



ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
НАУЧНАЯ СТАНЦИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК В Г. БИШКЕКЕ (НС РАН)

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ



*X МЕЖДУНАРОДНЫЙ СИМПОЗИУМ,
посвященный 150-летию геологических
исследований Тянь-Шаня*

ТЕЗИСЫ ДОКЛАДОВ

**12 - 15 августа 2026 г.
г. Бишкек**



**ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
НАУЧНАЯ СТАНЦИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК В Г. БИШКЕКЕ**

ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

***X Международный симпозиум,
посвященный 150-летию
геологических исследований Тянь-Шаня***

ТЕЗИСЫ ДОКЛАДОВ

***X International Symposium
dedicated to the 150th Anniversary
of Tien Shan Geological Research***

BOOK OF ABSTRACTS

**12-15 августа 2026 года
г. Бишкек**

УДК 550.34
ББК 26.3
Д 37

ОРГАНИЗАЦИОННЫЙ КОМИТЕТ СИМПОЗИУМА:

Сопредседатели: **Бортников Н.С.** (Россия), **Абдрахматов К.Е.** (Кыргызстан)

Заместители председателя: **Рыбин А.К.** (Россия, Кыргызстан), **Дегтярев К.Е.** (Россия), **Бакиров А.Б.** (Кыргызстан)

Ученый секретарь: **Забинякова О.Б.** (Россия, Кыргызстан)

Члены Оргкомитета: **Абилхасимов Х.Б.** (Казахстан), **Алексеев Д.В.** (Россия), **Апаяров Ф.Х.** (Кыргызстан), **Бакиров А.А.** (Кыргызстан), **Буслов М.М.** (Россия), **Дженчураева Р.Д.** (Кыргызстан), **Дженчураева А.В.** (Кыргызстан), **Жемчужников В.Г.** (Казахстан), **Жилкайдаров А.М.** (Казахстан), **Зейгарник В.А.** (Россия), **Ибрагимов Р.С.** (Узбекистан), **Исмаилов В.А.** (Узбекистан), **Кожогулов К.Ч.** (Кыргызстан), **Лелёвкин В.М.** (Россия, Кыргызстан), **Леонов М.Г.** (Россия), **Мамаджанов Ю.М.** (Таджикистан), **Михайлов В.О.** (Россия), **Молдобеков Б.Д.** (Кыргызстан), **Морозов Ю.А.** (Россия), **Никольская О.В.** (Кыргызстан), **Пак Н.Т.** (Кыргызстан), **Ребецкий Ю.Л.** (Россия), **Сайдуакасов М.А.** (Казахстан), **Ружич В.В.** (Россия), **Султанбеков Ж.С.** (Казахстан), **Сидорова И.П.** (Узбекистан), **Трифонов В.Г.** (Россия), **Умурзаков Р.А.** (Узбекистан), **Худолей А.К.** (Россия)

Д37 X Международный симпозиум, посвященный 150-летию геологических исследований Тянь-Шаня: Тезисы докладов, г. Бишкек, 12 – 15 августа 2026 г. – Бишкек: НС РАН, 2026. – 253 с.
ISBN 978-9967-14-286-2

В Сборнике представлены аннотации и расширенные тезисы докладов, заявленные на X Международный симпозиум, посвященный 150-летию геологических исследований Тянь-Шаня, который проходил с 12 по 15 августа 2026 г. в г. Бишкеке на базе Научной станции Российской академии наук. Ученые из России, Кыргызстана, Казахстана, Узбекистана и Таджикистана представили материалы, охватывающие основные направления исследований в области современной геодинамики и геоэкологии, геофизического и сейсмического мониторинга, оценки опасности экзогенных процессов в сейсмически активных областях. Тезисы публикуются в авторской редакции.

Отв. редактор: Забинякова О.Б.

