411	65	$442 \pm 11$	$442 \pm 38$	0

6.1	99	1 530	472±13	470±73	-2
7.1	374	50	428±11	438±39	2
8.1	552	80	432±11	476±33	10
8.2	308	43	442±12	424±44	-4
9.1	299	47	433±11	424±44	-2
10.1	563	81	435±11	414±32	-5
11.1	169	85	439±12	518±120	18
11.2	401	65	420±11	457±58	9
12.1	1145	101	452±12	470±69	4
13.1	1081	136	437±11	450±32	3

В Итмурундинском поясе возраст пород высоких давлений определен U-Pb методом по циркону из полосчатых альбит-кварц-омфацитовых кристаллосланцев, содержащих линзы и метровые слои льдистого кварца. Циркон напряженно катаклазирован. В процессе его извлечения из породы образуется мелкая крошка, в которой присутствуют редкие кристаллы, представленные на рисунке 1.10.



**Рисунок 1.10. Признаки высоких давлений в цирконе из альбит-кварц-омфацитовых кристаллических сланцев в Итмурундинском меланже**

Возраст определялся отдельно по крошке и крупным кристаллам. Цифры возраста оказались конкордантными и соответствуют эпохе Darriwillian среднего ордовика (таблица 1.5) Дискордантность по 207/206 незначительна. Цифры возраста попадают примерно в тот же диапазон, что и циркон из гранат-глаукофановых кварцитов Чарского меланжа, который может быть определен как 466-456 млн. лет (средний ордовик). Цифра 486 млн. лет близка к цифрам магматических офиолитов, цифры по слюдам и амфиболам 429-450 млн. лет, полученные Н.И. Волковой и др. Ar-Ar методом [18,19] являются одной из фаз диафтореза.

Таблица 1.5. Изотопный возраст циркона из метаморфических сланцев высоких давлений в Итмурундинском меланже.

№	Фракции	Содержание		Отношения и возраст, млн. лет		
		Pb	U	207/206	206/238	207/235
468	Крупная	38,1	546,7	0.05657 <b>475</b>	0,07464 <b>463</b>	0,5822 <b>466</b>
468	Мелкая	43,7	639,0	0.05570 <b>440</b>	0,07434 <b>462</b>	0,57075 <b>458</b>

Лаборатория ГЕОХИ РАН (1992г). Поправки: 206/204 – 18,143; 207/204 – 15,634

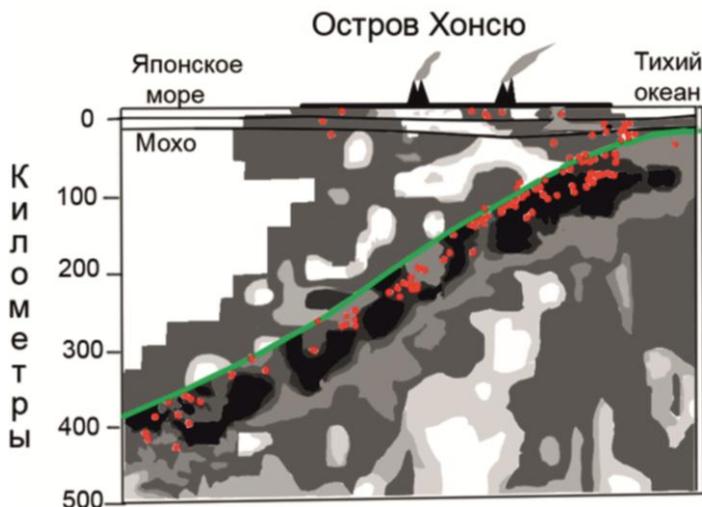
Суммируя итоги по изотопным датировкам, можно считать, что возраст метасланцев высоких давлений в Чарском и Итмурундинском меланжах не имеет принципиальных различий. В других офиолитовых поясах изученной части Казахстана метаморфический комплекс высоких давлений не известен.

Раннекаледонская субдукция, начало которой датировано раннекембрийскими – ордовикскими цифрами, завершилась в Центральном Казахстане в позднем Ордовике-Силуре. На востоке, судя по изотопным и геологическим данным, она продолжалась до позднего Девона - раннего Карбона. Основанием для такой версии служат следующие факты.

1. Теория гласит, что вулканические пояса на островных дугах и на окраинах континентов андийского типа возникают как следствие процессов преобразования субдуцированных океанической коры и осадков аккреционного клина, обогащенных водой.

В результате в надсубдукционной плите возникают вторичные

очаги, питающие вулканы. Одним из доказательств служит остров Хонсю в Японии (рис. 1.11).



**Рисунок 1.11. Сейсмотомография субдукционной зоны, остров Хонсю, Япония [20].**

Белое в надсубдукционной плите – магматические очаги, питающие вулканы. Серое - размягченная мантия. В подсубдукционной плите и то и другое появляется на глубинах более 200 км. Красные точки – очаги землетрясений. На границе острова и Японского моря происходит заложение новой, молодой, зоны субдукции.

На востоке Казахстана в Девоне - раннем Карбоне активно развивались два пояса: Алтайский и Казахстанский. Алтайский пояс развивался компактно в Девоне от эмса до фамена; Казахстанский пояс в раннем-среднем Девоне являлся фронтальной вулканической дугой, но в позднем Девоне он стал редуцированным и с живета по турнейский ярус раннего Карбона активной была Жарма-Саурская вулканическая дуга.

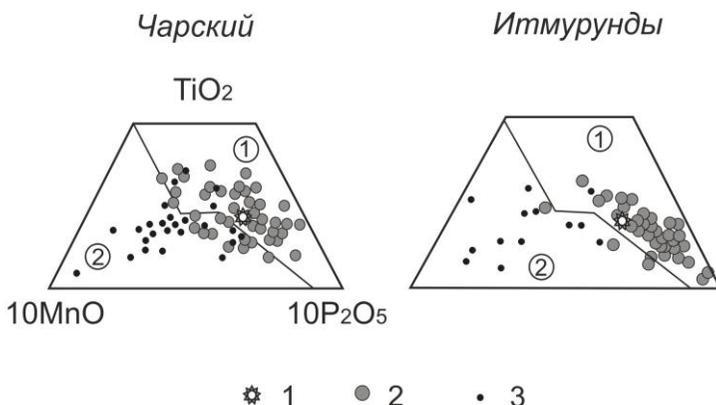
2. В Центральном Казахстане не известны факты нахождения девонской коры океанического типа в меланжевых комплексах, а именно, подушечных базальтов в ассоциации с яшмами или какими-либо другими силицитами, содержащими девонские органические остатки (конодонты, радиолярии). В Восточном Казахстане в Северо-Жонгарском, в Западной Жонгарском (Синцзян), и в Чарском офиолитовых поясах установлено совместное нахождение базальтов и яшм с конодонтами и радио-

ляриями

ордовикского

(O<sub>1-2</sub> и D<sub>3</sub> fm) девонского возрастов [21-25].

3. В меланжах Восточного Казахстана, наряду с раннеордовикскими габброидами, которые имеют все основания относиться к раннеордовикской океанической коре, присутствуют также окатанные обломки габброидов, тоналитов и плагиогранитов с возрастом от позднего ордовика до позднего девона. В Итмурундинском меланже из частично омфациitized габброидов и плагиогранитов выделен циркон, который изучен в 1988 г классическим методом в лаборатории ГЕОХИ, Москва. Возраст циркона из габбро составил 415 (206/238) и 413 (207/235) млн. лет. Дискордантность по свинцу (207/206) находится в допустимых пределах 407 млн. лет. В пегматоидных плагиогранитах получены возраста 358 (206/238) и 367 (207/235) млн. лет, но дискордантность по свинцу завышена (424 млн. лет). В Западном Синцзяне [12] методом ШРИМП по циркону в поясе Каламайли (рис.1.6) в плагиограните найден циркон с возрастом 403±9 млн. лет, в поясе Хонгулеленг - циркон с возрастом 409±23 млн. лет, в поясе Жахеда массивные габбро и ассоциированные плагиограниты содержат молодую популяцию циркона между 396 и 419 млн. лет, взвешенное значение по которым определено как 403±9 млн. лет. Согласно этим данным появляется соблазн заявить о мультиплетности океанической коры в Восточном Казахстане в диапазоне 480 – 360 млн. лет. Однако, все перечисленные датировки не обеспечены оценкой когерентности базальтов океанического типа перечисленным выше габброидам. Такая оценка проведена нами для Чарского и Итмурундинского поясов, где сопоставлены базальты океанического типа, ассоциированные с красными яшмами и прочими фтанитами, с одной стороны, и габброиды, ассоциированные с плагиоклазовыми амфиболитами и мигматитами, с другой стороны (рис.1.12). Из рисунка видно, что базальты океанического типа и габброиды в меланжах принадлежат разным популяциям. В отношении первых можно обсуждать модель океанической обстановки открытого типа, вторые однозначно являются островодужными, наиболее вероятно, фрагментами островодужного фундамента, дренированного меланжем в процессе эксгумации его с больших глубин на поверхность по схеме, показанной на рисунках 1.4 и 1.11.

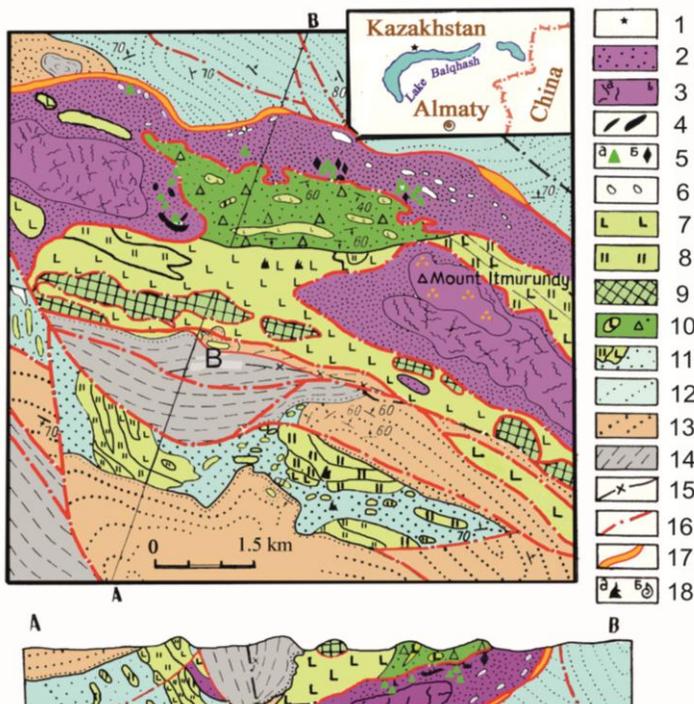


**Рисунок 1.12. Сопоставление океанических базальтов и габброидов (включая безгрантовые амфиболиты) в меланжах Восточного Казахстана.**

*На диаграммах: 1- поле базальтов MORB, океанических толеитов и щелочных базальтов; 2- поле островодужных базальтов и толеитов.*

*В условных обозначениях: 1-щелочные габброиды в меланже (очень редкие); 2- щелочные базальты в ассоциации с красными яшмами океанического типа; 3- габбро, габбро-амфиболиты и плагиоклазовые амфиболиты в тех же меланжевых зонах.*

Приведенные аргументы однозначно свидетельствуют о более длительной субдукции на востоке, по сравнению с Ц. Казахстаном, что подтверждают такие неоспоримые данные, как присутствие в девоне и раннем карбоне парных вулканических дуг, совмещение в меланжевых зонах ордовикских и девонских яшмо-базальтовых комплексов, растянутость возрастных рядов экзотических включений габброидов и плагиогранитоидов в меланжевых зонах. Эти данные свидетельствуют о нескольких стадиях коллизий и эксгумаций от Ордовика до раннего Карбона. На рисунке 1.13 показано, что размыв и трансгрессивное перекрытие смятых в складки офиолитов в Итмурудях произошло в позднем Девоне.



**Рисунок 1.13. Геологическая карта Итмурундинского жадеитового месторождения.**

- 1- позиция месторождения в регионе; 2-3- серпентинитовый меланж; 2-серпентинитовые сланцы, 3<sup>а</sup>- реликтовые блоки массивных апоперидотитовых серпентинитов, 3<sup>б</sup>- бирбиритовое покрытие дунитовых блоков; 4-6- включения в меланже (4- альбит-актинолит-омфацит-кварцевые сланцы, 5<sup>а</sup>- жадеиты, 5<sup>б</sup> – существенно альбитовые породы с примесью актинолита, диопсида, кварца, 6- базальты, яшмы и другие не метаморфизованные породы); 7- Итмурундинский комплекс O<sub>2</sub> (подушечные базальты, трахиты, яшмы); 8- Кызыкский комплекс O<sub>1-2</sub> (яшмы); 9- Туретайский комплекс O<sub>2</sub> ? (кремнистые алевролиты, туффиты); 10- нижняя олистострома O<sub>3</sub> ? (брекчии, состоящие из породных фрагментов Итмурундинского и Кызыкского комплексов и олистолитов базальтов и яшм); 11- верхняя олистострома S<sub>1</sub> с блоками базальтов, яшм, габбро; 12- аккреционный комплекс O<sub>3</sub>-S<sub>2</sub> (преимущественно песчаники); 13- седиментный комплекс D<sub>3</sub>fr (неоавтохтон); 14- седиментный комплекс D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub> не расчлененный; 15 – дайки дацитов; 16- разломы; 17- листовениты; 18 – фауна.

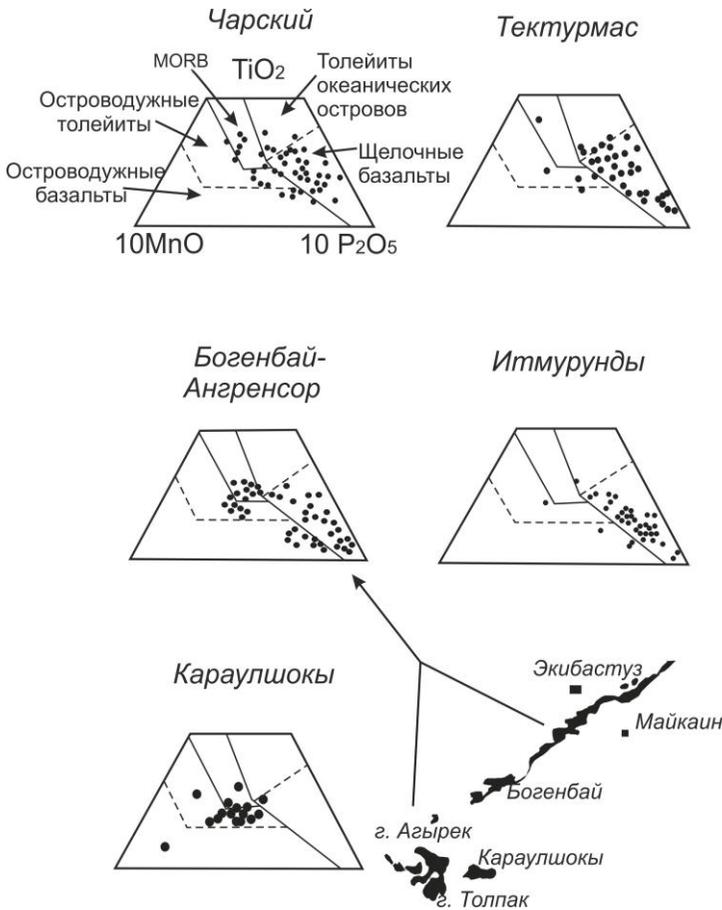
На нем в центре (литера **В**) в эрозионном окне франских отложений Девона обнажается выступ подушечных базальтов, в котором трещины заполнены песчано-гравийной смесью с фауной брахиопод и криноидей. В южной части олистострома слагает эрозионный выступ в отложениях  $D_3fr$ , базальные конгломераты которых на 70-75% состоят из бледно-розовых и красных яшм. В Чарском поясе трансгрессивное перекрытие офиолитов произошло в конце раннего карбона, о чем свидетельствуют реликтовые конгломератовые мульды, залегающие на меланже вдоль дороги в 8км восточнее ст. Чарск.

### **1.3. Состав офиолитовых базальтов**

Присутствие фрагментов коры океанического типа во всех поясах доказывается, как показано выше, присутствием в них яшм и фтанитов двух возрастных диапазонов: ранне-среднеордовикского и девонского. В большинстве офиолитовых поясов имеются пиллоу-базальты, являющиеся вторым неотъемлемым компонентом коры океанического типа. Состав базальтов, показанный на геодинамических диаграммах Е.Д Мульена [26], выявляет три главные закономерности, имеющие отношение к пониманию геодинамических обстановок в которых формировались офиолиты (рис.1.14):

- во всех офиолитовых поясах доминирующее значение имеют щелочные базальты;
- подчиненное значение и не повсеместное распространение имеют толейиты;
- в непосредственном соседстве с офиолитами всегда присутствуют фрагменты островодужных комплексов; имеются также примеры сочетания расслоенных ультрамафит-мафитовых тел офиолитового типа с островодужными комплексами (Караулшоки, рис. 1.14).

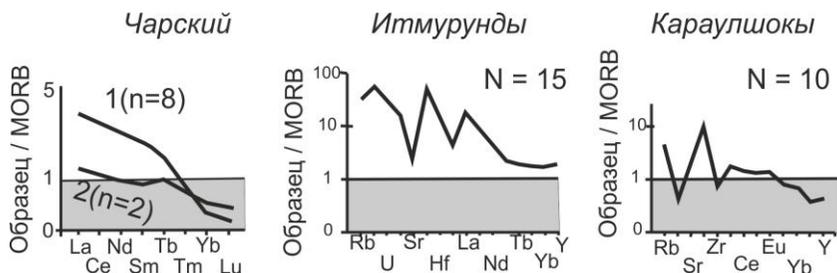
Щелочные базальты в отдельных поясах дополняются другими породами щелочного ряда. В Чарском офиолитовом поясе Б.К.Кораблевым в пятидесятых годах найдено 5 будин сельвсбергитов, залегающих в меланжированных базальтах (таблица 1.6). В Итмурундах и в Тектурмасае среди подушечных щелочных базальтов довольно часто встречаются трахиты и пантеллериты (таблица 1.6).



**Рисунок 1.14. Состав офиолитовых базальтов Казахстана (по классификации Mullen, E.D. [26]).** Пояснения в тексте.

Из рисунка 1.14 видно, что только в отношении Чарского пояса можно говорить о реальной примеси базальтов типа E-MORB. Малые элементы полностью подтверждают специфику офиолитовых поясов Казахстана, выявленную при обработке петрогенных элементов. В Чарском поясе группа проб, представляющих щелочные базальты, резко обогащена легкими и обеднена тяжелыми РЗЭ, а группа проб, представляющих толейиты, приближена к единице. В Итмурундинском поясе сред-

ний состав базальтов по 15 пробам резко пересыщен по сравнению с MORB редкими элементами (Rb, U, Th) и легкими лантаноидами, приближаясь к составу базальтов океанических островов (рис. 1.15).



**Рисунок 1.15. Распределение редких и редкоземельных элементов в базальтах офиолитовых поясов Казахстана.**  
Пояснения в тексте.

Таблица 1.6. Щелочные породы островодужного типа в офиолитах.

Оксиды	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	62.26	55.20	62.40	68.90
TiO <sub>2</sub>	0.10	1.74	0.64	0.28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.42	14.80	15.30	13.90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.69	4.19	3.59	1.55
FeO	4.31	6.86	5.10	2.79
MnO	0.16	0.17	0.20	0.04
MgO	1.03	2.55	1.91	1.51
CaO	0.45	3.44	0.70	0.56
Na <sub>2</sub> O	7.52	5.45	6.03	5.01
K <sub>2</sub> O	4.80	0.65	0.86	2.89
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	1.11	0.67	0.64
П.п.п	0.18	2.60	1.25	1.24
<b>Сумма</b>	<b>99.96</b>	<b>98.76</b>	<b>98.65</b>	<b>99.31</b>

**Примечание:** 1-сельвсбергит в Чарском поясе; 2-трахибазальт в Тектурмасе; 3-4 – щелочные породы в Итмуруды; 3-трахит, 4-пантеллерит.

Состав базальтов Караулшоки принципиально отличается от базальтов вышерассмотренных поясов. На диаграмме  $TiO_2 - 10MnO - 10P_2O_5$  (рис.1.14) они демонстрируют совершенно отчетливую принадлежность к островодужным толеитам. Такой состав согласуется с фактом присутствия как среди самих базальтов, так и в согласно залегающей на них вулканогенно-осадочной толще андезитов и дацитов. Концентрация в базальтах малых элементов, как это видно из рисунка 1.15, близка к таковой в базальтах MORB за исключением Rb и Ba, которые показывают островодужные условия их формирования.

Таким образом, обязательной принадлежностью всех рассмотренных офиолитовых поясов Казахстана является присутствие в них 50 и более процентов щелочных базальтов. Ни один из рассмотренных офиолитовых поясов Казахстана по составу базальтов не удовлетворяют условиям формирования их в структурах типа срединно-океанических хребтов из-за высокой доли щелочных базальтов в Чарском и Богенбай-Ангренсорском поясах и подавляющим распространением щелочных базальтов в Тектурмасском и Итмурундинском поясах. Во фрагменте покрова Караулшоки вообще развиты только островодужные толейиты.

Включения габброидов в офиолитах многочисленны, но они четко дифференцируются на два типа: щелочные и известково-щелочные. Первые распространены крайне редко. В Чарском и Итмурундинском поясах нами установлено всего две дайки керсутитового габбро-диабазы, залегающих в блоках яшмо-базальтовых разрезов. Состав их приведен в таблице 1.7. Обращаясь к диаграммам на рисунке 1.12 видим, что керсутитовые габбро-диабазы когерентны щелочным базальтам, но встречаются очень редко. Преобладают в меланжах габброиды эвкритового типа, сложенные плагиоклазом, клинопироксеном и амфиболом. Отдельные включения попадают в поля, занятые толейитами MORB и субщелочными базальтами, но основная их масса тяготеет к полям островодужных толейитов и островодужных базальтов, демонстрируя принципиально иной источник, не связанный с происхождением щелочной и толейитовой серий. Причины такого различия будут рассмотрены ниже.

Таблица 1.7. Дайки щелочных керсутитовых габбро в яшмо-щелочно-базальтовых разрезах Чарского и Итмурундинского поясов.

Na <sub>2</sub> O	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	nnn	Сумма
869	46.96	4.15	16.51	4.01	5.74	3.93	0.29	6.49	3.88	2.73	0.81	3.04	98.54
476	51.00	2.32	14.2	5.41	5.31	0.21	2.88	4.27	9.00	0.70	0.55	4.20	100.05

#### **1.4 Состав метаморфических комплексов.**

В меланже офиолитовых поясов присутствуют многочисленные экзотические включения, среди которых для рассматриваемой темы имеют значение два породных комплекса: а) высоких давлений и умеренных температур и б) метапород высоких температур и умеренных давлений. Теория гласит, что первый комплекс формируется в мантии за счет океанической коры и пород аккреционного клина (рис. 1.4, 1.11) при погружении их в субдукционных зонах на глубины более 100 км. Второй комплекс формируется в коре и может принадлежать основанию островной дуги или активной континентальной окраины.

Комплекс пород высоких давлений детально изучен в Чарском и Итмурундинском поясах [21, 27]. Глаукофановые сланцы упоминаются В.Г. Степанцом [4] также в Богенбай-Ангренсорском поясе, но там они не изучены.

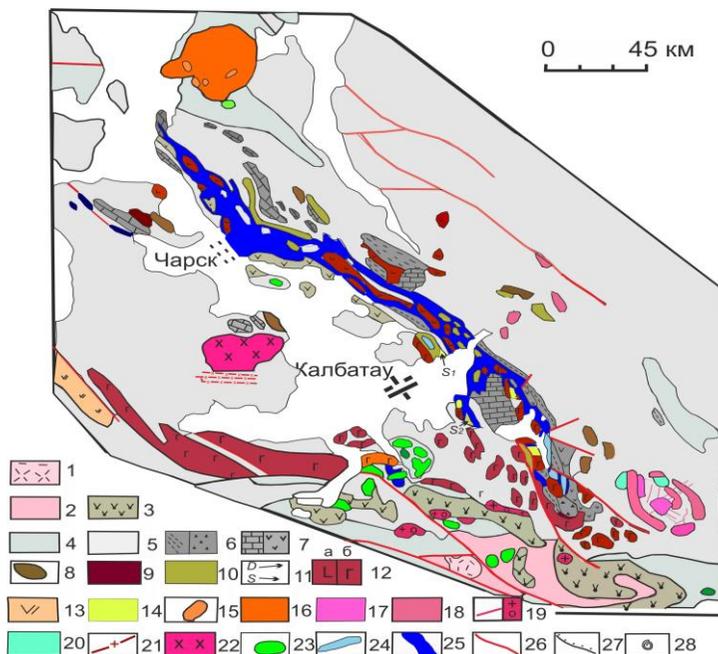
В Чарском меланже комплекс метаморфических пород высоких давлений включает эклогиты, гранатовые амфиболиты, гранат-глаукофановые сланцы, рибенитовые кварциты, глаукофановые и гранат-глаукофановые кварциты. Максимальное распространение породы высоких давлений имеют в меланже I типа, развитого в центральной части пояса длиной 50 км (центр – пос. Калбатау, рис. 1.16) от фермы Бурша-булак на юго-востоке до деревни Батуринка на северо-западе.. Представление о меланже первого типа дает рисунок 1.17.

Эклогиты встречаются в виде глыб размером первые метры и в виде будин в гранатовых амфиболитах и зеленосланцевых диафоритах размером от первых см до первых десятков см в диаметре. Они разделяются на два типа. Первые сложены голубым

омфацитом, гранатом, рутилом, сине-зеленой роговой обманкой, мусковитом, сфеном, хлоритом. В омфаците содержится CaO = 12,97%, Na<sub>2</sub>O = 7,06%. Гранат содержит пирропа 14-17%, гроссуляра 30-44%, альмандина 27-55%. Вторая разновидность

эколитов сложена эгирин-содержащим омфацитом, гранатом, гастингситом, эпидотом, кварцем и рутилом. Гранат содержит альмандина 65%, гроссуляра 26%, пиропы 9%.

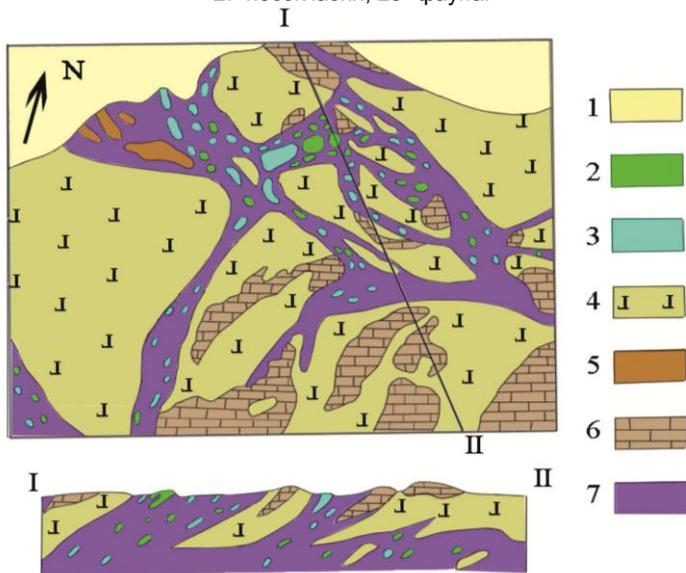
В гранатовых амфиболитах состав амфибола колеблется от обыкновенной роговой обманки до гастингсита. Гранат состоит из альмандина с примесью гроссуляра (до 30%) и пиропы (до 22%).



**Рисунок 1.16. Обзорная карта Чарского пояса.**

**Стратиграфические комплексы.** 1-3 - неавтохтон: 1-Тюрешокинский комплекс  $C_3$  (базальты, трахиандезиты, трахиты); 2- осадочные породы  $C_{2-3}$  (конгломераты, песчаники, алевролиты, известняки); 3- Даубайский комплекс  $C_{2,3}$  (андезиты, базальты, трахиты). 4-5 – автохтон: 4- Буконьский осадочный комплекс  $C_{2,3}$  (конгломераты, известняки, алевролиты); 5- осадочный комплекс  $C_1^3$  (песчаники преимущественно). 6-14 – аллохтон: 6-7 – полифациальная серия пород  $C_2^2$  ( $6^a$  – известняково-песчано-алевролитовые отложения с олистостромовыми горизонтами,  $6^b$  – олистостромовый комплекс,  $7^a$ -рифовые известняки,  $7^b$ - вулканический комплекс: базальты, андезиты, дациты, риолиты); 8- базальты, андезиты, кремнистые породы  $D_2$ - $C_1$ (?); 9- рифовые известняки Девона объединенные; 10- кремни-

стые и кремнисто-глинистые сланцы, яшмы, известняки  $D_{2-3}$ ; 11- отложения Силура и Девона нерасчлененные; 12- яшмо-базальтовый комплекс  $O_2-D_3$ : а-базальты, андезибазальты, серые и зеленовато-серые фтаниты; б- подушечные базальты и красные яшмы; 13- дифференцированные вулканические серии  $D_1$  14- граптолитовые сланцы  $S_{1-2}$ . 15-24 – *интрузивные комплексы*: 15- щелочные граниты  $P_2-T_1$ ; 16- дельбегетейский комплекс аляскиотов  $C_3-P_1$ ; 17-20- Тастауский комплекс  $C_3$ : 17- тонкозернистые граниты, 18- граносиениты, 19-дайки и малые тела гранит-порфиров, граносиенит-порфиров, 20-габбро-нориты; 21-23-аргимбайский комплекс  $C_{2-3}$ : 21-дайки, 22-гранодиориты, 23-габбро-диабазы; 24-Николаевский габбро-тоналитовый комплекс  $C_1$ ; 25-серпентинитовый меланж; 26-разломы; 27-несогласия; 28- фауна.



**Рисунок 1.17. Типичный меланж первого типа в районе фермы Буршебулак.**

1- рыхлые отложения; 2-метаморфические породы высоких давлений; 3- то же, умеренных давлений; 4-щелочные офиолитовые базальты с включениями красных яшм; 5- кремнистые породы и яшмоиды  $D_{2-3}$ ; 6- известняки рифового типа  $D_{1-2}$  и  $C_1$  не расчлененные; 7- серпентинитовые сланцы

Глаукофановые сланцы и диафориты по ним составляют главный объем метаморфических пород высоких давлений. Размеры включений колеблются от первых единиц до сотен

метров. По составу протолита различаются metabазальты, метатUFFы, метаграувакки, кварциты. Наиболее часто встречается парагенезис глаукофана с гранатом и рутилом. Глаукофан имеет железистость

47-53%, гранат по составу существенно не отличается от граната, присутствующего в амфиболитах. Роговая обманка содержит  $\text{Na}_2\text{O} = 5,39\%$ ,  $\text{CaO} = 5,48\%$  и относится к барруазиту. Предшественниками описана также ассоциация гранат-глаукофан-лавсонит. Экзотикой данного комплекса пород являются кварциты высоких давлений с глаукофаном, гранатом (58% спессартина) и стилпномеланом. В глаукофанах данного парагенезиса содержится реликтовый омфацил.

Химический состав метапород высоких давлений в сравнении с офиолитовыми базальтами приведен в таблице 1.8.

Таблица 1.8 . Состав метаморфических пород высоких давлений Чарского пояса в сравнении с офиолитовыми базальтами.

Окислы	Эклогит	Гранатов. амфиболиты		Гр-глаук. сланец	Гр-глаук. кварцит	Базальты $\text{O}_2 - \text{D}_3$	
		1	2			Щел. баз.	Лейко-баз.
$\text{SiO}_2$	49.48	45.2 5	47.5 2	46.95	82.85	49.82	48.20
$\text{TiO}_2$	1.42	2.05	2.56	2.05	0.48	2.18	2.33
$\text{Al}_2\text{O}_3$	16.09	14.7 2	15.3 5	15.16	5.32	15.24	17.23
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	2.56	3.69	3.22	5.28	1.46	4.77	3.63
$\text{FeO}$	11.12	9.72	8.25	5.81	3.91	7.24	7.46
$\text{MnO}$	0.15	0.22	0.18	0.16	0.46	0.20	0.22
$\text{MgO}$	5.08	7.91	7.02	6.56	2.25	5.77	5.43
$\text{CaO}$	9.30	12.1 3	8.07	7.29	0.66	8.47	7.11
$\text{Na}_2\text{O}$	2.91	1.85	2.77	2.22	0.60	3.29	3.60
$\text{K}_2\text{O}$	1.39	0.35	2.59	3.96	1.19	0.37	0.73
$\text{P}_2\text{O}_5$	0.25	0.07	0.26	0.18	0.08	0.30	0.56
ппп	0.20	1.34	1.77	3.44	0.34	2.25	3.00

Сумма	99.95	99.1 8	99.5 3	99.06	99.60	100.1 0	100.50
-------	-------	-----------	-----------	-------	-------	------------	--------

**Примечание:** щелочные базальты – среднее из 25 анализов; лейкобазальты среднее из 36 анализов.

Все приведенные в таблице образцы метаморфических пород высоких давлений, кроме кварцита, имеют магматические соотношения окислов. С базальтами, приведенными в конце таблицы, их роднит высокое содержание титана, как одного из самых инертных компонентов.

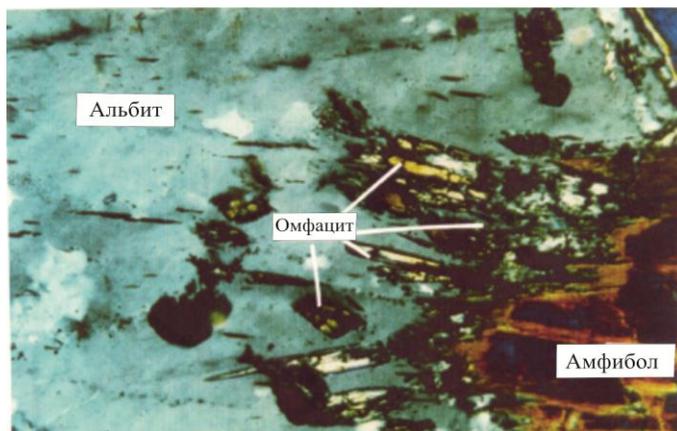
В Итмурундинском меланже комплекс метаморфических пород высоких давлений представлен жадеитизированными альбит-актинолитовыми кристаллическими сланцами, содержащими прослойки и мощные слои льдистого кварца, включениями жадеитов и омфациетов, гранатовыми амфиболитами и гранат-глаукофановыми сланцами. Два последних парагенезиса встречаются очень редко и практически не изучены.

Кристаллические сланцы слагают линзовидные блоки в серпентинитовом меланже. Размеры по удлинению от первых десятков до первых сотен метров, ширина – первые метры-первые десятки метров. Строение пород плейчато-слоистое, обусловленное первичной слоистостью, на которую наложены складки от десятков см до первых метров. Минеральный состав слоев широко варьирует, что видно из химического состава:

- метафтаниты:  $\text{SiO}_2 = 84,0-90,5\%$ ;  $\text{Na}_2\text{O} = 4,0-1,8\%$ ;
- метааркозы:  $\text{SiO}_2 = 68,9 - 81,4\%$ ;  $\text{Na}_2\text{O} = 12,7-4,52\%$ ;
- то же, среднего состава:  $\text{SiO}_2 = 59,8\%$ ;  $\text{Na}_2\text{O} = 12,8\%$ .

Приведенный химический состав отражает вариации в породе трех главных минералов: альбита, актинолита-рихтерита и кварца. Устойчиво низкое содержание рубидия и калия, соответственно 1.8-5.2 г/т и 0.25-0.45 г/т, указывает, во-первых, на глубинный седиментогенез (обилие льдистого кварца), а, во-вторых, участие основных и средних пород. Кроме вышеуказанных трех минералов, присутствуют ортит (Th от 2.7 до 50 г/т), циркон (Zr от первых г/т до первых кг/т), сфен, титан-бариевый силикат, эгирин, глаукофан, омфацит. Содержание последних трех минералов не высоко, около 0,5-1%, но в определении истории происхождения пород и меланже в целом, они играют ведущую роль. На снимке (рис.1.18) показан процесс диафтореза кристаллических сланцев после образования жадеита и омфацита на глубинах более 90-100 км в мантии. На нем крупный порфиروبласт натрий-содер-

жащего амфибола замещает и поглощает омфацитовую «пыль», присутствующую в альбите.



**Рисунок 1.18. Процесс замещения мелкого омфацита крупным порфиробластом амфибола**

Данный снимок наглядно объясняет процесс эксгумации, при котором жадеит-омфацитовые кристаллические сланцы, образованные на больших глубинах в мантии, при движении пород в верхние слои коры трансформируются в породы низких давлений. Промежуточный между омфацитом и актинолитом глаукофан сохранился в породе в виде единичных зерен.

Жадеититы и омфацититы слагают окатанные глыбы размером от первых метров до первых десятков метров в диаметре. По составу различаются жадеититы (обычно белые или серые), омфацититы (обычно грязно-зеленые) и смешанные. Ювелирный окрас имеют только светло-серые и белые жадеититы, содержащие прожилки и пятна, обогащенные трехокисью хрома. В центре пятен нередко можно видеть зерна хромита, от которых распространяются зеленые зоны разной интенсивности, содержащие от 5% до 0,5-0,3%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  и, при этом чем, больше хрома, тем интенсивнее зеленый окрас. Омфацититы также подвержены окрашиванию трехокисью хрома, но вследствие наложения зеленого окраса на первичный грязно-зеленый цвет омфацита суммарный окрас дает только поделочные сорта образцов. Массовое определение состава диопсида, омфацита и жадеита из разных парагенезисов выявили два разрыва смесимости этих трех минералов

между собой. Они показаны на рисунке 1.19. Разрыв смесимости между омфацитом и жадеитом доказан также в образцах, где эти два минерала тесно срastaются (левая часть рис.1.19).

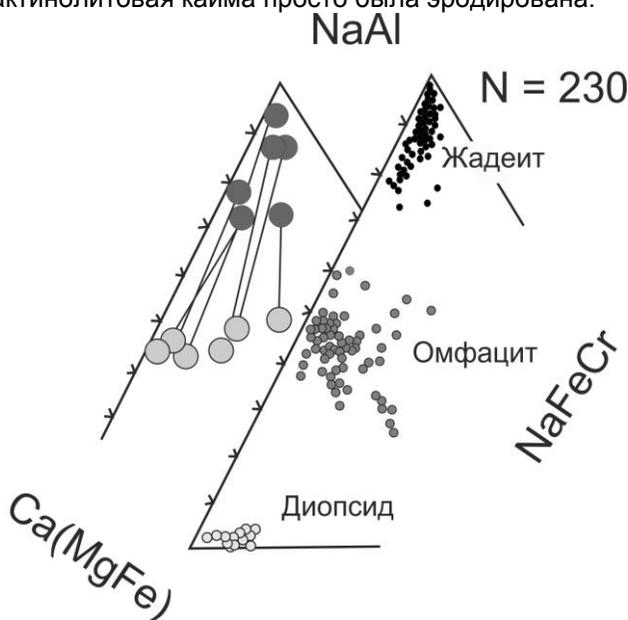
В процессе изучения разных пород на Итмурундинском месторождении выявлено три разновидности включений жадеититов и жадеит-содержащих пород (рисунок 1.20):

- окатанные глыбы серых и белых жадеититов с включениями изумрудно-зеленого жадеита;

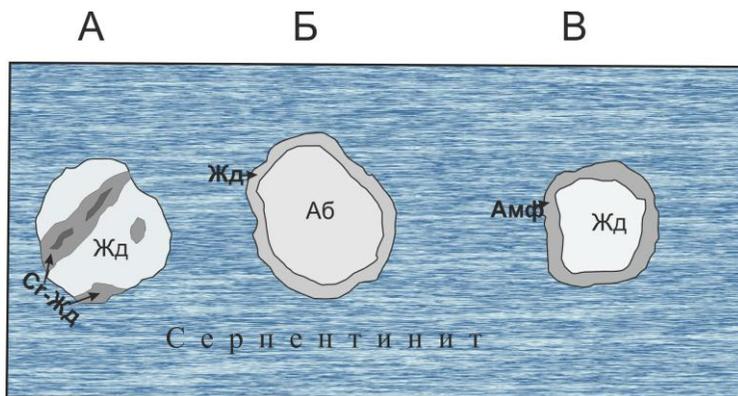
- глыбы альбититов (бывших анортозитов?), в которых сплошная кайма мономинерального жадеита оконтуривает глыбу по всему периметру;

- глыбы сплошного жадеитита, окаймленного со стороны серпентинита амфиболитом актинолитового ряда.

Эти наблюдения позволили предположить, что часть жадеитовых глыб было образована в процессе движения меланжа в кору за счет выноса кремнезема и кальция в сторону геохимического барьера, которыми являлись серпентиниты и на контакте с которыми была образована реакционная амфиболитовая кайма. Количество глыб третьего типа было, по-видимому в начале пути велико, но в процессе транспортировки их в составе меланжа актинолитовая кайма просто была эродирована.



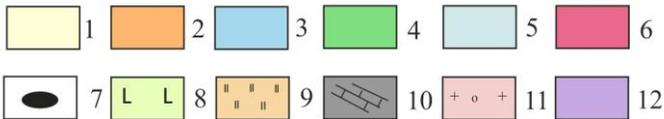
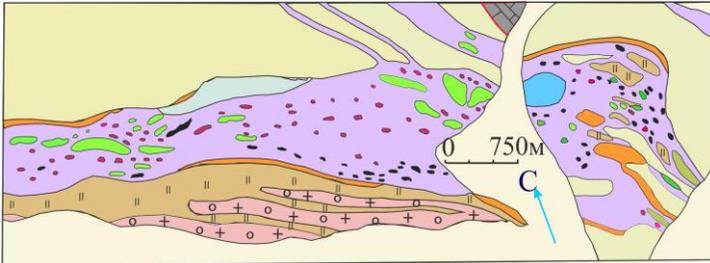
**Рисунок 1.19. Разрывы смешимости в ряду диопсид – жадеит.**



**Рисунок 1. 20. Типы жадеитовых и жадеит-содержащих включений в меланже (см. текст)**

Комплекс высоких температур и умеренных давлений имеет развитие во всех поясах, но полнота его породного состава наиболее детально изучена в Чарском поясе.

Здесь присутствуют безгранатовые амфиболиты, анортозиты, анортозит- цозитовые кристаллические сланцы, зелено-сланцевые диафториты по амфиболитам, габбро-амфиболиты, тоналиты, плагиограниты, обширная группа кварцитов от серых и темно-серых до белых. Представление о меланже данного типа дает рисунок 1.21.



**Рисунок 1. 21. Меланж второго типа в окрестностях деревни Батурино.**

- 1-рыхлые отложения; 2-листвениты; 3-реликтовый выход меланжа первого типа с эклогитами, гранатовыми амфиболитами;  
 4- плагиоклаз-содержащие амфиболиты, частично мигматизированные с малыми телами тоналитов и плагиогранитов;  
 5-зеленые сланцы; 6-тоналиты и плагиограниты;  
 7- габброиды и базальты объединенные;  
 8- базальты O<sub>2</sub> с прослоями фтанитов;  
 9-микрокварциты D<sub>2</sub>; 10-известняки C<sub>1</sub>;  
 11-дайки гранит-порфиров предположительно C<sub>2-3</sub>;  
 12- серпентинитовые сланцы.

Безгранатовые амфиболиты сложены буро-зеленой роговой обманкой и сосюритизированным плагиоклазом. Отмечены реликты пироксена, по которому порода диагностируется как метагаббро или метадиабаз. Кварциты содержат примесь мусковита, графита, рутила. Габбро имеет типичный эвкритовый состав: плагиоклаз-клинопироксен-амфибол.. По ним развиваются два типа родингитов : низкотемпературный с цоизитом и высокотемпературный с гранатом существенно гроссулярового состава. Кислые магматические породы представлены тоналитами, плагиогранитами, плагиосиенитами. Состав альбит-олигоклаз 65-75%, кварц 18-25%, микроклин 0-3%, темноцветные минералы 2-7%. Главными темноцветными минералами являются пумпеллиит, антофиллит, эпидот, хлорит, коричнево - красный циркон. Химический состав главных разновидностей пород низкобарического комплекса приведен в таблице 1.9. Амфиболиты и эвкри-

товые габбро не имеют принципиальных различий и скорее всего амфиболиты представляют собой метаморфизованную фацию габброидов. Анортозиты почти точно соответствуют среднему земному анортозиту [28]. Кварциты являются метаморфической фацией фтанитов. Габброиды относятся к группе известково-щелочных и контрастно отличаются от офиолитовых базальтов и редко встречающихся в них керсутитовых габбродиабазов. Кислые породы представляют группу тоналитов и плагиогранитов.

Таблица 1.9. Состав главных типов пород низкобарического комплекса в Чарском меланже.

Окислы	1(6)	2(12)	3(2)	4(5)	5(6)
SiO <sub>2</sub>	46,11	49,57	54,82	73,34	88,64
TiO <sub>2</sub>	1,42	0,91	0,26	0,25	0,29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,30	16,00	22,99	14,07	4,24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,29	1,97	1,50	1,18	0,79
FeO	7,66	7,93	1,65	0,67	2,52
MnO	0,22	0,17	0,05	0,02	0,13
MgO	8,92	6,38	1,95	0,83	1,18
CaO	12,32	9,24	9,21	1,12	0,33
Na <sub>2</sub> O	1,84	3,14	5,97	5,97	0,37
K <sub>2</sub> O	0,93	0,57	0,13	0,64	0,77
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,12	0,03	0,04	0,07
П.п.п	1,53	2,50	1,46	0,78	0,55
Сумма	99,64	99,10	100,02	98,91	99,88

**Примечание:** в скобках - число анализов в среднем составе породы; 1-метаамфиболиты, участками мигматизированные ; 2- эвкритовые габбро; 3-анортозиты, 4-плагиограниты, 5- метафтаниты.

### **1.5 Возможные геодинамические обстановки формирования офиолитов.**

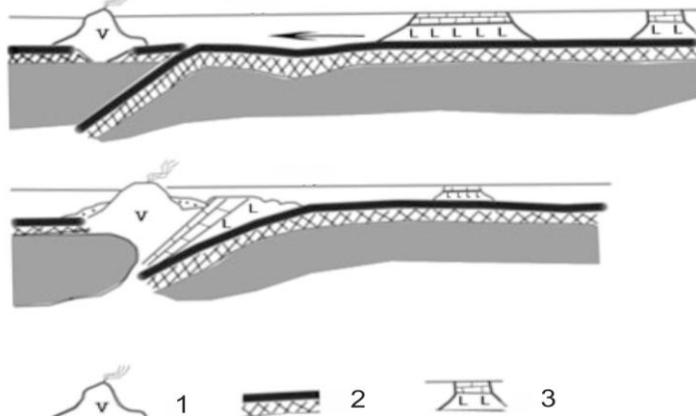
Первые изотопные свидетельства появления офиолитов в структурах Казахстана относятся к раннему Кембрию. Они отмечены в Жалаир-Найманской зоне ( $521 \pm 2$  Ма и  $519 \pm 4$  Ма, [14], в Бозшакольской зоне ( $524 \pm 4$  Ма, [14], в офиолитовом поясе Tangbale в западном Синцзяне ( $531 \pm 15$  Ма, [12] и  $502 \pm 18$  Ма, [13] и в Кокшетауском массиве в меланже Кумды-Коль ( $530 \pm 7$  Ма [9]. Во всех случаях, кроме пояса Tangbale, где возраст определен по 20 зернам циркона из расслоенных габбро и по сфену из лейкогаббро, в четырех других точках возраст определен по циркону либо из тоналитов и плагиогранитов, ассоциированных с офиолитами [14], либо вовсе по циркону из алмазоносных биотитгранатовых гнейсов, ассоциированных с алмазоносными эклогитами и ультрамафитами. Доказательства причинной связи офиолитов с субдукционными процессами раннего Кембрия имеются только в Кумды-Кольском меланже, где и в гнейсах и в эклогитах установлены алмазы с микроклубочениями коэсита. Эти данные позволяют авторам считать, что отдельные фрагменты Кокшетауского микроконтинента или микроконтинент в целом в период с 535 до 523 Ма погружался в мантию на глубину 150-200 км [29].

Обращаясь теперь к геологическим данным, видим, что ни в одном террейне казахстанских каледонид в позднем Протерозое и в раннем Кембрии не отмечены фации открытого океана, которые подтверждали бы раннекембрийскую субдукцию в ее классическом варианте. Вулканические фации представлены либо базальтами и щелочными базальтами в ассоциации с мелководными лентиккулярными известняками (Майкаин-Кызылтасский, Балкибекский и Токайский террейны Причинзья, Восточно-Ерментауский и Жалаин-Найманский террейны), либо дифференцированными базальт-андезит-риолитовыми и базальт-риолитовыми сериями (Центрально-Шингизский, Бозшакольский, Ащикольский, Селетинский террейны). Единственная серия, в отношении которой можно говорить о возможной принадлежности к океанической фации, является карсакапайская серия  $Pt_3-\epsilon_1$ , сложенная порфиритоидами, амфиболитами и зелеными сланцами по основным вулканитам, с редкими линзами и прослоями мраморов и железистых кварцитов [30]. Однако, обращаясь к этим же авторам, видим, что по составу перечисленные метабазиты отождествляются с щелочными базальтами и

толейитами, в том числе, островодужного типа, а присутствие мраморов и вовсе сближает ее с балкибекской и другим подобным свитам. Известно знаменитое изречение Колмана о том, что о геодинамической обстановке офиолитов надо судить не по базальтам и даже не по мафическим породам, а по седиментам, ассоциирующим с офиолитами. Приведенные совокупные данные приводят к признанию в раннем Кембрии Казахстана системы мелководных маргинальных бассейнов рифтового типа, разделенных дугами с контрастным вулканизмом островодужного и окраинноконтинентального типов. Позиция Кумды-Кольского меланжа и его субдукционное происхождение никакими геологическими данными пока не аргументирована и опирается в основном на теорию о мантийном происхождении алмазов. Если авторы этой модели смело погружают весь микроконтинент в мантию на глубину до 200 и более км, то почему алмазы появились только в Кумды-Кольском меланже и их нет больше нигде в масштабе микроконтинента. В этом вопросе пока больше загадок, чем реальных решений.

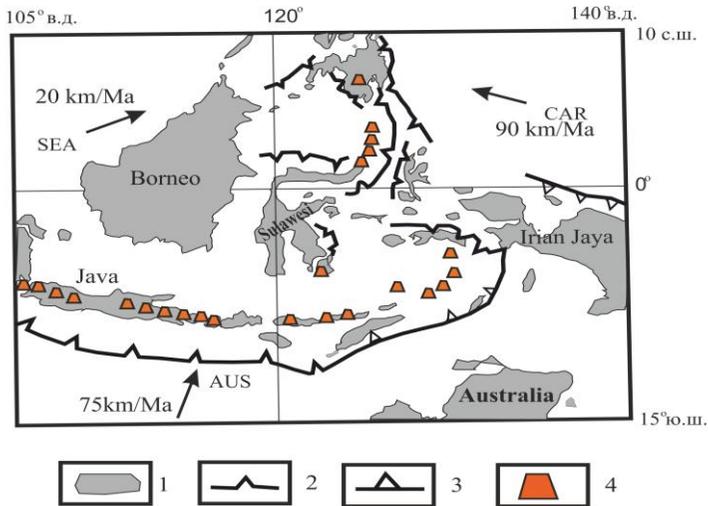
В период с позднего Кембрия и до среднего Ордовика геодинамическая обстановка меняется: значительное пространственное распространение получила кора океанического типа, увеличилась роль офиолитов, указывающая на активность субдукционных процессов, появляются вещественные доказательства эксгумационных процессов как составляющей субдукции. Океаническая кора в форме яшмо-базальтовых и яшмовых комплексов, зачастую обогащенных марганцевыми и гематит-марганцевыми осадочными рудами, отмечена в большинстве зон: Сарысу-Тениз, Ерментау, Атасу, Бозшаколь, Майкаин-Кызылтас, Тектурмас, Агадырь, Итмурунды в Центральном Казахстане, Чингиз-Тарбагатай, западная Жонгария, Чарский пояс в Восточном Казахстане. Базальтовые комплексы, как это видно из рисунка 1.14, представлены в основном щелочными и толейитовыми сериями с отчетливым преобладанием первых. В седиментном процессе доминируют кремнистые фации, в отличие от известковистых в раннем Кембрии. Условия формирования яшмо-базальтовых комплексов могут быть сопоставлены с двумя геодинамическими моделями: открытого океана с участием островов (рис. 1.22) и островодужного архипелага с микроконтинентами, глубоководными бассейнами и разветвленной сетью субдукционных тренчей, типа Юго-Западной Индонезии (Рис. 1.23). Первая модель уязвима, т.к., океанические острова

чаще всего несут на себе коралловые шапки, обилие которых в нашем случае не отмечено. Вторая модель более предпочтительна, т.к., подкрепляется обилием микроконтинентов не только в Казахстане, но и на всем пространстве Центрально-Азиатского складчатого пояса.