Утверждено к печати Ученым советом ФГБУН НС РАН в г. Бишкеке

УДК 550.34

ББК 26.3

ISBN 978-9967-14-286-2

©ФГБУН Научная станция РАН в г. Бишкеке
© Коллектив авторов, 2026

Секция 1

*Геологическое строение Тянь-Шанской горной
страны: стратиграфия, магматизм, тектоника и
металлогения*

УТМЕКСКАЯ ВУЛКАНОГЕННАЯ МУЛЬДА КАЛЕДОНИД СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ (СТРОЕНИЕ, СОСТАВ, ВОЗРАСТ)

Апаяров Ф.Х.^{1,2}, Миколайчук А.В.¹, Левдик Т.С.¹, Сейитказиев Н.О.²

apayarov@mail.ru

¹ Государственное предприятие «Кыргызгеология» при Министерстве природных ресурсов, экологии и технического надзора КР, г. Бишкек, Кыргызстан

² Институт геологии им. М.М. Адышева НАН КР, г. Бишкек, Кыргызстан

Утмекская вулканогенная мульда (площадь около 220 км²) находится в центральной части хребта Таласский Ала-Тау на его северном склоне в бассейнах рек Отмёк, Чонг-Кошой и левобережье р. Орто-Кошой. Небольшая часть мульды – на южном склоне хребта в междуречье Отмёк (восточный) – Чонг-Балыкты.

При проведении геологической съемки масштаба 1:50000 [1] в основании мульды выделена вулканогенная дацит-андезитовая утмекская толща.

В разрезе толщи, общей мощностью до 2475 м выделяется пять пачек: 1- андезиты гиперстеновые; 2- дациты и их туфы; 3- туфы андезитов; 4- андезиты авгитовые; 5 – туфы дацитов.

Органических остатков в толще не найдено и ее условно среднеордовикский возраст определен по косвенным признакам. «На соседней с севера площади аналогичная по составу толща несогласно перекрывает фаунистически охарактеризованную туфогенно-осадочную толщу раннеордовикского возраста и прорывается позднеордовикскими гранитоидами (447 млн лет)» [1].

По наблюдениям тех же авторов, утмекская толща залегает с угловым и азимутальным несогласием на отложениях кембрия-нижнего ордовика и с несогласием перекрывается песчанико-конгломератовой каракольской свитой среднего девона. Выше залегают субщелочные базальты, андезибазальты аральской свиты среднего девона.

В результате последующих подвижек толща смята в брахискладки субширотного и северо-восточного простирания, рассеченные разно ориентированными разломами. Описываемые вулканы прорываются раннедевонскими гранит-порфирами. Контакты позднеордовикских гранитов с утмекской толщей не установлены, что отражено на геологической карте [1]. Соответственно, интрузивные контакты позднеордовикских гранитоидов Утмекского массива с утмекской толщей, показанные на изданной геологической карте [3], являются ошибочными.

По результатам наших исследований была получена петрохимическая характеристика и уран-свинцовое датирование вулканитов утмекской толщи. На классификационной диаграмме SiO₂-Na₂O-K₂O фигуративные точки вулканитов утмекской толщи распределяются в полях андезибазальтов, андезитов и трахидацитов. На дискриминантной диаграмме AFM (Na₂O+K₂O-FeO_T-MgO) точки вулканитов располагаются в поле известково-щелочной серии, за исключением одной точки, попадающей в область толеитовой серии. На диаграмме Th-Nf/3-Ta фигуративные точки вулканитов попадают в поле базальтов вулканических дуг.

По цирконам из андезита четвертой пачки утмекской толщи на правом берегу р. Отмёк (проба АВ421 (42°18' 28" В; 42°18' 28"С)) определён U-Pb SHRIMP-Пе возраст 426,6±5,9 млн лет (рисунок 1), что отвечает границе раннего и позднего силура. Аналитические работы проводились в Центре изотопных исследований ФГБУ «Институт Карпинского» (г. Санкт-Петербург).

Силурийский возраст (432±5,4 млн лет) ранее получен для андезитов баркольской свиты Аральской мульды в западной части Киргизского хребта [3]. Эти данные влекут за собой необходимость пересмотра сложившихся представлений об активной окраине каледонид Северного Тянь-Шаня.