**Рисунок 1. 22. Принципиальная схема, объясняющая совмещение в Чарском поясе щелочных и толейитовых базальтов.**

1- островная дуга; 2- океаническая плита; 3- симаунт, сложенный щелочными базальтами, перекрытыми рифовой шапкой



**Рисунок 1.23. Современная структура Восточной Индонезии [31].**

- 1- микроконтиненты; 2- зоны субдукций активные;  
3- то же, пассивные; 4-вулканические дуги

При оценке геодинамических моделей не учитывались альтернативные известково-щелочные магматические комплексы, которые сопровождают офиолитовые пояса постоянно и повсеместно. Происхождение их вытекает из самой идеи субдукционного процесса: поскольку океаническая кора погружается в мантию на границе океанической плиты и континентальной структуры (островная дуга, континентальная окраина), то на восходящей фазе серпентинитовый меланж, наряду с глубоко метаморфизованными породами, захваченными в мантии (НР/УНР метаморфизм), дренирует и тянет к поверхности фрагменты корней островной дуги или континентальной окраины в соответствии с механизмом, отображенным на рисунке 1.4. Наглядным доказательством служит рисунок 1.12, из которого следует, что базальт-яшмовые комплексы и многочисленные включения габброидов и метабазитов LT в меланже не являются прямыми родственниками, а известково-щелочные комплексы не должны включаться в состав офиолитов. Эту идею впервые озвучил А.Миаширо в 1973 году в офиолитовых поясах Тихоокеанского обрамления, выделив парные метаморфические пояса, соответственно высокobarические и низкobarические [32].

Нижняя граница офиолитов в рассматриваемый период оценена по циркону из офиолитовых расслоенных габбро уран-свинцовым методом. Она находится в интервале 497-475 Ма, что совпадает с границей распространения конодонтов в яшмах, ассоциирующих с базальтами. Возраст НР/УНР комплекса на проградной стадии в принципе совпадает с возрастом офиолитов: в кварцитах Чара 495-484 Ма при допущении конкордантности по 206/238 – 207/235 и 506-494Ма при допущении конкордантности по 206/238 – 208/232. На ретроградной стадии в кварцитах Чара 456-453Ма конкордантный по 206/238 – 207/235 и в эклогитах Чара 449-450Ма слюды и амфибол Аг-Аг методом. В жадеитомфацитовых сланцах на ретроградной стадии 466-458 Ма конкордантный по 206/238 – 207/235. Расчеты по приведенным цифрам приводят к длительности подъема высокобарических пород из мантии на наблюдаемый уровень к 25-35Ма, что в 5-7 раз понижает такие же оценки, сделанные Н.Л.Добрецовым и др. [29] для алмазоносных пород Кокшетауского массива.

Интервал времени от среднего Ордовика до раннего Девона (около 50 млн. лет) характеризуется отсутствием обстановки открытого океана и субдукционных процессов. Этот период истории Казахстана может быть назван периодом аккретирования казахстанской части к Центрально-Азиатскому континенту. Следы девонской коры океанического типа (но именно следы) появляются в трех точках Казахстана: в Чарском поясе, в офиолитах северных отрогов Жонгарского Алатау (южнее и юго-западнее оз. Алаколь) и в северо-западном Китае в южных отрогах хр. Тарбагатай. Во всех трех точках фрагменты офиолитов, базальтов, габбро и фтанитов ассоциируют с ордовикскими офиолитами, базальтами, фтанитами и эксгумированными метаморфическими породами и кварцитами высоких и умеренных давлений ордовикского возраста. Такое сочетание однозначно может быть объяснено вовлечением каледонского фундамента в субдукционный процесс. То, что девонская субдукция имела место в истории развития восточного Казахстана, доказывается реальным существованием Алтайского и Казахстанского девонских вулканических поясов, окаймляющих структуры Зайсанской складчатой системы. Другой вопрос: где она реально оставила свой след в современных структурах Зайсанской складчатой области? На северных склонах офиолиты обнажаются фрагментарно. Также и в северо-западной части Китая видим хотя и крупные, но все же дистанцированные друг от друга

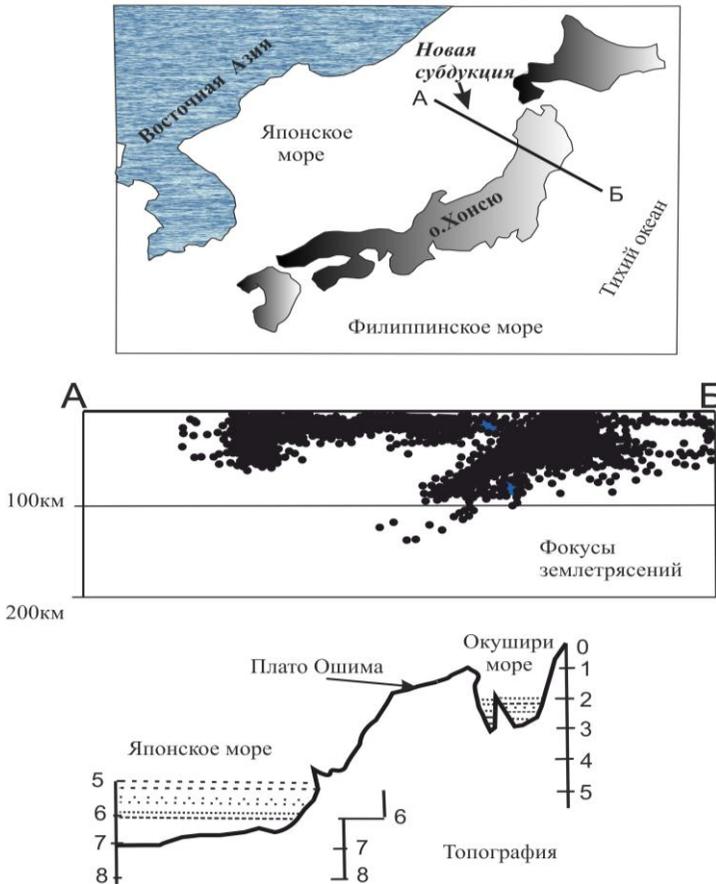
фрагменты офиолитов с девонскими конодонтами во фтанитах и девонскими габброидами и плагиогранитами среди моря каменноугольных турбидитов. И только в Чарско-Горностаевско-Зимунайской сутуре (рис. 1.16) видим протяженные офиолитовые фрагменты, которые прослеживаются в длину на 300-320 км при максимальной ширине 10-12 км (удлинение 1:26 только в изученной части сутуры). Самые последние данные, полученные нами в Чарской зоне, сведены в таблицу 1.10.

Таблица 1.10. Сопоставление раннепалеозойских и девонских комплексов в Чарской сутуре

<b>Раннепалеозойские комплексы (O<sub>1</sub> – S<sub>1</sub>)</b>	<b>Девонские комплексы (D<sub>1-2</sub>)</b>
Амфиболиты, тоналиты S <sub>1</sub> Эклогиты, голубые сланцы, голубые кварциты O <sub>1-2</sub> Фтаниты O <sub>2</sub> Базальты O <sub>2</sub> Офиолиты	xxxxxxxxxxxxxxxxxxxx xxxxxxxxxxxxxxxxxxxx  Фтаниты D <sub>2</sub> Базальты D <sub>2</sub> Офиолиты

Такое сочетание породных комплексов возможно в нескольких случаях:

1- при появлении обстановки, отраженной на рис. 1.24, т.е. появлении новой, внутренней, субдукции. В этом случае можно предположить, что при аккретировании Японских островов к континенту в сутурной зоне следует ожидать появления смеси из древних метаморфических комплексов высокого и умеренного давлений и современных базальтов. Эксгумирование современных метаморфических комплексов высокого давления в новой субдукционной зоне еще не состоялось. Приведенный пример не означает перенесения в Чарскую зону современной обстановки острова Хонсю в полном объеме. Мы лишь подчеркиваем, что существование таких обстановок позволяет допускать подобные условия формирования и в девонской Чарской зоне.



**Рисунок 1. 24. Новая задуговая субдукция в Японском архипелаге. Красная линия – геотраверс [33]**

2 - в случае рифтовой природы Чарской зоны, развившейся на каледонском основании. Результатом может быть тот же случай, что и 1, но тогда надо искать две субдукционные зоны под Алтайский и Казахстанский вулканические пояса. Такую обстановку не исключают и [34].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Van der Voo, R. Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Lapetus oceans// Cambridge: Cambridge Univ. Press. 1993. P. 411

2. *Sengör, A.M.C., Natal'in, B.A.* Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis// The Tectonic Evolution of Asia / Cambridge: Cambridge Univ. Press. 1996. P. 486-640.

3. *Degtyarev K.E., Ryazantsev A.V.* Cambrian Arc-Continent Collision in the Paleozooids of Kazakhstan//Geotectonics. 2007. Vol. 41, No. 1. P. 63–86.

4. *Степанец В.Г.* Офиолиты северо-востока Центрального Казахстана//Нордерштедт, БОД. 2008. С.172. Электронная версия: <http://www.stepanez.de>, 2006.

5. *Википедия.* Свободная электронная энциклопедия.

6. *Ермолов П.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э.* Орогенный магматизм офиолитовых поясов// Новосибирск: Наука. 1983. С. 240.

7. *Zhao J., Lui G., Lu Z., Zhang X., Zhao G.* Litospheric structure and dynamic processes of the Tianshan orogenic belt and the Jungar basin// Tectonophysics. 2003. N 376. P.199-239.

8. *Shiki T., Misawa Y.* Forearc geologic structure of the Japanese islands//Trench Forearc Geology: Sedimentation and Tectonics on Modern and Ancient Active Plate Margins / London : Geological Society Special Publication. 1982. T. 10. P. 63-73.

9. *Claoue-Long J.C., Sobolev N.V., Shatsky V.S., Sobolev A.V.* Zircon response to diamond-pressure metamorphism in the Kokshetau massif, USSR// 1991. Geology. V.19. P. 710-713.

10. *Шатский В.С., Ягоуц Э.Ч., Козменко О.А. и др.* Возраст и генезис эколгитов Кошкетауского массива (Северный Казахстан)//Геология и геофизика. 1993. Т.34, № 312. С.47-58.

11. *Рязанцев А.В., Десярев К.Е., Котов А.Б., Сальникова Е.Б.* Раннекембрийские гранитоиды Бошекульской и Джалаир-Найманской зон (Казахстан): структурное положение, обоснование возраста, обстановка формирования//Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис, рудоносность/ Улан-Удэ: Бурятский научный центр. 2008. С.336-337.

12. *Ping J., Dunyi L., Yuruo S., Fuqin Z.* Shrimp dating of SSZ ophiolites from Northern Xinjiang province, China: implications for generation of oceanic crust in the Central Asian Orogenic Belt // Structural and Tectonic Correlation across the Central Asia Orogenic Collage: North-Eastern Segment/ Irkutsk, Workshop IGCP-480. 2005. P. 246 .

13. *Kwon S.T., Tilton G.R., Coleman R.G., Feng Y.* Isotopic studies bearing on the tectonics of West Junggar Region, Xinjiang, China//Tectonics. 1989. T. 8, №4. P. 719-727.

14. *Dobretsov N.L., Sobolev N.V., Shatsky V.S. (edits).* To the diamondiferous and high pressure metamorphic rocks of Kokshetau massif (Northern Kazakhstan)// IV-th international eclogite field symposium. Guide/Novosibirsk. 1999. P. 134.

15. Жаутиков Т.М., Кленина Л.Н., Ившин Н.К. и др. Новые данные об археоциатах нижнего Кембрия хребта Чингиз // Стратиграфия и палеонтология нижнего и среднего Кембрия СССР/ Новосибирск: Наука. 1976. С. 127–141.
16. Никитин И.Ф. Ордовикские кремнистые и кремнисто-базальтовые комплексы Казахстана // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. С.512-527
17. Ермолов П.В., Степанец В.Г., Сеитов Н. Офиолиты Казахстана// Путеводитель экскурсии международного совещания по проекту II ОФИОЛИТЫ программы «Земная Кора» стран Варшавского Договора/ Караганда. 1989. С. 65.
18. Волкова Н.И., Тарасова Е.Н., Полянский Н.В., Крук Н.И., Хромых С.В. High-pressure rocks in serpentinite mélangé of the Cara Zone, NE Kazakhstan//Structural and tectonic Correlation across the Central Asia Orogenic Collage: North-Eastern Segment/ Irkutsk. 2005. С. 269-273.
19. Куйбеда М.Л. Геохимия и  $^{Ar}39 - ^{Ar}40$  возраст включений высокobarических пород в серпентинитовом меланже Чарской зоны //Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, Т.1. 2004. С. 76-80.
20. Uyeda S. The Japanese Island Arc and the subduction process // Episodes. 1991. V. 14, № 3. P. 190-198.
21. Ермолов П.В., Полянский Н.В., Добрецов Н.Л. и др. Офиолиты Чарской зоны.// Офиолиты / Алматы: Наука. 1981. С.103-175.
22. Дегтярев К.Е., Ступак А.Ф., Якубчук А.С. Девонские офиолиты Джунгарского Алатау (Южный Казахстан) //Доклады РАН. 1993. Т. 333, №1. С.63-65.
23. Ивата К., Ватанабе Т., Акияма М., Добрецов Н.Л., Беляев С.Ю. Палеозойские микрофоссилии Чарского пояса в Восточном Казахстане // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7-8. С.145-158.
24. Сенников Н.В., Ивата К., Ермиков В.Д., Обут О.Т., Хлебникова Т.В. Геодинамические условия седиментации и фаунистические комплексы в Палеозое на южном обрамлении западной части Сибирской плиты // Российская геология и геофизика. 2003. Т. 44, №1-2. С. 156-171.
25. Аристов В.А., Моссаковский А.А., Поспелов И.И., Руженцев С.В. Самыгин С.Г. Офиолитовые ассоциации Западной Жонгарии (КНР) // Доклады РАН. 1993. Т. 332, № 6. С.746-753.
26. Mullen, E.D. MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and implication for petrogenesis // Earth Planet. Sci.Lett. 1983. V.62. P.53-62.

27. Ермолов П.В., Котельников П.Е. Состав и происхождение жадеитов Итмурундинского меланжа// Геология и геофизика. 1991. №2. С. 49-57.

28. Богатилов О.А., Дмитриев Ю. И. Базальты и анортозиты Луны// Проблемы петрологии/ М.: Наука, 1976.

29. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика // Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО». 2001. С. 405.

30. Антонюк Р.М., Евсеенко Р.Д., Исмаилов Х.К., Маслова И.Г. Проблемы стратиграфии и метаморфизма Докембрия и нижнего Палеозоя Улытау. Часть 1. Стратиграфия//Известия НАН РК. Серия геологическая. 2009. №3. С.4-18.

31. Hirschberger F., Malod J-A., Rehault J-P., Villeneuve M., Royer J-Y. Burhanuddin S. Late Cenozoic geodynamic evolution of eastern Indonesia // Tectonophysics. 2005. N 404 P. 91-118.

32. Myashiro A. Metamorphism and metamorphic belts // London: George Allen, Unwin Ltd. 1973. P.492 .

33. Родников А.Г., Сергеева Н.А., Л. П. Забаринская Л.П. Глубинное строение переходной зоны от Евразийского континента к Тихому океану// Российский журнал наук о Земле. 2001. Т. 3, N 4.

34. Buslov M.M., Saphonova Yu., Watanabe T. et al. Evolution of the Paleo-Asian Ocean (Altae-Sayan Region, Central Asia) and collision of possible Gondwana-derived terrains with the southern marginal part of the Siberian continent // Geosciences Journal. 2001. V.5, N 3. P. 203-224.

## Глава 2. Калба-Нарымский террейн и Иртышская зона смятия

---

### **Введение**

Позиция Калба-Нарымского террейна в геологических структурах региона показана на рисунке 2.1. На северо-востоке он ограничен Главным Иртышским разломом, который проявлен в виде четкого тектонического шва. На юго-западе граница Калба-Нарымского террейна проводится по Теректинскому разлому, который на большей части территории перекрыт нижнекаменноугольными осадками, но четко выражен в виде кромки Калбинского батолита.



**Рисунок 2.1. Упрощенная тектоническая карта области сочленения структур Казахстана, России и Китая. Красный штрих-пунктир в Калба-Нарымском террейне - позиция Иртышской зоны смятия.**

- 1-Рудноалтайский пакет террейнов (активная континентальная окраина);
- 2-Калба-Нарымский террейн (в раннем-среднем Палеозое - пассивная континентальная окраина);
- 3-Чарский пакет террейнов (в раннем-среднем Палеозое бассейн океанического типа);
- 4-Жарма-Саурская островная дуга;
- 5-Чингиз-Тарбагатайский пакет

террейнов (в среднем и позднем палеозое - континент); 6-Жонгаро-Балхашский пакет террейнов (в среднем Палеозое окраинный бассейн).

В понимании геологии и геодинамической позиции юго-западной (собственно Калба-Нарымской) части террейна у геологов принципиальных разногласий сегодня нет. Что касается северо-восточной части, выделявшейся многими геологами раньше в Иртышскую структурно-формационную зону (Иртышский горст, Иртышскую зону Беньюфа), то здесь целый букет нерешенных до сих пор проблем, из которых выделим три главных: 1- является ли Иртышская часть составной частью единого Калба-Нарымского террейна или самостоятельным террейном; 2- возраст метаморфических пород, слагающих около 85% площади Иртышской части террейна; 3- возраст и амплитуда сдвига, отделяющего Иртышскую зону смятия от Рудного Алтая.

История изучения Иртышской зоны смятия насчитывает без малого 100 лет. На протяжении всего времени каждый успех, полученный в результате применения на тот момент современной технологии изучения минерального вещества, открывал новые проблемы, которые могли быть решены еще более высокими технологиями. Всего в истории изучения Иртышской зоны может быть выделено четыре крупных этапа.

1925 – 1958. Основными являлись полевые геологические и петрографические методы исследования. Сосуществовали параллельно две модели: позднегерцинская зона смятия, образованная в результате сдвиговых деформаций в средне- и позднепалеозойских породах [1,2,3]; тектоническая зона сбросо-сдвигового характера, вдоль которой были выведены на верхний уровень кристаллические породы древнего фундамента [4]

1958 – 1973. Широкое применение получил калий-аргоновый метод, единичные датировки были получены уран-свинцовым и свинцово-изохронными методами. Наряду с изотопными исследованиями, геологические и петрографические методы также имели широкое развитие. Продолжали существовать две вышеуказанные модели: первая модель развивалась [5,6], вторая [7-10]. В пользу первой модели приводились массовые молодые датировки слюд калий-аргоновым методом, в пользу второй – древние свинцово-изохронные датировки мраморов в составе гнейсово-сланцевых толщ.

1975 – 1997. Получены уран-свинцовые датировки навесок циркона, выделенных из гнейсов и мигматитов. Применение дискордантных моделей позволило определить время образования

циркона, которое колебалось в интервале 1450 – 1800 млн. лет, и время последнего закрытия системы 462 – 305 млн. лет [11-14]. Самые молодые события в последнее время детализирует работа [15], в которой выделяются два интервала: 276-283 и 265-272 млн. лет, отвечающие, по мнению авторов, вязкопластичным деформациям, возникшим во время внедрения Калба-Нарымского батолита и комплекса онгонитовых даек, пересекающих как батолит, так и метаморфический комплекс Иртышской зоны смятия.

2005-2009. В связи с появлением во ВСЕГЕИ (Россия) современного изотопного центра и в его составе локального изотопно-геохронологического метода, на приборе SHRIMP-II, удалось выявить изотопную эволюцию некоторых магматических и метаморфических пород Иртышской зоны, расшифровать природу тех возрастов, которые были получены в предыдущий период по дискордантным моделям, и впервые выявить новейшую мезо-кайнозойскую активизацию тектонических процессов в Иртышской зоне. Результаты этих работ излагаются ниже.

В приведенном выше обзоре указаны только крупные основополагающие работы, внесшие вклад в изучение зоны и последовательно отстаивавшие свои позиции. Общее число работ, посвященных Иртышской зоне, превышает полную сотню и перечисление их в данной статье невозможно.

## ***2.1 Состояние изученности Иртышской зоны***

За всю историю изучения Иртышской зоны было выявлено лишь несколько несомненных геологических фактов, позволяющих судить о времени заложения и возрасте метаморфических пород Иртышской зоны. К ним относятся:

- бесспорное дискордантное сечение комплекса метаморфических пород Калба-Нарымским плутоном, внедрение которого происходило в ранней Перми;

- пересечение Иртышской зоны онгонитовыми дайками северо-восточного простирания в юго-восточной периферии Усть-Каменогорска, возраст которых по данным Rb-Sr изохронного метода составляет  $266 \pm 7$  млн. лет [16];

- пересечение метаморфических пород интрузивами Прииртышского габбро-плагиогранитного комплекса раннекаменноугольного ( $354 \pm 2,5$ Ma) возраста (Куйбида М.Л., 2009 канд. дисс.).

Перечисленные наблюдения, несмотря на всю их очевидность, не могли ответить на вопрос, когда начала формироваться Иртышская зона и каков возраст метаморфических пород. Слишком велико было различие между степенью деформированности пород зоны, с одной стороны, и прорывающих их магматических пород, с другой. Уверенный ответ о времени выведения метаморфических пород на наблюдаемый уровень можно было дать лишь такой: **до внедрения прииртышского габбро-плагиогранитного комплекса С<sub>1</sub>**.

Изотопные датировки аргументировали и продолжают аргументировать противоречивые выводы, с одной стороны, из-за несовершенных методов, таких как метод вычисления возраста по дискордии, а с другой, в связи внедрением в ранней перми Калба-Нарымского батолита, который стер изотопную память у многих минералов.

Так, например, ранние калий-аргоновые датировки показывали большой разброс значений: от 217 до 600 млн. лет. Наиболее древние значения (424-460 млн. лет) показывали амфиболиты Курчум-Кальджирского блока [17]. Свинец-свинцовым методом мраморов в этом же регионе получена цифра  $870 \pm 100$  млн. лет [10]. В 70-80-е годы уран-свинцовым расчетным методом по дискордии получены древние возраста от 1450 до 1800 млн. лет по циркону (вал), извлеченному из мигматитов и гнейсов [11,13] При этом нижние пересечения конкордии были на уровне 368-305 млн. лет. Эти цифры не вызвали особого энтузиазма, потому что, как и сейчас, к этому методу относились так: **лучше хоть что-то, чем ничего**. Далее следует «мертвый сезон» на протяжении около 18 лет, когда, по известным причинам, не было получено ни одной датировки.

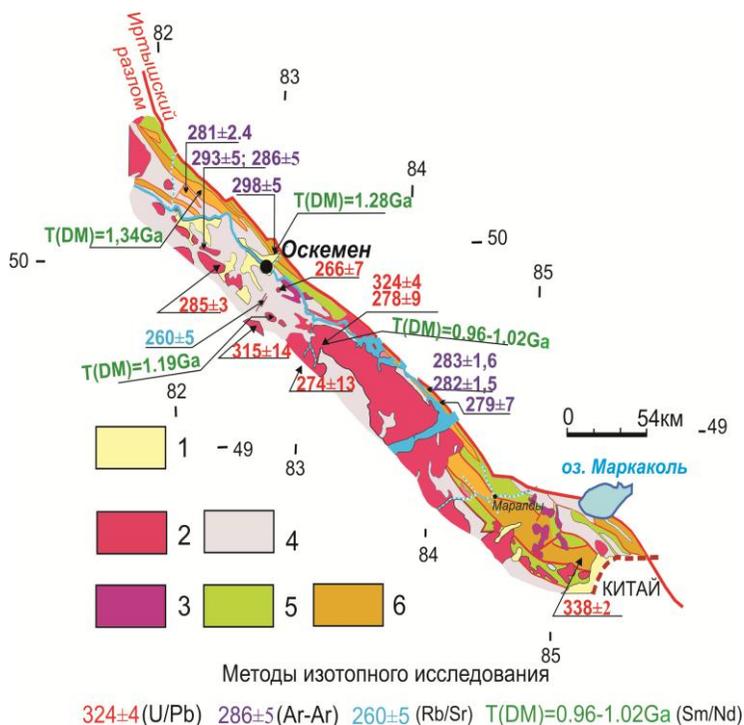
Следующий виток изотопных исследований в Калба-Нарымской зоне приходится на 2009 год. Были задействованы три института: Институт геологии СО РАН [18-21], Институт геологии и геохронологии докембрия РАН [22] и Институт проблем комплексного освоения недр, Казахстан [23,24].

Датировки, полученные Институтом геологии СО РАН, приведены на рисунке 2.2. Большую ценность имеют самарий-неодимовые изотопные исследования, позволившие впервые получить модельные возраста для главных метаморфических комплексов Иртышской зоны смятия и гранитов Калба-Нарымского

батолита. Аргон-аргоновые и уран-свинцовые датировки не реши- ли проблему в целом по двум причинам: 1) аргон-аргоновый метод

по своей природе фиксирует преобразования изотопной системы при сравнительно низких температурах, а так как практически все породы, прилегающие к Калба-Нарымскому батолиту, пре- терпели среднетемпературное воздействие от него и более позднее стрессовое воздействие от тектонических напряжений в зоне

Иртышского сдвига, то были получены возраста от ранней



**Рисунок 2.2. Положение изотопных датировок, полученных коллективом ученых Института геологии Сибирского отделения РАН в 2000-2009 годах.**

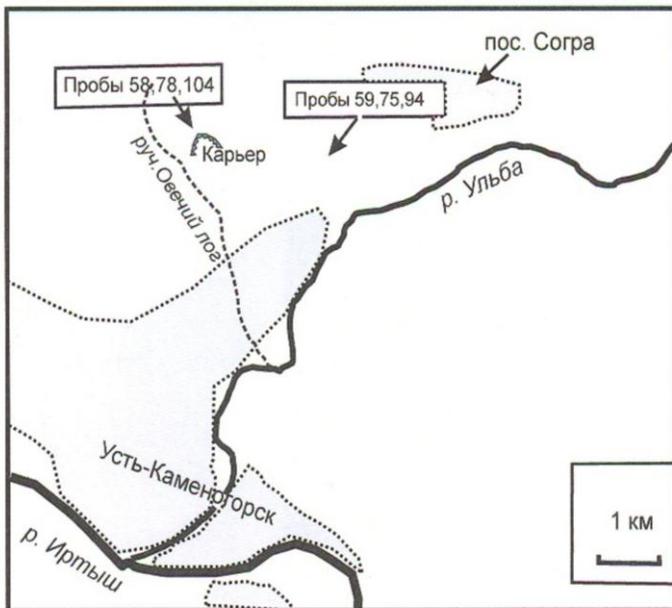
- 1-Мезо-Кайнозой; 2- калбинский комплекс P<sub>1</sub>;
- 3-прииртышский комплекс C<sub>1</sub>; 4-терригенный комплекс D<sub>2</sub>gv-C<sub>1</sub>;
- 5- зеленосланцевый метаморфический комплекс нерасчлененный Pz<sub>1</sub>(?); 6-кристаллический комплекс Pt<sub>3</sub> - Pz<sub>1</sub>.

Перми до Триаса (рисунок 2.2). Датировки уран-свинцовым методом, полученные по валовым пробам циркона, представляют собой возраст не конкретного события, а средневзвешенный возраст навески, в которой возраст конкретных зерен может меняться от среднего протерозоя до мезозоя (см. ниже).

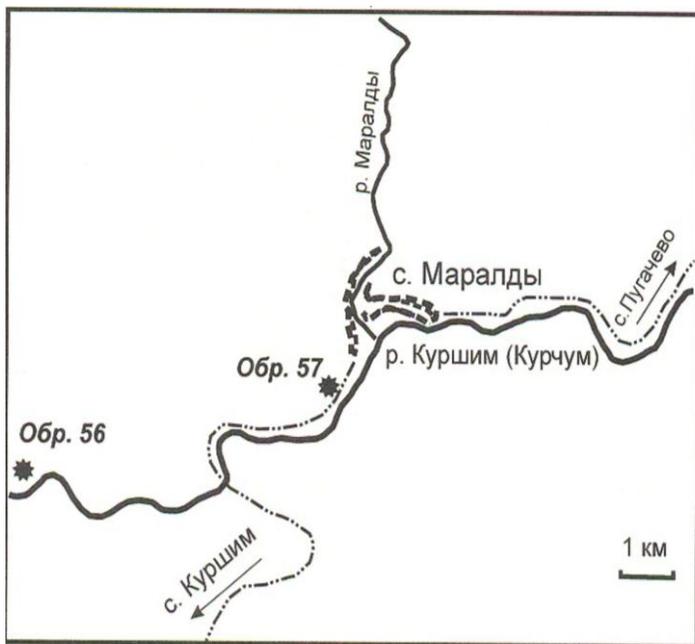
Институтом геологии и геохронологии докембрия получены датировки жильных субавтохтонных (?) гранитоидов, развитых среди гнейсов Курчумо-Кальджирского блока Иртышской зоны. Они, по-существу, определяют одну из верхних границ метаморфического комплекса и, несмотря на одиночные датировки (граница девона и карбона), однозначно противоречат широко распространенной гипотезе о позднепалеозойском возрасте метаморфических пород в Иртышской зоне смятия.

Геодинамическая позиция центральной и юго-западной частей Калба-Нарымской зоны в среднем и верхнем палеозое в принципе не вызывает разногласий у исследователей. Затяжной дискуссионный характер приобрел вопрос о геологическом развитии зоны в раннем Палеозое, который, как указано выше, может быть решен только изотопными методами исследования, поскольку возможность решения их геологическими методами уже исчерпана. За период с 2002 по 2011 гг. нами было отобрано 8 проб из метаморфических и магматических пород Иртышской зоны с целью получения новых датировок новым (для Казахстана) методом точечного уран-свинцового исследования циркона.

Циркон для аналитических исследований извлекался из проб весом 8-10 кг, отобранных в поле из коренных выходов гнейсов, мигматитов и кристаллических сланцев. Географическое положение проб показано на рисунках 2.3 и 2.4.



**Рисунок 2.3. Географическое положение проб 58, 59, 75, 78, 94, 104**



**Рисунок 2.4.**  
**Географическое положение проб 56, 57**

Пробы отобраны из следующих пород:

56 – жила субавтохтонного тоналита в гнейсах;

57 – кварц-полевошпат-биотит-гранатовые гнейсы, участками мигматизированные;

58 – кварц-гранат-биотит-дистеновые тонкоплойчатые сланцы, обогащенные графитом;

59 – полевошпат-биотит-гранат-силлиманитовые мигматизированные гнейсы;

75 – плагиоклаз-диопсид-гроссуляр-скаполитовые кристаллические сланцы с прослоями биотит-полевошпат-гранатовых сланцев;

78 – гнейсовидные гранат-дистен двуслюдяные лейкограниты;

94 – мелкозернистые гранодиориты, пересекающие мигматито-гнейсы и диопсидовые кристаллические сланцы в крест простирания последних.

104 – двуслюдяные с гранатом гнейсо-граниты из центральной части тела в карьере «Овечий лог»

Отобранные вручную зерна цирконов были имплантированы в эпоксидную смолу вместе с зернами цирконовых стандартов TEMORA и 91500. Далее зерна цирконов были сошлифованы и приполированы приблизительно на половину своей толщины.

Для выбора участков датирования (светлые эллипсы на зернах циркона на рисунках ниже) использовались оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодо-люминисцентные изображения, отражающие внутреннюю структуру и зональность цирконов. Измерения U-Pb отношений на SHRIMP-II проводились по апробированной методике. Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла 5 нА, диаметр пятна (кратера) составлял 25 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID.

U-Pb отношения нормализовались на значение 0.0668, приписанное стандартному циркону TEMORA, что соответствует возрасту этого циркона 416.75 млн. лет. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) рассчитаны на уровне одной сигмы, погрешности вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией приводятся на уровне две сигмы. Построение графиков с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX.

Со времени выхода первой статьи [12] наша позиция о геологическом строении и происхождении Иртышской зоны не менялась в принципе. Поэтому основные сведения о составе метаморфических комплексов, из которых отобраны пробы, можно почерпнуть из указанной статьи, а также из [25]. Всего мы выделяем две серии метаморфических пород:

- регионально-метаморфизованные породы высоких температур и низких давлений, являющиеся фрагментами кристаллического фундамента Калба-Нарымской структурно-фациальной зоны (пробы 56, 57, 59, 75) и слагающие 93-95% объема всей Иртышской зоны смятия;

- узкие линейные зоны метаморфических пород высоких и ультравысоких давлений и низких температур коллизионного типа, возникшие в процессе коллизионно-сдвиговых деформаций при столкновении Алтайской и Казахстано-Джунгарской ли-

тосферных плит [26]. Этот комплекс представляют пробы 58, 78 и 104.

Структурные исследования последних лет [20,21], дополненные нашими данными, позволяют определять Иртышскую зону как левосторонний сбросо-сдвиг, который в процессе своего длительного развития поднял на современный уровень глубоко-метаморфизованные породы фундамента (с одной стороны) и сформировал шовные зоны метаморфических пород высоких давлений коллизионного типа - с другой. Выполненные изотопные исследования позволяют дать временную оценку обоим вышеуказанным тектоническим событиям.

## ***2.2 Регионально метаморфизованные породы фундамента Иртышской зоны***

Интрузивные породы позднепалеозойского возраста, прорывающие метаморфический комплекс, упомянуты выше. В последнее десятилетие получены данные о пересечении метаморфического комплекса также и среднепалеозойскими магматическими породами. На южном Алтае изучен разрез по правому берегу

р. Курчум и его правому притоку р. Маралихи (рисунок 2.3). Тектонический контакт кристаллических сланцев и гнейсов осевой части Курчумо-Кальджирского горста с зелеными сланцами северного борта наблюдается в 300 метрах южнее Маралихинского месторождения. К югу от него до южной окраины пос. Маралды наблюдаются серые тонкоплойчатые гнейсы полевошпат-биотит-амфиболового состава. Из них отобрана сборная проба № 57.

Далее вниз по течению р. Кушим (Курчум) до первого ручья, впадающего в него, справа обнажаются мигматизированные биотит-кварц-полевошпат-гранатовые гнейсы. Из этих гнейсов отобрана сборная проба 57-а, в которой после ее обработки циркон не обнаружен. По вышеупомянутому ручью проходит контакт между

двумя контрастными толщами: вышеупомянутыми мигматитами полевошпат-кварц-биотит-гранатового состава и зеленовато-серыми слабо мигматизированными полевошпат-амфиболовыми гнейсами, содержащими реликтовые будины полевошпат-диопсидовых пород. Вблизи контакта в темных гнейсах отмечаются прослойки биотит-кварц-полевошпатового состава, которые

в южном направлении постепенно исчезают. В темных гнейсах отмечены две морфологические (и генетические) разновидности гранитных жил: плагиограниты в виде лейкосом (рисунок 2.5), плагиограниты и плагиосиениты в виде секущих жил. Из темных гнейсов отобрана и обработана проба, но циркона в ней не оказалось.

Из секущего тела плагиосиенита отобрана проба № 56. В ней оказался типично магматический циркон без признаков коррозии и с развитой ритмичной структурой.



**Рисунок 2.5. Мигматизированный амфибол-полевошпатовый гнейс с плагиогранитовой лейкосомой.**

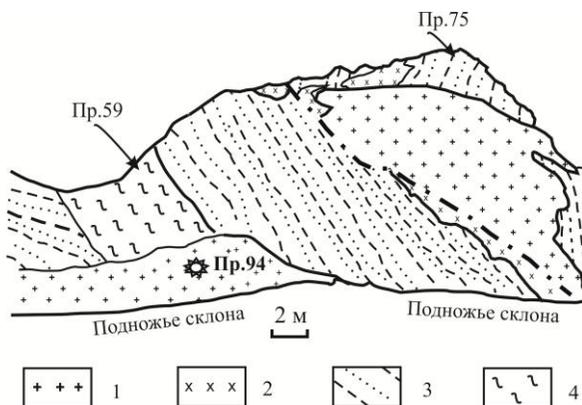
Таблица 2.1 – Уран-свинцовые датировки зерен циркона из пробы 56

Точки на рис.5	U, ppm	Th, ppm	Th/U	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age, Ma	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Age, Ma	% discordance
5.1	294	33	0.11	344±7.6	387± 110	13
8.1	600	86	0.14	348±6.9	295±110	-15
7.2	848	139	0.16	349±6.7	336±110	-4

3.1	1030	212	0.20	350±6.6	315±80	-10
1.1	498	67	0.13	351±7.3	342±120	-3
9.1	459	54	0.12	355±7.2	345±100	-3
2.1	597	85	0.14	355±7.2	356±100	0
6.1	676	111	0.16	357±7.2	368±250	3
4.1	548	77	0.14	357±7.1	353±100	-1
7.1	437	48	0.11	361±7.7	290±86	-20

Средневзвешенный возраст  $352 \pm 2$  млн. лет, что соответствует турнейскому ярусу раннего Карбона. Возраст такой же жилы гранатового гранита в обрыве р. Кальджир составил  $362 \pm 5$  млн. лет [22], что отвечает граничному значению между поздним Девонем и ранним Карбоном.

В центральной части Иртышской зоны смятия на северо-западной окраине Усть-Каменогорска в районе пос. Согра (рис. 2.6) получены убедительные доказательства, исключая широко признанную версию о позднепалеозойском возрасте Иртышской зоны смятия. Здесь в обрыве железнодорожного полотна дайки мелко-среднезернистых адаметлитов, залегающие дискордантно в северо-восточном направлении, прорывают гнейсомигматиты и диопсидовые кристаллические сланцы, имеющие генеральное северо-западное простирание (рис. 2.6). Химический состав адаметлитов приведен в таблице 2.2.



**Рисунок 2.6. Геологическая позиция пробы 94  
в полосе кристаллических сланцев Иртышской зоны смятия**

1 – адамеллит и позиция пробы № 94; 2 – турмалиновые  
плагиограниты Pz; 3 – диопсидовые кристаллические сланцы;  
4 – гнейсо-магниты

Таблица 2.2 Химический состав адамеллитов пробы 94

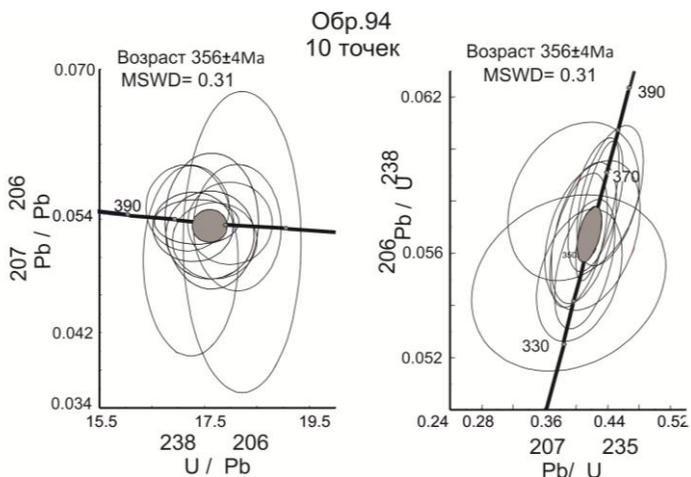
№	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	MnO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	FeO	ппп
94/1	68.91	15.81	3.62	0.27	3.40	0.84	0.05	2.00	3.56	0.10	2.79	0.27
94/2	69.48	15.71	3.92	0.30	3.40	0.99	0.06	1.88	3.56	0.11	2.34	0.14

Циркон имеет все признаки магматического происхождения: резко выраженная ритмичная микроструктура, совершенная огранка, отсутствие реликтовых включений. Изотопные характеристики и возраст точек приведен в таблице 2.3.

Таблица 2.3. Уран-свинцовые датировки зерен циркона из пробы 94.

Точки	% <sup>206</sup> Pb <sub>c</sub>	U, ppm	Th, ppm	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb*, ppm	<sup>206</sup> Pb / <sup>238</sup> U, Ma
94.1.1	1.24	70	26	0.39	3.36	<b>344</b> ± 8.4
94.2.1	0.30	275	192	0.72	13.8	<b>365</b> ± 6.7
94.3.1	0.26	447	268	0.62	21.4	<b>349</b> ± 6.2
94.4.1	0.00	385	225	0.60	19.1	<b>361</b> ± 6.7
94.5.1	0.30	129	54	0.44	6.3	<b>356</b> ± 7.2
94.6.1	0.09	369	178	0.50	18.4	<b>363</b> ± 6.4
94.7.1	0.22	241	104	0.45	11.8	<b>356</b> ± 6.8
94.8.1	0.47	238	67	0.29	11.3	<b>346</b> ± 6.3
94.9.1	0.77	119	44	0.38	5.95	<b>364</b> ± 7.6
94.10.1	0.26	326	184	0.58	15.8	<b>354</b> ± 6.4

Положение средне-взвешенного эллипса на двух конкордиях показано на рисунке 2.7. Он соответствует границе позднего Девона и раннего Карбона: 356±4 Ma.



**Рисунок 2.7. Возраст циркона из адамеллита (проба 94), показанного на рис.2.6 и в табл.2.2.**

Таким образом, четыре датировки интрузивных магматических тел, секущих гнейсы, мигматито-гнейсы и кристаллические сланцы в разных частях Иртышской зоны смятия и удаленных друг от друга на десятки и сотни километров, свидетельствуют о региональном значении события, имевшего место на границе позднего Девона и раннего Карбона. Цифры возраста, метод исследования и краткая характеристика проб компактно сведены в таблице 2.4.

Таблица 2.4. Возраст магматических пород, прорывающих регионально метаморфизованный комплекс Иртышской зоны смятия.

№ п/п	Возраст	Метод	Краткая геологическая характеристика
1	$352 \pm 2$ Ma	SHRIMP	Жила плагиосиенита в гнейсах в обрыве р. Курчум, Южный Алтай
2	$362 \pm 5$ Ma	Классический	Жила гранита в гнейсах в обрыве р. Кальджир, Южный Алтай [22]
3	$354 \pm 2,5$ Ma	SHRIMP	Плагиограниты массива Сары-Тау, залегающего в гнейсах, Южный Алтай [36].

4	356 ± 4 Ma	SHRIMP	Малые тела и дайки, прорывающие гнейсо-мигматиты и плагиоклаз-диопсидовые кристаллические сланцы в районе пос. Согра, центральная часть Иртышской зоны.
---	---------------	--------	---

Приведенные данные убедительно свидетельствуют, что возраст регионально-метаморфизованных пород Иртышской зоны, как минимум, полихронный: имеются доказательства как до позднедевонской, так и позднепалеозойской стадиях метаморфизма. На существование позднепалеозойской стадии метаморфизма указывают данные, приведенные [15, 20].

Для регионально метаморфизованных пород Иртышской зоны смятия свойственно большое разнообразие как вещественно-структурных комплексов, так и времени их проявления. Одна из вещественно-временных колонок приведена на рисунке 2.8. Она составлена по результатам геологических наблюдений на участке от г.Усть-Каменогорска до пос. Кожохово, расположенного в 26 км северо-западнее города.



***Рисунок 2.8. Схематическая возрастная колонка регионально-метаморфизованного комплекса Иртышской зоны. Пояснения в тексте.***

На ней цифрами обозначены вещественно структурные комплексы (от древних к молодым):

0 – силлиманит- гранат-биотит-полевошпатовые мигматизированные гнейсы;

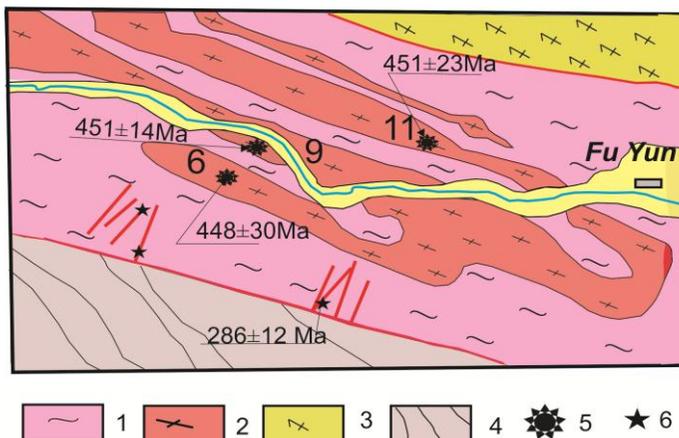
1- меланж, состоящий из фрагментов гранито-гнейсов и полевошпат-биотитового матрикса;

2- меланократовые адамеллито-гнейсы;

3- лейкократовые адамеллито-гнейсы (вещественные различия между 2 и 3 и резкий контакт видны на детальной врезке);

#### 4- лейкократовые гранито-гнейсы.

Наши попытки выделить циркон из гнейсо-гранитоидов 2-4 и датировать их уран-свинцовым методом ШРИМП-II на территории Казахстана пока оказались безуспешными в связи с отсутствием в них циркона. На юго-восточном продолжении Иртышской зоны на территории Китая получены определенные результаты [27]. Для изучения циркона использовался микрозонд ULCA CAMECA IMS-1270 и цирконовый стандарт AS3. Из рисунка 2.9 видно, что молодой (пермский) возраст  $286 \pm 12$  Ma получен только по конкордантным жилам гранитоидов северо-восточной ориентации. Гранитоиды конкордантной ориентации (гнейсо-гранит, ортогнейс, тоналито-гнейс), залегающие согласно с генеральной гнейсовидностью, имеют позднеордовикские возраста:  $448 \pm 30$ ,  $451 \pm 14$  и  $451 \pm 23$  Ma. Исследования монацита Th-Pb методом, а также биотита, амфибола, мусковита и калиевого шпата Ar-Ar методом выявило только молодые пермские возраста во всех типах пород от 265 до 275 Ma. Иными словами, древняя ордовикская U-Pb система сохранилась только в цирконах из гнейсовидных гранитоидов, конкордантных с генеральным простиранием Иртышского метаморфического комплекса. Как будет показано ниже, такая же тенденция прослеживается и во многих других породах Иртышского метаморфического комплекса.

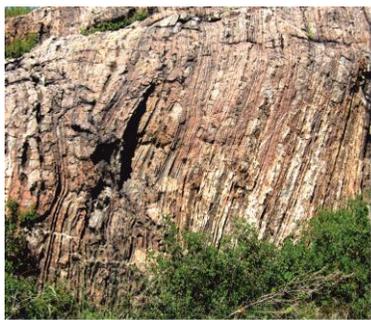


**Рисунок 2.9. Изотопный возраст пород Иртышской зоны смятия в окрестностях г. Фуюн в Синцзяне (Китай) [27].**

1- Иртышский гнейсовый комплекс; 2-гнейсогранитоиды в Иртышском гнейсовом комплексе; 3 – ортогнейсы; 4- каменноугольные отложения; 5-номер пробы и возраст конкордантных гнейсо-гранитов; 6- секущие (дискордантные) тела гранитов и гранит-порфиров.

Следующий возрастной уровень характеризуют три пробы: 57, 59 и 75. Географическая позиция их показана на рисунке 3.4.

*Пробы 75 и 59.* На данном участке обнажены два метаморфических комплекса: известковистые кристаллические сланцы и гнейсо-мигматиты. Внешний облик пород демонстрирует рисунок 2.10.



**Рисунок 2.10. Внешний облик пород плагиоклаз-диопсидового (слева) и мигматит-гнейсового (справа) комплексов на Согринском участке Иртышской зоны.**

Оба комплекса по составу минеральных парагенезисов на прогрессивной стадии метаморфизма находились в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Средний химический состав каждого комплекса приведен в таблице 2.5.

Таблица 2.5 - Химический состав известковистого (плагиоклаз-диопсидового) и глиноземистого (гнейсо-мигматитового) комплексов на Согринском участке Иртышской зоны.

Окис-лы	1/3	2/3	Окис-лы	1/3	2/3	Окис-лы	1/3	2/3
SiO <sub>2</sub>	65,20	62,15	MnO	0,1	0,09	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,22	1,32
TiO <sub>2</sub>	0,43	0,67	MgO	2,15	4,04	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,06	0,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,07	15,25	CaO	11,95	4,14	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,66	1,11	Na <sub>2</sub> O	1,55	2,93	Σ	99,42	99,95

FeO	3,55	5,16	K <sub>2</sub> O	1,34	2,82			
<b>Примечания:</b> 1/3-известковистые кристаллические сланцы; 2/3-гнейсо-мигматиты. В числителе - количество анализов при подсчете среднего состава.								

Известковистый комплекс представлен слоистой толщей, в которой слои светло-зеленых плагиоклаз-скаполит-диопсидовых пород чередуются с тонкими прослоями полевошпат-кварц-гранат-биотитовых сланцев. Толща смята в изоклинальные складки с размахом крыльев до 1 км и пологим ( $30^{\circ}$ ) погружением оси на запад. На отдельных участках крылья осложнены малоамплитудной складчатостью, однако, такая гофрировка наблюдалась только в тонкослоистых частях разреза и не отмечена в тех частях разреза кристаллических сланцев, где мощность плагиоклаз-цеолит-диопсидовых разновидностей кристаллических сланцев достигает 10 и более см. Для комплекса характерны два парагенезиса минералов, определяющих принадлежность его к гранулитовой фации метаморфизма на прогрессивной стадии эволюции:

- 1) ортоклаз – скаполит (мейонит) – клинопироксен – плагиоклаз;
- 2) клинопироксен – гроссуляр – волластонит.

Гнейсо-мигматитовый комплекс (рисунок 10) прорывает известковистый комплекс, о чем свидетельствуют останцы второго в первом со следами будинирования и частичного метасоматического замещения.

Предполагается, что внедрение мигматитов носило протрузивный характер, а частичное усвоение известковистого комплекса мигматитами объясняется их высокой температурой и флюиднасыщенностью в момент внедрения. Об этом свидетельствует обилие лейкосомы в мигматитах, превышающее 50 % их объема (рисунок 2.10), и высокотемпературный гранат лейкосомы с содержанием пиропового компонента 30% (Таблица 2.6). Для мигматитового комплекса руководящим является парагенезис минералов: полевые шпаты – биотит – гранат – кварц – силлиманит. Условия формирования данного парагенезиса по гранат-биотитовому термометру оцениваются цифрами:  $t=750 - 780^{\circ}\text{C}$ ,  $p=8$  кбар [28], что соответствует гранулитовой фации. Сходную оценку P-T условий формирования мигматито-гнейсов Иртышской зоны в окрестностях г. Фуюн (Синьцзян) дали [27]:  $t = 669 \pm 120^{\circ}\text{C}$ ,  $p = 7,7 \pm 1,5$  кбар.

Таблица 2.6 . Состав граната мигматитов Согры

	Меланосома			Лейкосома		
	1	2	3	1	2	3
1	2	3	4	5	6	7
<b>SiO<sub>2</sub></b>	38.25	38.20	38.48	38.45	37.92	38.78

*Продолжение таблицы 2.6.*

1	2	3	4	5	6	7
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	20.95	20.75	21.12	21.11	21.36	20.93
<b>FeO</b>	31.34	29.30	29.67	29.76	29.59	29.57
<b>MnO</b>	1.80	2.64	1.47	1.45	1.64	1.82
<b>MgO</b>	6.73	6.99	8.07	7.94	7.86	7.80
<b>CaO</b>	1.17	1.48	1.27	1.28	1.28	1.34
<b>Σ</b>	100.24	99.36	100.08	99.99	99.65	100.24
<b>Пироп</b>	26.20	27.10	31.10	30.60	30.30	29.90
<b>Аль- мандин</b>	66.40	62.90	61.90	63.10	62.50	62.50
<b>Спес- сартин</b>	4.10	5.90	3.30	3.30	3.60	3.90
<b>Гроссу- ляр</b>	3.30	3.90	3.60	3.60	3.60	3.70

Изотопные характеристики циркона мигматитов и возраст показаны в таблице 2.7. С учетом таблицы и рисунка 2.11, выделены следующие разновидности

1- раннекембрийский реликтовый, представлен ядрами облачного строения в зернах раннепалеозойского циркона (9.1 и 13.1 на рисунке 2.11);

2- раннепалеозойский оgranенный и ритмично зональный (3.1, 4.1, 5.1, 6.1, 7.1, 9.1, 10.1, 14.1. 13.2);

Таблица 2.7 - Основные изотопные характеристики циркона мигматитов Согры.