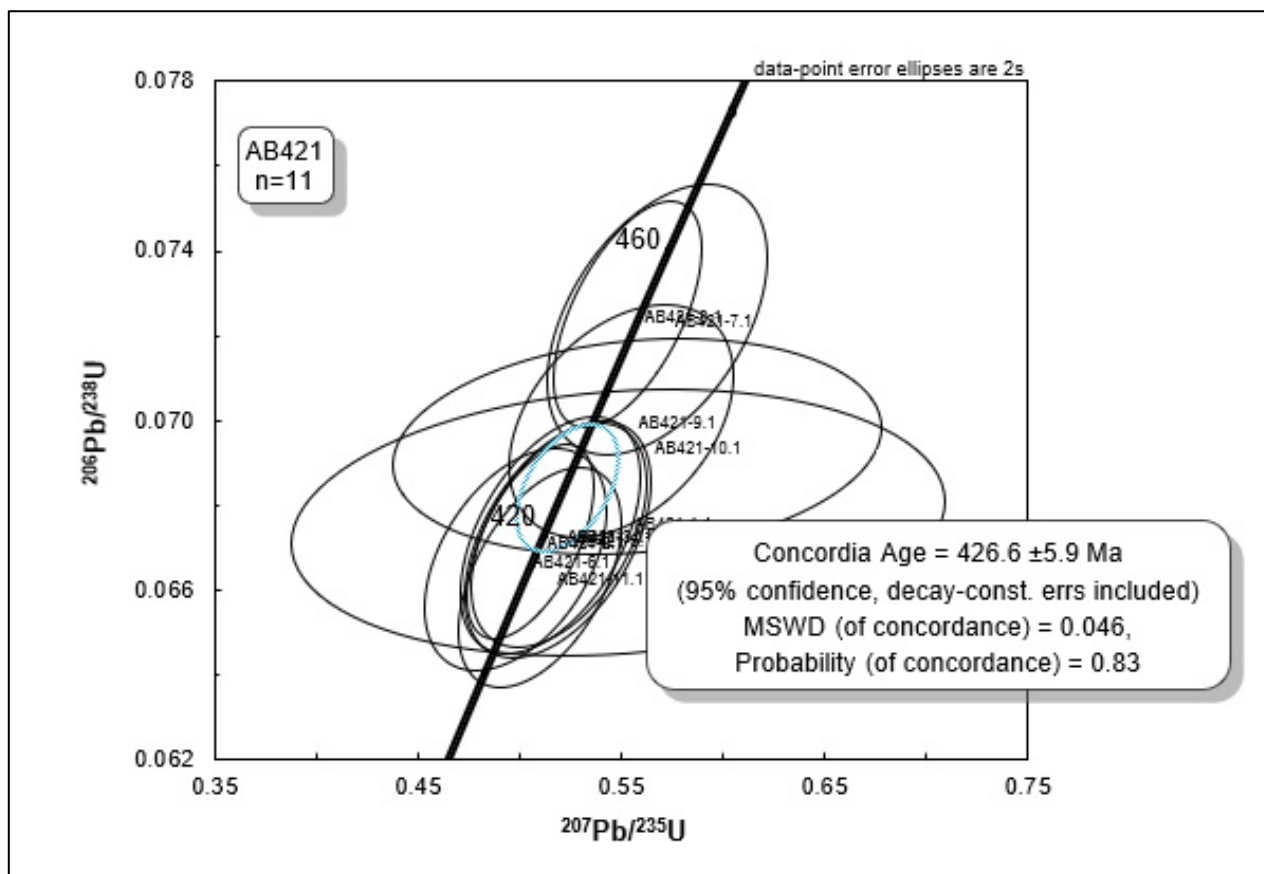


Рисунок 1 – Диаграмма с конкордией для магматических цирконов из андезита утмекской толщи