Spots	% <sup>206</sup> Pb <sub>c</sub>	U, ppm	Th, ppm	U/Th	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U Age	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb Age	% discordant
1	2	3	4	5	6	7	8
<b>Реликтовый циркон</b>							
13.1	0.00	379	224	1.7	524±11	558±79	7
9.1	0.00	549	446	1.2	539±10	571±61	6

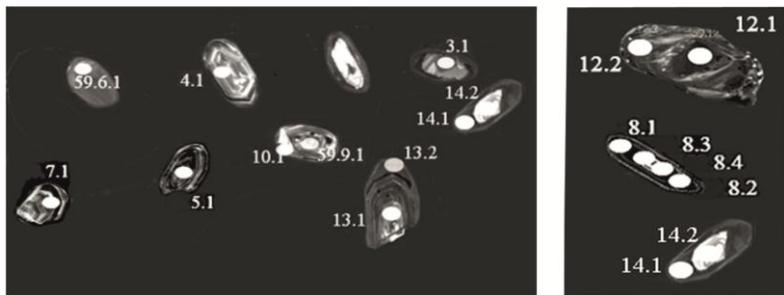
*Продолжение таблицы 2.7*

1	2	3	4	5	6	7	8
<b>Циркон главной метаморфической фазы</b>							
14.2	1.20	148	48	3.1	475±13	392±290	-18
5.1	0.40	723	122	5.9	489±9.1	528±81	8
6.1	0.00	234	139	1.7	496±10	515±92	4
3.1	0.08	325	270	1.2	497±9.9	506±79	2
7.1	0.34	506	294	1.7	502±9.8	526±95	5
10.1	0.26	904	371	2.4	506±9.4	539±67	7
4.1	0.30	154	207	0.7	506±12	417±150	-18
1.1	0.00	785	99	7.9	512±9.4	546±48	7
<b>Циркон регрессивной стадии</b>							
8.3	2.78	623	293	2.1	414±9.2	399±340	-4
2.1	0.58	515	59	8.7	420±8.4	420±130	0
8.4	0.90	492	306	1.6	435±10	292±230	-33
<b>Циркон этапа пермской активизации</b>							
12.1	0.27	1236	11	112	293±5,6	322±110	10
8.1	0.00	645	4	161	296±5.9	328±79	11
8.2	0.30	725	5	145	296±6.2	251±100	-15
14.1	0.00	1218	18	68	296±5.9	340±62	15

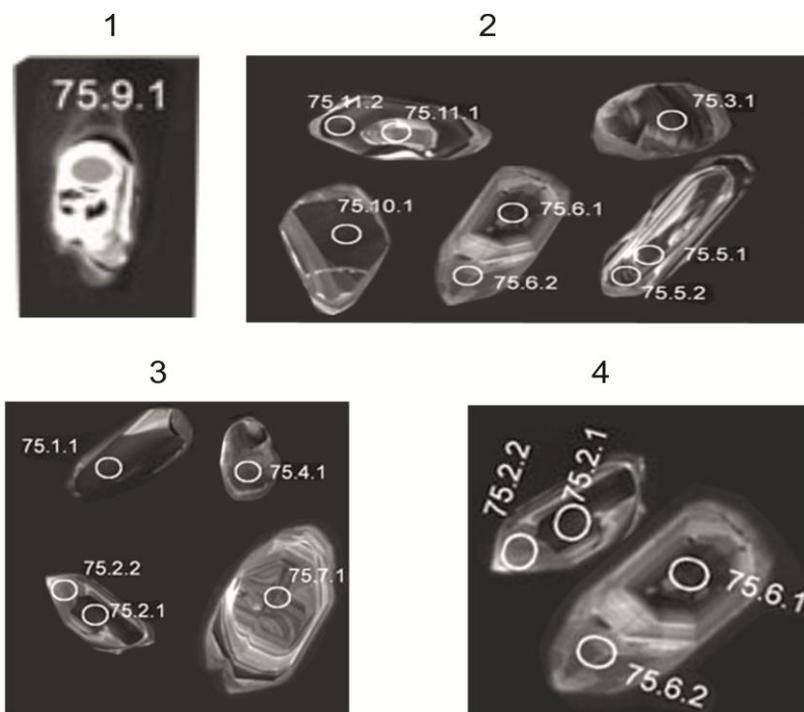
12.2	0.00	837	5	167	303±6	353±73	16
------	------	-----	---	-----	-------	--------	----

З-циркон раннепермской активизации от Калбинского батолита, образует внешние каемки вокруг древних цирконов, а также метамиктные зерна (8.1, 8.2, 12.1, 12.2, 14.1)

Известковистый (диопсид-плаггиоклазовый) комплекс в центральной части Иртышской зоны тяготеет к Главному Иртышскому разлому и обнажается между пос. Согра и Ушановский. Простиране его северо-западное, длина около 10 км, ширина первые сотни метров. Выходы его также отмечены в районе пос. Кожохово и южнее г. Шемонаиха на окраине с. Волчиха. Полная выборка изотопного состава и возраста циркона, извлеченного из плаггиоклаз-диопсидового слоя ( проба 75), приведены в таблице 2.8 и на рисунке 2.12.



**Рисунок 2.11. Раннепалеозойский (слева) и пермский (справа) циркон мигматитов Согринского участка Иртышской зоны**



**Рисунок 2.12. Циркон диопсид-плагиоклазовых кристаллических сланцев. Цифры над фотографией соответствуют цифрам в таблице 2.8.**

Таблица 2.8. Изотопный состав и возраст циркона плагиоклаз-диопсидовых кристаллических сланцев

Spots	% <sup>206</sup> Pb <sub>c</sub>	U, ppm	Th, ppm	U/Th	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U Age	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb Age	% discordant
<b>1. Реликтовый циркон</b>							
5.1		280	311	0,9	545±8.8	594±60	9
9.1		269	47	5.7	765±12	745±63	-3
<b>2. Циркон главной метаморфической фазы</b>							
11.2	4.45	139	160	0.87	496.7±9.3	544±260	9
11.1	0.38	361	426	0.85	502.2±8.1	513±66	2

10.1	0.09	484	341	1.4	514.3±8.1	487±36	-5
6.1	0.22	812	574	1.4	517.1±8	467±36	-5
5.2	0.14	368	334	1.1	508±8	553±42	9
3.1	0.29	303	135	2.2	506±8.4	461±70	-9
<b>3. Циркон регрессивной стадии</b>							
1.1	0.13	398	73	5.4	458.7±7.3	458±55	-3
2.1	0.13	312	225	1.4	452.5±7.3	426±58	-6
4.1	0.07	335	112	3.0	473.5±7.5	504±38	6
7.1	0.01	305	99	3.1	469.5±7.7	522±38	11
<b>4. Циркон этапа пермской активизации</b>							
2.2	0.20	222	13	17.1	293.9±5.1	270±95	-8
6.2	0.60	321	23	13.9	294.6±4.9	258±95	-12

В этом комплексе присутствуют те же популяции цирконов, что и в мигматито-гнейсовом комплексе. Самые древние ядра в зональных зернах в пробе 75 (рисунок 2.12; возраст 765±12 и 545±8.8 млн. лет) представлены облачным цирконом и имеют реликтовое происхождение.

*Проба 57* является сборной и характеризует разрез длиной около 600 м. от крайних южных домов Маралды до мазара. В ней оказалось большое разнообразие возрастных и морфологических типов циркона (рисунок 2.13 таблица 2.9). Учитывая сложный состав породы и важность проблемы ее возраста, нами было выполнено определение возраста в 24 точках.

Таблица 2.9 – Уран-свинцовые датировки зерен циркона в пробе 57

Точки На рис.13	ppm U	ppm Th	Th/U	<sup>206</sup> Pb / <sup>238</sup> U Млн. лет ±	<sup>207</sup> Pb / <sup>206</sup> Pb Млн. лет ±	% dis- cordan t.
1	2	3	4	5	6	7
<b>Реликтовый и детритовый циркон</b>						
57.2.1	333	274	0,82	537 14	526 120	-2
57.13.1	306	157	0,51	549 13	474 110	-14

57.9.1	191	76	0,40	895	21	896	70	0
57.7.1	141 3	290	0,20	919	21	957	35	4
57.12.1	182	61	0,33	1716	38	1816	72	6
57.5.1	93	246	2,64	1887	43	2010	48	7
57.5.2	127	84	0,66	2018	44	1969	32	-2
57.3.1	807	122	0,15	2061	42	2290	15	11
57.22.1	77	9	0,12	2135	47	2067	33	-3
<b>Циркон главной метаморфической фазы</b>								
57.15.1	219	135	0,62	470	12	541	83	15
57.16.1	721	191	0,26	488	12	511	45	5
57.21.1	1236	444	0,36	489	11	422	89	-14
57.17.1	379	253	0,67	490	1.3	550	74	12
57.20.1	1650	686	0,41	491	11	468	140	-5
57.1.1	252	143	0,57	493	13	587	190	19
57.8.1	233	132	0,57	496	12	484	87	-2
57.14.1	313	189	0,60	499	12	388	130	-22
57.11.1	256	164	0,64	501	12	463	110	-8
57.18.1	1391	1174	0,84	522	12	473	56	-9
57.10.1	410	152	0,37	528	13	489	130	-7

*Продолжение таблицы 2.9.*

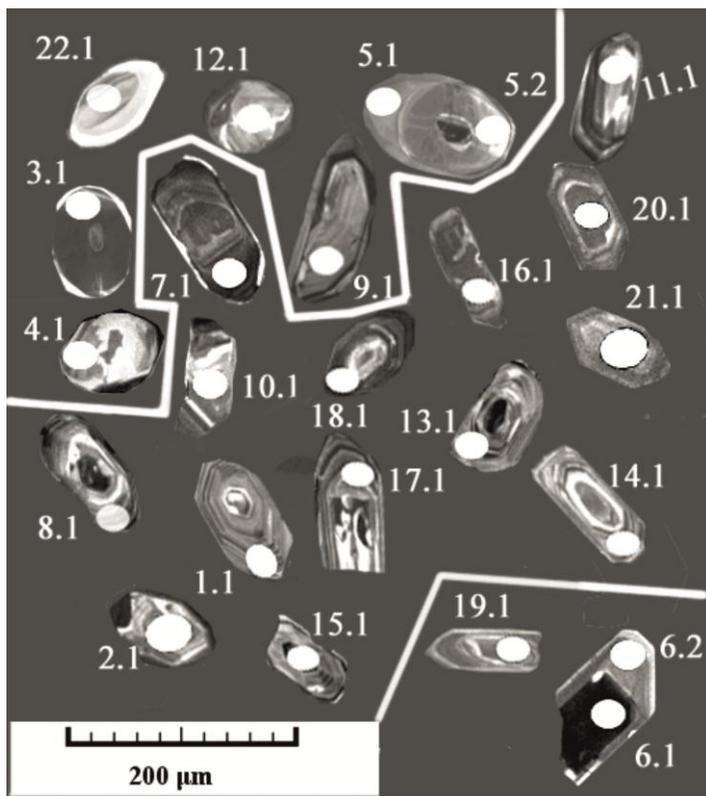
1	2	3	4	5	6	7		
<b>Циркон регрессивной стадии</b>								
57.6.1	2247	1085	0,48	451	10	378	56	-9
57.6.2	358	170	0,47	426	10	359	170	-16
57.19.1	1093	319	0,29	439	10	412	44	-6

Первая группа цирконов (на рисунке 2.13 левый верхний сектор) представлена «окатанными» формами метаморфогенного происхождения с облачной микроструктурой, а также, в одном случае – облачным ядром во фрагментарно сохранившейся призматической каемке. Имеется также одно ядро магматическо-

го происхождения с осциллярной зональностью, представленное половинкой кристалла (9.1). Эта группа зерен классифицирована как реликтовая, объединяющая как детритовый, так и унаследованный от ранних фаз метаморфизма циркон. В реликтовой группе метаморфогенному циркону (рисунок 2.13) на конкордии соответствуют три значения:  $1735 \pm 34$ ,  $1969 \pm 20$  и  $2090 \pm 27$  млн. лет, причем, если для точки 3.1 принимать возраст по свинец-свинцовому отношению, как это делается часто на практике для возрастов более 1500 млн. лет, то последняя цифра может быть скорректирована до  $2290 \pm 15$  млн. лет. Приведенные цифры свидетельствуют о наличии в районе формирования гнейсов Иртышской зоны палеопротерозойского кратона или его фрагментов. Магматогенный циркон (зерна 9.1 и 22.1) на диаграмме соответствует возрасту  $913 \pm 13$  млн. лет и  $2135$  млн. лет. Таким образом, зерна 9.1 и 22.1 фиксируют самые ранние проявления магматической активности в области формирования протолита рассматриваемых гнейсов. По торий-урановому отношению циркон 9.1, 22.1 относится к островодужному источнику среднего и умеренно-кислого состава. Каемка зерна 7.1, обогащенная ураном, формировалась в кремнекислой магматической среде.

Следующая группа зерен – цирконы с хорошо развитой осциллярной структурой, содержащие унаследованные (11.1; 18.1; 14.1) и реликтовые (1.1; 10.1; 17.1) ядра. Реликтовые ядра не изучались, вероятно, они имеют такое же происхождение, что и первая группа цирконов. Унаследованные ядра принципиально не отличаются по возрасту от своих каемок и гомогенных симметрично-зональных (oscillatory) цирконов и все вместе формируют на конкордии пучок эллипсов с центром в точке  $503 \pm 8.8$  млн. лет. При этом один анализ унаследованного ядра показал возраст  $501 \pm 12$  млн. лет, что не указывает на существенный временной разрыв между ядром и остальными симметрично-зональными (oscillatory) цирконами. Цирконы рассматриваемой группы в мировой литературе описываются как магматические. Основным критерием является осцилляторная (ритмично-зональная) структура. Можно было бы согласиться с таким решением данного вопроса и отнести данную часть разреза к ортогнейсам, если бы не одно обстоятельство. Как будет продемонстрировано ниже, ритмично-зональные цирконы являются главной разновидностью всех цирконовых монофракций выделенных из других пород Иртышской зоны, например, из гиперизвестковистых и гиперглиноземистых кристаллических сланцев и гнейсов района Согры, которые не-

возможно отнести к ортогнейсам и ортокристаллическим сланцам. И все они образуют статистический максимум на конкордии именно в точках 503 - 506±3млн. лет.



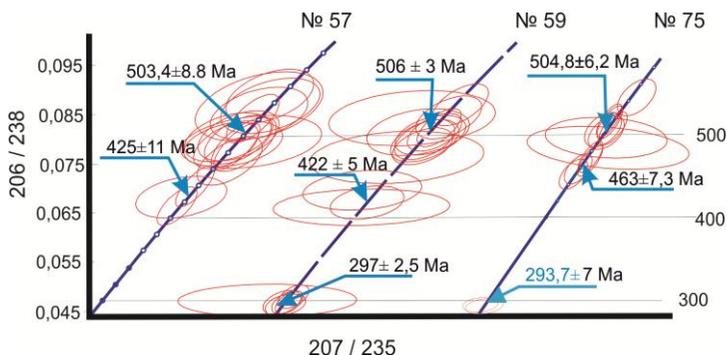
**Рисунок 2.13. Морфологические типы циркона из пробы № 57**

Третью группу образуют два зерна относительно простого строения в левом нижнем секторе с элементами облачной зональности, которые по мировым стандартам вполне можно отнести к метаморфогенным регрессивной стадии. Их возраст поздний ордовик-ранний силур (от 451±10 до 426±10). Примерно такие же датировки получены [27] в окрестностях г. Фуюн в Китае см. рисунок 2.9.

**Выводы по комплексу регионально метаморфизованных пород**

1. Для всех трех проб, несмотря на их различный состав и значительную удаленность друг от друга (300 км между пробами 57 на юго-востоке и 59, 75 на север-западе) имеются общие черты, свидетельствующие о едином геодинамическом режиме:

- во всех трех пробах в интервале  $500 \pm 10$  млн. лет прослеживается статистический максимум зерен с низким U/Th отношением, с ритмичной зональностью и ядрами «облачного» циркона метаморфического происхождения, который мы отождествляем с главной фазой регионального метаморфизма (рис. 2.14)



**Рисунок 2.14. Сводная конкордия проб №№ 57 (гнейсы Маралихи), 59 (мigmatиты Согры) и 75 (диопсидовые кристаллосланцы Согры).**

- во всех трех пробах данному уровню в интервале 540-920 млн. лет предшествует метаморфогенный циркон при резко подчиненной роли магматогенного ;

- в двух пробах, взятых из метаморфических пород в центральной части Иртышской зоны, четко прослеживается раннепермская группа метаморфогенных высокоурановых цирконов, связанная с внедрением Калбинского батолита; отсутствие ее в гнейсах Маралихи связано, вероятно, с положением гнейсо-мigmatитового массива вдали от Нарымского батолита.

2. Использование технологии ШРИМП-II для датирования циркона позволило примирить две сложившиеся версии истории геодинамического развития Иртышской зоны смятия, существовавшие на протяжении около 100 лет. Можно считать доказанным, что главная материальная основа зоны, комплекс регионально метаморфизованных пород, начал складываться в Па-

леопротерозое и активно преобразовывался на протяжении почти двух миллиардов лет до ранней Перми включительно.

### **2.3. Коллизионный метаморфический комплекс**

Метаморфические породы высоких давлений коллизионного типа слагают узкие тектонические швы северо-западного и субширотного простирания среди пород регионально-метаморфизованного комплекса и отложений такырской свиты проблематичного возраста. По нашему мнению, именно в этих швах происходила разрядка тектонических напряжений при оформлении современного облика Иртышской зоны смятия. Другим индикатором таких швов являются зеленосланцевые чешуи, особенно те, в которых материал тонко гофрирован и сопровождается выделениями «текучего» кварца, ориентированными согласно со сланцеватостью. К сожалению, детально такие чешуи зеленых сланцев пока не изучены.

В современной структуре Иртышской зоны метаморфические породы высоких и сверхвысоких давлений сохранились на четырех участках (рисунок 2.15).



**Рисунок 2.15. Схема распространения метаморфических пород высоких и сверхвысоких давлений в Иртышской зоне смятия**

Здесь последовательно с северо-запада на юго-восток выделяются следующие реликтовые чешуи коллизионного комплекса .

1. Березовская, сложена кианит-ставролитовыми, гранат-кианит-биотитовыми и гранат-биотит-андалузитовыми сланцами при резко подчиненной роли хиастолит-кианитовых и силлима-

нит-хиастолитовых сланцев. В почве и кровле чешуи располагаются филлитовидные и углисто-глинистые сланцы такирской свиты, что не исключает вероятности формирования высокобарических пород именно по флишоидным сланцам этой свиты. В северо-западном направлении в обрывах р. Убы в составе чешуи появляются жедрит-кварц-андраитовые кристаллические сланцы с убогой медной минерализацией.

2. Чешуя в Овечьем логу (рис. 2.15) на северо-западной окраине Усть-Каменогорска сложена однородными кианит(фибrolит)-гранат-биотит-кварцевыми ( $\pm$  ставролит) сланцами. В юго-западном направлении она сменяется гнейсогранитами, после которых обнажаются полевошпат-гранат-ставролит-слюдистые сланцы. В северо-восточном направлении через разлом чешуя высокобарических пород сменяется рассланцованным комплексом регионально-метаморфизованных пород.

Согласно гранат-ставролитовому термометру [28] температурные условия метаморфизма гранат-кианит-кварц-слюдистых ( $\pm$  ставролит) сланцев не превышали 400-420°C.

Гранат кианитовых сланцев насыщен микровключениями минералов, среди которых микрозондом обнаружены титаноманетит, биотит, два типа фосфатов.

Таблица 2.10- Состав кристаллических сланцев, лейкогранита, и граната Овечий лог.

	Порода		Минералы				
	1	2	Ga-1	St-1	Ga-2	Ga-3	Ga-3
1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	82,75	74,08	37,23	27,76	36,31	36,50	36,85
TiO <sub>2</sub>	0,28	0,05	0,05	0,64			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,04	14,40	20,35	53,31	21,19	21,36	21,49
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,21	0,23					
FeO	1,46	0,93	28,99	13,07	27,90	23,87	25,91
MnO	0,10	0,06	6,86	0,47	13,05	15,14	13,67

*Продолжение таблицы 2.10.*

1	2	3	4	5	6	7	8
MgO	1,65	0,30	3,13	1,79	0,16	0,57	0,78

CaO	0,84	0,84	1,92		0,72	1,64	1,45
Na <sub>2</sub> O	0,96	4,27	Py 12,7		Py -	3,4	3,4
K <sub>2</sub> O	1,46	3,75	Al 65,9		Al 67,60	56,0	69,1
H <sub>2</sub> O, F	0,93	0,65	Sp15,7	2,0	Sp 32,0	35,8	32,1
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,11	Gr 5,7		Gr 3,4	4,8	4,4
Σ	99,72	99,67	98,03	99,04	99,33	99,08	100,15

**Примечания**

1- анализы минералов выполнены на микрозонде IXA-5A

2- аббревиатура минералов: Ga- гранат, St-ставролит, Py- пироп, Al-альмандин, Sp-спессартин, Gr-гроссуляр.

3 – порода: 1- гранат-кианит-кварц-слюдистый сланец; 2- гранат-кианит-содержащий лейкократовый гранит;

4 - Ga-1, St-1 – из гранат-кианит-кварц-слюдистого сланца; Ga-2 – из лейкогранита; Ga-3 – из мезократового гранита.

Визуально определяется также графит. В фосфатах выделяются две группы: цериевая и иттриевая (таблица 2.11).

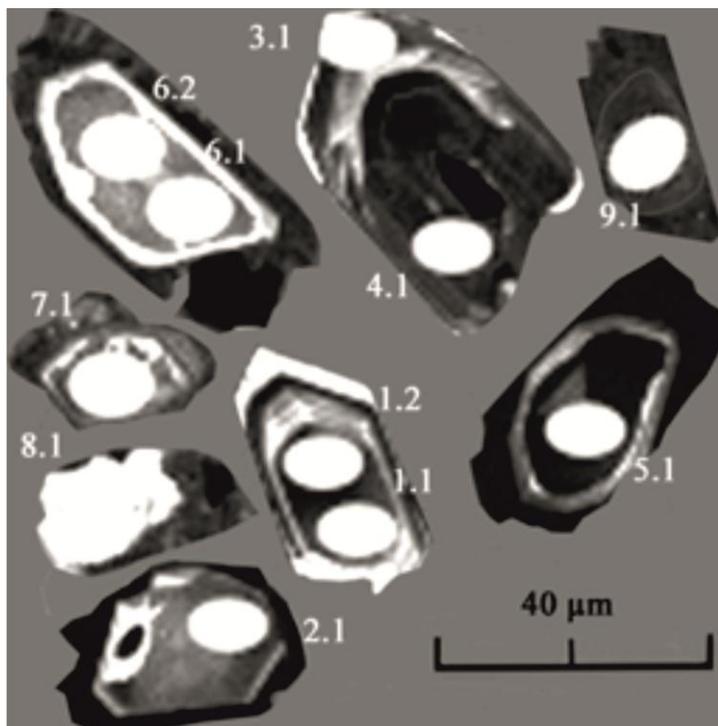
Таблица 2.11 – Состав редкоземельных фосфатов в гранате кианитовых сланцев.

Цериевая группа											
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	CaO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	ThO <sub>2</sub>	Σ
29,98	1,07	1,63	0,51	12,95	31,87	3,35	11,51	1,53	0,38	5,28	100,0
Иттриевая группа											
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CaO	MnO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ho <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		
39,10	0,20	0,68	1,36	42,50	1,03	6,75	1,37	3,81	3,18		100,0

Граниты, окаймляющие кианитовые сланцы с юго-запада, сложены биотитом, мусковитом и гранатом. Количество темноцветных минералов варьирует от лейкократовых к мезократовым. Переход между ними расплывчатый (вероятно, вследствие наложенного метаморфизма). В лейкократовых гранитах в акцессорной форме отмечены гранат и кианит. Гранат диагностируется как низкотемпературный спессартин, свойственный лей-

когранитам и аплитам S-типа. Границы главного тела прямолинейные, простирание их согласное с общим расщеплением Иртышской зоны.

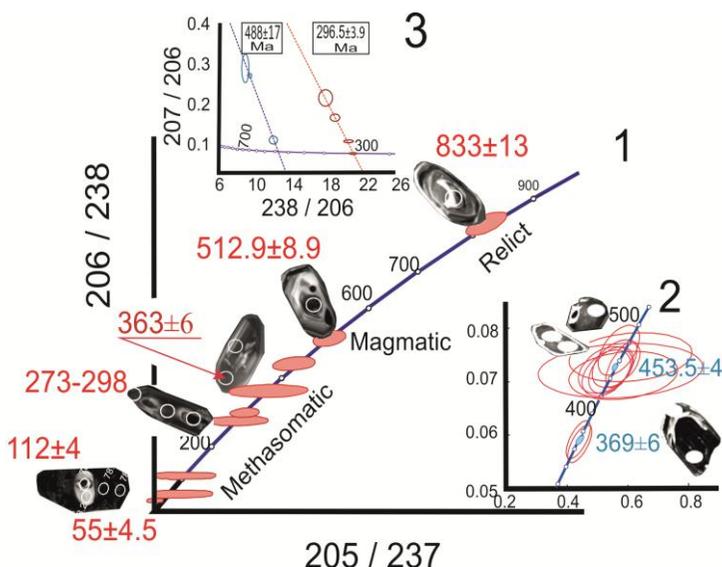
В кварц-гранат-кианит-слюдяных сланцах оказалось много акцессорного монацита и очень мало мелкого циркона. Все выделенные зерна были изучены методом ШРИМП. Католюминисцентные изображения циркона даны на рисунке 2.16, а результаты изотопного изучения в таблице 2.12.



**Рисунок 2. 16. Католюминисцентные изображения циркона пробы 58 из гранат-кианит-биотитовых сланцев.**

На конкордии (рис. 2.17) все 11 точек образовали два ряда с центрами  $453 \pm 4$  и  $369 \pm 6.1$  млн. лет. Конкордантность по 207/235 за исключением трех точек хорошая. Исключив из рассмотрения точки с дискордантностью по свинцу выше 15%, по-

лучили 5 полностью конкордантных точек со средним значением  $454 \pm 5$  млн. лет (поздний ордовик) и  $369 \pm 6.1$  млн. лет (поздний девон).



**Рисунок 2.17. Положение доверительных эллипсов и рассчитанные средние значения возраста циркона из кварц-гранат-кианит-биотитовых сланцев (2), гнейсогранитов из юго-западного контакта (1) и гнейсогранитов из центра тела (3) в районе Овечьего лога (образцы 58, 78, 104 соответственно).**

Все зерна позднеордовикского роя имеют в ядрах метаморфический циркон с облачной структурой и окружены инородной тонкой молодой каймой. Состав и возраст каймы не изучен из-за ее малых размеров. Однако можно предположить, что она имеет то же происхождение и тот же возраст, что и вновь образованная кайма на зерне 3.1 ( $371 \pm 9$  млн. лет). Признаки присутствия метасоматической переработки девонского возраста видны и в цирконе 3.1 и 4.1.

Таблица 2.12. Изотопный состав и возраст циркона из кварц-гранат-кианит-биотитовых сланцев (проба 58).

Spot	U, ppm	Th, ppm	U/Th	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (1) Age	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (1) Age	% Дискордантность
4.1	559	82	6.8	366±9	409±61	12
3.1	522	60	8.7	371±9	355±63	-4
7.1	700	431	1.6	443±11	589±260	33
1.2	734	872	0,84	446±11	355±130	-21
9.1	194	99	1.9	449±13	527±410	18
1.1	479	447	1.07	449±11	401±110	-11
6.1	521	281	1.8	450±11	323±140	-28
5.1	771	553	1.4	456±11	505±58	11
6.2	536	232	2.3	457±11	432±110	-5
8.1	1797	2506	0.71	464±11	573±290	24
2.1	250	402	0.62	472±11	392±92	-17
<b>Примечания:</b> (1) общий Pb, скорректированный по измеренному $^{204}\text{Pb}$						

Таким образом, в эволюции кварц-гранат-кианит-биотитовых сланцев выделяются два возрастных этапа: позднеордовикский и позднедевонский. Влияния Калбинского батолита на формирование сланцев и зон коллизионного типа не обнаружено. Из двух вышеуказанных возрастных этапов любой может быть принят за начало формирования Иртышской зоны смятия, однако объективным может быть только такое заключение: формирование кианитовых сланцев – индикаторов событий коллизионного типа - происходило не позднее позднего девона. Такому утверждению имеются доказательства и в цирконе кианит-содержащих лейкогранитов.

Данные по изотопному изучению циркона в двух пробах лейкогранитов № 78 и 104 приведены в таблице 2.13 и на рисунке 2.17.

Самый древний циркон представлен корродированным фрагментом (ксенокрит или реликтовый) еще более ранней ста-

дии метаморфизма позднепротерозойского возраста  $833 \pm 13$  млн. лет (точка 5.1). Вторая точка в этом фрагменте моложе первой на 70 млн. лет из-за захвата лучом части молодой каймы, но и она также дает неопротерозойское время. Это время мы рассматриваем как возраст субстрата, из которого выплавлялись лейкограниты.

Единственным зерном в пробе 78, удовлетворяющем версии магматического происхождения, является зерно 4 (рисунок 17, таблица 13). Его внутреннее ядро имеет четкую огранку, возраст  **$512.9 \pm 8.2$**  (граница раннего и среднего кембрия). Широкая кайма наследует огранку ядра, имеет слабо выраженную ритмичную зональность и возраст  $440.7 \pm 7.4$  (граница позднего ордовика и раннего силура). Разница между точками 1 и 2 составляет около 70 млн. лет. Это – много для магматической версии. Однако видим, что дискордантность по свинцу в точке 1 всего 3%, а в точке 2 она составляет 15%. На этом основании возраст магматической стадии лейкогранитов принимается по точке 1, а именно, кембрийский. В пробе 104 магматическая стадия кристаллизации гнейсогранитов определена по доскордии в координатах 207/206 – 206/238. Возраст  $488 \pm 17$ . Она соответствует границе Кембрия и Ордовика, а при допуске +17 – уходит в средний кембрий. Две цифры  $512.9 \pm 8.2$  и  $488 \pm 17$ , полученные по пробам 78 и 104 из пород, испытавших жесткий коллизийный метаморфизм, можно охарактеризовать как удовлетворительно сходимые. Все более молодые цифры и на конкордии 78 и на конкордии 104 отражают более поздний и менее высокотемпературный метаморфизм разного происхождения. Конкретно, уровень 293-297 Ma наиболее вероятно связан с активизацией Калбинского плутона.

Группа точек в интервале времени от позднего девона до раннего карбона неоднородна по достоверности результатов. В зерне 6 видим обломок циркона с ритмичной зональностью в кайме облачного циркона. Первый не имеет доверия ввиду очень большой дискордантности по свинцу (41%). Более вероятно, что он относится к предыдущей (магматической) стадии. Кайма с облачной структурой имеет все признаки метасоматического происхождения (облачная микроструктура, высокое уран-ториевое отношение), а ее возраст  $363.9 \pm 6.7$  млн. лет - высокий рейтинг доверия. Третье зерно (2.1 с возрастом  $346.9 \pm 6$  млн. лет) также выпадает из доверия ввиду большой дискордантности по свинцу. Таким образом, возраст первой метаморфической

стадии, которой были подвержены лейкограниты, мы оцениваем по полностью конкордантному значению в точке б.2 , а именно,  $363.9 \pm 6.7$  млн. лет – поздний девон (таблица 2.13). Обращаясь теперь к кианитовым сланцам, видим, что почти точно такая же цифра ( $369 \pm 6,1$ млн. лет) метасоматического преобразования получена и для них. Такое совпадение возраста метаморфического преобразования циркона в породах разного состава и происхождения не может быть случайным. Оно дает нам основание выделять в Иртышской зоне позднедевонскую фазу деформаций вдоль узких линейных зон. При этом отсутствие в комплексе регионально-метаморфизованных пород позднедевонского циркона говорит о локальном характере проявления данных деформаций, скорее всего носивших сбросово-сдвиговый характер, которые не отразились на цирконе внутренних частей блоков регионально-метаморфизованного комплекса.

Следующая фаза активной жизни Иртышской зоне зафиксирована в ранней Перми изменениями как уран-свинцовой, так и аргон-аргоновой [32] изотопных систем. Судя по тому, что циркон этой фазы присутствует в метаморфических породах как регионально-метаморфического, так и локального высокобарического комплексов, деформации имели региональное распространение и связаны с внедрением Калба-Нарымского батолита. Температурные условия преобразования изотопных систем оцениваются в  $280-300^{\circ}\text{C}$  (по Ar-Ar системе).

Таблица 2.13. Изотопный состав и возраст циркона лейкокатровых кианитсодержащих гранитов. Проба №78, Овечий лог.

Spots	% $^{206}\text{Pb}_c$	U, ppm	Th, ppm	U/Th	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Age	% discordant
1	2	3	4	5	6	7	8
<b>Образец 78, юго-западный контакт</b>							
<b>Рестит субстрата</b>							
78.5.1c	0.14	217	141	1.5	$832 \pm 13$	$797 \pm 37$	-4
78.5.2r	0.28	216	31	7.0	$763 \pm 13$	$835 \pm 78$	9
<b>Магматическая кристаллизация</b>							
78.4.1c	0.29	292	346	0.8	$513.1 \pm 8.2$	$528 \pm 75$	3

78.4.2r	2.01	257	141	1.8	440.7±7.4	376±130	-15
<b>Метаморфизм Д<sub>3</sub>-С<sub>1</sub></b>							
78.6.2r	8.91	551	18	30.6	363.9±6.7	372±310	3
78.6.1	8.26	246	273	0.9	404.2±8.9	568±430	41
78.2.1c	0.90	132	61	2.2	346.9±6.3	438±300	26

*Продолжение таблицы 2.13.*

1	2	3	4	5	6	7	8
<b>Раннепермская активизация</b>							
78.1.3	13.24	993	176	5.6	275.4± 4.6	303±340	10
78.1.2	0.04	821	115	7.1	297.1±4.7	319±35	7
78.2.2	3.49	2037	695	2.9	298.2±4.8	310±140	4
<b>Мел - Палеоген – Неогеновая активизация</b>							
78.3.3	55.13	19301	1896	10.2	22.95±0.7 3	642±920	2650
78.3.2	45.80	2359	205	11.5	40.8± 1	962±770	2193
78.3.1	39.21	2318	107	21.7	112.4±4	137±960	22
<b>Образец 104, центр гнейсогранитного тела</b>							
<b>Магматический циркон</b>							
1.1	1.47	76	42	1.8	490.2±7.6		
3.1	11,51	1848	269	6.86	520.4± 5.8		
3.2	29,32	1283	342	3.75	493 ±16		
<b>Раннепермская активизация</b>							
1.2	10,27	63	4	15.75	293.4± 6.2		
2.1	2,36	437	216	2.02	297 ± 3.4		
2.2	1,30	533	263	2.02	293.2± 3.1		
2.3	0,27	1221	773	1.57	297.1± 2.3		

**Примечание.** Курсивом показаны точки, в которых дискордантность по свинцу превышает мировые нормы.

Заключительная фаза преобразования циркона охватывает период времени от раннего Мела до Миоцена (112 – 23 млн. лет; таблица 2.13). Главным результатом ее было преобразование кристаллических форм циркона в высокоурановые метамиктные формы. При этом кристаллические формы циркона присутствуют в метамиктных в виде реликтовых зерен. Температурные условия проявления деформаций этого возрастного уровня были менее 280<sup>0</sup>С, т.к. не задели раннепермскую аргон-аргоновую систему.

### ***Выводы по высокобарическому комплексу***

1. Лейкограниты и дистеновые сланцы изофациальны по составу: первые относятся к типичным S-гранитам и образовались в результате плавления высокоглиноземистых метаосадочных пород. Вторые представляют собой классические высокоглиноземистые метаосадочные породы.

2. Возраст протолита лейкогранитов более древний, чем дистеновых сланцев: Неопротерозой для гранитов и поздний Ордовик для дистеновых сланцев. Это означает, что граниты образовались не по этим именно сланцам, а оказались совмещенными с ними благодаря тектоническим или интрузивным процессам.

3. Магматическая кристаллизация лейкогранитов происходила в Кембрии, а в позднем девоне одновременно и в гранитах и в дистеновых сланцах отметилась фаза метаморфического преобразования циркона, которая возможно была связана со стрессовыми напряжениями сдвигово-взбросового характера в шовных линейных зонах.

### ***2.4. Роль Иртышской зоны в Калба-Нарымском террейне***

Рассматриваемая часть Зайсанской складчатой области прежде выделялась, как самостоятельная Калба-Нарымская структурно-формационная зона. Позднее в ней стали различать Иртышскую и Калба-Нарымскую подзоны. Такое членение можно считать правомочным только для среднего Палеозоя, так как очевиден факт различного строения северо-восточной и юго-западной частей Калба-Нарымского террейна. Однако это различие не обусловлено разной историей развития, а лишь разными эрозионными срезами: уровень среза северо-восточной части на 4-5 км глубже уровня среза юго-западной части. Правильнее здесь можно говорить о тектоническом районировании: северо-

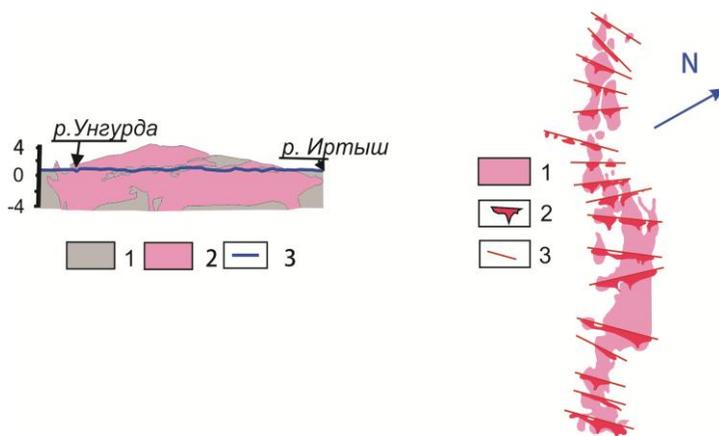
восточная часть – антиклинорий, а юго-западная – крыло этого антиклинория. В таком ракурсе и бывшая Иртышская зона и бывшая Калба-Нарымская зона обе вместе вписываются в понятие Калба-Нарымский террейн. В это понятие вкладывается несколько иной смысл, а именно: «Террейн — это ограниченное разломами геологическое тело региональной протяженности, которое характеризуется своими собственными стратиграфическими, магматическими, метаморфическими и структурными особенностями, **определяющими тектоническую историю, отличающую его от соседних геологических тел.** По крайней мере, такое определение давали слову террейн авторы концепции: P. C. Coney, D. G. Howell, D. L. Jones, J. W. H. Monger, E.R.Shermer, N. J..». (Википедия: - 2006;ru.wikipedia.org/wiki/Террейн). Мы намерены доказать в дальнейшем, что и Иртышская и Калба-Нарымская части террейна развивались в составе единой структуры глобального ранга, которая в геодинамической классификации отражается как континентальная окраина (континентальный склон, континентальный шельф).

Юго-западная часть террейна с двух сторон ограничена разломами, но явных разрывов сплошности, таких, например, которые отделяют Иртышскую зону от Рудного Алтая, на современном эрозионном срезе нет. Имеются косвенные признаки, позволяющие говорить о **вероятных** разломах, такие как, пояс базитовых тел вдоль контакта северо-восточной и юго-западной частей террейна то ли магматического, то ли метаморфогенного происхождения, или резкое выклинивание гранитного батолита на юго-западе террейна.

Юго-западная часть террейна на 70% сложена гранитами и гранитоидами, а 30% приходится на терригенные породы среднего Палеозоя, в составе которых доминируют филлиты по флишоидам и черным сланцам, а также не метаморфизованные породы флишоидного и грауваккового типов. Особо отметим, что в составе стратифицированных комплексов среднего палеозоя, которыми сложен Калба-Нарымский террейн, вулканические и вулканогенно-осадочные породы отсутствуют.

Гранитный батолит представляет собой межформационное тело с многочисленными подводными каналами (рисунок 2.18). Возраст гранитов по аргон-аргоновым и уран-свинцовым датировкам раннепермский (268-297) млн. лет [19]. Подошва его залегает на глубине от 3 до 5 км, кровля возвышалась над современным

эрозионным срезом на 3-4 км (по структурным построениям [25]). Расчеты показывают, что для формирования такого батолита, объем которого на уровне становления превышал 70 000 куб км, в коре должен был быть проплавлен сплошной слой мощностью 6 - 7 км. Реальность таких расчетов подтверждают данные по одному из аналогов Калба-Нарымского батолита – Главному Колымскому редкометалльному батолиту. Согласно М.С.Родионову [33], мощность проплавленного слоя коры при формировании батолита могла достигать 8-9 км. И в том и в другом случае такие слои должны иметь достаточно гомогенный, подготовленный к плавлению состав, состоящий в основном из гнейсов и мигматитов. Это, в свою очередь, означает, что к моменту плавления в основании Калба-Нарымского террейна залегала зрелая кора континентального типа, аналогичная той, которая обнажается в виде тектонических фрагментов в Иртышской зоне смятия. Состав проплавленного слоя коры, поставившего магму в Калба-Нарымский батолит, можно оценить по составу пород, участвующих в строении батолита.



**Рисунок 2.18. Калба-Нарымский батолит и расчетные профили его глубинного строения [25].**

Слева: 1-вещающие сланцы такирской свиты  $D_3-C_1$ ; 2 – обобщенный контур батолита в разрезе; 3-современный поверхностный срез батолита. Справа: 1- обобщенный контур батолита на современном эрозионном срезе; 2- расчетные гравиметрические вертикальные разрезы батолита; 3- расчетные профили.

1. Соотношение пород разного типа в батолите примерно такое: плагиограниты <1%, граниты всех типов 80-85%, лейкократовые граниты и аляскиты 15-18%. Плагиограниты самой ранней фазы батолита, которая представлена дайками и малыми телами, не имеют принципиальных отличий от субавтохтонных малых тел плагиогранитов, широко развитых в составе плагиоклазовых амфиболитов в гнейсово-мигматитовом комплексе Иртышской зоны смятия. По аналогии, присутствие таких же комплексов повышенной базитовости на уровне зарождения магм батолита или ниже этого уровня вполне допустимо. Как будет показано ниже, базитовые комплексы, являвшиеся субстратом для плагиогранитов, имели более молодой модельный возраст и высокую долю в своем составе мантийного компонента, что сближает их с ортогнейсами базитового состава. Граниты всех типов, судя по минеральному составу (отсутствие магнетита и, напротив, широкое развитие ильменита, биотитовый и биотит-мусковитовый состав, систематическое присутствие акцессорного граната пиральспитового ряда), сопутствующей металлогении (Ta, Be, Li, Sn, W) и составу глубинных ксенолитов (биотитовые, биотит-гранатовые, биотит-гранат-силлиманитовые) относятся к гранитам S-типа, которые в природе образуются при плавлении парагнейсов. В Иртышской зоне смятия подавляющее большинство гнейсо-мигматитовых комплексов также имеют все признаки парагнейсов. Лейкократовые граниты делятся на две группы. Те, которые входят в состав калбинского комплекса, являются их прямыми производными, имеют те же свойства. Лейкограниты монастырского комплекса отличаются от калбинских профилирующим монацитовым составом акцессорного комплекса и слабым развитием гидротермальных процессов, свидетельствующих о более сухой и, следовательно, более высокотемпературной магме.

Модельный возраст субстрата и его состав по изотопным данным (Sm-Nd) приведен в таблице 2.14. Метаморфические породы Иртышской зоны, гнейсограниты в составе гнейсового комплекса Иртышской зоны и граниты Калба - Нарымского плутона имели неопротерозойский субстрат, возраст которого находится в пределах 0.8-1.2 млрд. лет. Из этого ряда выбиваются данные по амфиболитам в составе гнейсов (Мезопротерозой 1,5 млрд. лет) и плагиогранитам в составе Калба-Нарымского плутона (верхи Неопротерозоя 0,6 млрд. лет). Этому явлению имеется свое объяснение, которое мы пока не рассматриваем. Важ-

но то, что доля этих пород на наблюдаемом уровне и, вероятно, в составе субстрата не превышала 1%. В целом, по изотопным данным не намечается существенного различия между модельными возрастными регионально-метаморфизованного комплекса Иртышской зоны смятия и субстрата Калба-Нарымского батолита, из чего следует отсутствие одного из главных аргументов для разделения антиклинория и его крыла в разные структурно-формационные зоны: субстрат, из которого формировались метаморфические и магматические породы Калба-Нарымского террейна, в северо-восточной и юго-западной его частях одинаковый.

Если мы теперь обратимся к таблице 2.14, то увидим, что  $\epsilon_{Nd}(0)$  в породах регионально-метаморфизованного комплекса северо-восточной части террейна (включая гнейсограниты в его составе) и субстрат, из которого произошли граниты Калба-Нарымского батолита, меняются в одних и тех же пределах: от +1,7 до -2,1. Имеются два объяснимых исключения из этой закономерности: 1- в амфиболитах регионально-метаморфизованного комплекса (они имеют экзотический характер распространения, т.е., менее 1%) значение  $\epsilon_{Nd}(0)$  достигает +6,1, что связано с образованием их по габбро или базальтам мантийного происхождения; 2 – значение  $\epsilon_{Nd}(0) = -5,7$  и  $-6,7$  в двух верхних образцах объясняется их высокоглиноземистым (мигматиты с гранатом и силлиманитом) и гиперглиноземистым (гнейсы с гранатом, дистеном и мусковитом) составом первично-седиментного происхождения, в котором вклад мантийного материала, естественно, занижен против нормальных пород того же возраста. Распространение таких пород в регионально-метаморфизованном комплексе северо-восточной части террейна имеет экзотический характер.

Таблица 2.14. Модельный возраст и состав субстрата Калба-Нарымского террейна

№ проб	Место отбора	Комплекс	Sm	Nd	147/144	143/144	$\epsilon_{Nd}(0)$	$T_D$ М
1	2	3	4	5	6	7	8	9
<b>Метаморфические комплексы Иртышской зоны смятия</b>								
98-14/19	Казахстан Согра	Рег. метаморф.	4.21	21.5	0,1176	0,51234	-5,7	1,12

98-17/18	Казахстан, Предгорное	УР-УНР	7,94	41,0	0,1159	0,512292	-6,7	1,18
ALT 12	Китай, Фуюн	Гранито-гнейс	9.13	43.24	0,1276	0.512658	0.4	0,87
ALT 13	-- / --	Гнейс	3.56	16.04	0.1342	0.512680	0.8	0.90
ALT 14	-- / --	Гнейс	4.75	23.14	0.1240	0.512587	-1.0	0.96
ALT 15	-- / --	Гнейс	6.90	33.62	0.1240	0.512627	-0.2	0.89
ALT 16	-- / --	Амфиболит	2.10	6.58	0.1933	0.512951	6.1	1.49
ALT 17	-- / --	Гнейс	2.21	10,41	0.1284	0.512647	0.2	0.90

**Граниты Калба-Нарымского плутона, Казахстан**

98-14/33	Дайки и малые тела	кунушский	5,49	26,5	0,1241	0,512728	1.7	0.6
T-184	Белогорский	калбинский	6,99	30,6	0,13806	0,512568	-1.4	0.87

*Продолжение таблицы 2.14.*

1	2	3	4	5	6	7	8	9
T-186	Чебунда	калбинский	4,78	17,8	0,16265	0,512632	0.12	0.83
T-102	Себинский	монастырь.	5,82	28	0,12596	0,512532	-2.1	1076
1-205	-- / --	-- / --	7,13	33,2	0,12997	0,512695	1.1	831

**Примечания.** Пробы 98-14/19, 98-17/18, T-103 и 1-205 заимствованы из [14]. Пробы T-184 и T-186 из [34]. Пробы ALT-12-17 заимствованы из [35]: Иртышская зона, рис.2. 2

Таким образом, не обнаруживаются контрастных различий в возрасте и составе фундамента северо-восточной и юго-западной частей Калба-Нарымского террейна, а если учесть, что и ясно выраженного разлома между ними нет, а имеются только косвенные предпосылки, то объединение их в единый фрагмент глобальной палеоструктуры типа континентальной окраины представляется обоснованным.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Иртышская зона является крупнейшим линейментом Центральной Азии. Это – широкая зона северо-западного простирания, состоящая из многочисленных сопряженных разломов и зон смятия, простирающихся на тысячи километров. Структурные исследования выявили сложный характер деформаций: многостадийные нормальные взбросы и левосторонние сдвиги.

2. Два элемента определяют структурный облик зоны: Главный Иртышский разлом, являющийся юго-восточной границей Алтая, и зона смятия, расположенная к юго-востоку от него. Три типа метаморфических комплексов различимы в зоне смятия: 1)зеленосланцевый (детально не изучен), 2)комплекс регионально метаморфизованных пород высоких температур и низких и умеренных давлений и 3)коллизийный комплекс высоких и ультравысоких давлений. Данное заключение базируется на изотопно-геохронологическом изучении коллекции 7 монофракций циркона, выделенных из пород регионально метаморфизованного и коллизийного комплексов.

3.Метаморфический комплекс регионально-метаморфизованных пород слагает фундамент Иртышской зоны смятия и Калба-Нарымской зоны в целом. Он обнажается примерно на 90-95% территории Иртышской зоны, а в Калба-Нарымской зоне перекрыт чехлом средне- и позднепалеозойских пород. В комплексе различаются три минеральные ассоциации:

- высокоглиноземистая: гранат-силлиманит-двуслюдяные мигматиты и мигматито-гнейсы;
- высококремнистая: гранито-гнейсы;
- высокоизвестковистая: плагиоклаз-амфибол-клинопироксен-цеолитовые кристаллические сланцы с реликтовой полосчатостью в форме прослоев полевошпат-биотит-кварцевых сланцев.

Высокоглиноземистый комплекс состоит из гнейсов и мигматито-гнейсов. В мигматитах соотношение лейкосомы и меланосомы колеблется в широких пределах, достигая в максимуме значений 50 х 50%. Гранат в лейкосоме мигматитов кристаллизовался в интервале температур  $T = 870-920^{\circ}\text{C}$ . Минеральные ассоциации с таким гранатом принадлежат гранулитовой фации метаморфизма.

Существует мнение о двух импульсах хрупко-пластических деформаций в Иртышской зоне и раннепермском возрасте метаморфических пород, выделяемых нами как регионально-

метаморфизованные породы фундамента. Это мнение опровергается полученными цифрами возраста циркона из магматических пород, прорывающих гнейсо-мигматиты в Кальджиро-Курчумском блоке. Все четыре цифры дают возраст, граничный между поздним девоном и ранним карбоном и полностью исключают версию происхождения гнейсов в ранней Перми.

Анализ результатов изотопных исследований трех образцов циркона, выделенных из метापород фундамента, позволяет выделить несколько групп цирконов.

3.1 Реликтовый циркон с возрастом от 765 до 2135 млн. лет. Развита округлая структура с облачной структурой. Два зерна имеют в ядре реликтовые зерна с осциллярной структурой. Происхождение данного циркона неопределенно. Он может быть как детритовым, так и самым ранним реликтовым, принадлежащим самым ранним стадиям регионального метаморфизма.

3.2 Самая многочисленная группа зерен с возрастом от 549 до 414 млн. лет может быть подразделена на две популяции.

Первая из них с возрастом от 549 до 522 млн. лет представлена облачными ядрами и пограничными зонами между ядром и внешней осциллярной каймой. Вторая популяция объединяет осциллярные ядра и осциллярные полные зерна. Возраст от 506 до 414 млн. лет. На всех трех конкордиях рассматриваемых образцов они формируют непрерывные цепочки эллипсов с максимумом встречаемости в диапазоне 503-506 млн. лет. Далее в диапазоне 463-422 млн. лет частота встречаемости эллипсов снижается. В целом данную популяцию можно интерпретировать так: пик регионального метаморфизма имел место в среднем кембрии, а затем до позднего силура имел место диафторез кембрийских цирконов, связанный с поднятием пород фундамента на более высокий уровень.

3.3 Интервал от 420 млн. лет и до 293-296 млн. лет может рассматриваться как «мертвая пауза», во время которой, наблюдалось относительное геодинамическое спокойствие.

3.4 Последняя реконструкция минеральных парагенезисов и уран-свинцовой системы циркона имела место в интервале времени 293-303 млн. лет. Мы предполагаем, что это была одна из стадий низкотемпературного ретроградного метаморфизма, связанного с внедрением Калба-Нарымского батолита. Циркон этого уровня очень прост по структуре и высокоурановый по составу, вплоть до метамиктных разностей.

4. Комплекс пород высоких и ультравысоких давлений развит эпизодически. Две его чешуи расположены в теле Главного Иртышского разлома, а третья – ограничивает с юго-запада комплекс регионально-метаморфизованных пород фундамента. Мы предполагаем, что большинство таких же чешуй претерпели ретроградный метаморфизм до зеленых сланцев и филлитов. Комплекс сложен двумя типами пород: кианитовыми сланцами и гнейсо-гранитами. Первые представляют собой апоседиментные образования, пересыщенные кремнекислотой; вторые являются бывшими S-гранитами.

На конкордии кианитовых сланцев имеются два пучка эллипсов с центрами  $453,5 \pm 4$  (поздний Ордовик) и  $369 \pm 6.1$  (поздний девон). Ордовикский пучок эллипсов образован точками, расположенными внутри ядер с облачным строением. U/Th отношения в них колеблется от 0.62 до 2.3. Предположительно эти ядра были сформированы во время проявления ордовикского регионального высокотемпературного метаморфизма. Девонский пучок эллипсов представлен двумя эллипсами в едином зерне. Это зерно окаймлено вновь образованной мантией облачного строения. Такие же участки облачного строения отмечены в центре зерна. U/Th отношения и в мантии и в центре зерна контрастно отличаются от Ордовикских зерен: 6,8 и 8,7. Облачная структура и высокоурановый состав циркона данного зерна мы рассматриваем как доказательство проявления низкотемпературного метаморфизма, связанного, возможно, с началом проявления коллизионного метаморфизма. Важно, что сходные цифры возраста присутствуют также и в гранито-гнейсах.

5. Изотопная эволюция гранито-гнейсов более сложна по сравнению с кианитовыми сланцами. В них имеется реликтовый циркон Неопротерозойского возраста. Одно зерно имеет все несомненные признаки магматического циркона. Его возраст 513 млн. лет (средний Кембрий) принимается как возраст магматической кристаллизации гранитов. После кембрия и вплоть до Палеогена мы имеем только высокоурановый циркон, что равносильно признанию низкотемпературного метаморфизма. В этот период важна девонская цифра, которая коррелируется с такой же цифрой в кианитовых сланцах и знаменует начало коллизионных процессов и появление высоких и ультравысоких давлений.

Более поздние тектонические и магматические процессы внесли свой вклад в формирование современной морфологии Иртышской зоны смятия. Наиболее важные из них следующие:

- уровень 297 Ма совпадает с внедрением Калба-Нарымского батолита;

- уровень 275 Ма совпадает с внедрением гранитов монастырского комплекса;

- уровень 112 Ма не изучен в Иртышской зоне смятия, но здесь могут быть упомянуты дайки диабазов в Мезозойских угленосных мульдах Алтая и северо-восточного Тянь-Шаня;

-уровень 23-50 Ма совпадает с излиянием в С-В Тянь-Шане щелочных базальтов и внедрением базанитовых трубок взрыва с мантийными включениями.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Нехорошев В.П.* Геологическое строение Прииртышских гор близ устья р. Бухтармы в Рудном Алтае / Изв. Геол. ком-та. 1925. Т. 43, № 6.

2. *Нехорошев В.П.* Геология Алтая / М.: Госгеолтехиздат. 1958.

3. *Нехорошев В.П.* Тектоника Алтая / М.: Недра. 1966.

4. *Елисеев Н.А.* Петрография СССР / М.: Изд-во АН СССР. 1938. Серия 1, вып.1.

5. *Иванкин П.Ф., Иншин П.П., Кузубный В.С.* Рудные формации Рудного Алтая / Алма-Ата, Гылым. 1961. С. 286.