Литература

1. Морозов В.П., Макаров В.А. Геологическое строение и полезные ископаемые площади листов К-43-51-Г-в,г; К-43-52-В-в; К-43-63-А-а,б,в; К-43-63-Б-а,б; К-43-64-А-а и результаты опережающих поисковых работ на площади листов К-42-48-Г; К-42-60-Б-а,б; К-43-37-В-в-г. Отчет Учкошконской партии по геологосъемочным работам масштаба 1:50000, проведенным в 1975-1978 гг. 1979. Бишкек. Фонды геологической службы при Министерстве природных ресурсов, экологии и технического надзора. 1979.
2. Миколайчук А.В., Баженов М.Л., Рассказов С.В., Меерт Дж. Г., Гордеев Д.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А. 2018. Аральская вулканогенная мульда Кыргызского хребта: возраст и палеогеодинамическая обстановка // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Материалы докладов VII Международного симпозиума, г. Бишкек, 19-24 июня 2017 г. Бишкек: НС РАН. 2018. С. 25-35.
3. Геологическая карта Кыргызской Республики масштаба 1:500 000. Глав. ред.: Б.Т. Турсунгазиев, О.В. Петров. СПб: ВСЕГЕИ. 2008.

К ВОПРОСУ О КЛАССИФИКАЦИИ И МИНЕРАГЕНИИ УГЛЕРОДИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Аухатов Я.Г.

yan-89178823520@yandex.ru

Институт проблем экологии и недропользования АН РТ, г. Казань, Россия

Скоро будет полвека со дня проведения в 1978 году Всесоюзного семинара в «Углеродистые отложения докембрия и нижнего палеозоя», организованного Академией наук СССР и Академией наук Киргизской ССР в г. Фрунзе (ныне г. Бишкек). Выбор места проведения не был, наверное, случайным, и это, прежде всего, заслуга местных геологов-ученых, посвятивших себя изучению углеродистых отложений во главе с академиком АН Киргизской ССР М.М. Адышевым.

Сегодня в геологической литературе к углеродистым отложениям относят практически все отложения, содержащие углеродистое вещество (углеродисто-кремнистые, битуминозные породы типа доманика, горючие сланцы и т.д.). Автором в зависимости от геотектонических позиций была предложена классификация углеродистых формаций с выделением в отдельные группы углеродисто-кремнистых, доманиковых, горючесланцевых и кульмовых [1]. Выделение этих групп помогло понять их минерагеническую специализацию. Во время совещания академиком А.В. Сидоренко было высказано, что углеродистые вещества, обладая концентрацией огромного энергетического потенциала, могут провоцировать землетрясения в складчатых зонах.

Автором было установлено, что в нефтегазоносных бассейнах (Западная Сибирь, Волго-Уральская область и т.д.) срезание обсадных эксплуатационных колонн для добычи углеводородов, приурочено к конденсированным отложениям, в той или иной мере обогащенных органическими веществами [2]. Надвиговые движения компетентных пород (песчаники, карбонаты) по некомпетентным (аргиллиты, сульфатные породы) приводили не только к срезанию обсадных колонн, но и землетрясениям (г. Нефтьганск, Западная Сибирь; г. Нижнекамск, Республика Татарстан) и продуцированию углеводородов [3, 4, 5]. В складчатых системах Тянь-Шаня по углеродистым отложениям также происходили шарьяжно-надвиговые движения. При этом в самих углеродистых отложениях могли идти процессы перемобилизации рудных веществ, как это было показано Казанцевой Т.Т. для отложений Урала [5, с. 127].

Литература

1. Аухатов Я.Г. Особенности накопления органического вещества в условиях некомпенсированного прогибания и полезные ископаемые // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 7, кн. 2. М.: Наука. 1981. С. 16-20.
2. Аухатов Я.Г. Тектонические условия среза обсадных колонн в нефтегазодобывающих районах // XV Губкинские чтения «Перспективные направления, методы и технологии комплексного изучения нефтегазоносности недр». Тезисы докладов. М. 1999. С. 9.
3. Аухатов Я.Г. Янгантауская литолого-геодинамическая модель образования нефтяных углеводородов // Осадочная геология Урала и прилегающих регионов сегодня и завтра. Материалы 12 Уральского литологического совещания. Екатеринбург. 2018. С. 39-40.
4. Кавеев И.Х., Степанов В.П., Булгаков В.Ю. Тектонические особенности зоны местных землетрясений Татарского свода // Шарьирование и геологические процессы. Тезисы докладов научной сессии Института геологии БНЦ УрО АН СССР к 100-летию со дня рождения Г.Н. Фредерикса. Уфа. 1989. С. 76.
5. Казанцева Т.Т. Аллохтонные структуры и формирование земной коры Урала. М.: Наука. 1987. 158 с.