6. *Кузубный В.С.* Магматические формации ЮЗ Алтая и их рудоносность// Автореферат докт. дисс. / Новосибирск. 1973. С. 38.

7. *Гаврилова С.П.* Парагенетический анализ метаморфических образований северо-западной части Иртышской зоны смятия / Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1959. № 12. С. 8-17.

8. *Хорева Б.Я.* О наличии докембрия в Иртышской зоне смятия / Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1961. № 10.

9. *Хорева Б.Я.* Геологическое строение, интрузивный магматизм и метаморфизм Иртышской зоны смятия / М.: Госгеолтехиздат. 1963. С. 207.

10. *Хорева Б.Я., Искандерова А.Д., Чухонин А.П.* О возрасте древнейших карбонатных пород Южного Алтая и Центральных Кызылкумов по данным свинцово-изохронного метода / Известия АН СССР. Серия геол. 1971. № 11. С. 3-8.

11. *Найденов Б.М., Полянский Н.В., Ефимов И.А.* Новые данные о возрасте докембрийских метаморфических комплексов Алтая / Изотопная геохронология докембрия. Уфа. 1979. С. 131-132.

12. *Ермолов П.В., Полянский Н.В.* Метаморфические комплексы зоны сочленения Рудного Алтая и редкометальной Калбы / Геология и геофизика. 1980. № 3. С. 49-57.

13. *Ермолов П.В., Паталаха Е.И., Ефимов И.А.* Метаморфические комплексы и некоторые черты тектоники Зайсанской складчатой системы и Рудного Алтая / Геотектоника. 1984. № 4. С. 61-74.

14. *Беспяев Х.А., Полянский Н.В., Ганженко Г.Д. и др.* Геология и металлогения Ю-З Алтая в пределах территории Казахстана и Китая / Алматы: Гылым. 1997. 280с.

15. *Travin A.V., Ponomarchuk V. A., Ponomareva A.P. et al.* Implication of Stepwise Heating and UV Laser Ablation  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  and U-Pb Data on the Timing of Ductile Movement in the Irtysh Shear Zone and the Kalbinsky Granite Magmatism (East Kazakhstan) / Mineralogical Magazine. 1998. № 62. P. 1535-1536.

16. *Довгаль В.Н., Дистанова А.Н., Саботович С.А.* О происхождении позднепалеозойских литий - фтористых гранитоидов Юго-Западного Алтая / Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 3. С.64-72.

17. *Хорева Б.Я.* О возрасте метаморфических пород Курчумско-Кальджирского водораздела: юго-восточная часть Иртышской зоны смятия / Изв. АН СССР. Серия геол. 1965. № 6. С.39-50.

18. *Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П. др.* Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы (по данным U-Pb изотопного датирования) / Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 8. С.1157-1178.

19. *Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Полянскиц О.П. и др.* Корреляция герцинских деформаций, осадконакопления и магматизма алтайской коллизионной системы, как отражение плейт - и плюмтектоники: геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) / М.: ГИН РАН. 2005. С. 182 - 215.

20. *Владимиров В.Г., Травин А.В., Плотников А.В.* Структурный анализ Иртышской зоны хрупко-и вязкопластичного течения горных пород (Северо-Восточный Казахстан) / Структурный анализ в геологических исследованиях: материалы Междунар. семинара молодых ученых. Томск: ЦНТИ. 1999. С. 60-64.

21. *Kruk N.N., Vladimirov A.G., Rudnev S.N.* Nd isotopic composition of granitoids of different geochemical types as the reflection of main continental crust growth mechanism: evidence from the western part of Altai-Sayan folded region/ Fourth Workshop of the Project IGCP- 420. Abstracts and Guidebook, Changchun, China. 2002. P.69-73.

22. Козаков И.К., Бибикова Е.В., Курнозова Т.И. и др. Герцинский возраст метаморфизма кристаллической коры Курчумо-Кальджирского блока Иртышской зоны смятия (Восточный Казахстан) / Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. С. – Петербург. 2003. С. 203-205.

23. Yermolov P. Isotopy evolution of metamorphic and magmatic rocks of the Irtysh shear zone in Kazakhstan / 33 IGC, Oslo. 2008. Report ASI05407L.

24. Ермолов П.В., Полянский Н.В. Основные этапы тектонического развития Иртышской зоны смятия: по данным изотопного анализа циркона методом ШРИМП / Геология и охрана недр. 2008. № 3(28). С. 17-24.

25. Лопатников В.В., Изох Э.П., Пономарева А.П. Магматизм и рудоносность Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана / М.: Наука. 1982. С. 247.

26. Zhao J., Liu G., Lu Z. et al. Litospheric structure and dynamic processes of the Tianshan orogenic belt and the Jungar basin / Tectonophysics. 2004. № 476. P.199-239.

27. Briggs S.M., Yin A., Manning C. E. Late Paleozoic tectonic history of the Ertix Fault in the Chinese Altai and its implications for the development of the Central Asian Orogenic System / Grove GSA Bulletin, July-August. 2007. V.119, № 7/8. P. 944-960.

28. Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовые соответствия в минеральных системах / М.: Недра. 1976. С. 378.

29. Green D.H., Ringwood A.E. Crystallization of garnet-bearing rhyodacite under high pressure hydrous conditions / J. Geol. Soc. Austral. 1972. № 19.

30. Ермолов П.В., Изох А.Э., Владимиров А.Г. Гранат как индикатор условий гранитообразования в коре / Доклады АН СССР. 1979. Т.245, № 1.

31. Поляков Г.В., Изох А.Э., Борисенко А.С. Пермский ультрабазитовый магматизм и сопутствующее медно-никелевое оруденение Гоби-Тяньшанского пояса, как результат Таримского плюма / Геология и геофизика. 2008. Т. 9, № 7. С.605.

32. Travin A.V. et al. Implication of stepwise heating and UV laser ablation  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  and U-Pb data on the timing of ductile movement in the Irtysh Shear Zone and the Kalbinsky granite magmatism (East Kazakhstan) / Goldschmidt conference. Toulouse. 1998. P. 1535-1536.

33. Родионов С.М. Металлогения олова Востока России: дисс. доктора геолого-минералогических наук / Москва. 2003. С. 438.

34. Kruk N.N., Rudnev S.N., Vistavnoi S.A. et al. Sr-Nd isotop systematics of granitoids and evolution of continental crust of the Western part

of Altay-Sayan folded region. / III Workshop of the IGCP-420 Project "Continental Growth in the Phanerozoic: Evidence from Central Asia. Abstracts. Novosibirsk. 2001. P. 68-72.

35. Hu A. et al. Crustal evolution and Phanerozoic crustal growth in northern Xinjiang: Nd isotopic evidence. Part I. Isotopic characterization of basement rock / Tectonophysics. 2000. № 328. P. 15-51.

36. *Куйбида М.Л.* Петрология плагиигранитоидов Алтая//Автореф. канд. дисс./ Новосибирск. 2009. С.16

## ГЛАВА 3.

### Геодинамика южного Улытау в позднем Протерозое

30е

---

#### Введение

В хр. Улытау метаморфические комплексы докембрия обнажаются разобщенно в приподнятых блоках в окружении палеозойских складчатых структур (рисунок 3.1). Возрастные датировки этих толщ были получены в восьмидесятих годах прошлого столетия

U-Pb классическим методом по цирконовым навескам геологами МГУ [1]. Верхний возрастной предел гранитоидов Актасского интрузивного массива оценивался в интервале 610-650±20-30 Ma. Возраст гранито-гнейсов определялся тем же методом, а интерпретация результатов осуществлялась с использованием двухстадийных дискордий, верхнее пересечение которых приводило к цифре 1800 Ma, а промежуточное пересечение находилось в точке дискордии с возрастом 640 Ma.

Нами в Южном Улытау были отобраны пять проб: №87 из биотит-гастингситовых гранитов массива Актас, №88 из порфиroidов жаункарской свиты майтубинской серии, №90 из биотитовых гранито-гнейсов Яконмолинского массива и № 92, 93 из бектурганской серии условного Раннепротерозойского возраста Эскулинского купола, расположенного восточнее хребтовой части Улытау (рис. 3.1). При этом, пробы №№ 87, 90 отобраны из тех же мест, где в восьмидесятих годах прошлого века отбирались и анализировались пробы геологами МГУ. Извлечение циркона из указанных выше проб произведено в ТОО «ИПКОН», изотопный анализ и полная обработка первичных данных осуществлены в Изотопном центре ВСЕГЕИ (Россия) по технологии SRIMP-II на средства ТОО «ИПКОН». Одновременно, коллективом геологов ГИН РАН (Москва) из тех же комплексов выделены пробы циркона, которые тестированы U/Pb классическим методом. Полученные цифры, имея небольшие расхождения с нашими датировками, позволяют однозначно толковать геодинамику Южного Улытау в позднем Протерозое. Дополнительные сведения по геологии района изложены в [2].

#### Отбор проб и изотопные исследования

Проба №87 отобрана на вершине горы Актас из биотит-гастингситовых гранитов, координаты: ш. 48°02'51"; в. 66°19'47" (рис. 3.1). Массив имеет линейно-вытянутую форму и относится к трещинному типу. Он прослеживается в меридиональном направлении на расстояние около 20 км при ширине 4 км. Восточный контакт массива с вмещающими породами тектонический, на западе он граничит с метаморфизованными кислыми вулканитами позднего Протерозоя. Контактные изменения в кислых вулканитах проявлены очень слабо и выразились в перекристаллизации их до мелкозернистого гранулированного агрегата кварца и полевых шпатов с размером зерна до 0.1 мм.

Эндоконтактовая фация массива представлена кварцевыми сиенитами. Они имеют постепенные переходы в граниты и отличаются от них меньшей зернистостью (до 2-3мм), меньшим содержанием кварца (до 10%) и присутствием в некоторых разновидностях гастингсита.

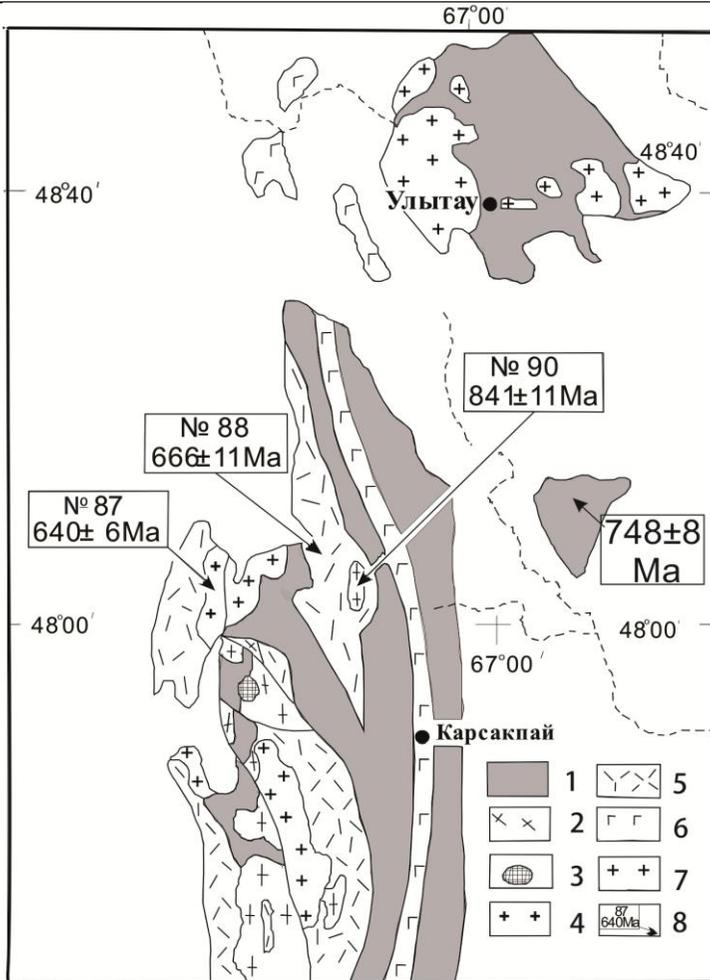
Главная фация колеблется по составу от гранита до лейкогранита. Они слагают основную часть массива, обычно катаклазированы, достаточно однородны по минеральному составу с небольшим колебанием по зернистости. Содержание кварца колеблется в пределах 25-30%. Характерной особенностью гранитов Актасского массива является отсутствие в них первичного магматического плагиоклаза. Калиевый полевой шпат по данным [3] представлен максимальным микроклином с высокой рентгеновской триклинностью. Количество постмагматического альбита не превышает 9%, редко достигая 20% в альбитизированных разновидностях гранита. Первичные цветные минералы не сохранились. Вторичный биотит развивается по сланцеватости. В составе аксессуаров отмечены ортит, циркон, апатит, флюорит.

Химический состав главных разновидностей пород массива Актас приведен в таблице 3.1.

Таблица 3.1. Средние содержания петрогенных элементов в породах актасского комплекса.

№, п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
1(7)	74.29	0.20	12.46	1.45	1.16	0.04	0.45	0.51	3.21	5.17
2(2)	70.47	0.20	15.43	0.82	1.61	0.05	0.32	0.80	3.80	5.70

3(2)	66.81	0.24	15.17	2.96	3.28	0.16	1.68	1.65	3.81	4.21
<b>Примечание.</b> 1-лейкогранит, 2-гранит, 3-кварцевый сиенит. В скобках- количество анализов										



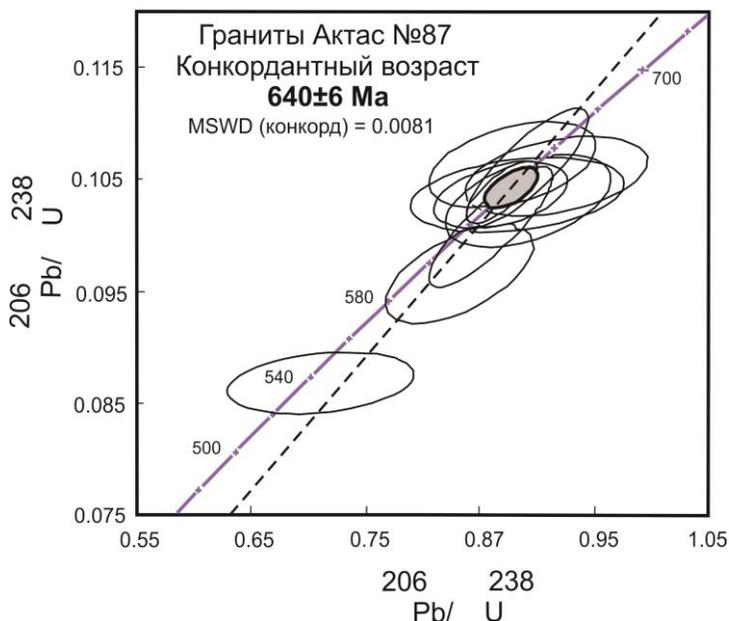
**Рисунок 3.1. Выходы докембрийских комплексов в Южном Улытау.**

1-кристаллические сланцы, парагнейсы, кварциты, филлитовые сланцы Неопротерозоя, система Cryogenian;

2-биотитовые и лейкократовые гранито-гнейсы Неопротерозоя, система Сгуоgenian; 3- сиениты Карсакпайского массива Неопротерозоя; 4-актасский граносиенит-гранитный комплекс Неопротерозоя, система Сгуоgenian; 5-порфириды и кислые метавулканы Неопротерозоя, система Сгуоgenian; 6-метабазальты карсакпайской серии проблематичного возраста; 7- палеозойские гранитоиды; 8-номер пробы, место отбора и уран-свинцовый конкордантный возраст.

Все разновидности пород актасского комплекса относятся к калиевой серии. Максимально это свойство проявлено в гранитах главной фации, где содержание  $K_2O$  в среднем на 2% выше содержания  $Na_2O$ . Такой состав характеризует очень зрелое состояние коры, из которой выплавлялись граниты.

Основные результаты изотопного анализа циркона, извлеченного из гранитов, и обоснование возраста приведены на рисунке 3.2 и в таблице 3.2. Все зерна циркона в катодолюминесцентном изображении демонстрируют ритмичную магматическую структуру.



**Рисунок 3.2. Изотопный возраст гранитов массива Актас.**

Включения облачного циркона, характеризующего обычно реститовый метаморфический циркон, не выявлены, что указывает на глубокое проплавление субстрата при формировании магматического расплава. Конкордантный возраст гранитов  $640 \pm 6$  Ма. Вероятность такого возраст составляет 93%.

Геологами ГИН РАН [4] изучена проба, отобранная из гранитов главной фазы массива Актас в 4.5 км западнее пос. Актас: сш  $66^{\circ} 18' 48,6''$ ; вд.  $48^{\circ} 02' 59,5''$ . Возраст  $791 \pm 7$  млн. лет. Порода в данной точке по составу отвечает щелочным гранитам. Не исключена вероятность сложного строения массива и присутствие в его составе нескольких возрастных и петрохимических разновидностей. Этим же коллективом геологов изучены щелочные сиениты карсакпайского комплекса в одноименном массиве. Полученный возраст  $673 \pm 2$  млн. лет практически одинаков с возрастом гранитов Актасского массива в изученной нами точке. Здесь зона эндоконтакта массива представлена сиенитами, которые вглубь массива сменяются лейкократовыми биотит-гастингситовыми гранитами, из которых получен вышеуказанный возраст  $640 \pm 6$  млн. лет. Поэтому мы рассматриваем рубеж 640-670 млн. лет как время формирования актасского сиенит-лейкогранитного комплекса. Щелочные граниты, изученные [4], возможно, принадлежат более древнему комплексу.

Таблица 3.2. Изотопный состав и возраст пробы № 87, граниты массива Актас, хр. Улытау.

№ точек	$^{206}\text{Pb}_c$ , %	U, г/т	Th, г/т	$^{206}\text{Pb}^*$ , г/т	$^{232}/^{238}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Возраст	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Возраст	%дискордантности
1,1	0,97	156	50	11,6	0,33	$537 \pm 7$	$581 \pm 98$	+8
4,1	1,00	484	187	40,1	0,40	$594 \pm 10$	$692 \pm 55$	+15
2,1	0,17	705	257	61,1	0,38	$619 \pm 13$	$671 \pm 29$	+8
9,1	-	125	63	11,1	0,52	$632 \pm 10$	$702 \pm 62$	+10
5,1	0,09	273	38	24,3	0,15	$636 \pm 7$	$633 \pm 53$	-0
10,1	-	159	90	14,1	0,59	$636 \pm 8$	$667 \pm 88$	+5
7,1	-	516	216	46,1	0,43	$637 \pm 7$	$629 \pm 20$	-1
8,1	-	127	50	11,5	0,40	$645 \pm 8$	$714 \pm 70$	+10
3,1	0,00	250	106	22,8	0,44	$650 \pm 13$	$638 \pm 30$	-2
6,1	0,23	113	58	10,3	0,53	$651 \pm 9$	$602 \pm 66$	-9

**Примечание.** Ошибка 1 сигма; Pbс и Pb\* указаны как общий и радиогенный, соответственно; ошибка в термальном стандарте калибровки 0.32%; (1)- общий свинец скорректирован с использованием  $^{204}\text{Pb}$ .

Проба 88 отобрана из гомогенных порфиroidов в пределах хребтовой части Южного Улытау. Координаты точки отбора следующие: 48°05'00"сш ; 66°34'53" вд. Порфиroidы образуют серию крупных выходов в пределах хребтовой части Улытау (рис. 3.1) . Проба на изотопной возраст взята из порфиroidов с хорошо сохранившейся флюидальностью, четкими ограниченными фенокристами кварца и обильного магнетита. Отмечены признаки фельдшпатизации с развитием порфиroidобласт размером 1.5-2.5 мм. Иногда фельдшпатизация имеет струйный характер. В таких случаях формируется агрегат полевого шпата с кварцем. В порфиroidах в целом по химическому составу выделяются две группы пород: дациты и риолиты. Обе группы пересыщены кремнеземом. Дацинты относительно риолитов имеют повышенный глинозем ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  в среднем 14.93%) и известковистость (в среднем 1-1,5%, насыщенность плагиоклазом). Риолиты относительно дацитов резко обогащены калием ( $\text{K}_2\text{O} = 4.86\%$  при  $\text{Na}_2\text{O} = 2.56\%$ ), бедны глиноземом и, как результат, резко обогащены свободным кварцем (48-52%). Средний состав вулканической фации порфиroidов приведен в таблице 3.3. По составу они подобны лейкократовым гранитам Актас.

Таблица 3.3. Средний состав петрогенных элементов порфиroidной толщи

№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
1(3)	69.46	0.35	14.93	3.70	1.73	0.06	0.89	0.98	3.74	4.05
2(14)	75.10	0.22	12.30	1.95	1.35	0.07	0.45	0.51	2.56	4.86
<b>Примечание.</b> 1-дациты, 2-риолиты. В скобках- количество анализов при расчете среднего										

Сочетание близких химических свойств и возрастов позволяет их объединять в единый вулcano-плутонический комплекс кальдерного типа. Доказательством принадлежности порфиroidов к вулканической фации служит залегающая выше туфо-

туфогенная пачка: среднее содержание кремнезема в разных породах колеблется от 66,8 до 73,3% при диапазоне частных значений от 64 до 87%; среднее содержание  $K_2O$  и  $Na_2O$  примерно равны и составляют 2,6-2,7% при колебании  $K_2O$  от 0,3 до 5,9%,  $Na_2O$  от 0.2 до 6.4%.

Возраст порфириидов определен по 11 зернам циркона (рис. 3.3, табл. 3.4). Из них в трех зернах анализирована темная кайма по краю зерна, по-видимому, метамиктная, связанная с выветриванием и выносом урана. Все точки образовали дискордию, пересечение которой с конкордией происходит в точке с возрастом  $666 \pm 11$ . Данная цифра принимается за магматический возраст порфириидов. Кроме того, на конкордии образовался кластер эллипсов с возрастом  $845 \pm 17$  Ма. Каких-либо существенных отличий в цирконе данной группы и магматических цирконом порфириидов мы не отметили.

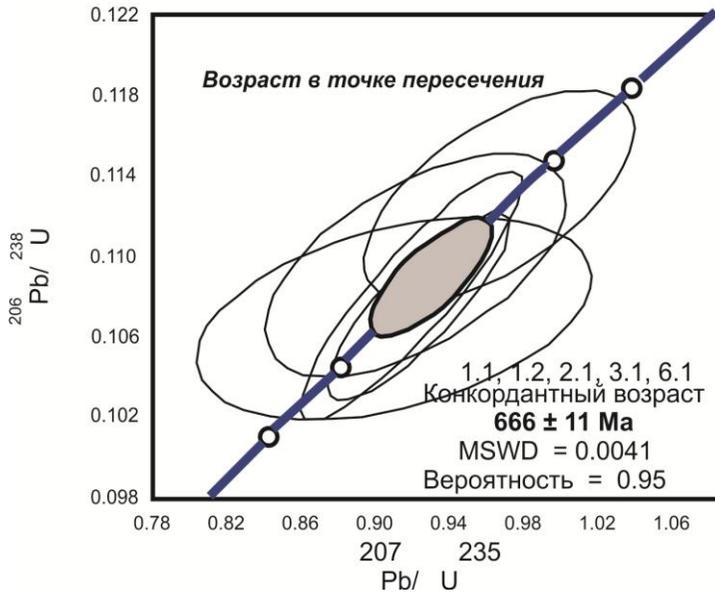
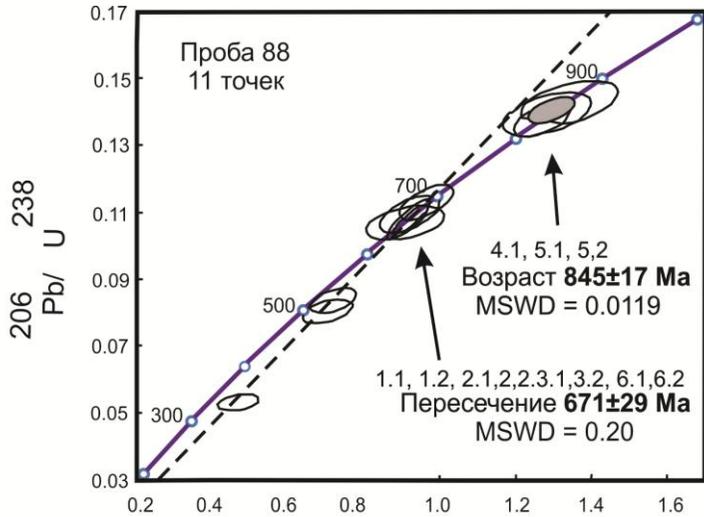
Таблица 3.4. Изотопный состав и возраст порфириидов. Проба № 88

Точки измерения	$^{206}Pb_c$ , %	U, г/т	Th, г/т	$^{206}Pb^*$ , г/т	$^{232}P/^{238}U$	$^{206}Pb/^{238}U$ Возраст	$^{207}Pb/^{206}Pb_B$ озраст	% дискордантности
1,1	0,00	95	16	8,89	0,17	670 ±13	635 ±61	-5
1,2	-	218	39	20	0,19	654 ±12	661 ±91	1
2,1	0,16	1522	305	141	0,21	658 ±11	679 ±24	3
2,2	1,94	1311	325	92,5	0,26	499 ±8,6	718 ±72	44
3,1	0,10	242	108	23,5	0,46	690 ±12	670 ±50	-3
3,2	4,29	2444	459	117	0,19	336 ±5,9	723 ±91	115
4,1	0,26	160	84	19,6	0,55	860 ±15	876 ±71	2
5,1	0,18	243	73	29	0,31	837 ±14	836 ±43	0
5,2	0,26	171	40	20,5	0,24	841 ±15	829 ±67	-1
6,1	0,07	647	126	60	0,20	661 ±15	660 ±25	0
6,2	3,28	2127	618	158	0,30	519 ±9	683 ±64	32

**Примечание.** См. таблицу 3.2

По-видимому, эти цирконы являются ксеногенным материалом от гнейсо-гранитов, с которыми они находятся в непосредственном контакте. Как будет показано ниже, эта группа цирко-

нов почти точно совпадает с цирконами основного кластера в гнейсогранитах. Как полагают [2], граниты Актас, порфиroidы и гнейсограниты увязываются в одну систему, и в ней гнейсограниты играют роль субстрата, из которого выплавлялись и граниты и порфиroidы. Однако, этому противоречит магматическое первичное происхождение гнейсогранитов и отсутствие в них каких-либо признаков глубокого метаморфического преобразования. Верхняя диаграмма – позиция точек на общей конкордии. Нижняя диаграмма – детализация точки пересечения конкордии дискордией.



**Рисунок 3.3. Изотопный возраст порфиридов хребтовой части Ультау.**

Проба 90 отобрана из Яконмолинского массива, координаты 48°03'00" ш., 66°37'35" в. д. (рис. 3.4). Он находится в междуречье Бетпакара и Кашкансу, имеет субмеридиональное простираение. Длина массива около 8 км, ширина 2 км. В строении его принимают участие среднезернистые и крупнозернистые порфиروبластовые и очковые микроклин-альбитовые гранито-гнейсы. Реже встречаются их мелкозернистые и среднезернистые порфировидные разности, слагающие тела мощностью от 2-3 до 20 метров. Очень часто встречаются жилы гнейсовидных аплитов мощностью до 1 метра.

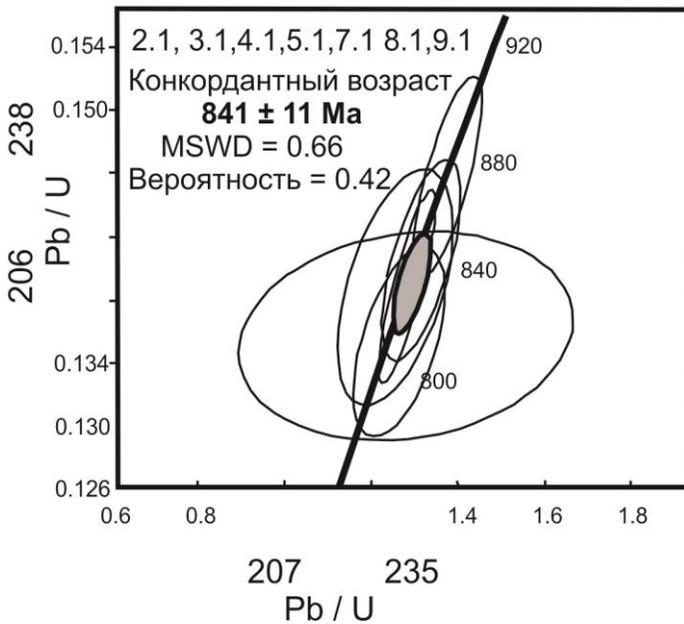
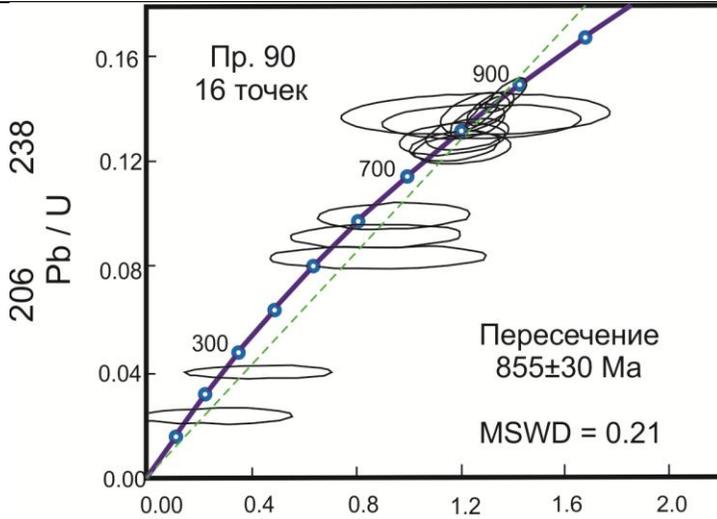
Контакты Яконмолинского массива с вмещающими породами почти повсеместно перекрыты рыхлыми породами. В восточной части гнейсо-граниты соприкасаются с бластопаппитовыми углеродистыми сланцами Венд-Кембрийского (?) возраста. На западе они граничат с порфироидами, описанными выше. Восточная граница имеет характер крутых надвигов, падение сместителей 65-70° на восток. Западная граница с порфироидами интенсивно кливажирована и рассланцована. Падение сместителей крутое 60-80° на запад. Возраст гнейсо-гранитов 841±11Ma (таблица 3.5, рис. 3.4). Верхняя диаграмма – точка пересечения конкордии дискордией. Нижняя диаграмма – деталь точки сечения и возраст.

Таблица 3.5. Изотопный состав и возраст гранито-гнейсов Яконмолинского массива Южного Улытау. Проба № 90

№ то-чек	<sup>206</sup> Pb <sub>c</sub> , %	U, г/т	Th, г/т	<sup>206</sup> Pb*, г/т	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U Возраст	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb Возраст	Дискордантность
1,1	3,23	273	108	31,3	0,41	784 ±14	800 ±140	2
1,2	21,63	943	163	105	0,18	626 ±12	891 ±260	42
2,1	6,70	1178	486	151	0,43	839 ±18	809 ±350	-4
2,2	35,91	1267	375	152	0,31	552 ±11	1103±380	100
3,1	0,96	626	106	73,5	0,18	819 ±14	863 ±59	5
3,2	6,98	917	240	111	0,27	796 ±14	872 ±100	10
4,1	0,24	107	23	12,8	0,22	838 ±17	795 ±77	-5
4,2	66,01	5920	838	454	0,15	192,7 ±9,8	1211±930	528
5,1	5,50	990	275	123	0,29	824 ±15	882 ±250	7
5,2	6,19	684	138	79,5	0,21	771 ±13	857 ±120	11
6,1	23,91	1353	247	144	0,19	582 ±11	910 ±320	56
7,1	0,14	800	329	100	0,43	877 ±15	883 ±32	1
8,1	0,00	613	89	73,1	0,15	838 ±14	841 ±22	0
9,1	-	345	124	41,7	0,37	848 ±15	866 ±44	2

9,2	12,29	1073	151	133	0,15	769 ±13	930 ±120	21
10,1	47,93	2922	466	215	0,16	281,4 ±6,3	1131±540	302

Примечание: см. табл. 2



**Рисунок 3.4. Изотопный возраст гнейсо-гранитов Яконмолинского массива.**

Форма массива, по-видимому, пластообразная, субсогласная с простираемием вмещающих его тектонических пластин других пород, которые имеют общее запрокидывание на восток. По косвенным признакам гнейсо-граниты Яконмолинского массива подстилают сланцево-порфиroidную толщу, описанную выше (проба 88).

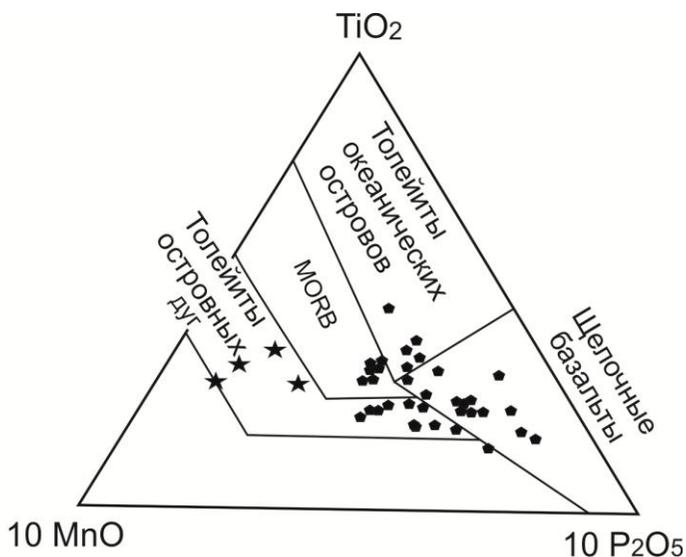
Минеральный состав гнейсо-гранитов, по данным Л.И.Филатовой, колеблется в следующих пределах: плагиоклаз 17-21%, калиевый полевой шпат 37-42%, кварц 30-42%, биотит 2-5%, мусковит 2.8-3.8, аксессуарные минералы 0.5%.

По химическому составу в Яконмолинском массиве прослеживаются две фации: сиенитовая и гранитная (таблица 3.6). Существенные различия между ними предполагают формирование из разных источников и позволяют говорить о двухфазном строении массива. Характерной особенностью химического состава является четко выраженная калиевая щелочность. Она не так резко выражена, как в гранитах Актасского массива и в порфиroidах проб 87 и 88, но вписывается в то же заключение, что и два предыдущих комплекса, а именно, гнейсо-гранитоиды Яконмолинского массива являются производными очень зрелой коры кратонного типа. Коллективом геологов ГИН РАН (Москва) гранито-гнейсы жаункарского комплекса изучены практически в том же месте, что и описанная выше наша проба №90: сш. 47°56'26,1", вд. 66°26'55,1". Возраст  $803 \pm 27$  млн. лет. Применяв нижний по возрасту допуск, получаем 830 млн. лет. Различие между нашей цифрой и цифрой наших коллег из Москвы сводится к 0.7 %.

Таблица 3.6. Средний состав петрогенных элементов гнейсо-гранитоидов Яконмолинского массива

№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
1(2)	73.80	0.15	13.10	2.15	1.40	0.04	0.70	0.50	3.59	4.70
2(2)	64.36	0.16	18.97	0.79	1.58	0.08	0.47	1.45	5.32	6.28
<b>Примечание.</b> 1-гнейсо-гранит; 2-гнейсо-сиенит. В скобках- количество анализов .										

Рассмотренные выше гранитные комплексы и комагматичные с ними порфирииды относятся к калиевой серии и указывают на существование континентальной коры кратонного типа. Это – один из элементов геодинамической обстановки в регионе в позднем Протерозое. Присутствие в современной структуре Южного Улытау в пространственной связи с гранитоидами офиолитовой ассоциации в виде серпентинитов и metabазальтов карсакапайской серии является вторым фрагментом геодинамической обстановки того времени. Синхронность этих двух событий пока не доказана. Докембрийский возраст серии пока аргументируется тем, что она метаморфизована в условиях амфиболитовой фации и высокотемпературной ступени зеленосланцевой фации, а по составу имеет все петрохимические признаки, свойственные офиолитовым базальтам (рис. 3.5): сочетание толейитов разного типа с щелочными базальтами. Такие вариации базальтов свойственны большинству офиолитовых комплексов, изученных в Казахстане [5]. Офиолитовое происхождение карсакапайской серии дополняется присутствием в ее составе яшмовидных железистых кварцитов и мраморов, весьма характерных, например, для Чарского меланжа.



**Рисунок 3.5. Позиция metabазальтов карсакапайской серии (многоугольники) и metabазальтов**

**гнейсовой свиты бектурганской серии (звезда)  
на дискриминационной геодинамической диаграмме  
(Mullen, 1983).**

Третьим индикаторным элементом геодинамической обстановки в позднем протерозое является бектурганская серия. Характерный состав ортоамфиболитов свиты приведен на рисунке 3.5. Они располагаются в поле островодужных толейитов. Основное отличие их от базальтов карсакпайской свиты – очень низкий фосфор, что характерно для щелочноземельных серий. Кремнекислая составляющая свиты имеет средний состав натрового риолита:  $\text{SiO}_2=72,81\%$ ;  $\text{Na}_2\text{O}=4,17\%$ ;  $\text{K}_2\text{O}=1,39\%$  (по данным 39 полноценных силикатных анализов). Отдельные породы представляют собой микрогнейсы, в которых четко видна первичная реликтовая флюидальная структура. Средний состав 10 образцов, наиболее уверенно диагностируемых как ортогнейсы, приведен в таблице 3.7. Он, как и вся кремнекислая составляющая свиты, диагностируется как известково-щелочные натровые кремнекислые породы.

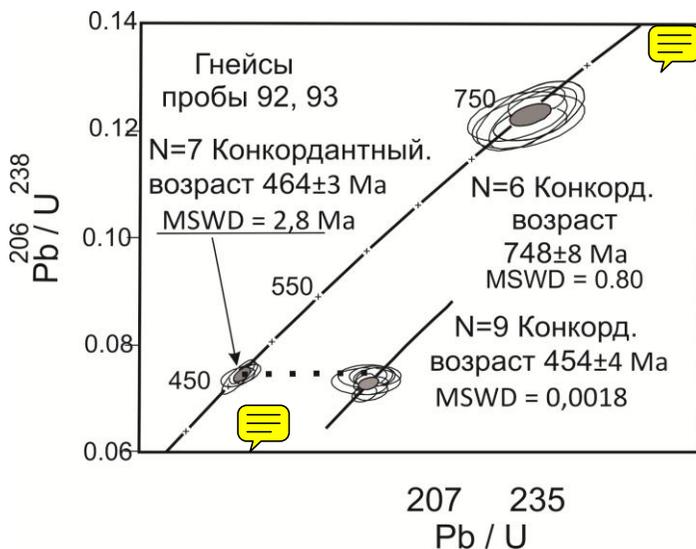
Таблица 3.7 Средний химический состав главных компонентов лейкократовых ортогнейсов по 10 образцам, вес. %%

$\text{SiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{MgO}$	$\text{CaO}$	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$
72.53	12.80	0.95	0.76	4.82	1.31

Первичный неопротерозойский возраст свиты удалось определить по образцу гранат-кварц-биотит-полевошпатового микрогнейса, в котором сохранились следы первичной магматической флюидальности. Из него, также, как и из плагиоклаз-амфиболового парагнейса, выделен циркон, который определен по методу ШРИМП в Изотопном центре ВСЕГЕИ (Россия).

Гнейсы пробы №92 имеют конкордантный возраст  $454 \pm 4$  Ма (рис. 3.6, конкордия в нижнем правом углу). В цирконе присутствует несколько возрастных поколений с эродированными граничными зонами (рис.3.7). Указанный выше возраст определен по внешней каемке, для которой свойственны все черты метасоматического происхождения: отсутствие ритмичной зональности и высокое значение уран-ториевого отношения (среднее по 10 точкам 32). Ядерные зоны циркона, имеющие четкую ритмичную зональность, свойственную магматическим породам, не изучались. Однако, в них видны следы неоднократной абразии,

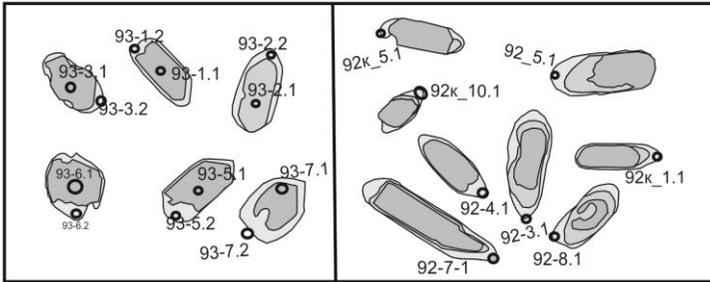
на что указывают внутренние границы, не согласованные с ритмичной зональностью. Вариации возраста ядер могут оказаться значительными. Микрогнейсы с реликтовой флюидалной структурой пробы №93 удалены от пробы №92 на 1,5 км. В них видим два события (рисунки 3.6, 3.7, таблица 3.8): первичный магматический циркон неопротерозойского возраста  $748 \pm 8$  Ма и метаморфические каемки вокруг него с возрастом  $464 \pm 2,8$  Ма (граница среднего и позднего Ордовика). Ядра неопротерозойского возраста имеют все признаки магматической кристаллизации: напряженная ритмичная зональность и низкие уран-ториевые отношения (от 0.8 до 1,6). Внешние каемки, напротив, несут признаки метасоматического происхождения: «облачная» структура и высокие отношения уран/торий. Возрастные различия ядер и каемок в этой пробе достигают 250-280 Ма.



**Рисунок 3.6. Конкордантный возраст пород гнейсовой свиты.  
Пояснения в тексте.**

Образец 93

Образец 92



**Рисунок 3.7. Морфология циркона и позиция анализированных точек в пробах 92, 93**

По приведенным цифрам можно заключить, что данная порода была закристаллизована в Неопротерозое, а коллизионный метаморфизм она претерпела на границе среднего и позднего Ордовика, что отвечает ордовикской аккреции, которая зафиксирована на значительной части территории Казахстана.

Таблица 3.8. Изотопный состав и возраст гнейсов байко-нырской серии

Точки	% $^{206}\text{Pb}_c$	U, г/г	Th, г/г	$^{206}\text{Pb}^*$ , г/г	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , возраст	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , возраст	Дискор- кор- дан- ность		
1	2	3	4	5	6	7	8	9		
<b>Образец 93</b>										
3.2	0,08	314	15		0,05	461	±4	464	±43	+1
5.2	0,00	410	17	26,1	0,04	461	±8	467	±25	+1
4.2	0,00	605	4	38,7	0,01	463	±4	472	±21	+2
6.2	0,00	603	3	38,6	0,01	464	±4	458	±20	-1
7.2	--	436	7	28	0,02	464	±4	514	±26	+10
2.2	0,00	280	17	17,9	0,06	464	±4	511	±30	+9
1.2	0,00	421	3	27,1	0,01	466	±4	493	±23	+6
6.1	0,00	44	44	4,35	1,05	707	±11	683	±108	-4
2.1	0,18	137	115	14,2	0,87	738	±7	795	±47	+8
4.1	0,00	26	16	2,67	0,65	740	±12	781	±70	+6
3.1	--	101	89	10,6	0,91	744	±13	784	±46	+5
7.1	0,00	30	38	3,18	1,31	746	±11	725	±64	-3
5.1	--	64	51	6,75	0,82	747	±15	768	±60	+3
1.1	0,15	192	131	20,6	0,71	761	±7	748	±34	-2
<b>Образец 92</b>										
3.1	0,45	112	4	7,19	0,04	462	±5	455	±83	-2
4.1	0,00	191	8	13,3	0,04	502	±8	539	±39	+7
7.1	0,07	442	8	27,8	0,02	455	±4	405	±30	-13

Продолжение таблицы

1	2	3	4	5	6	7		8		9
8.1	----	201	3	12,4	0,02	445	±4	524	±51	+16
1.1	---	227	12	13,8	0,05	442	±4	488	±37	+10
10.1	0,09	195	9	12,1	0,05	452	±4	503	±45	+11
9.1	0,63	161	5	10,1	0,03	456	±6	417	±116	-10
6.1	0,21	161	7	14,2	0,03	461	±4	424	±52	-9
2.1	0,21	161	6	10,3	0,04	461	±5	458	±56	-1
5.1	0,21	161	7	4,85	0,10	461	±5	389	±96	-19

### Выводы.

1. Методом SHRIMP-II датировано четыре магматических комплекса в Южном Улытау: актасский граносиенит-лейкогранитный  $640 \pm 6$  Ма, порфиroidный дацит-риолитовый  $666 \pm 11$  Ма, гнейсогранитный  $841 \pm 11$  Ма и гнейсовый  $748 \pm 8$  Ма. В процессе выполнения исследований установлено, что внешние каемки цирконовых зерен в некоторых комплексах имеют нарушенные U-Pb равновесия, связанные с воздействием на них молодых низкотемпературных процессов. Обилие таких каемок приводило наших предшественников, которые использовали классические методы анализа по навескам, к занижению возрастов и интерпретации «истинных» датировок по недостаточно достоверным дискордантным моделям.

2. Актасский граносиенит-гранитный и дацит-риолитовый комплексы имеют близкие возраста и одинаковый состав петрогенных элементов. Для них возможно применение термина «вулcano-плутоническая система». Гнейсо-гранитный комплекс, судя по циркону (призматические ритмично-зональные зерна и отсутствие в ядерных зонах «облачных» структур) имеет магматическое происхождение и не может быть интерпретирован как возможный субстрат вышеупомянутой вулcano-плутонической магматической системы.

3. Все изученные гранитные комплексы и порфиroidы хребтовой части Южного Улытау сложены кислыми и ультракислыми существенно калиевыми породами. Это свидетельствует о высокой зрелости коры в Южном Улытау в позднем Протерозое, сопоставимой с корой кратонного типа.

4. Вместе с тем, присутствие в регионе таких протерозойских комплексов, как карсакапайская свита метабазитового состава офиолитового происхождения и гнейсовая свита кристаллических сланцев и ортогнейсов бимодального известково-щелочного состава, предполагают существование в позднем Протерозое геодинамической обстановки в составе кратона (фрагмента кратона), субдукционной зоны и островной дуги (или активной континентальной окраины). Причем, калиевые гранитоиды, с одной стороны, и натровый бимодальный известково-щелочной комплекс, с другой стороны, находящиеся сейчас в пространственной близости, в первичном залегании находились на значительном удалении друг от друга. С петрологической точки зрения нахождение высококалиевых и высоконатровых магм в одно и то же время и в одном и том же месте не допускает иной версии, кроме принадлежности их к разным глобальным структурам с разной степенью зрелости коры. Сопряжение их в настоящее время в единой структуре обусловлено ордовикской аккрецией и дрейфом одной из них в направлении к другой.

5. Увязывая наш материал с существующими публикациями, можно сделать следующие палеогеодинамические выводы.

В период с 850 и по 600 Ма Улатау совместно с Тянь-Шанем представлял собой один из фрагментов распада суперконтинента Родинии. Этот фрагмент располагался между 30 и 45 градусами северной широты в северной части Палеоазиатского океана. С юга он был ограничен субдукционной зоной и энсиалической островной дугой [6], которая, как показывают наши данные, была активной до середины Сгуогеня периода (750 Ма) позднего Протерозоя. Аккреция дуги к кратонному фрагменту Тянь-Шань – Улытау (или ее самая поздняя фаза) имела место в среднем-позднем Ордовике (454 – 464 Ма). В позднем Ордовике и в раннем Силуре рассматриваемая территория состояла из маргинального шельфа Джунгаро-Балхашского океана и орогенической области, лишенной седиментов (наши данные, а также [7]).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Филатова Л.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И., Краснобаев А.А., Филлипович И.З. Проблемы геохронологии метаморфического комплекса докембрия Центрального Казахстана//М.: Наука. 1977. С. 46-66

2. *Антонюк Р.М., Евсеенко Р.Д., Исмаилов Х.К., Маслова И.Г.* Проблемы стратиграфии и метаморфизма докембрия и нижнего Палеозоя Улытау//Известия НАН РК. Серия геол. 2009. №3. С.4-18.

3. *Филатова Л.И.* Докембрий Улытау//М.: МГУ. 1962. С. 323.

4. *Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Сальникова Е.Б.и др.* Поздне-докембрийский магматизм Южного Улытау (Центральный Казахстан) // Доклады РАН, 2011.

5. *Ермолов П.В.* Новый взгляд на происхождение офиолитовых поясов Казахстана// Известия НАН РК. Серия геологическая. 2008. № 1. С. 76 – 85.

6. *Kheraskova T.N., Bush V.A., Didenko A.N., Samygin S.G.* Breakup of Rodinia and early stages of evolution of the Paleasian oceanic//Geotectonics. 2010,. V.44, N 1. P. 3-24.

7. *Filippova I.B., Bush V.A., Didenko A.N.* Paleozoic subduction belts: The leading factor in the formation of the Central Asian fold-and thrust belts//Russian Journ of Earth Sci. 2001. V. 3, N 2. P.405-426.

## ГЛАВА 4.

### Магматические уровни, вмещающие золотое оруденение в Северо-Казахстанской провинции (СКЗП) в раннем Палеозое

---

#### Введение

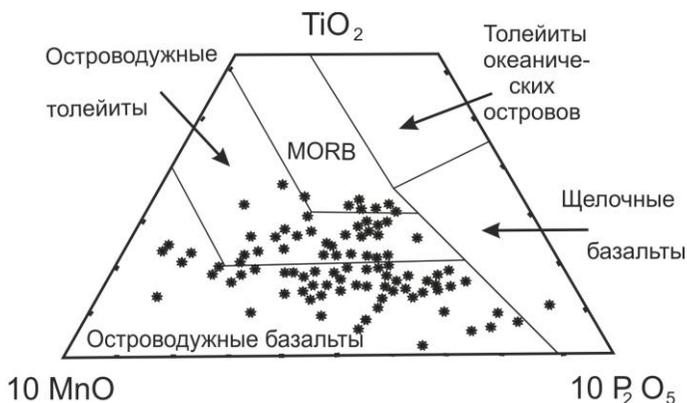
Рассматриваемая часть СКЗП охватывает восточную половину Кокшетауского срединного массива и примыкающую к нему с востока Селеты-Степнякскую островодужную систему. Кокшетауский срединный массив представляет собой сложную структуру аккреционного типа, состоящую из следующих террейнов [1,2].

1. Гнейсовый фундамент с седиментным чехлом, состоящим из черных сланцев, доломитов и метапесчаников. Формирование материальной основы гнейсового фундамента началось в позднем Архее и продолжалась до позднего Протерозоя ( $T_{DM} = 1,5-2,7$  млрд. лет, [3]). Величина  $\epsilon Nd(0)$  находится в области отрицательных значений (-10 -25), что характерно для докембрийских платформ [4]. Последняя стадия метаморфизма, с которой связана кардинальная перестройка Sm/Nd системы, имела место в раннем кембрии:  $524 \pm 2,5$  Ma [3]. Уран-свинцовые датировки цирконов [5] выявили основной кластер точек на конкордии в области  $530 \pm 7$  Ma. С учетом допусков, эту цифру можно считать одновозрастной с цифрой, полученной по самарий-неодимовой изохроне. Но, кроме того, выявилась обширная популяция древних реликтовых цирконов с возрастными от  $694 \pm 26$  Ma до  $1981 \pm 15$  Ma. Новейшие датировки геологов ГИН РАН [6,7] выявили на Кокшетау примерно такую же ассоциацию, что и наши датировки на Улытау. Это – высококалийевые гранито-гнейсы и такие же высококалийевые порфириды, которые совместно доказывают существование в позднем протерозое вулканоплутонических построек, скорее всего кратонного, типа. Возраст  $1156 \pm 4$  млн лет (гнейсограниты) и  $1136 \pm 4$  млн лет порфириды кууспекской свиты).

2. Островодужные террейны с офиолитами Венд-Раннекембрийского и Средне-Позднекембрийского возраста окаймляют гнейсовый фундамент с запада, севера и востока.

3. Весь этот сложный ансамбль террейнов прорван гранодиоритовыми и гранитными массивами, самый древний возраст которых [8], составляет 444 млн. лет ( $O_3$ ), а самый молодой – 400 млн. лет ( $D_{1-2}$ ). Следует отметить также опубликованную [9] рубидий-стронциевую изохрону с возрастом  $356 \pm 6$  Ма по гранитам Донецкого массива и наши данные о возрасте Алтыбайского массива ( $481 \pm 5$  Ма, см. ниже), расширяющие рамки тектономагматической активизации Кокшетаусского массива. При этом модельный возраст коры, оцененный по гранитоидам  $O_3$ - $D_3$  [10], «омолодился» на это время до 1-1,6 млрд. лет против 1,5-2,7 млрд. лет, оцененный только по гнейсовому фундаменту. Такое «омоложение» связано с вовлечением в магмаобразование коры континентального типа, разбавленной ювенильной океанической корой по принципу «амальгамации».

К востоку от Кокшетауского срединного массива располагается обширная вулканогенно-осадочная провинция, насыщенная интрузивами, главным образом, щелочноземельной серии и вмещающая главные золоторудные месторождения СКЗП. Геодинамический режим ее в раннем палеозое определяет специфика состава вулканических и интрузивных пород. На рисунке 4.1 показано положение раннепалеозойских (ордовик-силур) базальтов на диаграмме [11]. Подавляющее большинство из них принадлежит островодужным толейитам и островодужным базальтам щелочноземельной серии. Островодужный режим, существовавший на рассматриваемой территории в раннем Палеозое, аргументируется также проявлением дифференцированных базальт-дацит-риолитовых и габбро-диорит-гранитоидных серий.



**Рисунок 4.1. Геодинамическая позиция раннепалеозойских базальтов СКЗП ( $\text{SiO}_2 < 52\%$ ) по [10].**

В литературе за западной частью данной провинции закрепилось название Степнякская островная дуга, а за восточной частью, начиная от Ешкеольмесского блока – Селетинская островная дуга. Для краткости изложения всю территорию к востоку от Кокшетауского срединного массива мы будем именовать Селеты-Степнякской островодужной системой (или архипелагом). Установлено, что в раннем палеозое она и Кокшетауский срединный массив представляли собой единую структуру. Основание – присутствие древних ядер с возрастом от 1 до 3,8 млрд. лет в зональных цирконах Степнякского габбро-диоритового массива [12], залегающего в непосредственной близости от Кокшетауского срединного массива. Предполагается, что магма Степнякского интрузива на уровне образования и при движении к уровню становления дренировала и ассимилировала древние породы Кокшетауского срединного массива. Для такого заключения имеются следующие основания: на момент внедрения Степнякского массива (480 млн. лет) средний модельный Sm/Nd возраст коры центральной части дуги (на широте месторождений Аксу и Жолымбет) по 9 датировкам составлял 0.79 млрд. лет [13], тогда как для Кокшетауского массива диапазон колебаний модельных Sm/Nd возрастов на это же время составляет от 1 до 1,6 млрд. лет [10], а в точке расположения Степнякского массива – 1,2 млрд. лет [13]. При таком сходстве модельных возрастов Степнякского интрузива и Кокшетауского массива источником древних ядер в первом является древняя кора Кокшетауского массива. По мнению Н.Л.Добрецова и др. [1], Кокшетауский срединный массив в ордовике был вовлечен в тренч субдукцией океанической коры под Степнякскую островную дугу. Возможна и иная трактовка такого тесного срастания, например, с позиции аккреции островной дуги к шельфу континентальной окраины [14], что, однако, не меняет сделанного заключения об источнике древних цирконов. Подводя итог, отметим следующие геодинамические события, которые в совокупности предопределили появление в ордовике-силуре уникальной золоторудной провинции на севере Казахстана.

1. В Архее и Протерозое Кокшетауский срединный массив являлся частью древнего щита. В какое-то неустановленное время один из осколков этого щита превратился в Кокшетауский срединный массив в островодужном архипелаге.

2. В позднем Протерозое-Кембрии вследствие неоднократно проявленных коллизий происходило аккреционное наращивание Кокшетауского срединного массива за счет ювенильной коры, образованной в окружающих его островных дугах.

3. Самое масштабное приращение коры произошло в позднем Кембрии - Ордовике, когда Степняк-Селетинская островодужная система практически поглотила и Кокшетауский срединный массив и другие блуждающие осколки древнего щита.

4. Следствием перечисленных событий явилась, во-первых, амальгамация древней континентальной коры срединного массива мантийными магмами, а во-вторых, появление к востоку от него значительных объемов ювенильной коры. Именно с этими явлениями связано проявление на рассматриваемой территории интенсивного щелочноземельного магматизма и оформление пространственно и генетически связанной с ним золоторудной провинции.

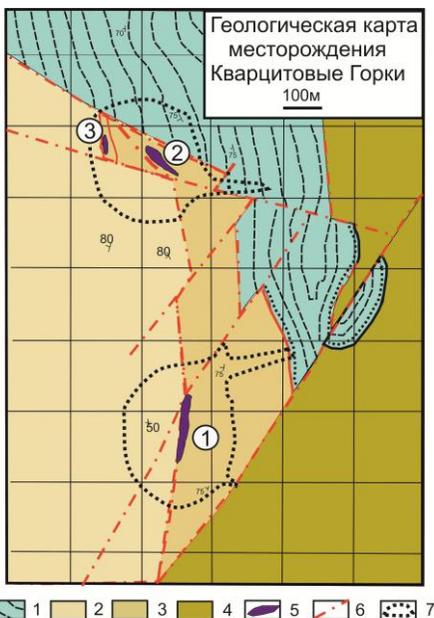
## **ЗОЛОТОРУДНЫЕ УРОВНИ**

### **4.1 *Кварцитогорский колчеданно-золоторудный уровень (средний Кембрий?).***

Данный уровень представлен одноименным месторождением и рудопроявлениями Брусиловским, Болотным, Большая Грива и др.

Кварцитогорское среднее по запасам месторождение (исторические запасы 51 тонна золота) расположено на юго-западном фланге рудного поля Аксу в тектоническом блоке в окружении пород аксуйской свиты. В 80-е годы при детальной разведке месторождения Аксуйской партией (Филипьев и др., 1972-1986ф) в составе аксуйской свиты выделялись три толщи (рис.4.2), а возраст ее  $\epsilon_{2,3}$  определялся по фауне во фтанитах рудоносной продуктивной толщи (радиолярии *Polyantactinia*, *Entactinia*, *Heioentactinia*, спикулы губок отряда *Triaxonida*, и водораслевые структуры, ), обнаруженные геологами МГУ (Спиридонов и др., 1983ф) и описанные Б.Назаровым как  $\epsilon_2(?)$ . В 90-х годах П.Ившиным в известняках из нижней подсвиты стратотипического разреза аксуйской свиты по сборам фауны геологами МГУ за пределами рудного поля был определен олентинский горизонт позднего тремадока  $O_1$ . Еще ранее работами ученых МГУ в 80-х годах было доказано, что рудовмещающая толща Кварцитогорского месторождения выделяется из состава аксуйской свиты и что такой толщи нет в

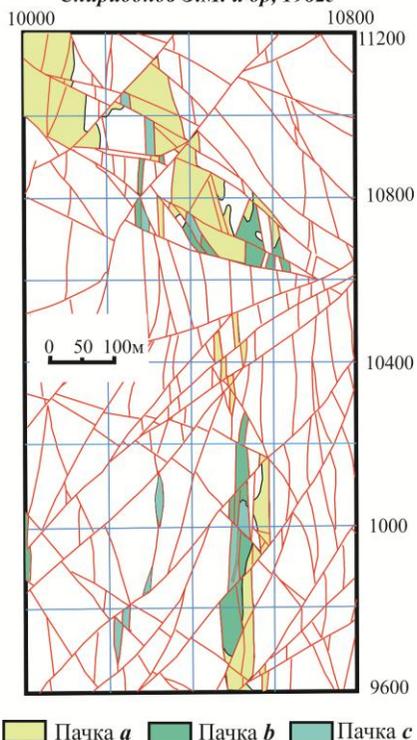
стратотипических разрезах. На Кварцитогорском месторождении эта толща не имеет нормальных стратиграфических контактов и повсеместно отделена от пород аксуйской свиты разломами (рис.4.3 ). Тогда этой толще был присвоен статус самостоятельной кварцитогорской свиты. Официальная версия возраста аксуйской свиты, принятая геологами управляющей компании ОАО «МГК Казахалтын» - ранний Ордовик. Вместе с этим, появилось четыре парадокса: 1) толща, в которой первоначально была определена среднекембрийская (?) фауна и которой был присвоен статус кварцитогорской свиты, вошла в состав раннеордовикской аксуйской свиты; 2) такая толща известна только на Кварцитогорском месторождении и ее нет во фрагментах, из которых составлен стратотипический разрез аксуйской свиты; 3) на месторождении отсутствуют прямые стратиграфические взаимоотношения аксуйской свиты с кварцитогорской, которая, по утверждению Э.Спиридонова, представлена только тектоническими блоками и клиньями (рис.4.3); 4) литологический состав кварцитогорской свиты, детально изученный Э.М.Спиридоновым и его коллегами, показывает резкое различие в составе обломочного материала в кварцитогорской и аксуйской свитах.



### **Рисунок 4.2. Схематическая геологическая карта месторождения Кварцитовые Горки.**

За основу взята карта М.П.Филиппева, 1986, м-ба 1:2000.  
1-поздний Ордовик (?): песчаники, конгломераты, алевролиты в флишоидном переслаивании; 2-4 – средний-поздний Кембрий, аксуйская свита: 2-надинтрузивная толща: разнообразные (от грубообломочных до пепловых) туфы базальтового, андезито-базальтового, андезитового состава, реже дацитовые туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты; 3- продуктивная толща: углеродистые кремнистые и глинистые алевролиты, углеродистые фтаниты, песчаники, углеродистые известняки, спонголиты, яшмоиды, кварциты; 4- нижняя подрудная толща: разнообломочные туфы базальтового и андезито-базальтового состава, андезитовые и андезито-базальтовые порфириды, смешанные туфы, тефроиды, туффиты, туфопесчаники; 5- рудные тела и их номера; 6- разломы; 7- карьеры.

Структура  
кварцитогорской свиты  
(поверхность)  
*Спиридонов Э.М. и др, 1982г*



**Рисунок 4.3. Размещение кварцитогорской свиты среднего Кембрия (?) и ее стратиграфических элементов на поверхности Кварцитогорского месторождения. Литологический состав пачек приведен в тексте.**

В составе кварцитогорской свиты Э. Спиридоновым ведено четыре пачки (снизу вверх): **a, b, c, d**.

Первая пачка  $\epsilon_2(?)a$  имеет существенно кремнистый состав и мощность около (или более) 90м. Состоит из тонкого переслаивания фтанитов, кремнистых пород, туфов мелабазальтов, туфов дацитов, пирит-углисто-глинистых сланцев, обогащенных молибденом. Присутствуют также димикститы и пирит-углисто-кремнистые алевролиты с тонкими прослоями и линзами фтанитов-радиоляритов-спонголитов, гидротермально-осадочных пирититов, гидротермально-осадочного хромита, туфов хромдиопсидовых базальтов и пикритов (источник хромита), реже, туфов дацитов. Подчиненное значение имеют тефроида смешанного состава, лидиты и туфы смешанного состава. Мощность около (или более) 90м.

- Вторая пачка  $\epsilon_2(?)b$ , постепенно надстраиваемая первую, сложена преимущественно теми же породами, что и пачка **a**. Отличие – широкое присутствие ритмично-слоистых фтанит-пирититов, повышенное общее содержание гидротермально-осадочного сферолитового пирита (до 15% объема против 3-5% в пачке **a**), наличие продуктивной золото-колчеданной минерализации и более высокое содержание глинистого материала.

- Третья пачка  $\epsilon_2(?)c$  (надрудная) сложена разнообразными терригенно-известковистыми породами, известняками, местами с существенным количеством туфового базальтового или дацитового материала, а также углеродистого или кремнистого вещества и пирита. Преобладающий окрас пород серый, зеленовато- и желто-серый, черный. Граница между второй и третьей пачками проводится по появлению существенных прослоев и линз известняков, песчанистых известняков, известковисто-глинистых сланцев.

- Четвертая пачка  $\epsilon_2(?)d$  сложена преимущественно тонкослоистыми пестроцветными алевролитами, туфоалевролитами, алевропесчаниками, аргиллитами. Граница между пачками 3 и 4 проводится по массовому появлению в 4 пачке красноцветных и пестроцветных алевролитов и туфоалевролитов и почти полному исчезновению известняков. Данная пачка не имеет видимых при-

знаков связи с золото-колчеданным оруденением, локализованным в основном, во второй пачке, поэтому на рисунке 3 она не показана.

- *Рудная минерализация.* Коммерческая минерализация представлена в основном криптозернистыми оруденелыми фтанидами. Они часто испещрены маломощными, в основном, микроспическими прожилками светлого кварца альпийского типа – картина в общем-то типичная для фтанидов, яшм, яшмо-кварцитов и других высококремнистых рудных формаций, например, железистых джеспилитов, гематит-браунит-яшмовых руд. Однако, в Кварцитогорском месторождении это широко распространенное природное явление послужило основанием для признания месторождения эндогенным штокверковым, образованным в результате березитизации кремнистых пород под воздействием крыккудукского интрузивного комплекса  $O_3$ . Доказательств прямой генетической связи с данным комплексом не было, но, поскольку хромыстые серициты из оруденелых березитов и лиственитов показывали калий-аргоновый возраст 450 и 459 млн. лет, то связь была объявлена парагенетической (Спиридонов и др., 1983ф). В этом случае можно указать на изотопные датировки 760, 615, 540, 480, 360 млн. лет, полученные [15] по галенидам месторождения. И серицитовые и галенитовые датировки не вносят ясность в вопрос и, скорее всего, отражают какие-то попутные эпизоды в длительной эволюции месторождения.

- Коммерческое оруденение охватывает практически всю вторую пачку (b) и незначительную нижнюю часть третьей пачки (c). Балансовые руды по кондициям 1986 года имели нижний уровень промышленно значимого содержания золота 4,9 г/т. По отношению к этому содержанию золото в рудных телах имеют линейное (слоевое) распределение, ориентированное субсогласно с почвой и кровлей рудного тела. Обогащенные золотом слои перемежаются с бедными и убогими слоями с содержанием золота вплоть до десятых долей г/т. Рисунок 4.4, построенный по результатам бороздового опробования вкрест простирания рудных тел, наглядно показывает линейную дискретность в распределении золота, в целом, согласную с почвой и напластованием вмещающих пород. Такие структурные взаимоотношения рудных тел с вмещающими породами хорошо видны на участках месторождения, где максимально сохранилась первоначальная геологическая обстановка, например, на южном фланге рудного тела № 1 (рис. 4.5). На других участках она значительно осложнена

тектоникой, например, в пределах северного фланга месторождения. Однако, устойчивый контроль оруденения со стороны пиритизированных черных графитистых пород, развитых в пачке **b**, отмечался разведкой повсеместно. Рудой являются минерализованные полупрозрачные серые, темно-серые до черных фтаниты с прослоями пирититов, кварц-серицитовых и кварц-серицит-хлоритовых сланцев, образованными по туффитам. Рудные тела подстилаются горизонтом пиритизированных черных графитистых пород, среди которых различаются как блестящие тонкоплочатые графитистые сланцы, так и массивные слои кремнисто-графитовых пород. Согласно нашим наблюдениям, формирование рудной минерализации начиналось массовым выпадением гидротермально-осадочного мышьяковистого пирита, с которым ассоциировали в меньших объемах хромит и арсенопирит. Она происходила на фоне глинистого и хемогенно-кремнистого седиментогенеза, которые периодически дополнялись садкой графита (о котором ниже). Уже начальная существенно пиритная минерализация несла в себе следы будущего комплексного коммерческого золотого оруденения в виде микровключений золота, блеклых руд, борнита и сфалерита в метастабильном сферолитовом пирите, который кристаллизовался в закалочном режиме. Присутствие микровключений ртутистого золота в сферолитовом пирите подтверждено и Э.Спиридоновым (1983ф. 1986ф). Максимальный всплеск пиритной минерализации имел место во время формирования пачки **b**, в которой содержание сферолитового пирита достигало 15% против 3-5% в пачке *a*. С этим же явлением мы связываем появление продуктивной золото-серебряной минерализации, т.е., резкое количественное и качественное изменение состава глубинного гидротермального флюида.

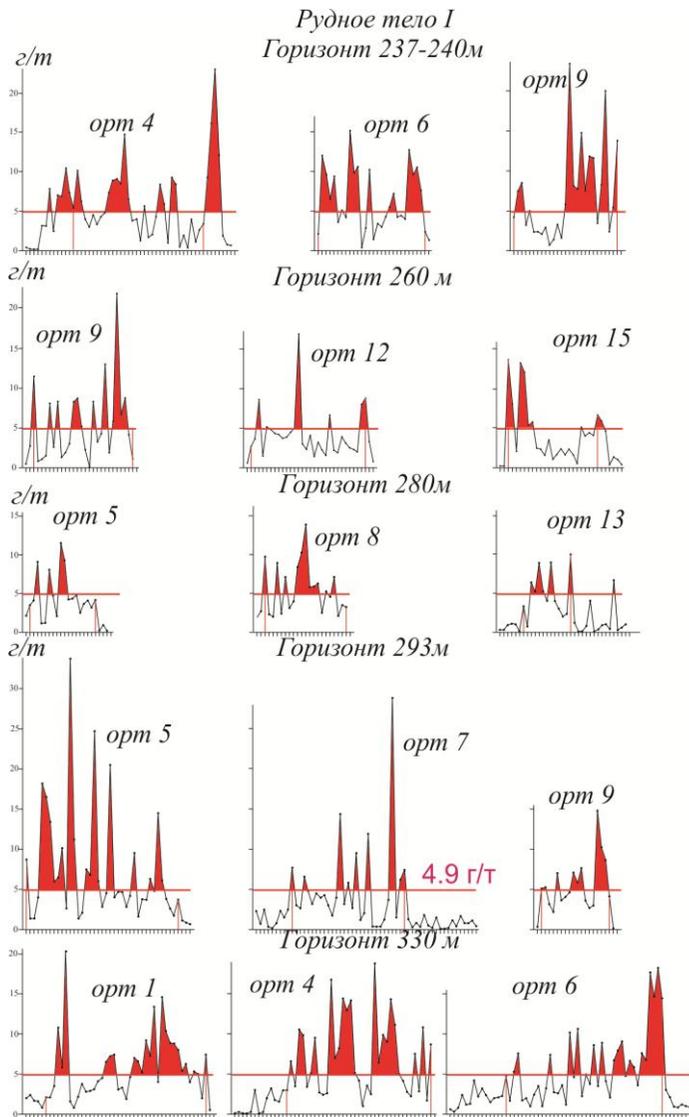
- Минеральный состав главных и сопутствующих рудных парагенезисов месторождения детально изучен Э.М.Спиридоновым в 80-х годах прошлого столетия. Им выделено четыре ассоциации: ранняя полиметаллическая – ранняя продуктивная (золото) – поздняя полиметаллическая – поздняя продуктивная (золото). Особенностью последней ассоциации является широкое участие ртути в составе самородного золота, антимонита и тетраэдрита. Состав главных рудных парагенезисов и их микроструктурные особенности не являются руководящим фактором при определении генезиса месторождения. Как показывают данные морской геологии, кристаллические золото-

содержащие сульфидные руды в ассоциации с обильным опалом не являются какой-то экзотикой в месторождениях, формирующихся на океаническом дне из минерализованного флюида. По благороднометаллому составу руды Кварцитогорского месторождения являются серебряными. Металльный баланс руд последнего подсчета запасов, утвержденного ГКЗ СССР в 1986 году в пересчете на 100% такой: серебро 49%, золото 24%, ртуть 27% .

- • *Обоснование стратиформного генезиса месторождения.*

- Аргументы, которые позволяют нам считать Кварцитогорское месторождение телетермальным (стратиформным), являются следующие.

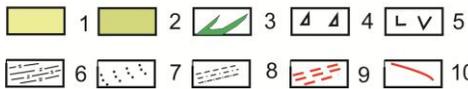
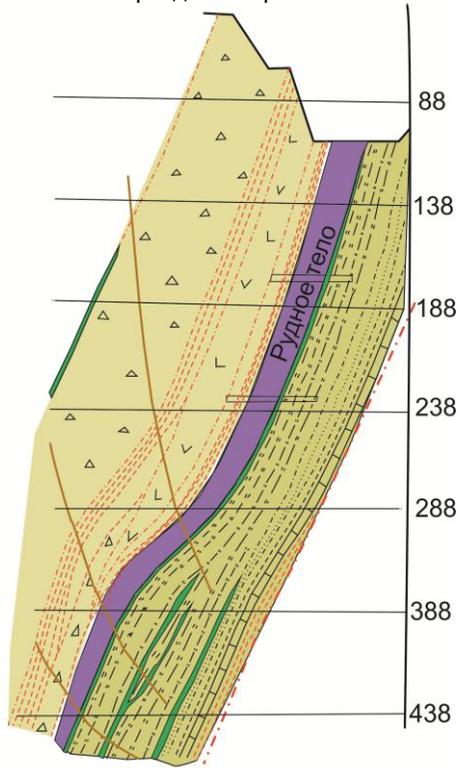
1. Оруденение приурочено к продуктивной пачке **b** кварцитогорской свиты. За всю историю месторождения с момента открытия и по сегодняшний день разведкой и эксплуатационными работами открыто 12 больших и малых рудных тел. Из них 11 рудных тел сложено минерализованными фтанитами кварцитогорской свиты. По данным разведки только шестое рудное тело сложено лиственитами по туффитам пачки **c**. Таким образом, 11 рудных тел из 12 известных на месторождении генетически связаны с пачкой **b** кварцитогорской свиты. Эти данные приводят к выводу, что с кремнистыми породами кварцитогорской свиты пачки **b** связаны 97% балансовых запасов месторождения.



• **Рисунок 4.4. Распределение балансовых запасов золота I и IV рудных тел Кварцитогорского месторождения в поперечных сечениях.**

• Градация на горизонтальной оси – метровые

- бороздковые пробы.



- **Рисунок 4.5. Разрез I-I через рудное тело I.**
- **Масштаб 1:1000. М.П.Филиппьев, 1985ф**

- 1- вулканиды надпродуктивной тощи: туфы андезитового и базальтового состава, редко лавы, известняки;
- 2- продуктивная осадочная толща: фтаниты, разнообразны сланцы, углеродистые известняки,
- 3- силловые дайки диоритовых порфиритов; 4- туфы смешанного состава;
- 5- туфы базальтового и андезито-базальтового состава;
- 6-фтаниты и прочие кремнистые и углеродисто-

- кремнистые породы; 7- песчаники; 8- переслаивание песчаников
  - и алевролитов; 9- тектонические сланцы;
  - 10-разведочные скважины.

• На приведенном разрезе (рис. 4.5 ) видно, что почва главного рудного тела 1 четко контролируется контактом рудовмещающих фтанитов и расположенных ниже по разрезу углисто-кремнистых и углисто-кремнисто-глинистых сланцев . Она подтверждена как буровыми, так и горными работами на глубину всего первого рудного тела , а в рудном теле 4 - от поверхности до горизонта 420-480 м.

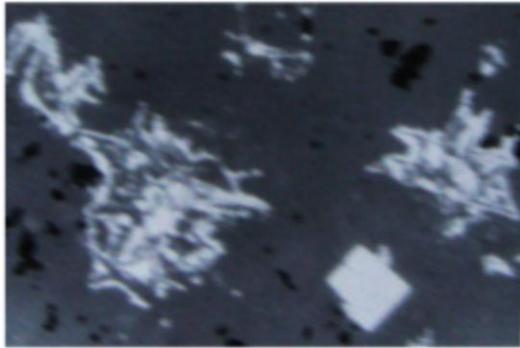
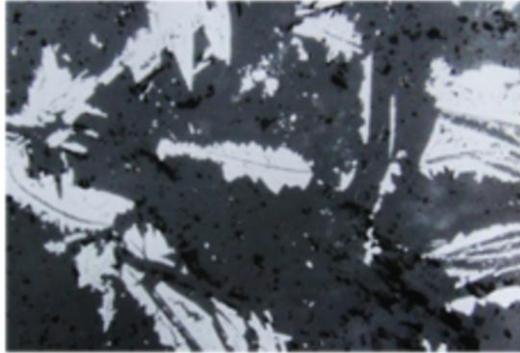
Указанные выше 12 рудных тел расположены на большой площади и разделены туфогенными породами проблематичного возраста, среди которых могут быть как фрагменты аксуйской свиты, так и верхних пачек кварцитогорской свиты. Э.Спиридонов с коллегами считали, что рудоносная кварцитогорская свита не имеет стратиграфических контактов с аксуйской свитой, а представлена тектоническими блоками и клиньями в них (рис. 4.3).. Такая тектоническая модель совершенно не работает на эндогенную гипотезу образования месторождения. Авторы при ее озвучивании отделились декларациями и не объяснили, каким образом эндогенный метасоматический процесс «рыскал и выискивал» блоки кварцитогорской свиты в море аксуйских вулканогенных осадков. Предложенная Э.М.Спиридоновым тектоническая модель на рисунке 4.3 годится только в том случае, если базируется на дезинтеграции уже сформированного стратиформного месторождения и тектонического размещения ее блоков и клиньев на разных уровнях аксуйской свиты. И в этом случае возможны два механизма: дизъюнктивный чистый и дизъюнктивный с переходом к механизму по принципу формирования олистостромовых или оползневых фаций.

2.Процесс рудообразования начинался с осаждения сферолитового пирита-марказита и скелетного арсенопирита. Представление о них дают рисунки 6 (левый снимок) и рисунок 4.7. Первый был обогащен мышьяком и сурьмой, второй – не изучен. Кристаллизация сферолитов происходила в закалочном режиме, о чем свидетельствуют их структуры и обилие микро- и нановключений мышьяковистых и сурмяных минералов, а также золота. Источником служила морская вода, обогащенная хемогенным кремнеземом и коллоидным сульфидным гелем. Закалочный режим кристаллизации позволяет предположить, что температура

окружающей среды была сопоставимой со средней температурой морской воды. Об этом свидетельствует и скелетный арсенопирит. Двойники его, обычно имеющие звездчатую 6-лучевую форму, являются типоморфными минералами осадков, бедных кислородом и богатых мышьяком [16, 17]. И, наконец, имеется достаточно свидетельств широкого участия таких же образований в рудах месторождений, формирующихся из горячего минерализованного флюида на дне океанов и морей.



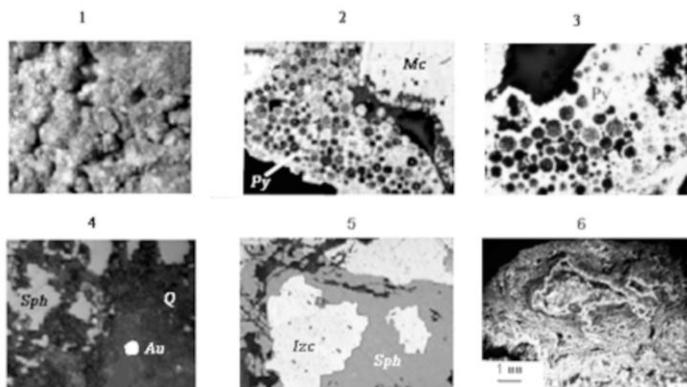
- 
- ***Рисунок 4.6. Ранний сферолитовый марказит, образованный из первоначальных коллоидных гелей (слева) и***
- ***поздний кристаллический пирит с марказитовым сферолитовым ядром и включенным в него золотом и сфалеритом.***
-



• ***Рисунок 4.7. Осадочный арсенопирит в продуктивной толще кварцитогорской свиты.***

• На рисунке 4.8 показаны примеры руд и рудных илов на поверхности геотермальных минерализованных океанических полей «курильщиков». В нашем случае некоторая часть сульфидов, арсенидов и других минеральных фаз, а также золота, находилась в первичном пирите-марказите в форме нановключений размером десятки Ангстрем (первые нанометры). Такая форма нахождения золота и арсенопирита в метастабильном пирите ранних стадий формирования месторождений доказана, например [11]. Размещение золота в современных рудах, оцененное Э. Спиридоновым в первом рудном теле, имеет такой баланс: пирит без разделения 75,2%; остальные 9 рудных и нерудных минералов вмещают вросстки золота в сумме 24,8%. Такие же расчеты, выполненные для руд IV тела, показали, что

основным носителем является также пирит 60%, причем из этого объема на мышьяковистый сферолитовый пирит приходится 84%. Эти данные косвенно подтверждают наше предположение, что при закалочной кристаллизации сферолитового пирита значительная часть золота находилась в нем в виде нанодисперсных включений, не связанных с кристаллической решеткой пирита.



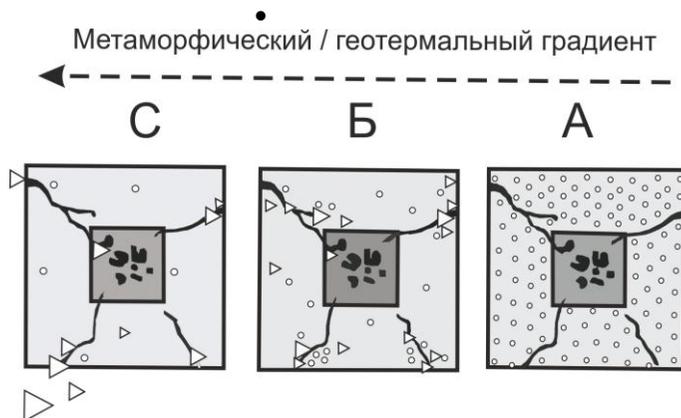
**Рисунок 4.8. Минералогия гидротермальных полей. Центрально-Атлантический хребет 13° 31' северной широты [18].**

- 1-почечный пирит, общий вид; 2- то же, в полированном шлифе,
- поле Семенова (Py-мелкозернистый сферолитовый пирит, Mc-марказит); 3-сферолитовый пирит в марказитовой матрице, полированный шлиф, поле Логачева; 4-5- полированные массивные сульфидные руды, поле Логачева
- (Q-опал, Au-золото, Izc- изокубанит, Sph – сфалерит);
- 6- донные минерализованные илы.
- Вся дальнейшая история формирования Кварцитогорского месторождения может быть описана такими моделями.
- А. Прогрессирующий подъем геотермы на площади формирования будущего стратиформного месторождения, особенно при отсутствии сильных донных течений, создает P-T условия для выделения из горячих сульфидных гидротермальных гелей не только закалочных сферолитовых смесей, но и самостоятельных кристаллических фаз большинства сульфидных минералов и золота.

Возможность такой обстановки доказана мировым сообществом при изучении рудных месторождений, формирующихся на дне океанов с участием черных и белых курильшиков. Примеры полнокристаллических массивных сульфидных руд, поднятых драгами с геотермального поля Семенова Российской экспедицией [18,19], частично показаны на рисунке 8-4 и 8-5. Китайская океанографическая экспедиция по возвращении из рейса в 2011 году доложила Правительству об открытии 28 новых рудных месторождений на дне Атлантического и Индийского океанов. Исходя из принципа подобия, можно предположить, что если морские геотермальные минерализованные площади формируются на дне океанов сейчас, то почему им бы не быть и в Кембрии. Тогда и кора была тоньше и мантия (основной источник золота и ртути) была разогрета сильнее.

- Б. Возраст Кварцитогорского месторождения по разным оценкам колеблется от 450 до 500 млн. лет. За это время оно испытало энное количество разного рода тектонических деформаций, перепадов температурного градиента, давлений. Можно перечислить лишь те эпизоды, которые очевидны: погребение более молодыми осадками, мощность которых измеряется километрами, диагенез и зеленосланцевый метаморфизм, аккреция островодужных структур, которая всегда сопровождается коллизийными процессами и подъемом геотермального градиента, внедрение крыккудукского батолита, с которым, опять же, связано появление в коре горячих площадей и стрессов орогенического характера и т.д. Все это время месторождение преобразовывалось, отходя от своего первоначального образа. То, что мы сейчас наблюдаем в рудном теле № 1, это лишь фрагмент первичного облика, сохранившийся до наших дней. Выше упоминалось, что сферолитовый пирит-марказит и скелетный арсениопирит при образовании в закалочном режиме находились в метамиктном состоянии. По количеству даже то, что от него сохранилось сейчас, на порядок превышает количество остальных рудных минералов. Преобразование месторождения заключалось прежде всего в преобразовании метастабильных форм сульфидов в невариантные формы, т.е., кристаллические пирит и арсениопирит II и III генераций в схеме Э. Спиридонова. Этот процесс сопровождался освобождением нано- и микровключений и выход их во внешнюю среду, где они формировали собственные кристаллические формы, иными словами, формирова-

ли наблюдаемые ныне состав и структуру рудных тел. Фото на рисунке 4.6 справа наглядно демонстрирует сказанное, а схема, показанная на рисунке 4.9, объясняет как происходило такое преобразование.



**Рисунок 4.9. Схематическая диаграмма, иллюстрирующая перераспределение и концентрирование невидимого золота в сульфидных / арсенидных минералах в Богосу-Престе золоторудном районе Ганы [17]:**

- А-твердый раствор невидимого золота в сульфидных / арсенидных минералах; В—перераспределение и концентрирование коллоидного и микрокристаллического золота в трещинах и микропустотах; С – миграция золота за пределы сульфидного / арсенидного минерала.
- Подводя итог, укажем, что мы рассматриваем минералогические парагенезисы рудных тел (прежде всего №№ I и IV) как итог нескольких процессов, из которых два являются доминирующими: образование на морском дне рудных залежей из кремнисто-сульфидных высокотемпературных гелей и преобразование этих рудных залежей под воздействием внешних факторов в течение 500 или более млн. лет.

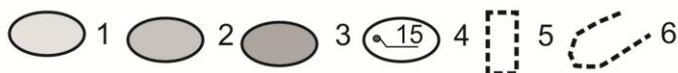
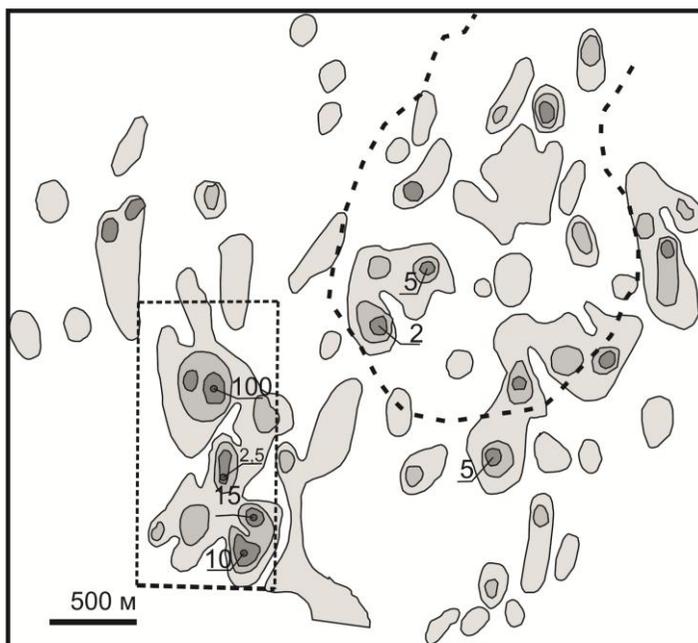
3. Главной особенностью Кварцитогорского месторождения, отличающей его от всех остальных золоторудных объектов региона, является высокое содержание ртути. При разведке 1972-1985 гг. в рудных телах ниже горизонта 300 м (IV рудное

тело) и 380 м (I рудное тело) были подсчитаны запасы золота средним содержанием 5,7 г/т, ртути средним содержанием 5,1 г/т. При этом среднее содержание кремнезема определено в руде 67,44% (первое рудное тело) и 80,4% (четвертое рудное тело). Кремнекислый состав руд привел разведчиков к выводу, что месторождение образовано вследствие березитизации фтанитов под воздействием массивов крыккудукского комплекса, обнажающихся вблизи. Но первичные ореолы ртути опровергают это: на аксуйском рудном поле целиком расположенном в крыккудукском комплексе и изобилующем золотоносными кварцевыми жилами, ртути почти на два порядка меньше, чем на поверхности Кварцитогорского месторождения (рисунок 4.6). Кроме того, из рисунка не ясно, то-ли гранитоиды обогащаются ртутью за счет аксуйской свиты, то-ли свита обогащается за счет гранитоидов. Первая версия более убедительна, учитывая полукольцевое размещение ореолов ртути в эндоконтакте массива.

Данные по распределению ртути на Кварцитогорском месторождении указывают на то, что ртуть не является проходящим металлом, поток которого происходил постоянно и не зависел от рудного процесса, при котором формировалась месторождение. Анализ первичных поверхностных (рисунок 4.10) и подземных ореолов рассеяния ртути, выполненный Э.Спиридоновым (1983ф), выводит на такую закономерность: *содержание ртути в балансовых рудах - сотни и первые тысячи г/т, в забалансовых рудах – десятки и первые сотни г/т, во вмещающих породах – единицы и первые десятки г/т.* Эта закономерность прямо указывает нам на то, что ртуть входила в состав сложного рудного флюида и являлась попутчиком золота..

Известно, что ртуть имеет не коровое происхождение и крыккудукский комплекс, сложенный на 95-98% гранитоидами, не может быть причиной заражения руд кварцитогорского месторождения этим металлом. Ртуть поступает в литосферу из мантии в результате ее дегазации. Это - так называемое, ртутное дыхание Земли. Также известно, что основными проводниками потоков ртути из мантии в кору и в атмосферу являются вулканы и рифты Земли. В Кварцитогорском месторождении соединились два признака, удачно дополняющих друг друга: аномально высокий фон ртути и графитистый состав фтанитов. Последние формируются на абиссальных глубинах океанов и поверхност-

ная органика не может быть причиной их графитистого состава. Более того, как свидетельствует наука, поверхностной органики в Кембрии не существовало вовсе. А вот вулканы и рифты поставляют в океан в составе сложных флюидов и ртуть, и метан. Метан усваивается бактериями, которые на основе метанотрофного синтеза формируют органические пищевые цепочки [20]. Отмирая, бактерии и планктон, обогащают илы углеродом. Следует также указать, что мантия Земли является неиссякаемым источником также и золота.

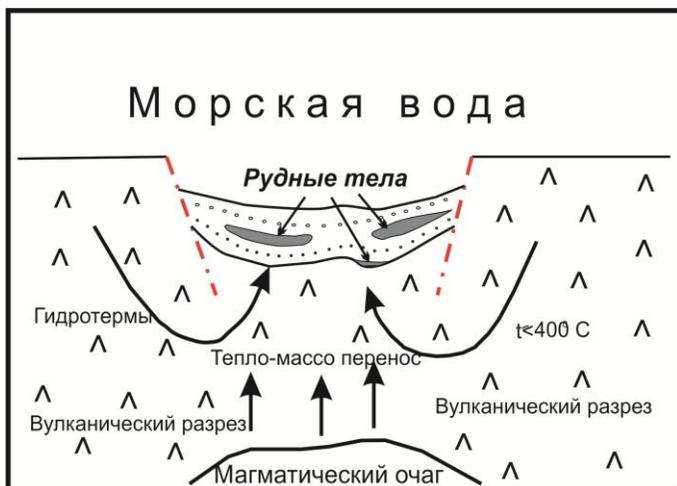


- **Рисунок 4.10. Первичные ореолы рассеивания ртути на Акхуйском и Кварцитогорском рудных полях.**
- 1-4 содержание ртути в г/т: 1 - 0.03-0.05; 2 - 0.3; 3 - 1;
- 4-более 1 г/т (цифры указаны на чертеже); 5-Кварцитовые Горки;
- 6- Акхуйское рудное поле

4. Важным свидетельством стратиформного генезиса Кварцитогорского месторождения является отсутствие зональности в рудных телах. В эндогенных месторождениях такая зональность присутствует практически всегда. Причины ее возникновения следующие: существование градиента по температуре и давлению, разные концентрации и разная подвижность металлов. В результате появляются полиметалльные телескопированные вертикальные первичные ореолы протяженностью сотни метров. В качестве примера можно указать на вертикальную зональность золото-медно-порфирового месторождения Нурказган.

- В Кварцитогорском месторождении по свидетельству Э. Спиридонова, первичные ореолы рассеивания изучались в рудных телах II и IV на горизонтах 210, 240, 300, 306, 323, 352, 360, 420, т.е. на 210 метрах по вертикали. В результате был получен огромный массив графика, который привести здесь не представляется возможным. Важен вывод: фактический материал свидетельствует об отсутствии сколько-нибудь значимой вертикальной геохимической зональности, включая абсолютные (и максимальные) значения содержаний Au, Ag, Hg, Tl, Cd, Pb, Cu. Данные разведки показывают, что в рудном теле 1 от поверхности до глубины 720 м (за исключением 40 м. в верхней части в зоне окисления) содержание золота в принципе не меняется даже там, где мощность рудного тела сокращается вдвое (интервал 660-720 м). Такая же закономерность отмечена и в рудном теле IV. Причины этого кажущегося противоречия кроются в не верной оценке генетического типа месторождения. С позиций стратиформного генезиса все становится на свои места: современная глубина рудных тел становится их длиной, длина – шириной и только мощность остается истинной мощностью. Какую зональность можно уловить при вертикальной мощности рудного тела от 10 до 30 м? Но как показывают материалы Э. Спиридонова, ее не было и по длине. Это тоже понятно, потому что осаждение металлов из хемогенной рудно-кремнеземистой смеси происходит из значительно гомогенизированного водного раствора. Это – первое. Второе: формирование рудных залежей происходило при низких температурах и при постоянном давлении, которое существует на океанских и морских глубинах. Выше было указано, что важнейшим фактором разгона металлов являются градиенты среды по температуре и давлению. Какой градиент может быть над формирующейся за-

лежью мощностью первые десятки метров, над которой километровой (или более) слой воды? Сказанное выше можно продемонстрировать на простейшей принципиальной модели (рис. 4.11), которую мы пока не в состоянии детализировать из-за недостатка материала.



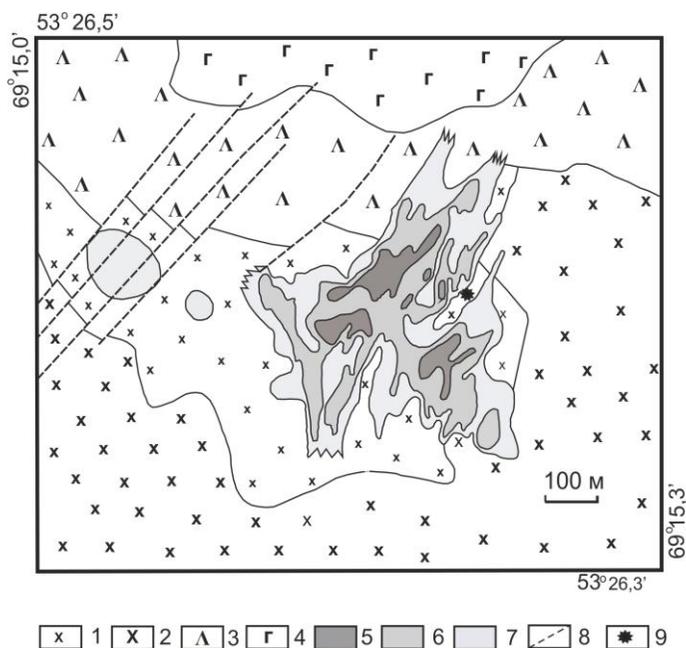
**Рисунок 4.11. Простейшая из возможных моделей формирования Кварцитогорского месторождения.**

#### **а. Кварцево-жильные золоторудные уровни $O_1-S$**

Главные промышленные месторождения золото-кварцевого типа СКЗП пространственно тесно ассоциируют с ореолами развития интрузивов габбро-диорит-тоналит-плаггиогранитного и монцодиорит-гранодиоритового состава, которые на ранней стадии изучения Селеты-Степнякской островодужной системы объединялись в единый крыккудукский комплекс  $O_3$ . В 90-х годах прошлого столетия Э.М.Спиридонов выделил из крыккудукского комплекса раннюю фазу «степнякитов» и доказал связь главного золотого оруденения с ней. Наиболее полная аргументация данного тезиса дана в [21]. Позднее изотопно-геохронологическими методами было доказано [22], что между внедрением «степнякитов» и главной фазой крыккудукского комплекса имел место временной разрыв, который Rb-Sr изохронным методом определялся в 39 млн.

лет, а U-Pb локальным изотопным методом по циркону (SHRIMP-II) – в 16 млн. лет. На основании этих данных «степнякиты» были выделены нами в самостоятельный степнякский комплекс. Дальнейшее изотопное изучение интрузий степнякского комплекса на главных рудных полях провинции и, что очень важно, в разных лабораториях (Германия, Китай, Россия), выявило изотопную дискретность степнякского комплекса и объективную необходимость расчленения его на два комплекса: раннестепнякский и позднестепнякский.

*Раннестепнякский золото-кварцевый уровень.* Интрузивные породы данного уровня являются вмещающей средой для золотоносных кварцевых жил и штокверков на рудных полях Васильковском (рис. 4.12) и Степнякском.



**Рисунок 4.12. Схематическая геологическая карта Васильковского месторождения**

1-гранодиориты роговообманковые с порфиробластами серого калишпата; 2- гранодиориты роговообманковые с порфиробластами розового калишпата; 3-габбро-диориты, кварцевые диориты; 4-роговообманковые габбро-диориты;

5-рудные столбы; 6-промышленные руды; 7-общий контур золоторудной минерализации; 8- разрывные нарушения установленные; 9- место отбора пробы на изотопные исследования.

Месторождение Васильковское залегает в серых порфиро-бластовых гранитах Алтыбайского массива. В общем контуре золотоносности геологами Васильковского ГОКа выделяются контуры промышленной золотоносности и рудные столбы. Южнее и восточнее серых гранодиоритов развиты они же, но с красным кали-натровым полевым шпатом, который геологи ГОКа считают признаком дорудной калишпатизации. В северной части рудного поля развиты диориты и габброиды. По состоянию на 2007 год совокупные запасы месторождения составляют сотни тонн. Это – одно из самых крупных золоторудных месторождений, поэтому любая новая информация об условиях его формирования и возрасте становится поисковым признаком на открытие таких же крупных месторождений. Из [23] известно, что промышленная минерализация на месторождении тяготеет к зонам развития прожилковых руд, сложенных кварцем, арсенопиритом и смешанного кварц-арсенопиритового состава. Золото мелкое. Статистическая обработка размерности золота в серии наших шлифов (84 знака золота) дает такие результаты: менее 1 микрона 18%, от 1 до 10 микрон 67%, от 10 до 30 микрон 12% и от 30 до 50 микрон 4%. Главным рудным минералом является арсенопирит.

Возраст серых роговообманковых гранодиоритов определялся по навеске циркона, выделенного из них, в Изотопном центре ВСЕГЕИ (Ст.-Петербург) по методике SHRIMP-II. KL-изображения внутреннего строения циркона и расчет возраста на конкордии показаны на рис. 4.13. Из него видно, что ядра во всех зернах сложены «облачным» цирконом метаморфического происхождения. Возраст их не определялся. Обращаясь к работе [5], можно предположить их возраст в диапазоне от Палеопротерозоя до раннего Кембрия. Время магматической кристаллизации гранодиоритов определялось по внешним каемкам, имеющим магматическую ритмичную зональность. Данные анализа приведены в таблице 4.1 и на врезке-диаграмме рисунка 4.13. Дискордантность по свинцу, приведенная в крайней правой колонке таблицы, удовлетворяет самым строгим мировым требованиям. Возраст гранодиоритов  $481 \pm 4,1$  млн. лет – ранний Ордовик, Тремадок. Эта цифра является временем кристалли-

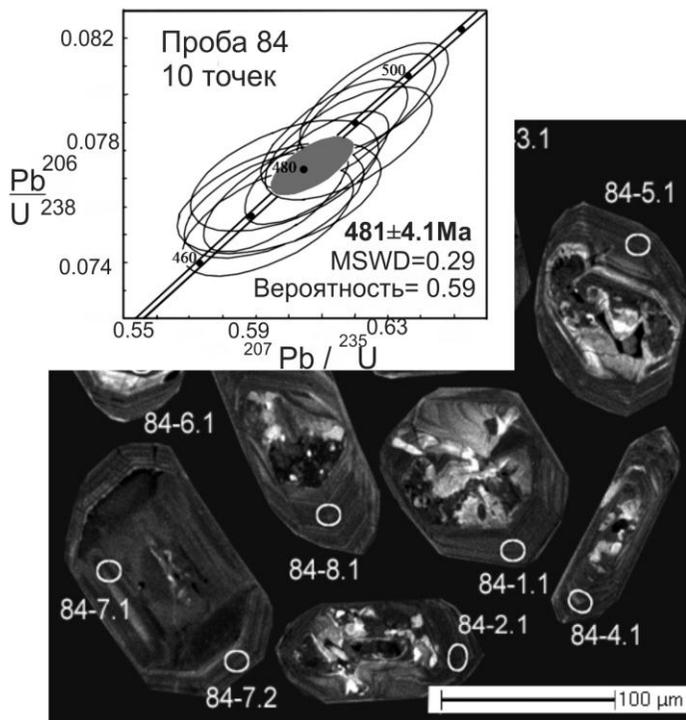
зации серых бластопорфировых гранодионитов и нижней возрастной границей месторождения.

Таблица 4.1. Данные изотопно-геохронологического анализа циркона пробы 84 методом SHRIMP-II

№ точки	<sup>206</sup> Pb, % общий	U, г/т	Th, г/т	<sup>206</sup> Pb, г/т радиоген.	<sup>206</sup> Pb/ <sup>208</sup> U млн. лет	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb млн. лет	Дискордантность, %
1	2	3	4	5	6	7	8
1.1	0.09	1927	383	130	485.7±4.9	503±29	3
2.1	0.12	2079	265	138	478.8±4.8	465±36	-3

*Продолжение таблицы 4.1.*

1	2	3	4	5	6	7	8
3.1	0.14	2028	350	133	472.9±4.8	482±34	2
4.1	0.12	2957	909	203	495.1±4.9	486±23	-2
5.1	0.09	2110	327	138	474.1±4.7	478±24	1
6.1	0.13	3268	1669	221	487.5±4.8	479±23	-2
6.2	0.26	1697	342	112	474.1±4.9	482±40	2
7.1	0.01	2815	5222	192	492.8±4.9	488±20	-1
7.2	0.09	1984	430	129	469.1±4.8	493±32	5
8.1	0.05	2693	517	179	480.4±4.9	493±22	3



**Рисунок 4.13. Конкордия пробы 84 из гранодиоритов Васильковского месторождения и внутренняя структура исследованного циркона.**

Месторождение Степняк приурочено к группе малых интрузий, расположенных на западном крыле Степнякского синклинория, непосредственно примыкающего к Кокшетаускому массиву. Крайний к востоку интрузив, на котором частично расположен пос. Степняк, вмещает основную массу золотоносных кварцевых жил. Размеры его 0.7x0.5 км. Золотоносные кварцевые жилы располагаются как внутри массива, так и в его южной, восточной и северной экзоконтактной зонах.

По данным В.С. Коптева-Дворникова схема формирования месторождения выглядит так (от молодых к древним): 1) золотоносная кварцево-жильная фаза; 2) диорит-порфиры и спессартиты; 3) аплиты и микрограниты; 4) гранодиориты; 5) кварцевые диориты; 6) кварцевые монцо-габбро и монцо-

нориты. Как видим, формально набор пород здесь такой же, как на Васильковском рудном поле. Отличие заключается в обилии на Васильковском поле гранодиоритов, их более высокая щелочность и порфиробластовые структуры, что связано с иными геодинамическими особенностями становления Алтыбайского массива.

Нами в 1997 году произведено опробование гранодиоритов, кварцевых диоритов и габброидов и выполнены аналитические исследования на элементную геохимию и изотопию самария и неодима в Германии и в Китае [12, 13]. Результаты сведены в таблице 4.2. Нормирование приведенных в таблице значений к содержанию этих же элементов в нижней и верхней коре [24] показывает вероятность происхождения магматических расплавов из нижней коры, обогащенной кремнеземом. Природа такого обогащения видна из анализа самарий-неодимовых систем трех образцов (табл. 4.3).

Таблица 4.2 - Главные (вес.%) , редкие и редкоземельные элементы (ppm) в породах Степнякского массива.

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ппп	Сум- ма
1	53.27	1.19	14.55	10.1	0.16	7.86	9.51	2.58	1.34	0.24	1.03	101.8
2	56.02	0.97	17.46	8.86	0.15	4.60	8.26	3.15	1.54	0.30	0.92	102.2
3	65.21	0.49	14.79	4.72	0.01	2.54	4.45	3.4	2.32	0.16	1.42	99,51
	Rb	La	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Ho	Tm	Yb	Lu
1	40	13.9	4.18	18.8	4.49	1.16	2.98	0.66	0.78	0.29	1.83	0.236
2	28	22.4	4.90	21.1	4.55	1.28	3.05	0.63	0.72	0.28	1.81	0.240

1- кварцевый габбро-норит; 2- кварцевый диорит; 3- гранодиорит

Таблица 4.3 - Sm-Nd изотопные данные пород Степнякского массива

	Nd, ppm	Sm, ppm	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	ε <sub>Nd(t)</sub>	T <sub>DM</sub> Ga
1	18.8	4.49	0.143830	0.512485	0.04	1.208
2	21.1	4.55	0.131066	0.512406	-0.76	1.167
3	15.80	3.02	0.1155	0.512330	-1.0	1.100

Из таблицы 4.3 следует, что характеристика  $\epsilon_{Nd(t)}$  у монцогаббро близка к нулю, а у диоритов и гранодиоритов имеет отрицательное значение, что свидетельствует о вкладе древнекорового материала в магматический очаг. Таким древнекоровым материалом являлась кора Кокшетауского массива. Как будет показано ниже, величина  $\epsilon_{Nd(t)}$  в магматических комплексах внутренних областей Степняк-Селетинской островодужной системы, сформированных на основе ювенильной коры, иная. Вторым подтверждением влияния вещества Кокшетауского микроконтинента на очаги Степнякского массива является модельный возраст ( $T_{DM}$  в табл.4.3). Он находится в пределах 1,1-1,21 млрд. лет, тогда как магматические породы внутренних областей Степняк-Селетинской островодужной системы имеют модельный возраст не выше 0.8 млрд. лет. Третьим подтверждением гипотезы ассимиляции очагами раннестепнякского комплекса материала Кокшетауского массива в данном районе СКЗП являются возраст и структура циркона. Полученные возраста приведены в таблице 4.4. Внешние каемки зональных цирконов дают возраст магматической кристаллизации диоритов. Он совпадает с возрастом гранодиоритов из рудного поля Васильковского месторождения. Возраст реликтовых ядер колеблется в широких пределах: от 983 до 3890 млн. лет. Обращаясь теперь к работе [5] видим, что диапазон возрастов до 2млрд. лет, присутствующий в метаморфических породах Кокшетауского массива, присутствует и в ядрах диоритов Степнякского массива. Но кроме того, выявлены ядра Палеоархейского времени, указывающие на принадлежность Кокшетауского массива к фрагменту древнего кратона.

Таблица 4.4. Возраст циркона из диоритов Степнякского массива [12]

№ образца	U, ppm	Th, ppm	206/238 возраст ±	207/235 возраст±	207/206 возраст ±
<b>Внешние каемки зональных кристаллов</b>					
St11-1.1	2370	4872	480±5	481± 5	484± 9
St11-2.1	1434	3027	482±5	483± 5	485± 10
St11-2.2	1351	1865	480± 5	481± 7	483± 27
St11-5.1	219	193	480± 5	483±11	495± 56
Средний			480,5± 5	482±7	486,75±25

<b>Внутренние области зональных кристаллов</b>					
St11-3.1	1621	673	991±10	989± 7	983± 5
St11-4.1	900	79	3570±29	3741±11	3841± 1
St11-4.2	2159	568	3890±31	3889±11	3888± 1
St11-6.1	700	955	1924±18	2044±10	2168± 5
St11-7.1	751	20	983±10	983± 8	982± 11
St11-8.1	1561	807	1535±16	1532±10	1528± 4
St11-9.1	1533	415	2126±22	2260±11	2383± 2
St11-11.1	1348	189	2545±25	2631±11	2698± 2
St11-12.1	586	159	2026±21	2209±11	2384± 4

Средняя дискордантность по свинцу в верхней группе анализов 0,6%, в нижней группе - от 0.1 до 8,8% (обе группы - ниже допустимого мирового уровня 10%).

*Позднестепнякский золото-кварцевый уровень.* Магматические породы данного комплекса являются вмещающей средой для кварцевых жил на месторождениях Аксу, Жолымбет, Теллур.

Рудное поле Аксу занимает площадь свыше 12 км<sup>2</sup>. Текущие запасы золота (балансовые, забалансовые и ТМО) составляют десятки тонн. Промышленная добыча ведется открытым и подземным способами на двух типах рудных тел: кварцевых жилах и мегаштокверке. Кварцево-жильные тела отработаны до глубины 100-150 метров. Мегаштокверк представляет собой участок гидротермально-измененных тоналитов между шахтами №№ 40 и 38 с рассеянной сульфидной минерализацией, маломощными кварцевыми прожилками и бедной золоторудной минерализацией. Прогнозные запасы мегаштокверка М.П.Филипьев (1981ф) оценивал в 500 тонн, содержание от 0.5 до 1,5 г/т. Руда перерабатывается способом чанового выщелачивания. Обнаженность на рудном поле практически нулевая. Изучение месторождения и формирование представлений о последовательности внедрения магматических пород и стадиях оруденения осуществлялось в процессе разведки и добычи. Самой полной и сегодня является карта М.П.Филипьева, 1986г.

На месторождении Жолымбет схема развития магматизма исторически считалась такой же, как и на Аксу. Магматические породы, с которыми связана золоторудная минерализация, выделялись вначале в составе крыккудукского комплекса, затем как

«степнякиты» [21], а в последнее время – как самостоятельный степняцкий комплекс [22].

Последовательность внедрения пород позднестепняцкого комплекса, с учетом данных М.П.Филиппьева (1986ф), такая (от молодых к древним): кварцевые жилы – постгранитные дайки кислого и основного состава – плагиограниты – тоналиты – диориты и кварцевые диориты – габбро и габбро-нориты. С учетом новых изотопно-геохронологических датировок появилась объективная необходимость расчленения бывшего единого степняцкого комплекса на два: позднестепняцкий комплекс и вышерассмотренный раннестепняцкий комплексы. Состав петрогенных, редких и редкоземельных элементов позднестепняцкого комплекса приведен в таблице 4.5. Все образцы отобраны из породных отвалов шахты 38.

Таблица 4.5 - Главные (вес.%) , редкие и редкоземельные элементы (ppm) в породах позднестепняцкого комплекса из северной части Аксуйского рудного поля.

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ппп	Сум- ма
1	55.23	1.00	17.43	7.41	0.11	4.49	7.17	4.27	1.29	0.27	1.78	98.9
2	60.54	0.59	16.76	6.60	0.12	2.77	6.27	3.58	1.38	0.09	0.87	99.57
3	64.45	0.59	15.57	4.32	0.08	2.57	4.01	4.49	2.56	0.16	1.78	99.0
4	67.92	0.43	16.20	3.49	0.04	1.86	3.85	4.59	1.98	0.15	<0.1	100.8
	Rb	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Ho	Tm	Yb	Lu
1	25	16.2	34.8	19.9	4.44	1.3	4.15	0.55	0.56	0.21	1.26	0.192
3	37	19.0	39.6	17.8	3.26	0.97	2.59	0.32	0.31	0.12	0.79	0.130
4	40	19.8	33.2	14.3	2.41	0.76	1.51	0.25	0.24	0.09	0.59	0.082

**Примечание.** 1,2 – диориты; 3- гранодиорит; 4- плагиогранит. Образцы 1,3,4 анализированы в аналитическом центре Геттингенского университета, Германия. Образец 2 анализирован в аналитическом центре Федеральной Геологической Службы Германии в г. Ганновере .

Нормирование приведенных в таблице 4.5 значений к содержанию этих же элементов в нижней и верхней коре [24] показывает большую вероятность происхождения магматических расплавов из нижней коры, заметно обогащенной базитовым компонентом. Эта особенность магматического очага позднестепняцкого уровня от его предшественника доказывается Sm-Nd изотопией. В таблице 4.6 приведены результаты изотопных исследований образцов позднестепняцкого уровня в анали-

тических центрах Геттингенского и Мюнхенского университетов, Германия [12, 13].

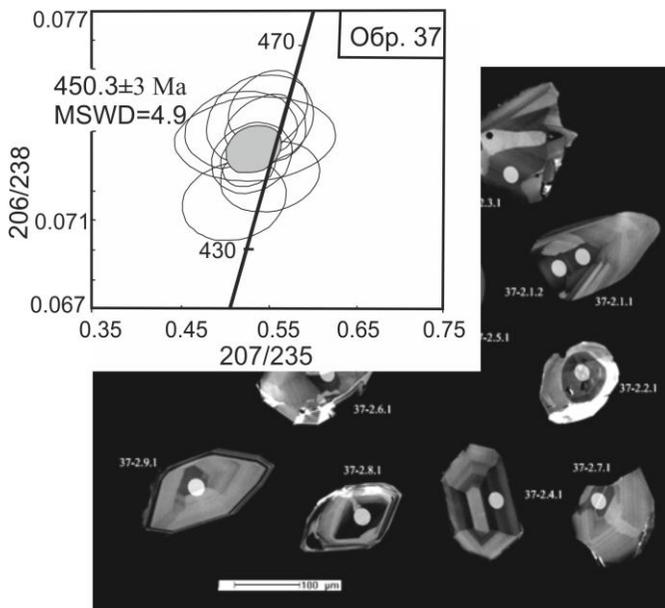
Таблица 4.6. Sm-Nd изотопия пород позднестепнякского комплекса.

	<b>Nd, ppm</b>	<b>Sm, ppm</b>	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}(t)}$	$T_{\text{DM}}$ Ga
1	19.9	4.44	0.133545	0.512631	3.49	0.789
2	9.91	2.35	0.1435	0.512696	4.2	0.76
3	17.8	3.26	0.111101	0.512546	3.13	0.744
4	0.8	1.51	0.104472	0.512511	2.82	0.748
5	13.20	2.78	0.1276	0.512561	2.5	0.86
6	12.98	2.74	0.1276	0.512540	2.0	0.89

**Примечание:** 1-4- северная часть Аксуйского рудного поля; 5,6 – месторождение Жолымбет

Из сравнения таблиц 4.3 и 4.6 видны два принципиальных различия между средами формирования раннестепнякского и позднестепнякского комплексов, а именно: 1) рудоносные магмы позднестепнякского комплекса формировались в более молодой ювенильной коре ( $T_{\text{DM}}$  в среднем 0.8 млрд. лет против 1.16 млрд. лет в коре раннестепнякского комплекса) и 2) кора эта была обогащена базитовым компонентом мантийного происхождения ( $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$  в среднем 3.02 против -0.6 в раннестепнякском комплексе).

Возраст позднестепнякского комплекса определен уран-свинцовым локальным изотопно-геохронологическим методом ШРИМП-II по циркону в 24 точках из 4 проб (табл.4.7). Конкордия и KL-изображения анализированных зерен пробы 37 из плагиогранитов месторождения Жолымбет показаны на рисунке 4.14. Значение возраста по 24 точкам таблицы 7 находится в диапазоне 447-457 млн. лет, среднее значение  $451,5 \pm 4.5$  млн. лет. Определения возраста произведены параллельно в двух изотопных центрах: ВСЕГЕИ (Ст.-Петербург) и Академии наук Китая (Пекин). Существенных различий между датировками двух центров не отмечено.



**Рисунок 4.14. Конкордия пробы 37 из плагиогранитов месторождения Жолымбет (Южный карьер) и внутренняя структура исследованного циркона.**

Таблица 4.7. Шримп-II аналитические данные точечного анализа цирконов из магматических пород позднестепнякского комплекса.

№ образца	U, г/т	Th, г/т	206 / 238 Pb / U	207 / 235 Pb / U	207 / 206 Pb / U
1	2	3	4	5	6
<b>Аксу, SHRIMP-центр Академии наук Китая</b>					
AK21-1.1	219	152	455±5	453±10	440±56
AK21-2.1	254	191	455±5	453±7	447±30
AK21-3.1	260	182	461±5	461±6	459±28
AK21-4.1	352	201	459±5	456±8	444±41

*Продолжение таблицы 4.7.*

1	2	3	4	5	6
---	---	---	---	---	---

<b>Жолымбет, SHRIMP-центр Академии наук Китая</b>					
ZH4-1.1	159	85	452±5	454±16	469±90
ZH4-2.1	175	119	456±5	451±23	427±140
ZH4-3.1	148	116	451±5	446±15	419±90
ZH4-4.1	3054	934	452±5	452±8	453±39
ZH9-1.1	137	92	447±7	446±12	440±64
ZH9-2.1	234	254	447±7	453±14	483±73
ZH9-3.1	98	44	449±7	450±12	457±59
ZH9-4.1	128	95	448±7	453±11	477±53
ZH9-5.1	182	140	447±7	456±10	503±44
ZH9-6.1	140	90	448±7	454±10	488±49
ZH9-7.1	89	58	446±7	452±13	487±64
<b>Жолымбет, SHRIMP-центр ВС ЕГЕИ, Россия</b>					
37-3	151	53	440.1±5.3		307±170
37-4	198	77	444.9±4.7		449±150
37-5	189	71	448.6±4.7		347±130
37-6	274	161	448.6±3.8		334±91
37-7	196	126	452.4±5.5		343±250
37-8	201	71	453.9± 4.6		384±130
37-9	181	107	454.3±5.2		264±180
37-10	113	45	456.1±6.1		348±160
37-11	214	131	458.5±5.1		374±120

По результатам изотопных исследований установлено, что позднестепнякский интрузивный комплекс моложе раннестепнякского комплекса на 29 млн. лет. Магматические очаги такого длительного существования в литературе не описаны, из чего можно предположить, что ранне- и позднестепнякский комплексы и связанная с ними металлогения формировались каждый из самостоятельного очага.

*Крыккудукский золото-кварцевый уровень* является самым молодым и наименее золотоносным. Пространственную связь с интрузивами крыккудукского комплекса имеет ограниченное число малых месторождений и рудопроявлений (Декабрьское, Даниловка и др.). За время освоения провинции был накоплен эмпирический материал, который ясно показывает, что подавляющее большинство крупных и средних промышленных месторождений «избегают» плутоны крыккудукского комплекса. Ниже даны главные отличия «степнякитов» от крыккудукского комплекса, установленные [21] и нами.

1. Форма проявления: «степнякиты» - малые интрузии, крыккудукский комплекс – плутоны батолитового типа.

2. От «степнякитов» к крыккудукскому комплексу происходит нарастание потенциала кремнекислых пород и калия в составе щелочей;

3. Степнякиты и связанные с ними месторождения тяготеют к областям развития флишоидных комплексов раннего ордовика, крыккудукские плутоны сквозструктурны.

4. По данным [21] оба степнякских комплекса изначально были обогащены золотом в 2-3 раза (0,006 – 0.009 г/т в «степнякитах» против 0.0015-0.003 в крыккудукских гранитоидах).

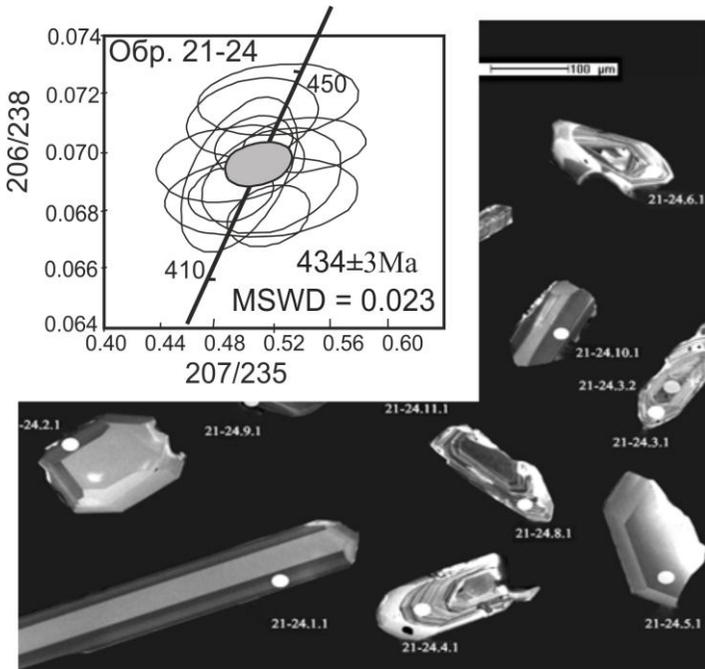
Нашими изотопно-геохронологическими исследованиями [22] впервые двумя методами доказан существенный возрастной разрыв между крыккудукским и позднестепнякским комплексами и самостоятельность каждого из них. Породно-минеральная изохрона, полученная Ю. Костициным по нашим образцам из гранодиоритов массива Кишкентай II, имеет возраст  $428 \pm 9$  млн. лет, а возраст, полученный по циркону методом ШРИМП-II в изотопном центре ВСЕГЕИ (Ст-Петербург),  $434 \pm 3$  млн. лет (таблица 4.8; рисунок 4.15).

Таблица 4.8. Изотопные характеристики и возраст гранодиоритов крыккудукского комплекса в 2 км восточнее пос. Черняховский

№ образца	U, г/т	Th, г/т	<sup>206</sup> Pb / <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb / <sup>206</sup> Pb	Дисклордантность, %
1	2	3	4	5	6
21-24-1	115	88	423±4	516±74	18
21-24-2	83	39	427±5	477±180	10

Продолжение таблицы 4.7.

1	2	3	4	5	6
21-24-3	191	152	427±4	381±81	-12
21-24-4	122	90	430±7	487±123	12
21-24-5	46	23	431±11	383±98	-13
21-24-6	96	71	433±5	349±146	-24
21-24-7	155	82	437±4	536±106	18
21-24-8	126	89	437±4	394±70	-11
21-24-9	95	61	443±5	362±123	-22
21-24-10	81	53	447±5	416±147	-7



**Рисунок 4.15. Конкордия и КЛ-изображения цирконов крыккудукского комплекса. Сборная проба 21-24 в 2 км восточнее пос. Черняховского.**

С учетом приведенных допусков эти две цифры можно считать одновозрастными. В итоге, разрыв во времени между позднестепнякским и крыккудукским комплексами составляет около 17-19 млн. лет, что является основанием считать каждый из них самостоятельным.

*Проблема Бестюбинского месторождения.* Месторождение Бестюбе со своими совокупными запасами 54 тонны (балансовые руды, забалансовые руды, ТМО) входят в семерку крупнейших месторождений. Возраст месторождения наименее хорошо изучен по сравнению с другими месторождениями по причине отсутствия в породах главной фазы циркона, который замещен здесь бадделейтом. К раннестепнякскому уровню это месторождение отнесено пока условно по двум косвенным признакам: существенно базитовому составу вмещающего золотоносные кварцевые жилы интрузива и старинной датировке пород К-Аг методом [25], показавшей возраст 506 млн. лет.

Данные о последовательности развития комплекса на месторождении заимствованы из отчета Степнякской петрографической партии геологического факультета МГУ, 1964.

*I фаза:*

1) главная фация – амфибол-пироксеновые и пироксеновые габбро-диориты;

2) фация эндоконтакта – порфиroidные кварцевые диориты и резкопорфиroidные биотит-пироксеновые диориты;

*II фаза:* кварцевые диориты, в том числе биотитсодержащие;

*III фаза:* тоналиты и плагиограниты.

*Жильные пород (в порядке внедрения):*

1-жильные граниты и плагиограниты;

2-плагиогранит-порфиры;

3-кварцевые диорит-порфиры;

4-кварцевые жилы с молибденитом;

5-диорит-порфиры и спессартиты;

6-кварцевые диорит-порфиры;

7-золоторудные продуктивные кварцевые жилы с шеелитом;

8-габбро-диабазы;

9-золоторудные кварцевые жилы хлорит-анкеритовой, антимонитовой и кальцитовой стадий.

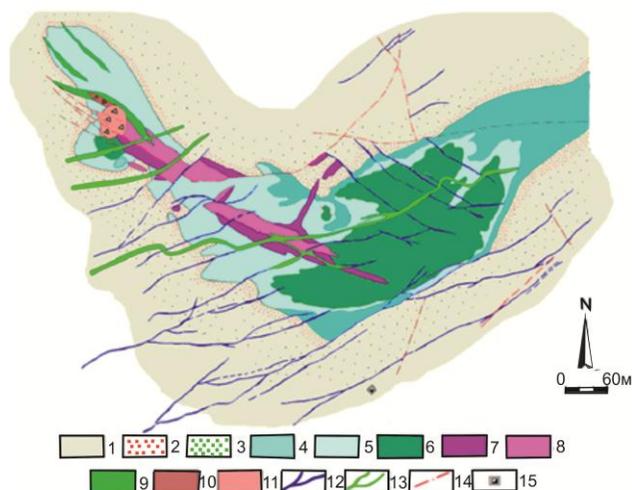
Таблица 4.9 . Химический состав пород раннестепнякского комплекса на месторождении Бестюбе

Оксиды	Первая фаза внедрения				Вторая фаза	Третья фаза
	Главная фация		Фация эндоконтакта			
	1/5	2/6	3/4	4/3	5/4	6/4
SiO <sub>2</sub>	54.42	53.04	56.53	57.73	60.22	64.15
TiO <sub>2</sub>	0.98	0.72	0.88	0.58	0.43	0.39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.27	17.21	17.23	16.86	15.91	15.89
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.23	1.96	2.10	0.94	0.33	1.21
FeO	6.46	6.45	5.18	5.44	5.76	3.42
MnO	0.10	0.14	0.10	0.14	0.10	0.09
MgO	4.60	4.30	4.12	4.18	2.57	1.63
CaO	6.64	7.05	5.23	5.77	3.85	3.91
Na <sub>2</sub> O	3.54	3.34	3.76	3.59	3.46	3.52
K <sub>2</sub> O	1.46	0.98	1.13	1.51	1.74	1.65

**Примечание.** В голове таблицы в числителе номер среднего, в знаменателе – число анализов в среднем. 1-амфибол-пироксеновые габбро-диориты, 2-пироксеновые габбро-диориты, 3-порфиroidные кварцевые диориты, 4-резкопорфиroidные биотит-пироксеновые диориты, 5-кварцевые диориты, 6-тоналиты. Анализы заимствованы из: Назымова Г.Е., Фельдман В.И., Шалаев Ю.С., 1964-ф.

В отношении возраста магматического комплекса, в котором располагается месторождение, имеются противоречия. Ю.А.Костицын [25] приводит К-Аг возраст массива 506 млн. лет (Кембрий). При этом, состав пород или минералов не уточняется. Нами изучен минеральный состав габбро-диоритов главной фазы массива на предмет извлечения из него циркона для получения U-Pb датировки. Циркона в них мы не нашли, а получили монофракцию бадделеита, что свидетельствует об эвкритовом составе габброидов главной фации и дефиците в породе кремнезема. Следующими кандидатами на изотопное изучение явились биотит-содержащие габбро-диориты, которые рассматриваются и Коптевым-Дворниковым (1964) и М. Спиридоновым (1996) как фация эндоконтакта норит-диоритов главной фазы. Позиция данных пород приведена на рисунке 4.16. Появление в

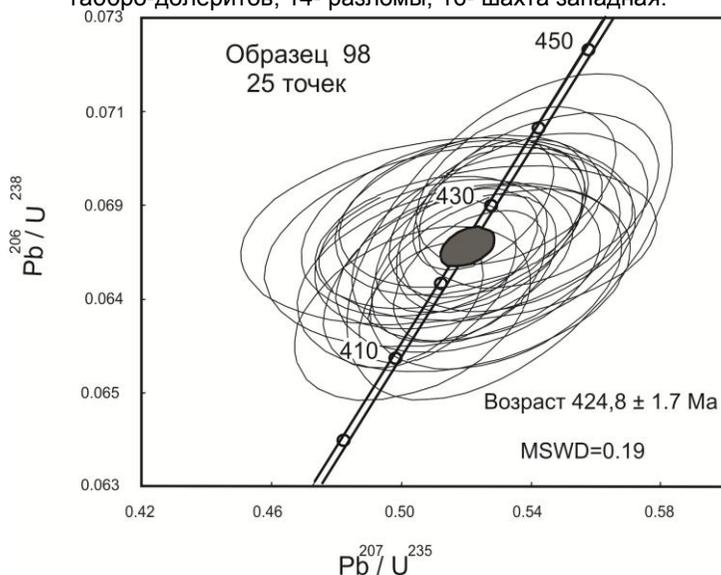
схеме таких экзотических пород, как ортоклаз- и биотит-содержащие габбро-диориты вносит сомнение в объединение их обоими коллективами геологов в единый комплекс. Но поскольку они секутся золотоносными кварцевыми жилами, а определение возраста золотого оруденения является основным приоритетом, то нами была отобрана проба биотитовых габбро-норитов из Южного породного отвала. Из нее выделена монофракция циркона, которая дала возраст  $424.8 \pm 1.7$  Ma (Silurian, эпоха Wenlock). Как видно из рисунка 4.17, достоверность данной датировки высокая. С учетом резких расхождений возраста между калий-аргоновым и уран-свинцовым возрастaми, истинное время золотого оруденения на данном месторождении мы считаем как минимум неопределенным. Требуется дополнительные изотопные исследования.



**Рисунок 4.16. Геологическая карта горизонта 340м месторождения Бестюбе [19].**

1-терригенные породы  $O_{2-3}$ ; 2-контактные рогики;  
 3-слабо метаморфизованные породы. 4-13-крыккудукский комплекс  $O_3$ :  
 4-6-ранняя интрузивная фаза:4-степнякиты, ортоклаз-кварцевые лейкогаббро-нориты, 5-кварцевые норит-диориты и габбро-диориты, 6- кварцевые диориты гибридные; 7- 1-я фаза: кварцевые диориты и тоналиты; 8- 2-я фаза: плагиограниты и лейкотоналиты; 9- дайки

плагиигранитов и кварцевых диоритовых порфириров; 10- гидротермальные брекчи, цементированные кварцевыми диоритовыми порфирирами; 11-гидротермальные брекчи с кластитовым цементом; 12- золотоносные кварцевые жилы; 13- постинтрузивные дайки микрогаббро-долеритов; 14- разломы; 16- шахта западная.



**Рисунок 4.17. Конкордия пробы 98, отобранной из дайки постгранитных щелочных габбро месторождения Бестюбе.**

Таблица 4. 10. Изотопный возраст циркона, извлеченного из биотитового габбро месторождения Бестюбе.

Точки	$^{206}\text{Pb}_c$ , %	U, г/т	Th, г/т	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$ , г/т	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Возраст	Дискордантность, %
1	2	3	4	5	6	7	8
1.1	0,00	256	147	0,59	14.7	416.2±4.6	-3
2.1	0,20	262	176	0,70	15.5	428.5±4.1	-7
3.1	0,00	269	186	0,71	16.1	432.6±4.1	4
4.1	0,00	284	201	0,73	16.7	428 ±4	2
5.1	0,00	174	104	0,61	10.3	427.9±4.7	13
6.1	0,00	311	227	0,75	18.1	422 ±3.9	4

7.1	0,26	303	209	0,71	17.7	423.8±3.9	-5
8.1	0,28	144	81	0,58	8.39	420.8±4.9	6
9.1	0,00	319	215	0,70	18.8	427.4±4.5	5

*Продолжение таблицы 4.10.*

1	2	3	4	5	6	7	8
0.1	0,00	595	305	0,53	35.3	430.1±3.4	-2
1.1	0,26	303	164	0,56	18	429.3±4	-5
2.1	0,00	166	98	0,61	9.62	420.6±4.7	16
3.1	0,20	205	75	0,38	11.9	421.9±4.4	6
4.1	0,33	130	71	0,57	7.62	424.8±5.3	-5
15.1	0,00	146	83	0,59	8.52	424.7±4.9	7
15.2	0,16	769	495	0,66	45	424.3±3.2	-2
16.1	0,00	116	42	0,38	6.82	426 ±8.6	12
17.1	0,00	508	356	0,72	29.5	420.9±3.4	8
18.1	0,00	194	115	0,61	11.5	430.6±4.6	14
19.1	0,42	162	56	0,36	9.55	426.7±4.9	-11
20.1	0,22	186	108	0,60	11	427.1±4.6	-10
21.1	0,06	6961	2708	0,40	400	417.6±3.2	-3
21.2	0,18	316	176	0,58	18.3	419.9±4.4	-7
22.1	0,28	308	200	0,67	18.1	425.2±4.1	7
23.1	0,19	605	666	1,14	35.5	425.3±3.5	-11

### **Выводы**

1. Изотопно-геохронологическими методами доказано существование в СКЗП четырех уровней интрузивных и вулканогенных магматических пород, с которыми пространственно связана промышленная золоторудная минерализация: средний Кембрий (стратиформное вулканогенно-осадочное месторождение, впервые описанное в таком статусе [28]); раннестепнякский комплекс раннего Ордовика 481±5Ma (богатые золото-кварцевожильные месторождения; позднестепнякский комплекс позднеордовикского возраста 451±4 Ma (умеренно-богатые золото-кварцево-жильные месторождения и золоторудные мегашто-

кверки); крыккудукский раннесилурийский комплекс  $434 \pm 3$  Ма, бедный золото-кварцево-жильным оруденением.

2. Выполненные исследования [22] разделяют позицию Е.И.Рытска [26], Ю.А. Билибина [27], Э.М.Спиридонова [21] в отношении золоторудных месторождений кварцево-жильного типа и детализируют инфраструктуру «степнякитов» и крыккудукского комплекса в целом. Необходимо, вместе с тем отметить, что модель генетической связи золоторудных месторождений провинции с вышерассмотренными комплексами базируется в основном на их тесной пространственной связи и отсутствии золоторудных месторождений в более молодых породах. Она не подкреплена изотопными датировками. Н.Г.Сыромятников [15] предпринял попытку восполнить этот пробел, но, к сожалению, методами свинцовой изотопии. Полученные им 14 датировок в диапазоне от Ордовика до Мезозоя, за исключением трех древних, относятся к числу, так называемых, «несогласованных» результатов. Несогласованность заключается в том, что ни в девонских комплексах, ни в более молодых, включая Мезозой, мы не имеем золоторудных объектов хотя бы в ранге мелких месторождений.

3. Получено важное для теоретической петрологии и металлогении свидетельство длительного существования унаследованной очаговой зоны, специализированной на золото, которая эволюционировала около 50 млн. лет, а с учетом Кварцитогорского вулканогенного месторождения, возможно, и более длительное время.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Dobretsov N.L., Sobolev N.V., and Shatsky V.S.(Edit.)*, To the diamondiferous and high pressure metamorphic rocks of Kokshetau massif (Northern Kazakhstan) // Field symposium guide / Novosibirsk. 1999. P.134.

2. *Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И.*, Кембродовиковская тектоническая эволюция Кокчетавского метаморфического пояса // Геология и геофизика. 2005. Т. 46 (8). С. 806-816.

3. *Shatsky V.S., Jagoutz E., Sobolev N.V., Kozmenko O.A., Parhomeno V.S., Troesch M.*, Geochemistry and age of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the Kokshetau massif (Northern Kazakhstan) // Contrib. Mineral. Petrol. 1999. V. 137. P.185-205.

4. *Фор Г.* Основы изотопной геологии //Москва, «Мир». 1989. С. 590

5. *Claoué-Long J.C., Sobolev N.V., Shatsky V.S., Sobolev A.V.* Zircon response to diamond-pressure metamorphism in the Kokchetav massif, USSR // GEOLOGY. 1991. V.19. P. 710-713.

6. *Третьяков А. А., Дегтярев К. Е., Котов А. Б., и др.* Среднерифейские гнейсограниты Кокчетавского массива (Северный Казахстан): структурное положение и обоснование возраста// Доклады РАН. 2011а. Т. 440, №4. С. 511-515.

7. *Третьяков А. А., Котов А. Б., Дегтярев К. Е. и др.* Среднерифейский вулканогенный комплекс Кокчетавского массива (Северный Казахстан): структурное положение и обоснование возраста// Доклады РАН. 2011б. Т. 438, №5. С.1-5.

8. *Шатагин К.Р., Дегтярев К. Е., Голубев В.Н., Астраханцев О.В., Кузнецов Н.Б.* Вертикальная и латеральная неоднородность коры Северного Казахстана: данные геохронологического и изотопно-геохимического изучения палеозойских гранитоидов // Геотектоника. 2001. №5. С. 26-44.

9. *Laumulin T.M., Gubaidulin F.G., Gulyaev A.P.* Tin Deposits of North Kazakhstan// Granite-Related Ore Deposits of Central Kazakhstan and Adjacent Areas/ St.-Petersburg, Glagol Publishing House. 1996. Т.187-196.

10. *Mullen, E.D.* MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and implication for petrogenesis // Earth Planet. Sci. Lett. 1983. V. 62. P. 53-62.

11. *Kröner A., Hegner E., Lehman B., Heinhorst J., Wigate M.T.D., Liu D.Y., Ermolov P.* Paleozoic arc magmatism in the Central Asian Orogenic Belt of Kazakhstan: SRIMP zircon ages and whole-rock Nd isotopic systematics // Journ. of Asian Earth Sci. 2008. V.32. P. 118-130.

12. *Heinhorst J., Lehmann B., Ermolov P.* Paleozoic crustal growth and metallgeny of Central Asia: evidence from magmatic-hydrothermal ore systems of Central Kazakhstan // Tectonophysics. 2000. V.328. P. 69-87.

13. *Degtyarev K.E. and Ryazantsev A.V.* Cambrian Arc-Continent Collision in the Paleozooids of Kazakhstan // Geotectonics. 2007. V.41, № 1. P. 63-86.

14. *Сыромятников Н.Г.* Изотопно-свинцовый и радиометрический методы при поисках и оценки масштаба рудных месторождений Казахстана //Геология Казахстана. 2002. №3. С..20-39.

15. *Арсенопирит*//Минералы/Изд-во АН СССР, М. 1996. Т.1. С. 309-315.

16. *Рамдор П.* Рудные минералы и их срastания//Из-во «Иностранная литература», М. 1962. С.836

17. *Mumin A.H., Fleet M.E., Chryssoulis S.L.* Goldmineralization in As-rich mesothermal gold ores of the Bogosu-Prestea mining district of the Ashanti Gold Belt, Ghana: remobilization of "invisible" gold // Mineral Deposita. 1994. V..29. P.445-460.

18. *Леин А.Ю., Москалев Л.И., Богданов Ю.Ф., Сагалевич Ф.М.* Гидротермальные системы океана и жизнь//Природа. 2000. № 5. С.47-55. [http://vivovoco.rsl.ru/VV/JOURNAL/05\\_00/05\\_47-55.HTM](http://vivovoco.rsl.ru/VV/JOURNAL/05_00/05_47-55.HTM).
19. *Spiridonov E.M.* Granitic rocks and Gold Mineralization of Northern Kazakhstan // Granite-Related Ore Deposits of Central Kazakhstan and Adjacent Areas/ St.-Petersburg, Glagol Publishing House. 1996. P. 197-218.
20. *Ермолов П.В., Москаленко А.И., Сидоренко И.С.* Золоторудные и медно-порфировые уровни в Центральном Казахстане // Известия НАН РК. Серия геологическая. 2007. №3, С. 41-59.
21. *Ужкенов Б.С.* Месторождения золота Казахстана //Алматы, Комитет геологии, охраны и использования недр МЭПР РК. 1997. С. 153.
22. *Rollinson H.* Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation // Singapore, Longman Publishers Ltd. 1996. P. 349.
23. *Kostitsyn Yu.A.* K-Ar Dates for the Kazakhstan Granites: An Overview // Granite-Related Ore Deposits of Central Kazakhstan and Adjacent Areas/ St.-Petersburg, Glagol Publishing House. 1996. P. 287-300.
24. *Рытск Е.И.* Интрузии и металлогения золотого месторождения Сталинское //Известия АН КазССР. Серия геологическая. 1945. Т.4-5. С.17-23
25. *Билибин Ю.А.* Общие проблемы металлогении золота //Избранные труды/ Москва, АН СССР . 1959. Т.11. С. 238 - 339.
26. *Жаутиков Т.М., Мауленов А.М.* Типы стратиформного золотого оруденения в Казахстане // Известия АН КазССР. Серия геологическая. 1985. №5, С.81 – 87

## ГЛАВА 5.

### Возрастные уровни магматических комплексов с медно-порфировым оруденением: данные изотопной геологии

---

#### Введение.

Месторождения медно-порфировой формации вносят существенный вклад в ресурсный баланс страны. Вместе с тем, интрузивные комплексы, которые генерируют и вмещают этот тип оруденения, изучены еще недостаточно. Актуальной остается проблема датирования медно-порфировых рудно-магматических комплексов, которая преломляется как в проблему прогноза таких месторождений, так и в оформление теоретических моделей рудно-магматических систем. В мировой науке датирование геологических комплексов все более смещается в сторону изотопных методов. Такой приоритет объясняется следующими причинами.

1. Датировки, основанные на изучении ископаемых остатков, как животного, так и растительного происхождения, не дают абсолютного летоисчисления.

2. При определении рода или вида ископаемых остатков определенную роль играет человеческий фактор, который может быть как позитивным, так и негативным.

3. Из 4,6 млрд. лет эволюции Земли органические остатки позволяют с той или иной точностью датировать только 1/9 часть ее истории, а 8/9 может быть датирована только изотопными методами. Совершенно очевидно, что модель, в которой 8 частей датированы изотопными методами, а 1 часть палеонтологическими, не может считаться корректной.

Эти и другие факторы легли в основу Международной Стратиграфической Шкалы [1], рекомендованной 32-м Международным геологическим конгрессом к повсеместному использованию. В данной шкале в крайней правой колонке фигурируют, так называемые «золотые костыли» (по аналогии с железнодорожными костылями). Они означают, что данная стратиграфическая граница установлена окончательно, а точность цифровых значений границ такая: например, верхняя граница  $S_{1v}$  имеет возраст  $326.4 \pm 1.6$  млн. лет, или, нижняя граница  $O_{1tr}$  имеет цифровое значение возраста  $488.3 \pm 1.7$  млн. лет и т. д.

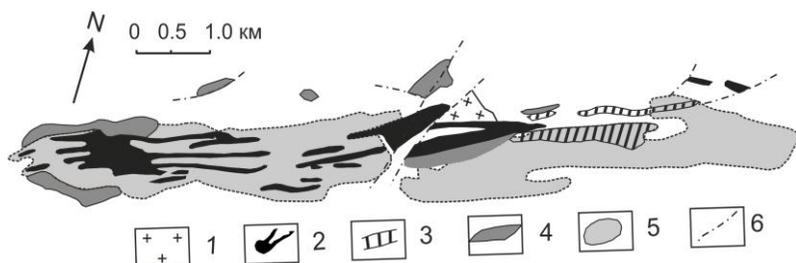
Как видим, ни один род или вид фауны не в состоянии дать подобную точность возраста. Приведенный краткий обзор состояния проблемы нацеливает геологов, и особенно ученых, на достижение высокой точности и достоверности при определении возраста геологических событий, что может быть достигнуто в конечном счете только с помощью изотопной геологии. За последнее десятилетие нашим коллективом в изотопных центрах России, Китая и Германии было получено несколько десятков датировок геологических событий, в числе которых оказались и главные объекты медно-порфирового оруденения.

### **5.1 Бозшакольский уровень.**

Представитель – месторождение Бозшаколь в Павлодарской области. Оно было открыто Р.А. Борукаевым в 1929 году, предварительная разведка была завершена в 1957 году. На то время это было не очень крупное месторождение со сравнительно бедными рудами (среднее содержание меди 0,5%), поэтому оно продолжало лежать в недрах до 80-х годов. В середине 80-х годов объекту был придан статус комсомольской стройки. Началась бурная разведка самого месторождения под карьер и его флангов (А.Н.Таран), была проведена железная дорога, построен поселок для будущих жителей Бозшакольского ГОКа, заложено строительство обогатительной фабрики на 1 млн. тонн в год и площадки под кучное выщелачивание окисленных руд. Перестройка внесла свои коррективы и к началу 90-х годов все работы были прекращены, постепенно обезлюдил поселок и к концу 90-х он был полностью разграблен, включая железную дорогу и некоторые высоковольтные коммуникации. В настоящее время месторождение входит в сферу интересов Корпорации Казахмыс. Под опытный карьер, который был заложен еще при социализме, бьется уклон для отработки юго-западного фланга месторождения, детальная разведка которого была проведена в конце 80-х годов.

Геология рудного поля и его флангов детально рассмотрена в работах Б.Ф.Хромых (геологическая съемка масштаба 1:50000), В.Г.Ли, Г.Э.Нарвайт [2], Ю.К. Кудрявцева [3]. Для нас интерес представляет система интрузивных тел, выделяемых в бозшакольский интрузивный комплекс, поскольку сульфидное оруденение наложено на его породы и, как это видно из рисунка 5.1, контур промышленного оруденения совпадает как по форме,

так и по размеру с контуром распространения интрузивных пород данного комплекса, что свидетельствует о их генетическом родстве.



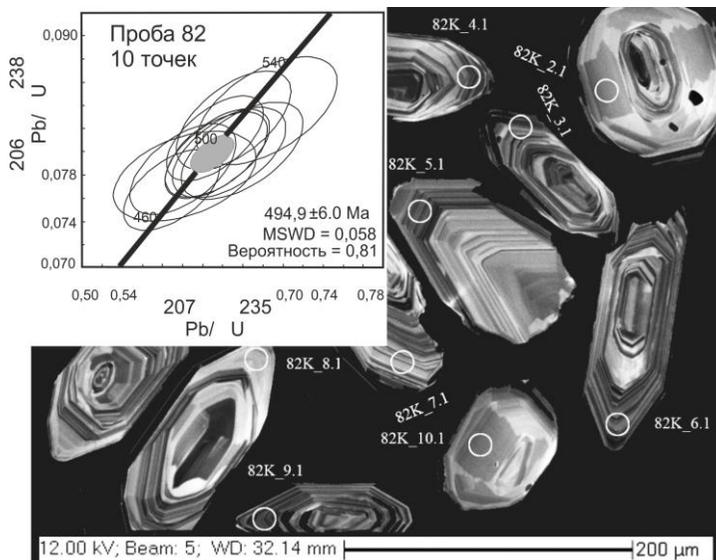
**Рисунок 5.1. Месторождение Бозшакошль: тесная сопряженность контура промышленных руд с контуром распространения интрузивных пород бозшакошльского комплекса, по [3].**

- 1- фанеритовые кварцевые диориты, тоналиты;
- 2- порфиroidные тоналиты; 3- тоналит-порфиры;
- 4- габбро и диориты; 5- проекция контура промышленных руд на поверхность; 6- разломы.

В отношении возраста бозшакошльского комплекса до наших работ имелись следующие данные: 1-комплекс прорывает раннекембрийские вулканиты и перекрывается с разрывом торткудукской серией, содержащей фауну позднего кембрия-тремадока [2,3]; 2-изотопный возраст по молибдениту рений-осмиевым методом  $568 \pm 50$  Ma [4]; 3-изотопный возраст сульфидов по свинцовым моделям  $530 \pm 50$  Ma [5]; 4- калий-аргоновый возраст по околорудным серицитам  $477 \pm 24$  Ma [5]; 5- рубидий-стронциевый возраст фанеритовых тоналитов по монофракциям  $481 \pm 23$  Ma [3]. Высокие значения доверительных интервалов (от  $\pm 23$  до  $\pm 50$  Ma) позволяли вольно интерпретировать истинное значение возраста в зависимости от взглядов интерпретатора на геологию региона. Этому способствовали и геологические данные: длительность формирования торткудукской серии, определенная по фауне, в абсолютном летоисчислении составляла 23 млн. лет.

Нами еще в конце 80-х годов была отобрана проба порфиroidных тоналитов из ядра скважины 1006, остановленной в порфиroidных тоналитах на глубине 279м в контуре будущего

опытного карьера. Порода сложена многочисленными призмами плагиоклаза и, реже, амфибола, в промежутках между которыми располагается мелко-криптозернистый агрегат плагиоклаза, амфибола, реже кварца, биотита, клинопироксена. В 2010 году из нее выделен циркон и изучен в изотопном центре ВСЕГЕИ. Катодо-люминисцентное изображение циркона и его средневзвешенный возраст даны на рисунке 5.2.



**Рисунок 5.2. КЛ-изображение и возраст циркона из порфировидных тоналитов бозшакольского комплекса**

Циркон по оптическим характеристикам (напряженная ритмичная зональность) является типично магматическим. Возраст  $494,9 \pm 6$  Ма (поздний Кембрий). Согласно геохронологической шкале, указанной во «Введении», возрастной интервал позднего Кембрия составляет от 488,3 до 501.0 Ма. Полученная нами цифра возраста порфировидных тоналитов бозшакольского комплекса при любом применении допуска ( $\pm 6$ Ма) не выводит за пределы позднего Кембрия. Она также лежит внутри доверительных интервалов всех ранее полученных датировок по этому комплексу, кроме рений-осмиевой. Поэтому, полученные ранее

датировки свинец-свинцовым, калий аргоновым, рубидий-стронциевым, а также геологические данные и наша новая датировка являются в целом согласованными, но датировка, полученная уран-свинцовым методом по циркону является на сегодня самой точной.

## **5.2 Нурказганский уровень.**

Открытие медно-порфирового оруденения Нурказганского типа повлекло за собой повышенное внимание геологов к северо-западной части девонского вулканоплутонического пояса в плане прогноза новых месторождений и определения ресурсов данного типа оруденения. До последнего времени мнение и ученых и разведчиков было одинаковое, а именно, оруденение связано с эволюцией девонского вулканоплутонического пояса [6-13]. Расхождения были лишь в деталях: с карамендинским  $D_1$  или с коккудуктюбинским  $D_2$  (или  $D_{2-3}$ ) комплексами. Других версий практически не было.

Причин для появления такой версии было три:

- отсутствие в Казахстане изотопно-геохронологической службы;
- доминирование на тот момент схемы магматизма Шульги В.С., в которой в данном районе выделялись только карамендинский и коккудуктюбинский комплексы и отсутствовали более древние;
- повальное омоложение додевонских вулканогенно-осадочных свит ( в которых залегали рудоносные массивы) и выделение на их месте жарсорской свиты  $D_1$ , зачастую с одним единственным обоснованием: «похожа на жарсорскую свиту в таком-то районе».

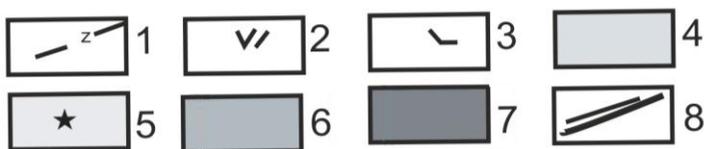
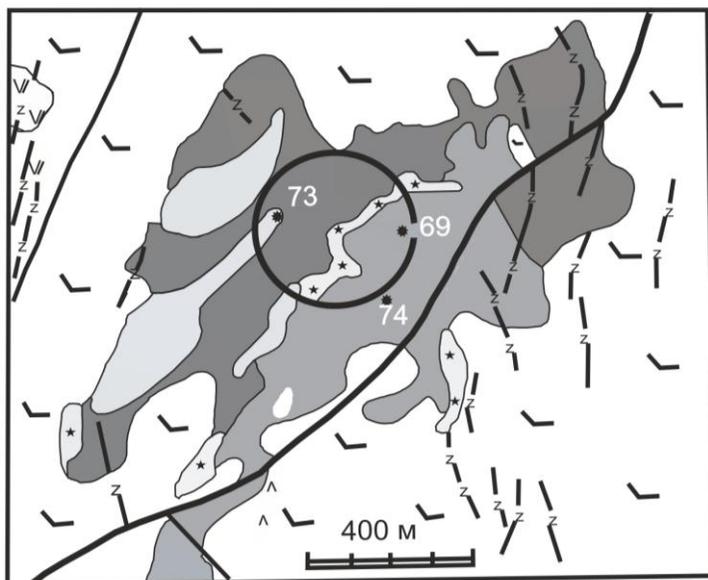
Наши новейшие изотопно-геохронологические исследования на месторождении Нурказган позволили существенно скорректировать геологическую историю на данном участке пояса. Это стало возможным потому, что при формировании «общепринятого» мнения о девонском возрасте этих месторождений в полном объеме сыграли свою дезориентирующую роль все три вышеуказанные причины.

Месторождение Нурказган (Самарское) находится в 10км к СВ от г.Темиртау и приурочено к Тюлькулинской вулканоплутонической структуре площадью около 18 км<sup>2</sup>, расположен-

ной в широтной ветви девонского вулканоплутонического пояса. По версии и разведчиков, и геологов-съемщиков район месторождения сложен вулканогенно-терригенными породами либо жарсорской свиты  $D_1$  (И.В.Евдокимов, 1995г.), либо шешенькаринской свитой того же возраста (В.Ф.Долгань, ГДП-50, 1996г). Г.Д.Гидаспов и др.(1989г., ГС-200) относили эти образования к сулысорской свите  $S_1$ , также только по сопоставлению с другими районами. В северной части участка породы представлены туфоконгломератами и лавобрекчиями, в южной - песчаниками и гравелитами. Месторождение залегает в сложном по строению Тюлькулинском массиве (рисунок 5.3). Геологи Жезказганской экспедиции, осуществляющие разведку флангов месторождения и сегодня (Медведев В.К и др.) весь комплекс пород Тюлькуламского интрузива рассматривают в составе карамендинского комплекса  $D_2$ . Г.Д. Гидаслов и др.(1989г.) известково-щелочные породы рассматривали в составе карамендинского ( $D_1$ ), а субщелочные – коккудуктюбинского ( $D_2$ ) комплексов. Более поздние работы, в основном, принимали такое же расчленение и споры были только вокруг возраста самого оруденения:  $D_1$  или  $D_{2-3}$ . На рисунке 5.3 показано строение Тюлькуламского интрузива на поверхности по данным изучения С.А.Журутиным в 1997-99 гг. скважин разведочного бурения компании «Three K Exploration and mining LTD» по просьбе и на средства главного редактора журнала «Deposita» Б.Леманна (Германия). Предложенная им схема расчленения совпадала на тот момент с позицией ведущих геологов ИГН им. К.И.Сатпаева и МД «Центрказнедра» [7, 9-13], однако оруденение геологами ИГН им. К.И.Сатпаева связывалось с карамендинским комплексом  $D_1$ , а геологами МД «Центрказнедра» - с коккудуктюбинским комплексом  $D_{2-3}$ .

Выполненное нами в 2006-2007гг схематическое картирование опытного карьера (круг на рисунке 5.3) в общих чертах подтвердило присутствие всех разновидностей пород, которые были выделены С.А. Журутиным, и позволило опробовать три главные разновидности: кварцевые диориты и кварцевые диоритовые порфириды предположительно карамендинского комплекса (пробы №№ 69 и 74), а также монцодиориты (№ 73) предположительно коккудуктюбинского комплекса. Следует пояснить, что проба 74, расположенная на поверхности в поле кварцевых диоритовых порфиритов, отобрана из смешанного керна старой скважины, в составе которой преобладают именно кварцевые

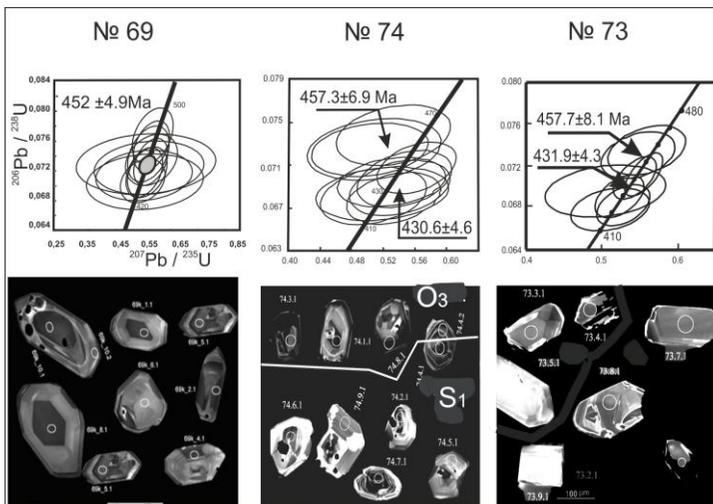
диориты, расположенные, по-видимому, ниже кварцевых диоритовых порфиритов. По составу порода точно соответствует кварцевым диоритам карьера, но по сравнению с ними она имеет более свежий облик. Результаты изучения циркона, выделенного из вышеуказанных проб, приведены на рисунке 5.4.



**Рисунок 5.3. Геологическая карта поверхности Нурказганского месторождения. Составил С.А Журутин, 1998 г.**

1- 2-комплекс поздних даек проблематичного возраста:  
 1- диабазы, 2- трахиандезиты; 3- вмещающая интрузив вулканогенно-осадочная свита: базальты, красноцветные туфы, туфобрекчии, туфопесчаники; 4-7- надрудная область интрузива,

вмещающего медно-порфировое оруденение:  
 4- калишпатизированные кварцевые диориты,  
 5- рудные и безрудные эксплозивно-магматические  
 брекчии (апофизы главного брекчиевого тела), 6- кварц-  
 плагиоклазовые резкопорфировидные диориты,  
 7- кварцевые диориты; 8- разломы региональные и местные.  
 Круг в центре интрузивного массива - ориентировочный  
 контур опытного карьера.



**Рисунок 5.4. Изотопные датировки магматических пород, вмещающих медно-порфировое оруденение на месторождении Нурказган (пояснения в тексте).**

Проба 69 (кварцевые диоритовые порфириды) не имеет иных вариантов, кроме средневзвешенного возраста  $452 \pm 4,9$  млн. лет (Поздний Ордовик). Циркон типично магматический, без следов воздействия на него каких-либо более поздних процессов.

Проба 74 (кварцевые диориты) имеет два центра: позднеордовикский, дискордантный ( $457 \pm 6,9$  млн. лет), смещенный от конкордии влево (потеря  $^{235}\text{U}$ ), и раннесилурийский конкордантный ( $430,6 \pm 4,6$  млн. лет). Цирконы раннесилурийского возраста имеют отчетливые следы растворения, т.е., воздействия на них более поздних процессов. Соединение всех эллипсов в расчет

единого средневзвешенного значения приводит к цифре 436 млн. лет, что также отвечает раннему Силуру. Такая датировка считается корректной, поскольку ордовикский пучок эллипсов частично перекрывает раннесилурийский и они все вместе могут включаться в единую расчетную выборку.

Проба 73 (кварцевые монцодиориты) фактически повторяет пробу 74 с той только разницей, что позднеордовикский центр ( $457,7 \pm 8,1$  млн. лет) является конкордантным. На месте в стенке карьера порода выделяется своим розоватым цветом, однако, резкие интрузивные контакты отсутствуют. Напротив, наблюдается постепенный переход от так называемых, «кварцевых монцодиоритов» к серым кварцевым диоритам на расстоянии первые десятки сантиметров. Под микроскопом «кварцевые монцодиориты» отличаются от диоритов только более высоким содержанием калиевого шпата, в то время как клинопироксен, ответственный за приставку «монцо», в них отсутствует.

Подводя итог, отметим, что общей особенностью всех трех проб является присутствие позднеордовикских центров, которые мы принимаем за время магматической кристаллизации пород. Последующее смещение уран-свинцовых систем к силурийским цифрам связано, вероятно, с воздействием на цирконы повторных температурных полей. Такие смещения одинаковы как в кварцевых диоритах, так и в «кварцевых монцодиоритах». Этот факт, а также наличие явных геологических и минералогических признаков калиевого метасоматоза не подтверждают присутствие в данном месте девонских монцодиоритов магматического происхождения. Возраст Тюлькулинского массива можно датировать как  $O_3$  или  $O_3-S_1$ , что не меняет сути вопроса. С другой стороны, если учесть, что данный регион или какая-то его часть может принадлежать не девонскому вулcano-плутоническому поясу, а быть продолжением Селеты-Степнякской островодужной системы, то смена в южном направлении золоторудной металлогении медно-порфировой вписывается в традиционную зональность островных дуг и активных окраин андийского типа. А это уже совсем другие и научные выводы и ресурсные перспективы.

### **5.3. Позднекаменноугольный уровень**

Данный уровень включает месторождения Озерное и Байское в Карагайлинском рудном районе и месторождение Конырат и Борлы в Северном Прибалхашье.

Главной фазой на участках развития Озерного и Байского месторождений являются биотит-амфиболовые гранодиориты, после которых следуют мелкозернистые граниты и многочисленные и разнообразные по составу дайки. Предыдущими исследователями оба массива отнесены к топарскому комплексу С<sub>2</sub>. Массивы обнажены примерно на 10-15%, поэтому основными участками отбора проб были небольшие карьеры, созданные взрывниками при строительстве дорог, и керн старых скважин. Визуально гранодиориты не имеют сходства с граносиенитами Топарского массива. По минеральному составу они также отличаются от типовых пород топарского комплекса прежде всего отсутствием в них пироксенов и присутствием бледно-зеленого амфибола. В связи с тем, что в массивах заключены большие прогнозные запасы меди, весьма актуальной становится проблема возраста слагающих их магматических пород для выяснения вопроса, к какому уровню относится оруденение: к нурказганскому или коунрадскому. С этой целью по профилю между рудными телами №№ 3 и 5 в Озерном массиве и на Южно-Константиновской площади Байского месторождения были отобраны две пробы для выделения мономинеральных фракций на изотопию.

С учетом наших новых материалов для определения возраста гранодиоритов и уровня медно-порфирового оруденения в них сейчас имеются следующие данные.

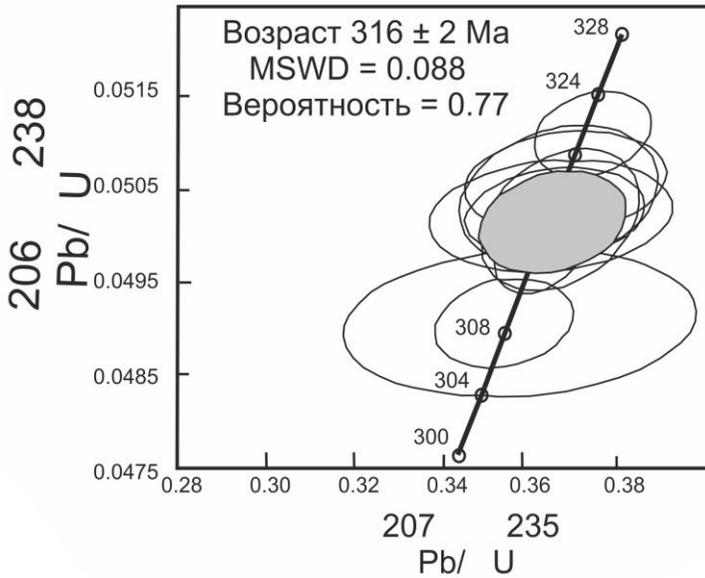
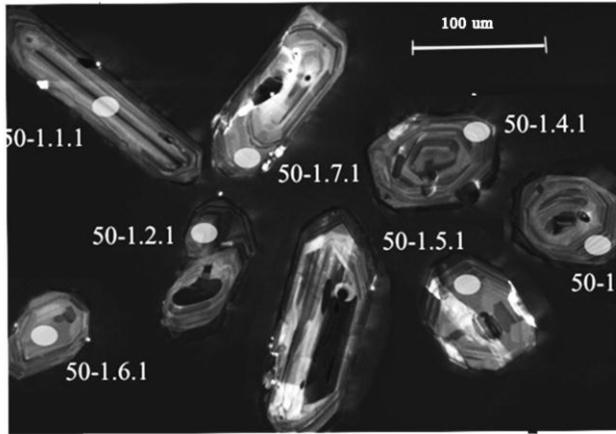
1. Гранодиориты прорывают пестроцветные отложения девона и сероцветные отложения проблематичного турнейского яруса раннего Карбона.

2. В Озерном массиве известны калий-аргоновые датировки от 218 до 338 млн. лет, однако в биотите, по которому определялся возраст, содержание калия очень мало (2.45 и 2.29%), что свидетельствует о его не кондиционном состоянии.

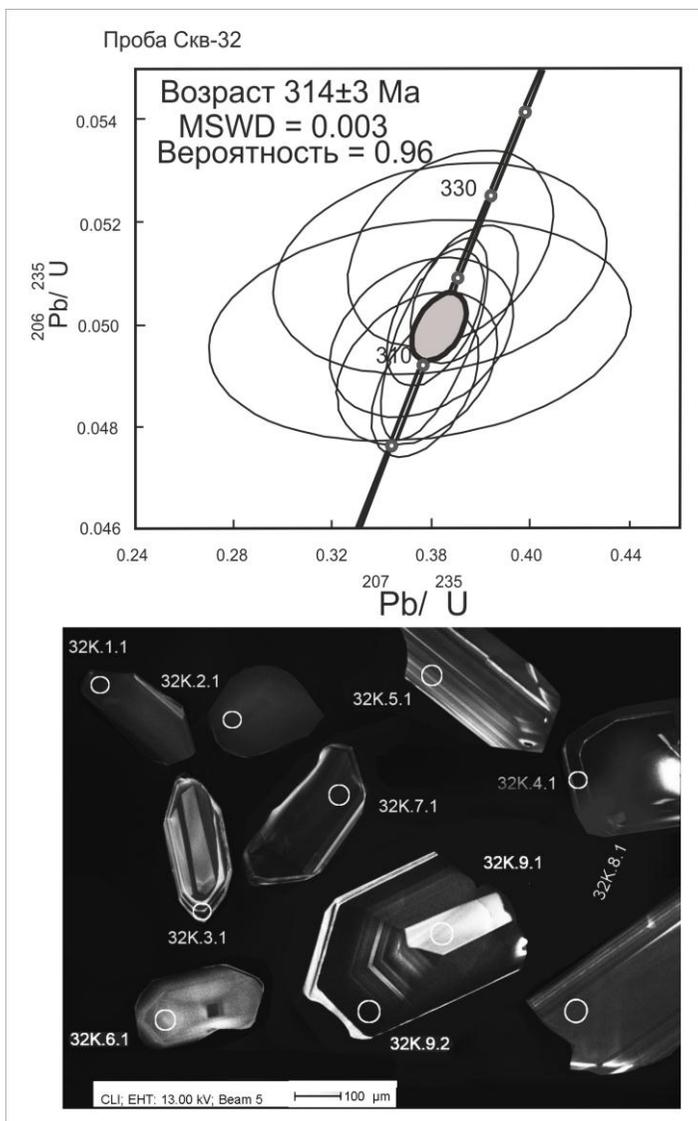
3. В 2005 году в Изотопном центре ВСЕГЕИ была исследована монофракция циркона из Байского массива локальным изотопно-геохронологическим методом.

Были определены уран-свинцовые отношения в 10 зернах циркона и полученные значения вынесены на уран-свинцовую конкордию (рисунок 5.5). Получено значение возраста  $316 \pm 2$

млн. лет. Эта цифра соответствует башкирскому ярусу. Данный возраст принят нами как возраст медно-порфирового уровня в Карагайлинском рудном районе. Он, как оказалось позднее, точно совпадает с возрастом ультрабазит-габбрового массива Камкор, расположенного примерно в 80 км западнее и специализированного на медно-никелевое оруденение. В строении данного массива участвуют также и гранодиориты топарского типа. Конкордия циркона, выделенного из оруденелого интервала габброноритов скважины 32 [см.14], показана на рисунке 5.6. Средневзвешенный возраст  $314 \pm 3$  млн. лет (башкирский ярус), статистическая вероятность данной цифры составляет 96%. Данная проба оруденелых габброидов была передана нам руководством МД «Центрказнедра» для поиска следов платиноидов. Таковых в пробе не оказалось, хотя в 1998 году в скважине № 2 платиноиды нами были подтверждены на микрозонде Cameca MS100 в Германии. Зато в немагнитной фракции пробы оказалась прекрасная монофракция циркона.



**Рисунок 5.5. Конкордия циркона, выделенного из гранодиоритов Байского месторождения (Константиновская площадь).**



**Рисунок 5.6. Конкордия циркона, выделенного из оруденелых габбро-норитов массива Камкор.**

История формирования ультрабазит-габбрового массива и одноименного месторождения по геологическим данным и на основании изучения серии прозрачных и полированных шлифов, может быть описана тремя следующими стадиями: 1- внедрение в  $C_2$  из мантии магмы пикритового состава, расслоение ее на габброидную и перидотитовые фазы и формирование мелко-масштабного медно-никелевого месторождения ликвационного типа; 2- внедрение в  $C_2$  гранодиоритовой магмы топарского типа; 3- внедрение гранитного плутона предположительно  $P_1$ . При этом во время двух последних стадий происходило расчленение перидотит-габбрового массива и залежавшего в нем медно-никелевого месторождения, скарнирование вмещающих пород и перидотитов, проявление площадного щелочного метасоматоза в виде биотитизации и амфиболизации, которые наложены на все более ранние породы, кроме поздних гранитов. Пространственная близость Байского и Озерного массивов с массивом Камкор, присутствие во всех трех месторождениях гранодиоритов топарского типа, одинаковая во всех трех медная специализация и одинаковый U/Pb возраст перидотитов и гранодиоритов вряд ли являются случайными. Можно предположить, что и в Борлах и в Коунраде и в западной Жонггарии Синцзяна на медно-порфириновых месторождениях Baogutu and Adayi (рис. 5.7) энергетическим стимулятором появления коровых рудоносных очагов служили высокотемпературные пикритовые магмы. По крайней мере, имеющиеся изотопные данные не исключают принадлежность Борлы и Конырата к данному возрастному уровню: диапазон старых калий-аргоновых датировок в Конырате составляет 324-335 Ма [15], а возраст руд месторождения Борлы, оцененный Re/Os методом по молибдениту составляет 315,9 Ма [16], т.е., это месторождение является прямым родственником месторождений Байского, Озерного и Камкор. Аналогично, два медно-порфириновых месторождений в Синцзяне (юго-западнее г. Каламай, месторождения Baogutu and Adayi) имеют Re-Os возраст по молибдениту  $314,9 \pm 1.7$  и  $309.9 \pm 1.9$  Ма [17, 18] и тоже принадлежат рассматриваемому уровню.

На рисунке 5.7 показана позиция медного пояса в составе месторождений (с северо-запада на юго-восток): 1-медно-никелевое Камкор, 2-медно-порфириновые Байское и Озерное, 3-медно-порфириновые Борлы и 4-Конырат, 5-медно-скарновая Саякская группа, 6-медно-порфириновые Актогай и Айдарлы, 7-медно-порфириновые Adayi и 8- Baogutu. Большинство месторождений датированы поздним Карбоном, за исключением место-

рождения Конырат (C<sub>1</sub>), что можно объяснить присутствием там только старых калий-аргоновых датировок.



**Рисунок 5.7. Упрощенная тектоническая карта области сочленения структур Казахстана, России и Китая.**

- 1-Рудноалтайский пакет террейнов (активная континентальная окраина); 2-Калба-Нарымский террейн (в раннем-среднем Палеозое - пассивная континентальная окраина);
- 3-Чарский пакет террейнов (в раннем-среднем Палеозое бассейн океанического типа); 4-Жарма-Саурская островная дуга;
- 5-Чингиз-Тарбагатайский пакет террейнов (в среднем и позднем палеозое - континент); 6-Жонгаро-Балхашский пакет террейнов (в среднем Палеозое окраинный бассейн). Зеленые звездочки –медные месторождения (см. текст)

В последнее время в мировой литературе сопряженные пикрит-гранитоидные серии орогенических областей увязывают с мантийными плюмами. После того, как в 80-е годы прошлого столетия было найдено убедительное подтверждение плюмовой модели в Таримском и Жунгарском срединных массивах, а в текущем столетии доказано одновременное проявление Семейтауской вулcano-плутонической структуры в Семипалатинском Прииртыше одновременно с траппами Сибирского кратона [19], прямое влияние Таримского, Жонгарского и Сибирского плюмов на гранитообразование и металлогению Позднего Палеозоя и Мезозоя в Синцзяне и в Казахстане стало очевидным [20-22 и др.]. В Восточном Казахстане примеров сопряженных во времени и в пространстве антидромных уль-

трабазит-габбровых интрузивов позднекаменноугольного и пермского возрастов с медно-никелевой минерализацией и гранодиорит (граносиенит)-гранитных комплексов с медно-порфировым оруденением достаточно. Причем, именно антидромное развитие от пикритов к габбро-норитам и присутствие медно-никелевых ликвационных руд с аксессуарными платиноидами является одним из оснований считать их проявлениями высокотемпературных плюмов, берущих свое начало в астеносфере. Поскольку глубина зарождения плюмов исчисляется первыми тысячами километров, то и ареал их температурного фронта на рассматриваемом эрозионном уровне также исчисляется соизмеримыми цифрами. Поэтому распространение влияния Жонгарского и Таримского мантийных плюмов на коровое гранитообразование также и в Центральном Казахстане становится осознанной реальностью.

### **Выводы**

1. Медно-порфировое оруденение в Казахстане многоуровневое. Достаточно определено обоснованы позднекембрийский, позднеордовикско-раннесилурийский и среднекаменноугольный уровни.

2. Согласно теории рудообразования, медно-порфировые месторождения формируются при наличии трех зон: 1-магмо- и флюидзарождения; 2- тепло- и массопереноса (транспорта); 3- разгрузки (рудоотложения) [23]. В рассмотренных казахстанских примерах в трех месторождениях имеется полный комплект таких зон. Это – Бозшаколь, Нурказган и Конырат. Два первых из них формировались в магматических комплексах высокого уровня становления (high level в мировой терминологии) или в гипабиссальных условиях в советской терминологии. Третье, Конырат, и вовсе формировалось в вулканоплутонической структуре. Общим для всех трех является то, что они формировались в кальдерах вулканов центрального типа, которым свойственны как высокая проницаемость (вследствие частых извержений), так и идеальные условия для разгрузки гидротермальных растворов (вследствие резкого падения давления и вскипания флюидномагматической смеси, на что указывают эксплозивные брекчи). Именно такие структуры являются перспективными для обнаружения крупных и кондиционных месторождений. Месторождения Актогай и Айдарлы на современном эрозионном срезе пред-

ставлены в основном областью тепло- и массопереноса и, возможно, нижней частью области разгрузки (эксплозивные брекчи). Для таких месторождений характерна площадная рассеянная минерализация. Геодинамика Байского и Озерного месторождений изучены еще недостаточно.

3. В медно-порфировых месторождениях Казахстана присутствуют признаки непосредственного влияния на их коровые очаги мантийных флюидно-магматических процессов. Такими признаками являются: 1) высокотемпературные коровые магмы, способные достигать приповерхностных и поверхностных уровней (известно, что сама кора за счет собственных энергетических источников не способна производить такие высокотемпературные магмы); 2) примесь платины и палладия в пиритах месторождения Бозшаколь; 3) примеси никеля и кобальта в пиритах практически всех месторождений (до 0.9-2.2%), а в месторождении Нурказган отмечена самостоятельная минеральная фаза талнахит  $Cu_{18}(FeNi)_{18}S_{32}$ ; 4) высокие значения показателя  $\epsilon Nd_{(t)}$ : от +2,86 до +6,3 (наши данные по Колдарскому массиву, а также [24]), свидетельствующие о высоком вкладе мантии в магматический очаг. Вместе с тем, наличие свинца как в виде примеси в минералах, так и в виде самостоятельной полиметаллической стадии формирования рудных тел, указывают на несомненное участие корового материала в формировании рудоносных магматических очагов. При этом, вклад мантийного материала в такие коровые очаги в зависимости от показателя  $\epsilon Nd_{(t)}$  может быть оценен от 50 до 80%.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Gradstein F.M. et al.* A new Geological Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene // *Episodes*. 2004. V 12. No 2.
2. *Лу В.Г., Нарвайт Г.Э.* Месторождение Бошекуль // *Металлогения Казахстана. Месторождение руд меди / Алма-Ата, Наука. 1978. С.66-72.*
3. *Kudryavtsev Yu.K.* The Cu-Mo Deposits of the Central Kazakhstan//*Granite-Related Ore Deposits of the Central Kazakhstan and Adjacent Areas/ St. Petersburg: Glagol Publishing House. 1996. P.119-144.*
4. *Калинин С.К., Файн Э.Е.* Рений и радиогенный осмий в природных объектах // *Известия АН Каз ССР. Серия геол. 1977. № 6. С.1-7*
5. *Сыромятников Н.Г.* Эпохи возникновения рудного свинца полиметаллических месторождений Казахстана по изотопным данным// *Известия АН Каз ССР. Серия геол. 1979. №2.*

6. *Абдулин А.А., Торчинюк Р.М., Колесников В.В. и др.* Строение, вещественный состав руд и метасоматитов золото-медно-молибденового месторождения Самарское (Центральный Казахстан)//Доклады НАН РК. 1994. №5. С.30-36.

7. *Гранкин М.С., Мальченко Е.Г., Козлов А.Д.* Медно-порфировое оруденение девонского вулканического пояса// Геология и разведка недр Казахстана. 1995. №1. С.18-24.

8. *Гранкин М.С., Курчавов А.М., Мальченко Е.Г. и др.* Геодинамическая обстановка формирования девонского вулканоплутонического пояса северо-востока Центрального Казахстана и медно-порфировых месторождений в его пределах//Геология и разведка недр Казахстана. 1996. №4. С.2-8.

9. *Колесников В.В., Жуков Н.М., Солодилова В.В. и др.* Балхашский сегмент//Медно-порфировые месторождения/ Алматы. 1986. С.200.

10. *Полетаев А.И., Мельникова Л.В., Потеха А.В., Тимофеева С.Н.* Некоторые особенности геологии и оруденения Самарского золото-медно-порфирового месторождения// Геол. и разв. Недр Казахстана. 1996. №2.С.12-20.

11. *Торчинюк Р.Н., Колесников В.В.* Основные черты геологического строения золото-молибденово-медного месторождения Самарское (Центральный Казахстан) //Геология Казахстана. 1994. №6. С.53-61

12. *Серых В.И., Евдокимов И.В.* О геологической позиции медно-порфирового оруденения девонского вулканоплутонического пояса (Центральный Казахстан) //Геология Казахстана. 2001. №1. С.41-58

13. *Мальченко Е.Г., Жуковский В.И., Хамзин Б.С., Гранкин М.С., Исмаилов Х.К.* Геолого-структурная позиция золото-медно-порфирового оруденения в Центральном Казахстане//Геонауки в Казахстане. Доклады казахстанских геологов на 32-МГК / Алматы, 2004. С.196-201.

14. *Байдалинов А.Т., Малышев С.Н., Хамзин Б.С., Жуковский В.И., Исмаилов Х.К., Выползов В.Л.* Новые данные о медно-никелевом месторождении Камкор//Геология и охрана недр. 2008, № 4(29). С. 36-42.

15. *Нурбаев З.М., Полетаев А.И.* Месторождение Коунрад//Металлогения Казахстана. Месторождения меди/ Алма-Ата: Наука, 1978. С. 95-102

16. *Chen X., Han S., Yang N., Shi W., Chen Z., Seitmuratova E., Qu W., Du A., Ye B.* Re-Os dating of molybdenites from Cu-Mo-W deposits in the Balkhash metallogenic belt, Kazakhstan and its geological significance// Большой Алтай – уникальная редкометалльно-золотополиметаллическая провинция Центральной Азии. Материалы международной конференции к 34-й сессии МГК./ Усть-Каменогорск. 2010. С. 77-78.

17. *Tang G.J., Wang Q., Zhao Z.H. et al.* Geochronology and Geochemistry of the Ore-Bearing porphyries in the Baogutu Area (Western

Junggar)//Petrogenesis and Their Implication for Tectonics and Cu-Au Mineralization/ Earth Science-Journal of China University of Geosciences. 2009. N34 (1). P.56-74

18. *Wang Yi-Tian, Wei Qing-Feng, Chen Gui-Min et al.* Geochemistry of Baogutu and Adayi porphyry copper deposits in the south margin of Western Junggar, North Xinjiang, NW China. Материалы международной конференции к 34-й сессии МГК/ Усть-Каменогорск. 2010. С. 77-78.

19. *Lyons J.J., Coe R.S., Zhao X., Renne P.R., Kazansky A.Y., Izokh A.E., Kungurtsev L.V., Mitrokhin D.V.* Paleomagnetism of the early Triassic Semeitau igneous series, eastern Kazakhstan//Journal of geophysical research. 2002, v.107, N 7.

20. *Chung S.L., Jahn B.M.* Plume-lithosphere interaction in generation of the Emeishan flood basalt at the Permian-Triassic boundary//Geology. 1995. V. 23, (10). P. 889-892

21. *Бин-Цюань Ч., Яо-Гуо Х., Сянь-Ян Ч., и др.* Крупнейшая магматическая провинция Эмейшань: результат плавления примитивной мантии и субдуцированного слэба//Геология и геофизика. 2005. Т.46, №9. С. 924-941

22. *Борисенко А.С., Сотников В.И., Изох А.Э., Поляков Г.В., Оболенский А..А.* Пермотриасовое оруденение Азии и его связь с проявлением плюмового магматизма//Геология и геофизика. 2006. Т.47, №1. С.166-182.

23. *Сотников В.И., Берзина А.П., Никитина Е.И.* Медно-молибденовая рудная формация//Новосибирск, Наука, 1977.

24 *Shen Pi'ng, Shen Yuanchao, Xiao Wenjiao* Geodynamic setting and mineralization in Baogutu porphyry Cu-Mo-Au deposit, West Junggar, China//International conference Great Altai, devoted to 34-th IGC/ Kazakhstan. Oskamen . 2010. P. 114-115/

## ГЛАВА 6. Геодинамика и металлогения Казахстана

---

### ***Введение***

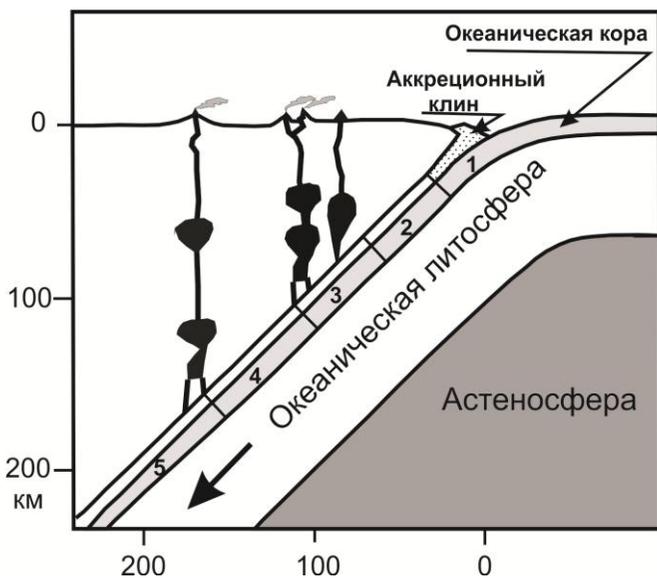
Ниже изложены кратко некоторые термины и понятия, использованные в статье.

*Аккреция* – тектоническое приращение террейна или террейнов к континенту (кратону).

*Террейновый анализ* — раздел [тектоники плит](#), занимающийся изучением структуры и истории развития [складчатых поясов](#). С точки зрения этой теории в пределах складчатых поясов можно выделить отдельные блоки - [террейны](#), которые обладают индивидуальной историей. Содержание террейнового анализа заключается в определении характера границ, изучении и выяснении геодинамических обстановок формирования террейнов, их геологической истории, траектории перемещения, амальгамации, [аккреции](#) и связи с соседними террейнами. Террейны могут представлять собой обломки микроконтинентов, островных дуг и их отдельных элементов (аккреционного клина, задугового или преддугового бассейна), вулканических поднятий, симаунтов и др. Заключительным результатом террейнового анализа являются палеореконструкции складчатого пояса на любой стадии его развития и первичная металлогеническая зональность.

*Субдукция и вулканические пояса* – явления взаимосвязанные. В Казахстане распространено ошибочное представление о том, что офиолиты и зоны Беньофа – это почти одно и то же. Если обратиться к анатомии зоны Беньофа, то увидим, что само место субдуцирования океанической коры под континент или островную дугу обычно погребено под мощными накоплениями аккреционного клина, поэтому серпентинитовый меланж в принципе не может быть «следом» субдукции. Субдукционные офиолиты в форме серпентинитового меланжа с включениями преобразованной океанической коры и фрагментами той структуры, под которую субдуцирует океаническая кора (островная дуга, активная континентальная окраина и др.), на рассматриваемом эрозионном уровне появляются в результате эксгумации – механизма, обратного по своей сути субдукции [1 и ранние работы]. В силу особых реологических свойств серпентинита, меланж

проникает в любые ослабленные зоны в коре, формируя как трещинные, так и пластовые тела (тектонические покровы). Первые нередко являются границами террейнов и обязаны своим происхождением аккреционным и коллизионным процессам, вторые участвуют в строении олистостромовых комплексов и могут иметь складчатую морфологию, например, Итмурундинский меланж. Наконец, широко распространены блуждающие офиолиты, подстилаемые обычно осадочными породами и являющиеся фрагментами расчлененных пластовых тел (покровов). Изучение современных зон субдукции показало, что почти все они сопровождаются на поверхности вулканическими поясами. Природа такой взаимосвязи становится понятной при рассмотрении рисунка 6.1. Поэтому, картирование и увязка вулканических поясов в складчатых областях есть кратчайший путь к определению места и направления субдукции. Примером реконструкции вулканических поясов Центральной Азии может служить работа [2].



**Рисунок 6.1. Схема зоны субдукции, иллюстрирующая зональность ее по глубине и три типа вулканизма [1].**

Стадии преобразования погружающейся океанической коры:

1 – фация зеленых сланцев; 2 – глаукафановые сланцы и дегидротация;

3 – эклогиты и частичное плавление; 4 – полное плавление; 5 – рестит.

В вулканах справа налево последовательно меняется состав магмы.

Мировая наука рассматривает нижнюю мантию и ядро в качестве основного энергетического реактора, регулирующего температуру Земли и ее геодинамическое равновесие. Существует, вероятно, большое разнообразие механизмов, работающих на охлаждение Земли и ее геодинамику. Два из них изучены наиболее полно:

- конвективный тепло-массоперенос в мантии, на основе которого сформулирована концепция плитной тектоники;
- мантийные плюмы, суперплюмы, горячие точки, достигающие верхних слоев Земли независимо от конвективной геодинамики и формирующие в верхних слоях тектонику горячих полей [1].

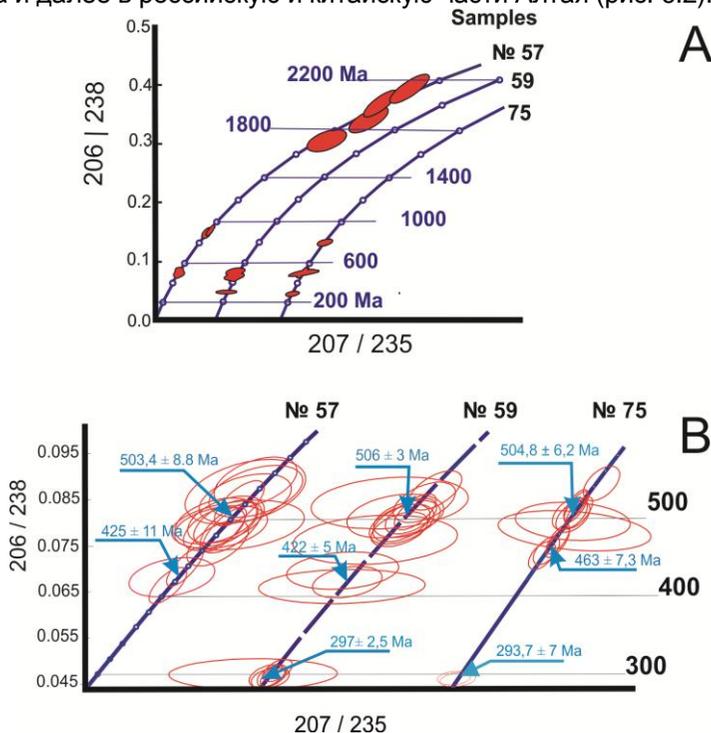
Указанные механизмы взаимодействия Земли с Космосом позволили ученым понять все многообразие наблюдаемых геодинамических режимов. Многие из них применимы и к Казахстану. Так, например, оказалось, что геосинклинальные прогибы являются зонами субдукционного поглощения океанической коры; многие в настоящее время сближенные структурно-формационные зоны (главный элемент геосинклинальной концепции) изначально развивались изолированно; возникли возражения у палеонтологов по поводу совмещения в сближенных террейнах фауны различных климатических зон; наконец, решающий вклад внесли палеомагнитные исследования, показавшие, что конкретные террейны были удалены первоначально от современного их положения на сотни и тысячи километров, да к тому же еще и вращались. Получило научное обоснование прежде абстрактное понятие «орогенез». Оказалось, что он возникает на фоне двух геодинамических режимов: коллизия террейнов (плитная тектоника) и сводовых поднятий температурных полей, наведенных плюмами. В металлогении стало понятно, откуда в сугубо редкометальном Калба-Нарымском поясе появились такие сугубо мантийные магматические породы, как одакиты, с которыми связаны золоторудные поля, а также базит-ультрабазитовые интрузивные комплексы с медно-никель-платиновой минерализацией. И вообще, что явилось стимулом батолитового магматизма и редкометальной металлогении в этой зоне. Вертикальная мощность Калбинского батолита на момент становления составляла около 8 км. А ведь известно, что земная кора, особенно ее верхняя гранитная оболочка, энергетически не обеспечена для такого масштабного проплавления субстрата, сопоставимого с объемом батолита (около 70 тыс.

куб. км). Стало понятным, почему в позднем Палеозое, когда на всей территории Казахстана существовал континент, появляется медно-порфировый пояс, материнские магмы которого несут яркую мантийную метку высокого содержания изотопа  $^{143}\text{Nd}$ . То же самое относится и к щелочным гранитам, сформировавшимся в Перми редкоземельное месторождении Верхнее Эспе, а также к щелочным базальтам и базальтам неогена, развитым в Тянь-Шане и многое другое. Все это мы попытались изложить кратко в данной статье.

### ***6.1. Кратонный этап и рифтовая тектоника***

Кратонная модель для территории Казахстана в Архее и Протерозое обсуждается в литературе давно, однако научное обоснование она получила только в последние 2-3 десятилетия. К числу наиболее важных прямых фактов можно отнести следующие [4-11]: присутствие популяции древних ксенокристов циркона в алмазонасных породах Кокшетауского массива (до 1,9-2 Ga); Неопротерозойский  $841 \pm 11$  Ma возраст гнейсогранитов и  $845 \pm 17$  Ma порфиридов хребтовой части Улытау; то же, вулканитов Кууспекской свиты  $1136 \pm 4$  Ma и гнейсогранитов  $1156 \pm 4$  Ma в Кокшетауском массиве; Архей-Протерозойский возраст ядер циркона в диоритах Степнякского массива (от 1 до 3,8 Ga); детритовый циркон в гнейсах Курчумского срединного массива с возрастом 0,9-2,3 Ga, причем, цирконы с возрастом 0,9 Ga и старше имеют все признаки магматического происхождения (рис. 6.2); ксеногенный циркон в гнейсогранитах Иртышской зоны смятия с возрастом 800-835 Ma; детритовый циркон с возрастом до 2,4 Ga из осадков, залегающих на океанических базальтах в Чу-Илийской зоне и ксенокристы циркона из метадацитов и гранодиоритов с возрастом 2,3 Ga в магматических цирконах с возрастом 478-480 Ma там же. Они могут быть дополнены такими фактами, как калиевый и ультракалиевый состав порфиридов и гнейсогранитов в Улытау и Кокшетауском массиве ( $\text{K}_2\text{O}:\text{Na}_2\text{O}=1,2-1,9$  до 10,6), свидетельствующие о кратонном типе коры, из которой они выплавлялись. Перечисленные прямые и косвенные данные доказывают существенную роль древнего материала кратонного происхождения в формировании коры Казахстана. В современной структуре Казахстана присутствуют лишь фрагменты кратона (микроконтиненты). Они располагаются в виде двух кластеров: в западной и южной частях рассматриваемой территории Казахстана: Кокшетауский,

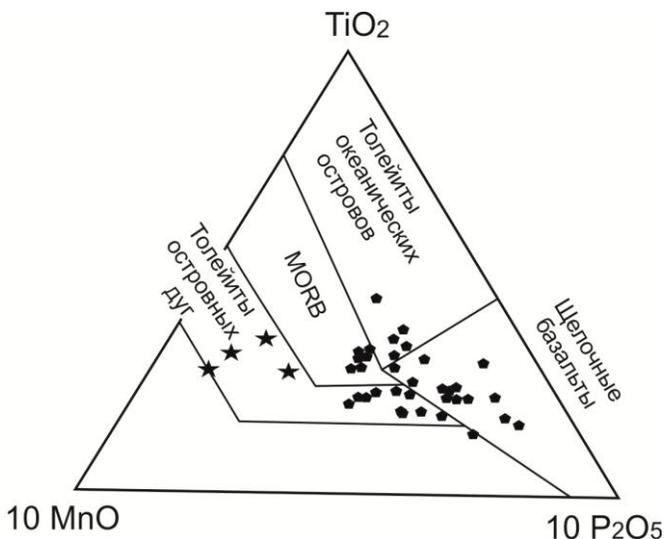
Улытауский, Каратау-Таласский, Шу-Кендыктасский, Актау-Жонгарский [12], прослеживаются в Северный Тянь-Шань на территорию Китая севернее и южнее бассейна р. Или (уран-свинцовый возраст по циркону 0.8-0.9 Ga,  $T_{DM} = 1.4-1.7$  Ga [11]) и на северо-восток Казахстана, начиная от Калба-Нарымского батолита и далее в российскую и китайскую части Алтая (рис. 6.2).



**Рисунок 6.2. Сводная диаграмма конкордий метаморфических комплексов Иртышской зоны смятия (А) и детали этих же конкордий в диапазоне возрастов 600-200 Ма (В)**

Объективных данных о том, что каждый из указанных кластеров представлял собой единый кратон, нет, о чем свидетельствуют прокладки островодужных комплексов позднего Неопротерозоя – раннего Кембрия между современными его фрагментами. На пространстве между ними располагался островодужный архипелаг на коре океанического и субконтинентального

типа, о чем свидетельствуют четыре факта: отсутствие на этой территории докембрийских пород; существенно золото-меднорудная металлогения в кембрии и ордовике в форме колчеданных, жильных и медно-порфировых месторождений; сравнительно молодые Sm/Nd модельные датировки (0.8-0.4 Ga), рассчитанные по магматическим породам; доминирование в магматических породах положительных значений показателя  $\varepsilon_{(Nd)}T$ : от -1 до +6, свидетельствующего об отсутствии в очаговых зонах древнего кратонного основания и преобладание в них мантийного материала. Вместе с тем, имеются очевидные признаки участия рифтогенных процессов, которые расчленили отдельные срединные массивы на фрагменты. Это – тиллитоподобные фации в горах Улытау в основании байконырской свиты Неопротерозоя (?), с которыми пространственно сопряжены базальты карсакапайской серии и вулканиты жуанкарской серии Pt<sub>3</sub> (рис. 6.3). Как описывают [12,14], тиллитоподобные конгломераты представляют собой несортированные осадочные породы, сложенные преимущественно галькой, валунами и глыбами (олистоплаками) кварцитов, жильным кварцем и разнообразными сланцами. Такие фации характерны, в числе прочих, для подножий разрушающихся плечей рифтов. Верхняя часть байконырской свиты сложена сланцами углеродистыми, пиритизированными, а в самых верхах – красноцветными. Углеродисто-пиритоносные породы, входящие в состав свиты, усиливают аргументы отнесения их к рифтогенной фации.



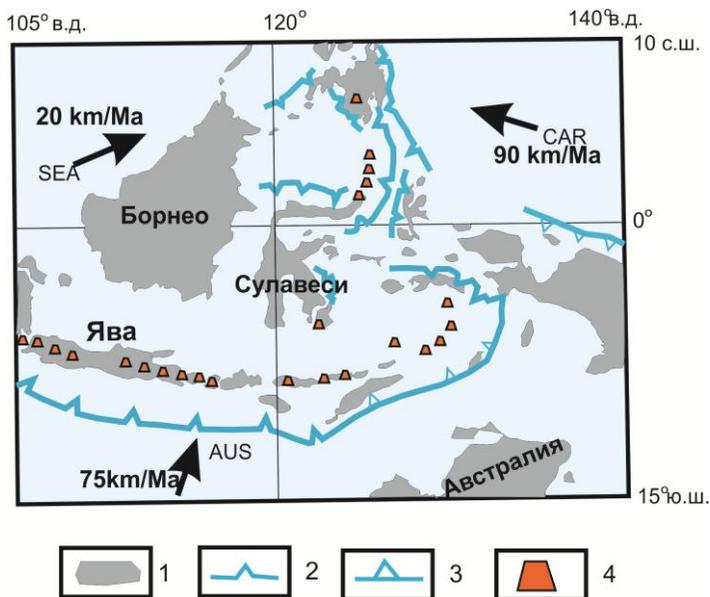
**Рисунок 6.3. Позиция метабазальтов карсакпайской серии (точки) и жуанкарской серии (звезда)**

Рифты являются проводниками восходящих метановых и сероводородных потоков из мантии [15]. При этом планктон, усваивая метан и затем отмирая, накапливает органический углерод в породах, а сероводород эти породы сульфидизирует. Красноцветные сланцы указывают на субмаринные условия осадконакопления. В пространственной связи с байконырской свитой залегает карсакпайская серия зеленокаменно преобразованных базальтов ( $Pt_3$ - $Pz_1$  ?). По составу основная их масса относится к толеитам и щелочным базальтам (рис 6.3) В парагенезисе с ними встречаются метафтаниты, метаяшмы, железистые и безрудные кварциты и глинисто-углеродисто-кремнистые сланцы. В совокупности рассмотренная ассоциация пород характерна для начальных стадий развития рифтов.

Структурой рифтогенного происхождения является, по всей видимости, и Еремантаусская зона, которая располагалась в области активной континентальной окраины будущей Селеты-Степнякской осроводужной системы. Примечательной особенностью ее является наличие в восточном борту офиолитов, которые представляют собой фрагмент обогащенной манти континентального типа: верлиты, амфиболовые верлиты, биотит-флогопитовые, титаномagnetит-апатитовые, амфиболовые кли-

нопироксениты, расслоенные габбро и как акцессорная примесь - дуниты (Олентинский пояс и горы Аже [17]). В самой Ерементаской зоне присутствуют афировые пикробазальты с глубинными ксенолитами верлитов и оливиновых верлитов, оливиновые субщелочные базальты, что усиливает аргументацию принадлежности этой зоны к рифтогенным структурам. На принадлежность же ее к внутриконтинентальным рифтам указывают докембрийские кварциты и кристаллические сланцы, описанные [18], а также карбонатно-осадочные породы, которые могут представлять покрытие кристаллического фундамента континентальной окраины.

В итоге, можно предположить, что рифтогенез Архей-Протерозойского кратона (или кратонов) на ранней стадии развития Казахстана имел распространение, а отсутствие на современном эрозионном срезе характерных обломочных фаций, возникающих обычно при разрушении плечей рифта, связано либо с погребением их более молодыми аккреционными процессами или с тем, что они еще не найдены и не распознаны. Такое допущение приводит к единственно возможной модели тектонического строения рассматриваемой территории в Позднем протерозое: островодужному архипелагу с микроконтинентами, островными дугами и разветвленной системой субдукционных зон, передовыми и тыловыми трогами. Такая модель обсуждается казахстанской школой геологов давно. Обоснование ее находим также у А.Н.Диденко с соавторами [19] и у A.Kröner с соавторами [5], но уже в масштабе Центрально-Азиатского орогенического пояса. Реальность такой модели доказывается существованием современной структуры Восточной Индонезии, расположенной в узле сочленения трех плит (рис. 6.4). Обе территории по размеру сопоставимы друг с другом:  $15^{\circ}$  по широте и  $35^{\circ}$  по долготе (В. Индонезия);  $12^{\circ}$  по широте и  $32^{\circ}$  по долготе (Казахстан).



**Рисунок 6.4. Схема современного положения главных структурных элементов Ю-В Индонезии [13]:**

1- континенты и микроконтиненты; 2-активные зоны субдукции; 3- то же, пассивные; 4-активные вулканические пояса.

Жирными стрелками показано направление и скорость движения плит: SEA- Южно-Китайская; AUS – Австралийская; CAR –Тихоокеанская + Филиппинская +Каролинская.

## **6.2 Каледонский этап.**

Первые признаки субдукционных процессов зафиксированы изотопно-геохронологическими методами в позднем протерозое (см. главу 3) и продолжались они до среднего палеозоя включительно. Причинно с ними связано формирование на ранней стадии вулканических поясов в пределах четырех островных дуг: Эскулинской (восточнее Улытауского кратона), Селеты-Степнякской, Бозшакольской и Чингиз-Тарбагатайской. С большой вероятностью к этой же категории структур можно отнести и Майкаинский сегмент, который вероятнее всего является частью Чингиз-Тарбагатайской островной дуги. Биостратиграфическими методами нижняя возрастная граница островодужного вулка-

низма доказана фауной конодонт, археоциатид, трилобитов и водорослями [21, 22]. Самые древние уран-свинцовые датировки цирконов натровых риолитов Эскулинского купола (рис. 3.6) имеют возраст  $748 \pm 8$  Ма, а из офиолитов и генетически связанных с ними тоналитов и плагиогранитов Синцзяна (КНР), Бозшакольской и Жалаир-Найманской зон (Казахстан), указывают на ранний Кембрий:  $524 \pm 4$ ,  $519 \pm 4$ ,  $521 \pm 2$  [23, 24].

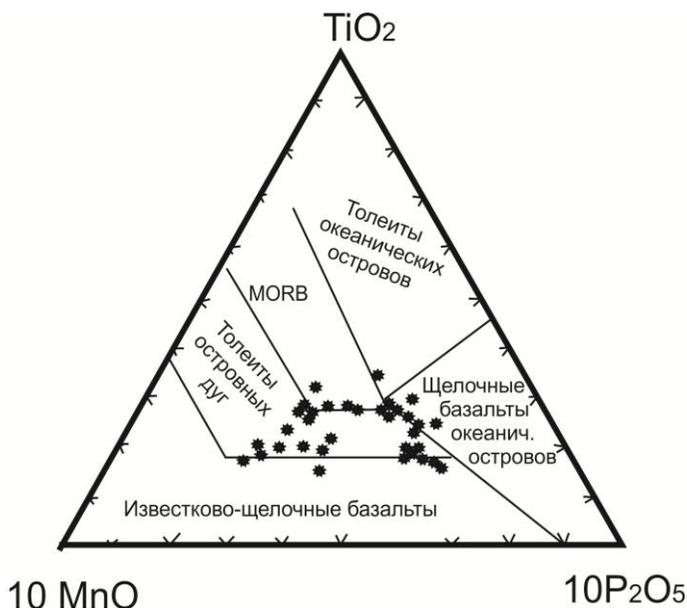
Латеральные вариации вулканитов в пределах дуг позволяют говорить о их гетерогенном основании и участии в нем как меланократовой коры субокеанического типа, так и блоков континентальной коры. На участках с корой сиалического типа, преобладают бимодальные базальт-риолитовые, дифференцированные базальт-андезит-дацит-риолитовые или унимодальные риолитовые вулканические серии. К ним относятся осевая Ханшингизская зона в Шингиз-Тарбагатайской дуге, центральная и восточная часть Бозшакольской дуги, западная часть Селеты-Степнякской островодужной системы, северо-восточное обрамления Улытау-Нарынского срединного массива и другие. Тип вулканизма известково-щелочной, что хорошо видно на диаграмме сводной базальтовой выборки Селеты-Степнякской островной дуги (рисунок 6.5). Металлогения золото-молибден-медная, причем медь и золото пространственно разобщены, что характерно для металлогенической зональности островных дуг вообще. Золото сосредоточено в основном в Селеты-Степнякской дуге в виде телетермальной стратиформной золото-ртуть-колчеданной, вулканогенно-метасоматической мезотермальной золото-колчеданной и золото-кварцево-жильной мезотермальной формаций. Для самых значимых золоторудных минерализаций установлен четырехуровневый диапазон формирования в интервале времени от среднего Кембрия до раннего Силура [25, 26]. Медно-молибденовые месторождения представлены порфирировым типом, формировавшимся в кальдерах. На южном фланге Селеты-Степнякской дуги они представлены ордовикскими месторождениями Нурказганского типа [27], в Бозшакольской дуге – одноименным месторождением позднего Кембрия  $494.9 \pm 6.0$  Ма [28].



**Рисунок 6.5. Позиция кембрійських і ордовікських базальтів Селети-Степнякського мегасинклінію на геодинамічній дискримінаційній діаграмі І.Д.Мульєна[14]**

Участки с корой субокеанического типа по возрасту заложения имеют в основании офиолитоподобные комплексы и относятся к раннекаледонскому этапу. Это - Балкибекский и Майкаинский сегменты Шингиз-Тарбагатайской дуги, западная часть Бозшакольской дуги, аккреционные сегменты, примыкающие к Кокшетаусскому массиву с востока и запада и к Ишкеольмесскому массиву с востока, реликтовый аккреционный комплекс в Жалаир-Найманской зоне. В Балкибекском сегменте индикатором океанической коры являются субщелочные пиллоу-базальты, лентиккулярные известняки, туфы с археоциатами раннего кембрия [21]. Стратиграфически выше залегают базальт-яшмовые ушкызыльская, балгагинская и кувская свиты позднего кембрия-среднего ордовика [29]. Прямим отражением состава коры является металльный состав колчеданных месторождений, развитых в этом сегменте: медно-цинково-серебряный (Космурун) и медно-золотой (Мезек). По своему происхождению Балкибекский сегмент является задуговым бассейном [30], который произошел в условиях растяжения коры вследствие разных скоростей перемещения континентальной (островодужной) и океанической плит – механизм, широко признанный для объяснения задуговых бассейнов ранних стадий Тихоокеанской субдукции под Анды [31]. В строении Майкаинского рудного поля участвуют две толщи: «зеленых туфов» и майкаинская серия [32]. Толща «зеленых туфов» сложена

известково-щелочными пропилитизированными андезитами, дацитами, реже базальтами, андезибазальтами, тефроидами и туфопесчаниками. Раннекембрийская фауна брахиопод была собрана в комковатых известняках в карьере Майкаин-В. В этом же карьере, а затем и за его пределами, в яшмах майкаинской серии были обнаружены конодонты  $O_2$  [33, 34]. Серия сложена (снизу вверх) зеленокаменными базальтами, дифференцированным спилит-кератофировым комплексом, бурыми миндалекаменными и афировыми андезибазальтами, диабазами и андезитами. Верхняя толща прослоена силицитами среднего ордовика [32]. Спичочный состав пород серии, а также положение точек на дискриминационной диаграмме (рис. 6.6) позволяет рассматривать ее в составе известково-щелочной ветви. Все месторождения, которые известны в Майкаинском рудном районе, включая Торткудукское, относятся к Уральскому типу: они связаны со слабо дифференцированной вулканической серией, содержат примесь галенита и барита.



**Рисунок 6.6. Базальты Майкаинского рудного поля на геодинамической дискриминационной диаграмме [14]**

Совокупность этих основных признаков определяют Майкаинский сегмент как островодужную область. В северо-западной части Майкаинский сегмент пересекается Майкаин-Кызылтасским офиолитовым поясом, которому рядом исследователей [12, 32] присвоен статус сутуры (границы литосферных плит, террейнов и пр.). Мы не поддерживаем этот статус, поскольку по породному, металлному составам и возрасту оруденения между Майкаинским и Торткудукским рудными полями не существует принципиальных различий. В Жалаир-Найманской зоне фрагменты океанической коры хорошо развиты на участках Андассай и Дуланкара [12,18,35]. Здесь присутствуют все элементы офиолитового разреза: серпентинизированные гарцбургиты и дуниты, базальты, расслоенный и дайковый комплексы, тоналиты, плагиограниты. На диаграмме AFM точки располагаются в пограничной области MORB и известково-щелочной серий, что характерно как для начальных стадий раскрытия рифтов, так и для окраинных морей. Две датировки по циркону из плагиогранитов показали  $519\pm 4$  и  $521\pm 2$  Ma [24].

Фрагменты каледонских островных дуг присутствуют также в Джунгаро-Балхашском герцинском бассейне в виде базальт-фтанитовых блоков (Агадырский), офиолитовых поясов в олистостромовом окружении (Итмурунды и Тектурмас) и обширных полей осадочных пород, сложенных турбидитами и флишем. Базальты имеют щелочной состав (рис. 1.14), что указывает на формирование их в условиях внутренних морей. Присутствие в разрезе трахитов дополнительно аргументирует этот вывод. Фауна конодонтов во фтанитах, ассоциирующих с базальтами, характеризует их возраст как ранний-средний Ордовик [29,36]. Конкордантный возраст высокобарического метаморфизма, определенный классическим методом по циркону из двух проб плагиоклаз-актинолит ( $\pm$ глаукофан)-омфацитовых кристаллических сланцев, приходится на средний ордовик: 463 и 462 Ma (206/238); 466 и 458 Ma (207/235) [37]. В Итмурундинском поясе доказано, что каледонские структуры на этом участке являются не аллохтонными тектоническими блоками, а эродированным цоколем, на котором несогласно с конгломератами в основании залегают красноцветы среднего-позднего девона. Причем, имеются несогласные перекрытия как офиолитовых базальтов (в них трещины выветривания заполнены девонским красноцветным гравелитом с фауной), так и олистостромового комплекса. Кроме того, на северном борту пояса располагается габбро-

монцонит-гранодиоритовый массив Долинный, вмещающий одноименное золоторудное месторождение. Рубидий-стронциевая изохронна, полученная по породам Долинного массива [38], показала позднеордовикский возраст  $444 \pm 14$  Ма. В итоге, вся геологическая обстановка на данном участке очень сходна с позицией массива и месторождения Степняк в одноименной островной дуге: в обоих случаях и массивы и месторождения залегают во флише вблизи офиолитов и имеют сопоставимый возраст. Приведенные данные доказывают внутриконтинентальный статус Джунгаро-Балхашского бассейна, развившегося на каледонском аккреционном комплексе.

Завершение каледонского этапа происходило в период с позднего ордовика по силур включительно. Оно ознаменовалось разномасштабной аккрецией описанных выше первичных структур, формированием обширных орогенных областей покровно-чешуйчатого строения, накоплением моласс и внедрением гранитоидных интрузий батолитового типа в сегментах, сформированных на основе энсиалических дуг. В сегментах на основе энсиматических дуг такие батолиты отсутствуют. Последовавшая затем денудация превратила значительную часть Центрального Казахстана в молодую платформу с преимущественно терригенным, известково-терригенным, местами с угленосным осадконакоплением.

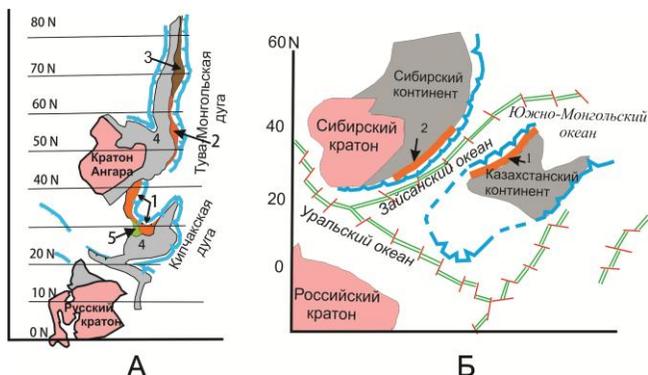
### **6.3 Раннегерцинский этап.**

В раннегерцинское время основные события в восточной части Казахстана связаны с девонской субдукцией. В двух из пяти офиолитовых поясах (Чарском и Западно-Мугоджарском) яшмы и фтаниты, ассоциирующие с базальтами, содержат как девонские, так и ордовикские конодонты [39-41], которые пока не удалось расчленить пространственно. В поясе Тангбейл-Майли-Хонгулуленг (продолжение Западно-Мугоджарского пояса в Китае) с кембрийскими и ордовикскими офиолитовыми габбро ассоциируют девонские троктолиты и мелкозернистые габбро с возрастом от 415 до 385 Ма [23], свидетельствующие о присутствии там полихронной океанической коры. В двух других поясах (Итмурунды и Тектурмас) описаны пока только ордовикские конодонты. Кроме того, во всех поясах на территории Казахстана доминируют щелочные базальты в ассоциации с трахитами (Итмурунды, Чарский см. главу 1), ставящие под сомнение обста-

новку открытых океанов [2, 42] и позволяющие допускать геодинамические условия окраинных и внутренних морей с участием каледонской энсиматической коры. Этому есть и прямые данные, а именно, описанное выше налегание живет-франкских осадков на базальты итмурундинской свиты в одноименном офиолитовом поясе. Такая позиция не означает отрицания девонской субдукции в ее классическом выражении. Появление в раннегерцинское время девонского вулканического пояса в составе «Центрально-Казахстанского окраинного вулканоплутонического пояса» А. Богданова и Рудного Алтая могло случиться только на фронте девонской субдукции, а геодинамическим окружением для ее проявления могли служить моря островодужного архипелага, аналогичного тому, который изображен на рисунке 6.4. В самом деле, в этот период на рассматриваемой территории нет ни одного руководящего признака, указывающего на обстановку открытого океана, кроме некоторого количества толеитов в сводной выборке базальтов Чарского пояса. Однако, сочетание щелочных базальтов и толеитов характерно также и для внутренних морей, особенно рифтогенного происхождения. И точно также в них могут присутствовать симаунты с коралловой покрывкой. В то же время, сочетание в меланжах девонских и ордовикских конодонтовых комплексов, преобладающий щелочной состав базальтов и факт перекрытия ордовикских базальтов девоном практически в центре Джунгаро-Балхашского палеобассейна, наличие редкометалльной раннедевонской минерализации там же (вольфрамовое месторождение Байназар,  $407 \pm 4$  Ма (206/238) и  $406,6 \pm 7$  Ма (207/235) [6], полихронная океаническая кора в Синцзяне (габбро с возрастным диапазоном от 531 до 385 Ма [23]) являются веским аргументом в пользу островодужной (или окраинно-континентальной) обстановки на востоке Казахстана в первой половине девона.

Центрально-Казахстанский и Рудноалтайский фрагменты девонского вулканического пояса, возникшего на фронте субдукции, имеют некоторые различия, но и много общего: одинаковый возраст, охватывающий нижние два отдела девона; бимодальный базальт-риолитовый состав вулканизма при подчиненной роли андезитов (имеются в Центрально-Казахстанском и отсутствуют в Рудноалтайском) и дацитов; одинаковую зональность, выражающуюся в смене известково-щелочного магматизма внутренней зоны субщелочным повышенной калиевоности во внешней зоне, обращенной к каледонским континентам (Казах-

станскому и Горноалтайскому, соответственно); разной по масштабу, но в принципе одинаковой по металлному составу рудной специализацией: полиметаллы, медно-цинковые месторождения с золотом и примесью свинца, черные металлы, золото (крупные месторождения в Центрально-Казахстанском и проявления в Рудноалтайском); гранитоидный магматизм в диапазоне от 411 до 368 Ма в Центрально-Казахстанском фрагменте (наши данные) и от 415 до 377-371 Ма на Алтае [43, 44]. Такое подобие одного фрагмента другому предполагает формирование их в сходном геодинамическом окружении, но с участием несколько различающихся типов коры: белее континентальной на Алтае и менее континентальной в Центральном Казахстане. Пространственная позиция Центрально-Казахстанского и Алтайского вулканических поясов в момент образования оценивается неоднозначно [2,42]. Различие видно из рисунка 6.7. Модель «Б» на рисунке имеет много общего с моделью, озвученной А.А.Моссаковским с соавторами на IV рабочем совещании проекта IGCP 283 «Геодинамическая эволюция Палеозойского океана» в Новосибирске в 1993году. Полученные нами в последние годы новые материалы по Чарскому офиолитовому поясу сближают нашу позицию также с этой моделью в части интерпретации роли офиолитов в формировании девонских вулканических поясов. Установлено [46], что в Чарском меланже имеются все признаки ордовикской субдукции, такие как: 1) Ордовикский базальт-фтанитовый комплекс; 2) Ордовикский метаморфический НР/УНР комплекс (доказательство факта субдукции); 3) Ордовик-Силурийский метабазитовый комплекс известково-щелочного состава, указывающий на присутствие в регионе островной дуги или активной континентальной окраины – третьего необходимого элемента субдукционной обстановки (subduction environment). Обращаясь теперь к герцинской истории меланжа, видим только базальты и фтаниты с девонскими микрофоссилиями, которые свойственны многим геодинамическим обстановкам, но не являются руководящим признаком субдукции. Да и теоретически повторная через 70- 80 миллионов лет субдукция мало вероятна, исходя из мирового опыта изучения офиолитовых поясов.



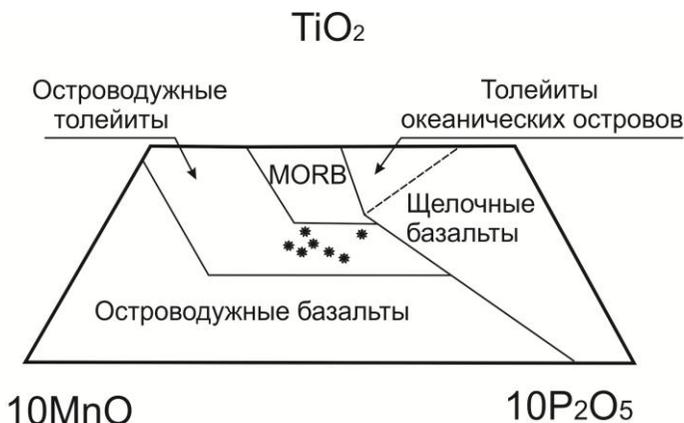
**Рисунок 6.7. Палеорекострукция Центральной Азии по [2] на 363 Ma и по [42] на 380 Ma, с незначительными изменениями авторов**

На основании изложенного, можно считать, что Чарский офиолитовый пояс есть след спредингового центра (палеоорифта), который продуцировал девонскую кору океанического типа и которая субдуцировала под Рудноалтайскую и Казахстанскую активные континентальные окраины. В современном виде Чарский офиолитовый пояс имеет трещинную природу и является проекцией сутуры, которая разделяла в девоне Казахстанский и Сибирский континенты (рис. 1.2).

В раннем Карбоне вулканическая активность в Жонгаро-Балхашском бассейне сместилась к северо-востоку, где сформировалась Жарма-Саурская дуга. Причиной могло быть изменение угла наклона зоны Беньюфа. Как считают [2] примерно в это же время или даже в силуре [47] началось встречное движение северной и южной частей Центрального Казахстана, которое завершилась к Перми полным отклонением Жонгаро-Балхашского бассейна от Зайсанского. В этой связи особенно резкое несоответствие геологии Чингиз-Тарбагатай и западного борта Зайсанского аккреционно-коллизийного комплекса в позднем девоне и на протяжении всего Карбона: а) в стратиграфии – фаменские известняки (~400 м) сменяются выше турне-визейскими лагунными осадками с угленосными горизонтами в Чингизе и глубоководные кремнисто-вулканогенные и флишоидные отложения в Жарма-Саурской зоне; б) мощный габбро-гранодиорит-плагиогранитный магматизм на мезоабиссальном уровне с золоторудной и медно-порфировой минерализацией в Жарма-Саурской зоне и единичные тела диоритовых

порфиритов в визейских угленосных отложениях Чингиза. При этом полностью отсутствуют переходные фации, а в пограничной зоне присутствуют блоки гранулитов и кианитовых кристаллических сланцев. И только в Перми гранитные массивы и дайковые пояса демонстрируют сквозьструктурную позицию. В это же время и магнитное склонение в Тянь-Шане и Чингизе из встречного становится согласованным северо-восточным [47].

К северу от Чарского спредингового центра, начиная с девона, формировалась Рудноалтайская окраина Андийского типа [48-50] в составе вулcano-плутонического пояса (собственно Рудный Алтай) и преддугового терригенного бассейна (Калба-Нарымская зона). Рудноалтайская активная континентальная окраина в девоне представлял собой субмаринный вулканический пояс, сложенный контрастной базальт-риолитовой и последовательно дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой формациями, а также комагматичными им гранитоидами. Базальты по международной классификации относятся к островодужным толейитам. Средние анализы по основным рудным районам приведены на рис. 6.8.



**Рисунок 6.8. Позиция базальтов кварц-кератофировой формации Рудного Алтая на геодинамической дискриминационной диаграмме И.Д.Мульена [14 ]**

Они демонстрируют преобладание в источнике компонентов океанической литосферы. С контрастной базальт-риолитовой формацией генетически связаны многочисленные вулканогенно-

осадочные колчеданные месторождения типа куроко, сформировавшиеся в субмаринных условиях; им подчинены зоны рудных метасоматитов и штокверков. В размещении как вулканитов, так и месторождений, намечается зональность. Если взять за точку отсчета г. Усть-Каменогорск, то в восточном направлении от него и до границы с Горным Алтаем щелочность кремне-кислой части вулканитов изменяется от кали-натровой до калиевой. Металлогеническая зональность сложная. В северо-западном направлении от Усть-Каменогорска пропорции  $Cu : Pb : Zn$  в колчеданных месторождениях постепенно меняются от 16:17:67 (Белоусовское) до 54:10:36 (Орловское), 53:16:31 (Таловское), 53:4:43 (Верхубинское), а в восточном направлении до (6-9):(15-44):(50-79) в Лениногорско-Зырянской и до (4-6):(63-75):(21-31) в примыкающей к Горному Алтаю Холзунско-Сарымсактинской зоне [50]. Приведенные данные по рудной и петрохимической зональностям являются прямым указателем на мозаичный состав коры: ювенильной, обогащенной мантийным материалом на северо-западе и зрелой, континентального типа, на востоке. Изотопное подтверждение первого вывода находим у [44, 51], согласно данным которых в породах возрастного уровня 380 Ма показатель  $\epsilon Nd(t)$  варьирует от 5,75 до 8,16, а в плагиогранитах возрастного уровня 322 Ма он составляет 7,4. Такие значения  $\epsilon Nd(t)$  характерны для ювенильной коры, состоящей из молодого мантийного материала на 70-90%. Аналогичная кора, судя по составу колчеданных руд Ашалинского месторождения (68 : 5: 27), залегает в основании одноименного тектонического блока в Китае, расположенного в 350 км юго-восточнее Усть-Каменогорска в зоне Главного Иртышского разлома и являющегося по совокупности геологических формаций блоком-отторженцем Рудноалтайской зоны [50]. По второму выводу изотопные аргументы отсутствуют, а основными доводами являются состав вулканитов и гранитов Холзунско-Сарымсактинской зоны (5-10%  $K_2O$  при 1-3%  $Na_2O$ ) и свинцово-цинковый состав рудных проявлений (с существенным преобладанием свинца). Рассматривая приведенные данные в свете существующих геодинамических сценариев, можно согласиться с [48], что в девоне Рудный Алтай развивался в режиме активной континентальной окраины, которая имела дифференцированную кору. При этом на участках с высоким содержанием симатического компонента формировались медно-цинковые месторождения, а, возможно и медные типа кипрского или бесси, перекрытые позднее аккрецией пассивного Калба-Нарымского шельфа к вул-

каническому поясу. По мере удаления вглубь континента, более обогащенного силикатическим компонентом, медные месторождения сменялись полиметаллическими и свинцово-цинковыми.

Калба-Нарымский террейн в девоне выполнял роль преддугового седиментного бассейна. В современной структуре он ограничен на с-в Главным Иртышским разломом, а на ю-з скрытым под каменноугольными отложениями, но четко выраженным в коре и мантии Теректинским (Западно-Калбинским) разломом [52]. В Калба-Нарымском террейне выделяются два структурных комплекса: нижний (кристаллический фундамент) и верхний (седиментный). Верхний структурный комплекс, расчлененный на три свиты (пугачевскую  $D_2e$ , кыстав-курчумскую  $D_2gv$  и такырскую  $D_3-C_1$ ), на 95-98% сложен осадочными породами, в основном алевролитами, алевропелитами и песчаниками при доминировании двух первых и имеющих нередко флишоидное чередование. В составе кыстав-курчумской свиты согласно с ее генеральным простираением залегают линзы амфиболитов актинолит-хлоритового состава и несколько линз серпентинитов максимальной протяженностью до 1 километра. Подобные породные сочетания слагают аккреционные чешуи в Андах и там они интерпретируются как след фронтальных преддуговых бассейнов с корой океанического типа, возникших в режиме растяжения при разных скоростях движения океанической и континентальной плит [31]. Нельзя также исключать их олистостромовое происхождение.

Кристаллический фундамент имеет с седиментным чехлом тектонические контакты. В нем выделяются три самостоятельных комплекса: зеленосланцевый, зональный НТ/LP регионально-метаморфизованных пород и коллизийный НР/LT, образованный в узких швах – маркерах левосторонних сдвигов.

Зеленосланцевый комплекс практически не изучен, хотя может оказаться, что ключ к пониманию природы Иртышской зоны смятия кроется именно в нем. Зональный комплекс регионально-метаморфизованных пород слагает до 75 % объема кристаллического фундамента. Состав его: диопсид-плагиоклазовые и полевошпат-гранат-биотитовые кристаллические сланцы, полевошпат-кварц-гранат-биотитовые гнейсы и мигматито-гнейсы, полевошпат-силлиманит-гранат-биотитовые мигматиты, гранито-гнейсы, тоналито-гнейсы, амфиболиты. По данным изучения циркона методом ШРИМП в эволюции юго-восточного фланга Иртышской зоны можно выделить три эта-

па: реликтовый 540-2200 Ма и фаза регионального метаморфизма 506-422 Ма. Фаза раннепермской активизации от Калба-Нарымского плутона 293-297 Ма фиксируется только в центральной и северо-западной частях зоны. Границы всех трех этапов зафиксированы четко, что видно из рисунка 6.2.

Возраст гнейсов и гнейсо-гранитов, залегающих согласно с генеральной гнейсовидностью Иртышской зоны, в окрестностях г. Фуюн (Китай) 448-451 Ма [53], а гранитных жил, секущих зону перпендикулярно гнейсовидности, сопоставим с пермскими возрастными, которые дает [53] и с нашими пермскими датировками, приведенными на рис. 6.2. Жилы гранитов и массив плагиогранитов Сары-Тау, секущие гнейсы в Курчумском горсте и в обрыве р. Убы в Согре, имеют возраст 354-362 Ма [44, 54]. Они убедительно подтверждают допозднедевонский возраст комплекса регионально-метаморфизованных пород, а два пика тектонических напряжений в Перми, выявленные [55] и подтвержденные нами (рис. 6.2) и [53], являются лишь одним из эпизодов в сложной истории Иртышской зоны. По составу в комплексе регионально метаморфизованных пород резко преобладают осадочные породы среднего и кислого состава (таблица 6.1). Им подчинены массивные и мигматизированные апотолеитовые амфиболиты, резко выделяющиеся высоким положительным значением  $\epsilon Nd_{(0)}$ .

Таблица 6.1. Изотопный состав самария и неодима регионально-метаморфизованного комплекса пород Иртышской зоны смятия [11,55]

№ пр.	Район, массив	Комплекс	Sm	Nd	147/144	143/144	$\epsilon Nd_{(0)}$	$T_{DM}$
98-14/19	Казахстан, Согра	Рег.-метаморфизован.	4.21	21.5	0,1176	0,51234	-5,7	1,12
98-17/18	Казахстан, Предгорное	УР-УНР	7,94	41,0	0,1159	0,512292	-6,7	1,18
ALT 12	Китай, Фуюн	Гранито-гнейс	9.13	43.24	0,1276	0.512658	0.4	0,87
ALT	-- / --	Гнейс	3.56	16.04	0.1342	0.512680	0.8	0.90

13									
ALT 14	-- / --	Гнейс	4.75	23.14	0.1240	0.512587	-1.0	0.96	
ALT 15	-- / --	Гнейс	6.90	33.62	0.1240	0.512627	-0.2	0.89	
ALT 16	-- / --	Амфи- болит	2.10	6.58	0.1933	0.512951	6.1	1.49	
ALT 17	-- / --	Гнейс	2.21	10,41	0.1284	0.512647	0.2	0.90	

С амфиболитами пространственно и генетически связано месторождение Карчига с такими пропорциями металлов: Cu : Pb :

Zn = 88 : 0,9 : 11,7 ; Co = 0,13% (бесси тип в офиолитовых комплексах с примесью турбидитов [56]). Данные о возрасте амфиболитов на территории Казахстана отсутствуют. На смежной территории Китая на участке Иртышской зоны в окрестностях г. Фуюн определен только модельный Sm/Nd возраст [13]. Амфиболиты ( $T_{DM}=1,49$ ) оказались значительно древнее гнейсов ( $T_{DM}=1,18-0,96$  Ma), в которых они размещены. Такое соотношение амфиболитов и гнейсов может оказаться следствием аккреции двух разновозрастных и резко различных по условиям формирования комплексов, имеющих мантийный и континентальный источник. Если этот вопрос рассматривать в таком плане, то вывод приведет к Протерозойской аккреции. Однако, если доказательную базу дополнить Вавилонским месторождением (Cu:Pb:Zn = 74:3:23, также бесси тип), залегающим в тектонической чешуе сложного состава (кианитовые сланцы, куммингтонит-гранатовые амфиболиты) в окружении филлитов такырской свиты, то приходим к девонской аккреции весьма сложного по строению Калба-Нарымского террейна к Рудному Алтаю. Для полной ясности укажем, что фундамент самого Калба-Нарымского террейна, рассчитанный по Sm-Nd в гранитах Калбинского батолита [51], принципиально не отличается от регионально-метаморфического комплекса Иртышской зоны:  $\varepsilon Nd(t) = 0,69 - 0,01$ ;  $T(DM) = 866 - 884$  Ma. Сходство усиливает присутствие в составе батолита плагиогранитов кунушского комплекса  $C_1$ , имеющих такие изотопные характеристики:  $\varepsilon Nd(t) = 7,36$ ;  $T(DM)=696$  Ma и указывающих на присутствие в составе фундамента метабазитовых комплексов.

Аккреция Калба-Нарымской зоны на Рудный Алтай (или в обратном направлении) происходила в обстановке сжатия и но-

сила коллизионный характер. Следы коллизии сохранились в облике пород Иртышской зоны смятия. На рисунке 6.9 изображен меланж (справа), состоящий из фрагментов гранитоидов, кварца, массивных метаморфических пород, сцементированных полевошпат-слюдистым матриксом. Другим следом коллизионных процессов являются тонко рассланцованные чешуи кианитовых сланцев высоких и ультравысоких давлений, а также зеленые сланцы с текучим кварцем (10-я тектонофация по Е.И. Паталахе).



**Рисунок 6.9. Мигматиты комплекса регионально метаморфизованных пород (слева) и меланж, образованный по ним или таким же мигматитам (справа)**

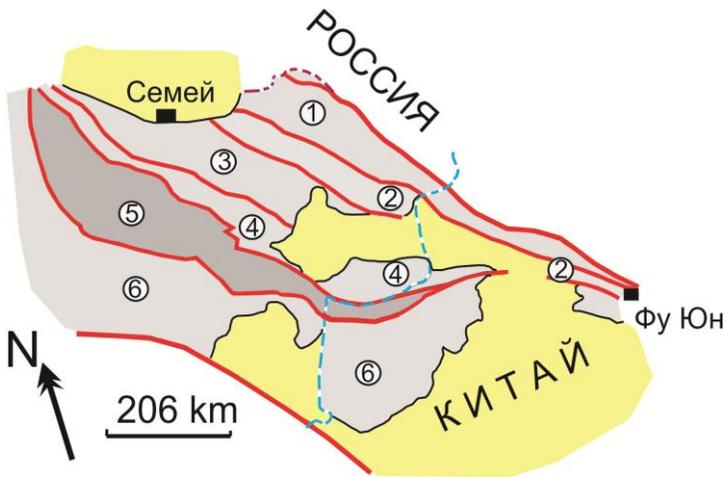
В кианитовых сланцах и в кианит-содержащих гранитах присутствует циркон, в котором на зерна с возрастом 453Ma в сланцах и 512 в гранито-гнейсах нарастает кайма облачного метасоматического циркона с возрастом 369 и 363 Ma, соответственно (рис. 2.17). На этом рисунке привязаны две конкордии по циркону из гнейсогранитов с возрастом 488 и 296 Ma. Граница позднего Девона и раннего Карбона принята нами за начало аккреции и самые ранние признаки появления Иртышской зоны смятия. Этот возрастной уровень отмечен также внедрением Прииртышского габбро-плагиогранитного комплекса и многочисленных жильных проявлений, описанных выше.

В Жарма-Саурской дуге вулканическая активность продолжалась до раннего визе включительно, т.е., там сохранялась обстановка, отраженная на рисунке 6.1 (правая субдукционная зона), тогда как в Алейской части Рудного Алтая, начиная с турнейского яруса вулканическая деятельность прекратилась и там до башкирского яруса включительно наблюдаем только терригенное осадконакопление. Вулканиты ларихинской свиты  $S_1V_2$  в

тыловой части Рудного Алтая связаны, по-видимому, с появлением обстановки скрытой субдукции после аккреции, либо с перескоком ее, как это имеет место на траверсе Остров Хонсю – Японское море (рис. 6.1).

#### **6.4 Позднегерцинский этап.**

Начиная со второй половины Карбона на территории Казахстана отсутствуют признаки субдукционной обстановки. Это связано с амальгамацией разновозрастных аккретированных комплексов в единый континент. Чарско-Горностаевско-Зимунайская сутура была погребена под пакетами покровов. Геодинамику континента определяли два явления: разнонаправленное вращение Сибирского и Русского кратонов [19, 57], с которыми связаны крупномасштабные деформации горизонтально и диагонального планов, и мантийные плюмы, порождавшие деформации преимущественно вертикального плана за счет развития внутрикоровых анатектических куполов и магматических очагов, служивших основой для формирования батолитов и вулканоплутонических структур на различных горизонтах коры. Следствием первых деформаций явилось тектоническое продвижение Чарско-Горностаево-Зимунайского меланжа сквозь раннегерцинский пакет покровов на более высокий уровень, где он в позднем Карбоне был перекрыт моласой (Кокпектинский прогиб, а также реликтовые конгломератовые мульды на серпентинитах на широте жд. станции Чар) и приобрел современный вид типичной трещинной протрузии (рисунок 1.2). В среднем Карбоне завершилось продвижение Бозшакольского и Чингиз-Тарбагатайского террейнов в направлении северного Тянь-Шаня и почти полное отчленение Жонгаро-Балхашского бассейна от Зайсанского. Общей у этих двух бассейнов остался лишь небольшой отрезок границы в Синцзяне (рис. 6.10). В ранней Перми произошли главные левосторонние сдвиговые деформации Калба-Нарымской зоны относительно Алтая, четко зафиксированные U-Pb и Ar-Ar изотопией циркона и биотита, соответственно, а также натурными наблюдениями плоскостей сдвига [55, 59 и наши данные].



**Рисунок 6.10. Позиция террейнов первого порядка в Восточном Казахстане и прилегающих районах Китая и России:**

- 1-Рудноалтайский, 2-Калба-Нарымский,  
 3-Западно-Калбинский, 4-Жарма-Саурский,  
 5-Чингиз-Тарбагатайский, 6-Жонгаро-Балхашский.

Мантийные плюмы являются главным источником энергии орогенного режима. Они, наряду с мантийной конвекцией, выводят внутреннее тепло Земли в кору и атмосферу, создавая эффект охлаждения Земли [1, 60 и др.]. Зарождение плюмов происходит на границе жидкого ядра и нижней мантии, при этом минимальные размеры источников тепла составляют 5-20 км. Далее в направлении внешних оболочек Земли плюм распространяется в форме конуса, обращенного вершиной к ядру. В коре радиус активной части плюма может достигать 1-2 тыс. км. [1]. Взаимодействие плюма с разогретой литосферой создает ее неоднородность по вертикали. При этом поднятые части (чаще всего они имеют форму купола), с одной стороны становятся центрами активной магматической деятельности, а с другой – областями активной эрозии и седиментогенеза во впадинах, обрамляющих купола. В первых образуются эндогенные месторождения, во вторых – седиментные месторождения, включая нефть и газ.

В Казахстане и в сопредельных районах Китая имеются следующие свидетельства плюмного магматизма и рудогенеза в позднем Палеозое и Мезозое.

1. Изотопные датировки магматических пород известных медно-порфировых месторождений, выполненные в последние годы высокоточными методами, позволили увязать эти месторождения в единый медно-порфировый пояс. Он протягивается в юго-восточном направлении из Каркаралинского района Карагандинской области (Байское и Озерное месторождения) в Акштатауский рудный район (Борлы), далее в северное Прибалхашье (Конырат, возможно, Саякская группа), далее в Актогайский рудный район (Актогай, Айдарлы) и заканчивается в Синцзяне рудным районом Богуты с одноименным Cu-Mo-Au месторождением (Cu 630 тыс. т., Mo 18тыс. т., Au 14т). Возраст Озерного и Байского месторождений по циркону U-Pb методом  $316 \pm 2$  Ma, Борлы по молибдениту Re-Os методом  $315, 9$  Ma [61], Богуты по циркону U-Pb методом ШРИМП  $314,9 \pm 1.7$  и  $309.9 \pm 1.9$  [62]. Старые K-Ar датировки по месторождению Конырат  $324-335$  Ma, по Саякскому рудному полю  $336 \pm 13$  Ma. На основании этих данных можно заключить, что все перечисленные месторождения относятся к одному рудному уровню. Связь их с мантийным плюмом подтверждается такими данными: 1- возраст медно-никелевого (с аксессуарной платиноидной минерализацией) месторождения Камкор по циркону U-Pb методом  $314 \pm 3$  млн. лет, т.е., возраст точно такой же, как месторождений Озерное, Байское, Борлы (Казахстан) и Богуты (Синцзян); 2- рудовмещающими породами на Камкоре являются мантийные перидотиты и плагиоклаз содержащие перидотиты при участии гранодиоритов  $S_2$ , которые не оценивались на медное оруденение; 3- изотопно-геохимический показатель  $\epsilon Nd_{(t)}$  в породах месторождений Богуты (Синцзян) и Актогай (Казахстан) достигает значений  $+ 6.3$  и  $+5.94$  соответственно. Значение данного показателя для диплетированной мантии на время  $320$  Ma составляет ориентировочно  $+9.1$ , отсюда вклад мантийного материала в очаги рудоносных медно-порфировых комплексов составляет не менее  $70-75\%$ .

2. С плюммагматизмом в Казахстане и в Китае напрямую связаны многочисленные мелкие месторождения сульфидных медно-никелевых руд ликвационного происхождения. В 1975 году нами [63] на медно-никелевом месторождении Максут впервые выявлена самостоятельная интрузивная фаза порфировидных плагиоклаз содержащих пикритов такого состава:  $SiO_2 = 41-$

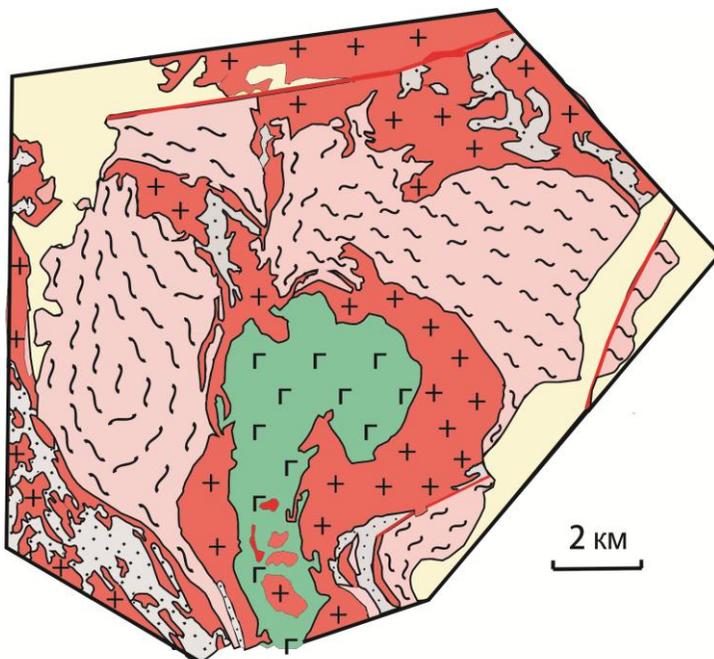
42%;  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 7\text{-}9\%$ ;  $\text{MgO} = 26\text{-}28\%$ . Позднее [58] закаленная фа-  
ция таких же пород установлена в интрузивах высокого уровня  
становления в юго-восточной части Западно-Калбинской и Жар-  
ма-Саурской зон:  $\text{SiO}_2 = 40\text{-}42\%$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 7\text{-}9\%$ ;  $\text{MgO} = 26\text{-}28\%$   
( $278\pm 3$  и  $280\pm 3$  Ar-Ar метод [64]), а в 1997 году крупнозернистые  
перидотиты с рассеянной медно-никелевой минерализацией  
были подняты из скважины на месторождении Камкор в Цен-  
тральном Казахстане. К этому же времени относится открытие  
раннепермских базальтов на Тариме [65]. В Синцзяне было от-  
крыто около дюжины месторождений медно-никелевых руд с  
платиноидами, возраст которых колеблется в узких пределах от  
298 до 282 Ma (Re-Os метод по сульфидам) и подтверждается U-  
Pb ШРИМП-методом [66]. После этого Таримский плюм обрел  
официальный статус и о нем стали писать все и каждый.

3. В позднем Карбоне – ранней Перми влияние плюма на  
состояние коры можно продемонстрировать на примере Калба-  
Нарымской зоны Восточного Казахстана.

Первыми вестниками плюма здесь являются высоконатро-  
вые плагиограниты и плагиогранит-порфиры, слагающие пояс  
даек и малых тел протяженностью около 300 км. Он прослежи-  
вается в эрозионных окнах Калбинского плутона от района  
Шульбинской плотины на северо-западе до среднего течения р.  
Кальджир на юго-востоке. Поясу сопутствуют кварцевожильные  
и россыпные золоторудные проявления. Время внедрения пла-  
гиогранитов датируется московским ярусом Карбона, 307 Ma. В  
последующем магматический циркон плагиогранитов в значи-  
тельной степени замещен метасоматическим цирконом во время  
внедрения калбинских гранитов. По всем геохимическим и изотопно-  
геохимическим характеристикам протолитом для плагио-  
гранитов являлись мантийные породы, обогащенные гранатом,  
либо метабазиты погребенной океанической коры [51,63,66]:  
условия выплавления пород такие: 10-12 кбар; температура  
флюида достигала  $910^\circ\text{C}$ ; характерна диплетированность пород  
иттрием, минимальные концентрации  
U, Th, Be, Ta, Nb и высокие концентрации Zr, Hf, Cs, Ba, низкие  
отношения калия к рубидию; высокие характеристики  $\epsilon\text{Nd}(t)$  от  
 $+6,4$  до  $+7,36$  (мантийного компонента в субстрате не менее  
80%); молодой модельный возраст субстрата ( $T(\text{DM})= 572\text{-}$   
 $537\text{Ma}$ ).

На границе Карбона и Перми тепловой фронт и базит-  
гипербазитовые магмы плюма достигли уровня континентальной

коры. В основании ее начали формироваться купола на основе анатексиса, позднее переросшие в палингенные магматические очаги. Отдельные внедрения перцолитов, пикритов и габбро-норитов достигли мезоабиссальных уровней и сформировали гнейсо-мигматитовые купола верхнего уровня за счет филлитов такирской свиты (рис. 6.11).



**Рисунок 6.11. Калгутинский гнейсовый купол  
вокруг оливиновых габбро-норитов на юго-восточном  
фланге Калбинского плутона.**

- 1- граниты калбинского комплекса;
- 2-габбро-нориты предположительно  $P_1$ ; 3-филлиты  $C_1$ ;
- 4- гранат-кордиерит-кварц-полевошпат-двуслюдяные гнейсы  
по филлитам такирской свиты  $D_3-C_1$ ;
- 5- рыхлые отложения

Второй купол отмечен на юго-восточной окраине Оскемена (Усть-Каменогорска). В центре его Таловский массив, в котором

бурением вскрыты породы такого состава:  $\text{SiO}_2 = 39,9-42,3 \%$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 3,15-3,5 \%$ ;  $\text{MgO} = 31-35,8 \%$ ;  $\text{K}_2\text{O} = 0,18-0,26 \%$ . Финалом этих событий явился подъем магматического расплава на мезоабиссальный уровень, где было сформировано межформационное тело с многочисленными подводными каналами. Реконструкция первичной формы батолита приводит к вертикальной мощности 7-8 км, а объем батолита превышает 70 тыс. км<sup>3</sup>. Для того, чтобы на верхних горизонтах коры сформировался такой батолит в коре должен был быть проплавлен сплошной слой мощностью 6-7 км. Совершенно очевидно, что кора за счет своих ресурсов без участия теплового фронта и базит-ультрабазитовых магм из мантии не в состоянии создать условия для появления такого батолита. Магма калбинского батолита была образована за счет континентальной коры и на более высоком уровне по сравнению с предшественниками – плагиогранитами. Об этом свидетельствуют все признаки: принадлежность гранитов к S-типу; редкометальная металлогения; высокий рубидий (153-436ppm);  $\epsilon\text{N}(t) = 0.69-0.1$  (преобладание корового материала в протолите); существенно более древний модальный возраст протолита в сравнении с плагиогранитовыми предшественниками ( $T_{(DM)} = 0.96 - 1.02 \text{ Ma}$ ).

4. В раннем Мезозое в Северном Казахстане имели место отголоски Сибирского мегаплюма. Семейтауская вулканоплутоническая структура, крупнейший вулкан в Казахстане в раннем Триасе, оказался вовлеченным в щелочной и бимодальный пояс южного обрамления Сибирской платформы. Исследованиями интернационального коллектива ученых палеомагнетизма и возраста пород Семейтау (базальты, монцониты, трахиты, риолиты, граносиениты, сиениты, граниты) установлена синхронность событий в траппах Сибири и в Семейтау [67]:

- найдено, что семейтауский полюс в раннем триасе был конкордантен полюсу Сибирского кратона и существует большая вероятность того, что Казахстан в это время уже находился в составе Евразии;

- аргон-аргоновые датировки санидина из монцонитов, для которых нами прежде [68] было доказано смешение мантийных щелочных базальтовых магм с магмами коровых очагов, оказались полностью идентичными траппам Сибирского кратона:  $248,2 \pm 2$  и  $248,8 \pm 0,5 \text{ Ma}$ ;

- когерентное вращение Казахстана и Сибири в пост-Пермское время аргументирует отсутствие больших сдвиговых дислокаций в Восточном Казахстане после раннего Триаса.

Таким образом, на стыке Перми и Триаса восточные области Казахстана оказались вовлеченными в орогенические процессы двумя плюмами: южным Таримским и северным Сибирским. В Кайнозое активность мантии отмечена только в Тяньшане и причинно с ней связаны орогенические процессы в этом регионе.

### **6.5 Кайнозой**

Основные места скопления базальтов, субвулканических трубок базанитов с мантийными включениями располагаются компактно в треугольнике Алматы – Бишкек - оз. Иссыкуль. Калий-аргоновые датировки базальтов и базанитов и некков дают вариации возраста от 21-25 до 50-56 Ма [69]. Базальты присутствуют в мелководных красноцветных и желтых осадках, некки базанитов располагаются ниже этого уровня в породах кристаллического фундамента. Базальты относятся к щелочной серии. Отношения изотопов неодима и стронция в отдельных образцах соответствует мантийной последовательности ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513305 - 0.512872$ ;  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70404 - 0.70331$ ) и такие магмы поступали на кайнозойский эрозионный уровень непосредственно из мантии. Вместе с тем, отдельные образцы контаминированы коровым материалом в промежуточных очагах. Присутствие в некках глубинных ксенолитов «зеленой серии» (дунитов, гарцбургитов, лерцолитов), обогащенных хром-шпинелью, дает минимальный уровень становления магматических очагов 90 км. Изотопные отношения  $^3\text{He}/^4\text{He}$  и  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  показывают контаминацию некоторых ксенолитов и базанитов коровым гелием и аргоном, однако, важно то, что ксенолиты «зеленой серии» стабильно показывают происхождение из примитивной (первичной) мантии:  $^3\text{He}/^4\text{He}$  в диапазоне  $2,8-5,8 \times 10^{-5}$ ,  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  в диапазоне 300-338. Появление первичной мантии в Кайнозое под Тяньшанем на глубине 90 км может рассматриваться как доказательство активного (предрифтового) состояния мантии. Небольшие глубины размещения первичной мантии, обогащенной космическим гелием и аргоном, указывает на ее продвижение в форме диапирового плюма. Последовательное омоложение базальтов и трубок взрыва в южном направлении вплоть до возраста 1 Ма в

Гиссаре и на Памире может свидетельствовать, что Гималайская коллизия внесла свои коррективы в геодинамическую обстановку северного Тяньшаня, в результате которой его структуры были смещены далеко к северу от активной части плюма. В настоящее время активная зона сейсмичности располагается на стыке южного Таджикистана и Афганистана.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Добрецов Н.Л., Курдюшкин А.Г., Курдюшкин А.А. Глубинная геодинамика// Новосибирск: Изд. «Гео», 2002, С.373

2. Sengör A.M.C., Natal'in B.A. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis// Tectonic Evolution of Asia. Cambridge University Press, 1996, p. 486-640.

3. Uyeda S. The Japanese Island Arc and the subduction process // Episodes. 1991. V. 14. № 3. P. 190-198

4. Clauzé-Long J.C., Sobolev N.V., Shatsky V.S., Sobolev A.V. Zircon response to diamond-pressure metamorphism in the Kokchetav massif, USSR // GEOLOGY, 1991, v.19, p.710-713.

5. Kröner A., Windley B.F., Badarch G., Tomurtogoo O., Hegner E., Gruschka S., Demoux A., Liu D.Y., Wingate M.T.D. Accretionary growth in the Central Asian Orogenic Belt of Mongolia and Kazakhstan during the Neoproterozoic and Palaeozoic and comparison with the Arabian-Nubian Shield and the present Southwest Pacific// Structural and Central Asia Orogenic Collage: North-Eastern Segment. Irkutsk, 2005, p. 226-229.

6. Kröner A., Hegner E., Lehman B., Heinhorst J., Wingate M.T.D., Liu D.Y., Ermolov P. Paleozoic arc magmatism in the Central Asian Orogenic Belt of Kazakhstan: SHRIMP zircon ages and whole-rock Nd isotopic systematics // Journ. of Asian Earth Sci., 2008, v.32, p. 118-130.

7. Yermolov P.V. Isotope evolution of metamorphic and magmatic rocks of the Irtysh shear zone in Kazakhstan// 33 IGC (Abstracts ASI054071) 2008 Oslo, Norway/

8. Ермолов П.В., Полянский Н.В. Основные этапы тектонического развития Иртышской зоны смятия: по данным изотопного анализа циркона методом ШРИМП //Геология и охрана недр. 2008. № 3(28). С. 17-24

9. Авдеев А.В., Халилов В.А., Селиверстов К.В. и др. Новые данные по геохронологии метаморфических и изверженных пород//Геология и разведка недр, 1995, №4, с.2-6

10. Третьяков А. А., Котов А. Б., Дегтярев К. Е. и др. Среднерифейский вулканогенный комплекс Кокчетавского массива (Северный Казахстан): структурное положение и обоснование возраста// Доклады РАН, 2011. Т. 438, №5. С. 1-5.

11. Третьяков А. А., Дегтярев К. Е., Котов А. Б. и др. Среднерифейские гнейсограниты Кокчетавского массива (Северный Казахстан): структурное положение и обоснование возраста// Доклады РАН, 2011. Т. 440, № 4. С. 511-515.
12. Degtyarev K.E., Ryazantsev A.V. Cambrian Arc-Continent Collision in the Paleozooids of Kazakhstan//Geotectonica, 2007, N1, p.71-96
13. Hu A., Jahn B-M., Zhang G., Zhang Q. Crustal evolution and Phanerozoic crustal growth in northern Xinjiang: Nd isotopic evidence. Part I. Isotopic characterization of basement rocks//Tectonophysics , 2000 N 328 P. 15-51.
14. Антонюк Р.М., Евсеенко Р.Д., Исмаилов Х.К., Маслова И.Г. Проблемы стратиграфии и метаморфизма докембрия и нижнего палеозоя Улытау. Часть 1. Стратиграфия//Известия НАН РК. Серия геол., 2009, №3, с.4-18.
15. Сидоров А.А., Томсон И.А. Металлоносность черносланцевых толщ: сближение альтернативных концепций//Вестник ОГГГГРАН, 2000, №1(11). Электронный вариант: [www.scgis.ru/russian/cp1251/h\\_dgggms/1-2000/sidtom.htm](http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1-2000/sidtom.htm)
16. Mullen, E.D. MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and implication for petrogenesis // Earth Planet. Sci.Lett., 1983, v.62. p.53-62.
17. Магратова Л.И. Магматизм и минерагения зоны сочленения Еремантауского и Бошаккольского антиклинориев (северо-восток Центрального Казахстана): Автореф. канд. дисс. Алматы, 1999. 24 с.
18. Рязанцев А.В. Структурная зональность нижнепалеозойских комплексов в Бошаккольской островодужной системе на северо-востоке Центрального Казахстана // Очерки по региональной тектонике. Т. 2: Казахстан, Тянь-Шань, Полярный Урал. М.: Наука, 2005. С. 5–39.
19. Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика, 1994. Т. 35. № 7-8. С. 59-75
20. Hinschberger F., Malod J-A., Rehault J-P., Villeneuve M., Royer J-Y., Burhanuddin S. Late Cenozoic geodynamic evolution of eastern Indonesia//Tectonophysics, 2005, 404, 91-118
21. Жаутиков Т.М., Кленина Л.Н., Ившин Н.К. и др. Новые данные об археоциатах нижнего кембрия хребта Чингиз // Стратиграфия и палеонтология нижнего и среднего кембрия СССР. Новосибирск: Наука, 1976. С. 127–141.
22. Ившин Н.К., Булыго Л.В., Гридина Н.М. и др. Стратиграфия и фауна осадочных и вулканогенных разрезов раннего Кембрия северо-востока Центрального Казахстана//Геология и металлогения Центрального Казахстана. М., Наука, 1993, с.33-38

23. *Ping J., Dunyi L., Yuruo S., Fiqin Z.* SHRIMP dating of SSZ ophiolites from Northern Xinjiang province, China: implications for generation of oceanic crust in the Central Asian Orogenic Belt//Structuraland tectonic correlation across the Central Asia Orogenic Collage: North-Eastern segment. Irkutsk, 2005, p.246.

24. *Рязанцев А.В., Десярев К.Е., Котов А.Б., Сальникова Е.Б.* Раннекембрийские гранитоиды Бошакульской и Джалаир-Найманской зон (Казахстан): структурное положение, обоснование возраста, обстановки формирования // Граниты и эволюция Земли. Улан-Удэ, Изд. Бурятского НЦ СО РАН, 2008, с. 336-337.

25. *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

26. *Ермолов П. В., Жаутиков Т. М.* Оценка перспектив стратиформного золото-колчеданного оруденения Степнякского синклинория // Актуальные проблемы современной геологии и металлогении Казахстана / Сатпаевские чтения, 2012, Алматы, С. 207-217.

27. *Ермолов П.В., Журутин С.А.* Изотопный возраст магматических пород, вмещающих Нурказганский тип медно-порфирирового оруденения в Центральном Казахстане// Известия НАН РК. Серия геол., 2009, №5, с.37-45

28. *Ермолов П.В.* Возрастные уровни магматических комплексов с медно-порфирировым оруденением: данные изотопной геологии//Геология и охрана недр (в печати).

29. *Никитин И.Ф.* Ордовикские кремнистые и кремнисто-базальтовые комплексы Казахстана//Геология и геофизика, 2002, т. 43, №6, с.512-527 .

30. *Азербает Н.А.* Зональность, этапность и стадийность развития Шынгыс-Тарбагатайской островной дуги в Кембрии (Казахстан)//Геология морей и океанов: материалы XVIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. М., ГЕОС, 2009, т. V, с. 200-204.

31. *Ю.Г.Гатинский, Д.В.Рундквист, Г.Л.Владова, Е.Г.Мирлин, Ю.В.Миронов, В.В.Рожкова, А.А. Соловьев.* Зоны субдукции: действующие силы, геодинамические типы, сейсмичность и металлогения// Вестник ОГГГН РАН, 2000, № 2(12) т.1.

32. *Степанец В.Г., Антонюк Р.М.,* Тектоническое положение и магматическая эволюция вулканитов Майкаинского рудного района//Известия НАН РК. Серия геол., 2009, №4, с.10-20.

33. *Михайлова Н.Ф., Щербуняев М.П., Жуковский В.И. и др.* О находке среднеордовикских конодонтов на Майкаинском рудном поле (северо-восток Центрального Казахстана). Известия АН КазССР. Серия геол., 1981, №1, с.34-35.

34. *Объяснительная записка.* Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1:500 000. Серия Центрально-Казахстанская. Алматы, 1981, с.324).

35. *Чу-Илийский рудный пояс*. Геология Чу-Илийского региона//Наука, Алматы, 1980.

36. *Ермолов П.В., Котельников П.Е.* Состав и происхождение Итмурундинского меланжа//Геология и геофизика, 1991, №2, С. 49-57

37. *Ермолов П.В., Степанец В.Г., Сеитов Н.* Офиолиты Казахстана// Путеводитель экскурсии международного совещания по проекту II ОФИОЛИТЫ программы «Земная Кора». Караганда, 1989. С.65.

38. *Heinhorst J., Lehmann B., Ermolov P., Serykh V., Zhurutin S.* Paleozoic crustal growth and metallogeny of Central Asia: evidence from magmatic-hydrothermal ore systems of Central Kazakhstan//Tectonophysics. 2000, 328. P.69-87

39. *Ермолов П.В., Полянский Н.В., Добрецов Н.Л. и др.* Офиолиты Чарской зоны// Офиолиты /Наука, Алматы, 1981.С.103-175.

40. *Дегтярев К.Е., Ступак А.Ф., Якубчук А.С.* Девонские офиолиты Джунгарского Алатау (Южный Казахстан) //Доклады РАН, 1993, Т. 333, №1, С.63-65

41. *Ивата К., Ватанабе Т., Акияма М., Добрецов Н.Л., Беляев С.Ю.* Палеозойские микрофоссилии Чарского пояса в Восточном Казахстане// Геология и геофизика, 1994. Т. 35, № 7-8. С. 145-151

42. *Zonenshain L.P.* Evolution of central Asiatic geosynclines through sea-floor spreading. Tectonophysics, 1973, V.19, P.213-32.

43. *Куйбыда М.Л., Крук Н.Н., Падерин И.П.* Плагиигранитный магматизм Рудного Алтая//Граниты и эволюция земную Улан-Удэ, 2008. С.210-211.

44. *Куйбыда М.Л.* Петрология плагиигранитоидов Алтая //Автореф. на соиск. степени канд. г.-м. наук, Новосибирск, 2009, С. 16.]

45. *Buslov M.M., Fujiwara Y., Wanatobe T., Saphonova I.Yu et al.* Vendian-Cambrian geodynamic evolution of the Paleo-Asian ocean and paleotectonics of Central Asia//Continental growth in the Phanerozoic: evidence from Central Asia//Novosibirsk, 2001. P. 28-31

46. *Ермолов П.В.* Геодинамическая модель Чарского меланжа// Большой Алтай – уникальная редкометалльно-золото-полиметаллическая провинция Центральной Азии/ 2010. Усть-Каменогорск. С. 116.

47. *Levashova N.M., Degtyrev R.E., Bazhenov M.L., Collins A.Q., Der Voo R.V.* Middle Paleozoic paleomagnetism of east Kazakhstan^ post-Middle Devonian rotation in a large-scale orocline in the central Ural-Mongol belt//Tectonophysics 2003. V.377. P.249-268

48. *Ротараш И.А., Самыгин С.Г., Гредюшко Е.А., Кейльман Г.А., Милев В.С., Перфильев А.С.* Девонская активная континентальная окраина на юго-западе Алтая//Гетектоника, 1982, № 16, с. 31-41

49. *Ермолов П.В., Паталаха Е.И., Полянский Н.В., Ефимов И.А., Поном арева А.П., Найденов Б.М., Хохлов П.И.* Метаморфические ком-

плексы и некоторые черты тектоники Зайсанской складчатой области и Рудного Алтая//Геотектоника, 1984, №4, с. 14-32.

50. Беспяев Х.А., Полянский Н.В., Ганженко Г.Д., Дьячков Б.А., Евтушенко О.П., Ли Тянь Дэ Геология и металлогения Юго-Западного Алтая//Алматы, Гылым, 1997, с. 278.

51. Kruk N.N., Rudnev S.N., Vystavnoi S.A., Palessky S.V. Sr-Nd isotopic systematic of granitoids and evolution of continental crust of the western part of Altai-Sayan folded region//Continental Growth in the Phanerozoic: Evidence from Central Asia/ Novosibirsk publishing house "GEO", 2001, P.68-72

52. Zhao J., Liu G., Lu Z., Zhang X., Zhao G. Litospheric structure and dynamic processes of the Tianshan orogenic belt and the Jungar basin//Tectonophysics 2003, V. 376 p.199-239 .

53. Briggs S.M., Yin A., Manning C.E., Chen Z.-L., Wang X-F., Grove M. Late Paleozoic tectonic history of the Ertix Fault in the Chinese Altai and its implications for the development of the Central Asian Orogenic System // GSA Bulletin, July-August. - 2007. - V.119. - № 7/8. - P. 944-960.

54. Yermolov P.V. Geodynamic model of Ertysheer zone: evidence from isotopic geology//International Conference "Great Altai", Kazakhstan, 2010. P. 96-99.

55. Travin A.V. et al Implication of Stepwise Heating and UV Laser Ablation  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  and U-Pb Data on the Timing of Ductile Movement in the Irtysheer Shear Zone and the Kalbinsky Granite Magmatism (East Kazakhstan)// Mineralogical Magazine. 1998, № 62, P. 1535-1536.

56. Еремин Н.И., Дергачев А.Л., Сергеева Н.Е., Позднякова Н.В. Типы колчеданных месторождений вулканической ассоциации//Вестник ОГГГН РАН, 1999, №4(10), [http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h\\_dgggms/4-99/kolchedan.htm#begin.](http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/4-99/kolchedan.htm#begin.)]

57. Печерский Д.М., Диденко А.М. Палео-Азиатский океан//Изд. Объединенного Института Физики Земли, М., 1995, С. 298

58. Ермолов П.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э., Полянский Н.В., Ревякин П.С., Борцов В.Д. Орогенный магматизм офиолитовых поясов// Новосибирск: Наука, 1983. С. 206.

59. Травин А.В., Бовен А., Плотников А.В., Владимиров В.Г., Тенниссен К., Владимиров А.Г., Мельников А.И., Титов А.В.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирование пластических деформаций в Иртышской сдвиговой зоны (Восточный Казахстан) // Геохимия, №12, с.1 5.

60. Wilson J. T. Mantle plumes and plate motion//Tectonophysics 19, P.149-64.

61. Chen X., Han S., Yang N., Shi W., Chen Z., Seitmuratova E., Qu W., Du A., Ye B. Re-Os dating of molybdenites from Cu-Mo-W deposits in the Balkhash metallogenic belt, Kazakhstan and its geological significance// Great Altai – unique rare metal-Au-base metal province of the Central Asia. Kazakhstan, Oskamen, 2010. P. 77-78.

62. Tang G.J., Wang Q., Zhao Z.H. et al. Geochronology and Geochemistry of the Ore-Bearing porphyries in the Baogutu Area (Western

Junggar)//Petrogenesis and Their Implication for Tectonics and Cu-Au Mineralization, Earth Science-Journal of China University of Geosciences, 2009. N34 (1).P.56-74

63. *Ермолов П.В., Владимирова А.Г., Изох А.Э.* Петрология рудоносного габбрового массива Максут//Геология и геофизика, 1976. № 8. С.57-66.

64. *Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В. и др.* Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и в мантии//Геология и геофизика, 2008, т. 49, № 7.с.621-636

65. *Chen H.L. et al.* The discovery of early Permian basic rock belt in Tarim basin and its tectonic meaning. *Geochemica*, 1997. N26 (6)/ P. 77-87

66. *Mao J.W., Pirajno F., Zhang Z.H. et al.* A review of the Cu-Ni sulphide deposits in the Chinese Tianshane and altai orogens: Principal characteristics and ore-forming processes//Journ. of Asi. Earth Sci., 2008. N 32, iss.2-4. P. 184-203.

67. *Lyons J.J., Coe R.S., Zhao X., Renne P.R. et al.* Paleomagnetism of the early Triassic Semeitau igneous series, eastern Kazakhstan//Journal of geophysical research. 2002, V.107, N B7, 10.1029/2001 JB000521.

68. *Ermolov P.V.* Crust-Derived Crystalline Inclusions in Granitoid Systems of Kazakhstan as a source of Petrological Information//Granitoid-Related Ore Deposits of Central Kazakhstan and Adjacent Areas/Publishing by Glagol Publishing House, St. Petersburg, 1996. С. 301-314.

69. *Grachev A.F., Ermolov P.V., Wang Yifen.* The composition and state of upper mantle and lower crust of the NE Tien Shan in the Early Cenozoic//Continental Growth in the Phanerozoic: Evidence from Central Asia/Novosibirsk, 2001. P.40-42.

## Содержание

<b>От редактора</b> .....	3
<b>Глава 1.</b>	
Офиолитовые пояса Казахстана: состав, возраст, геодинамика .....	5
1.1 Формы проявления офиолитовых поясов Казахстана .....	6
1.2 Возраст офиолитов .....	12
1.3 Состав офиолитовых базальтов .....	25
1.4 Состав метаморфических комплексов .....	29
1.5 Возможные геодинамические обстановки формирования офиолитов .....	38
Литература .....	44
<b>Глава 2.</b>	
Калба-Нарымский террейн и Иртышская зона смятия .....	47
Введение .....	47
2.1 Состояние изученности Иртышской зоны .....	49
2.2 Регионально метаморфизованные породы фундамента Ир- тышской зоны .....	55
2.3 Коллизионный метаморфический комплекс .....	72
2.4. Роль Иртышской зоны в Калба-Нарымском террейне .....	81
Заключение .....	86
Литература .....	89
<b>Глава 3.</b>	
Геодинамика южного Улытау в позднем Протерозое .....	93
Введение .....	93
Выводы .....	108
Литература .....	109
<b>Глава 4.</b>	
Магматические уровни, вмещающие золотое оруденение в Севе- ро-Казахстанской провинции (СКЗП) в раннем Палеозое .....	111
Введение .....	111
4.1 Кварцитогорский колчеданно-золоторудный уровень (сред- ний Кембрий?) .....	114
Выводы .....	147
Литература .....	148
<b>Глава 5.</b>	
Возрастные уровни магматических комплексов с медно- порфировым оруденением: данные изотопной геологии .....	151
Введение .....	151
5.1 Бозшакольский уровень .....	152
5.2 Нурказганский уровень .....	155

5.3. Позднекаменноугольный уровень.....	159
Выводы.....	165
Литература.....	166

**Глава 6.**

Геодинамика и металлогения Казахстана.....	169
Введение.....	169
6.1. Кратонный этап и рифтовая тектоника.....	172
6.2 Каледонский этап.....	176
6.3 Раннегерцинский этап.....	181
6.4 Позднегерцинский этап.....	190
6.5 Кайнозой.....	196
Литература.....	197

**Ермолов Петр Васильевич**

**АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ  
ИЗОТОПНОЙ ГЕОЛОГИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ  
КАЗАХСТАНА**

*Монография*

*Компьютерная верстка Бангерт Е.М.*

---

Подписано в печать 01.04.2013 г. Формат 60x84 1/16 Бумага офсетная.  
Объем 12,89 п.л. Тираж 100 экз. Заказ № 305

---

Издательско-полиграфический центр  
Казахстанско-Российского Университета  
г. Караганда, ул. Лободы,40