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ КОМПЛЕКСНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КРИТИЧЕСКИХ МЕТАЛЛОВ АЛМАЛЫКСКОГО ГОРНОРУДНОГО РАЙОНА

Ахунджанов Р., Каримова Ф.Б.

karimova.ingeo@mail.ru

Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева, г. Ташкент, Узбекистан

Нашими исследованиями вырисовывается полиформационность месторождения Кальмакыр, Сарычеку, Ёшлик (Дальнее), выраженная в пространственной совмещенности процессов магматического и послемагматического этапов, связанных с интрузиями диоритов, лейкогранитов и даек малых порфировых интрузий субщелочного основного-кислого состава. По нашим материалам, формирование месторождений Алмалыкского горнорудного района объясняется с позиции признания наличия здесь скрытого редкометаллоносного (молибден, вольфрам, РЗЭ) лейкогранитного интрузива, внедренного в посторогенном этапе развития региона. Медное (с золотом) оруденение размещено преимущественно на верхних и средних уровнях месторождения Кальмакыр и генетически связано с формированием диоритового интрузива. Книзу оно сменяется существенно молибденовым (с вольфрамом) оруденением, образование которого было обусловлено потенциальной рудоносностью на молибден и другие редкие металлы скрытого штока лейкогранитов. Время формирования его относится к завершающей фазе посторогенного этапа магматизма.

Исходя из известных представлений предыдущих исследователей и новых материалов предполагается нижеследующая петрологическая модель формирования Алмалыкского интрузива и месторождения Кальмакыр.

1. Внедрение основного расплава и контаминация его зараженным медью материалом песчано-сланцевых толщ ордовика-силура, андезитами, риолитами раннего девона и карбонатными породами среднего девона - раннего карбона. Кристаллизация диоритового интрузива с эндофацией сиенитов и сиенодиоритов, образованных в результате кислотно-основного взаимодействия с доломитами карбонатной толщи. Формирование позднемагматического вкрапленного медного (с золотом) оруденения в диоритах и сиенодиоритах, скарнового магнетитового (с медью) и скарнового свинцово-цинкового (при исходной обогащенности карбонатных пород полиметаллами) оруденения в приконтактных частях диоритов, сиенодиоритов, гранодиоритов, адамеллитов и даек, сложенных порфировыми разновидностями этих пород.
2. Пропилитизация и образование регенерированных прожилково-вкрапленных медных (с золотом) руд под воздействием штоко- и дайкообразных малых интрузий адамеллит-порфиров и гранодиорит-порфиров позднекарбонно-раннепермского возраста.
3. Биотитизации и преобразование роговообманково-биотитовых пород интрузива в слюдяные диориты, слюдяные кварцевые диориты и слюдяные сиенодиориты в раннещелочную стадию, проявленную в связи с внедрением штока лейкогранитов в раннепермское время. Грейзенизация биотитизированных пород в его околоинтрузивных зонах в стадию кислотного выщелачивания. Образование молибденового (с вольфрамом) оруденения в стадию осаждения.

Таким образом, авторы полагают, что прогноз наличия на не вскрытых глубинных горизонтах месторождения Кальмакыр богатых молибденовых руд и штока редкометалльных лейкогранитов может подтвердиться при разведочном бурении скважин на глубину более 1 км.

Литература

1. Каримова Ф.Б., Ахунджанов Р., Джуманиязов Д.И. Редкометалльные монцитонитоиды Алмалыкского горнорудного района (Срединный Тянь-Шань) // Геология и минеральные ресурсы. 2023. № 1. С. 32-43.

ОСОБЕННОСТИ ГИДРОТЕХНИЧЕСКОГО СТРОИТЕЛЬСТВА В ГОРНЫХ ДОЛИНАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ (НА ПРИМЕРЕ ДОЛИНЫ РЕКИ ВАХШ, ТАДЖИКИСТАН)

Барыкина О.С., Зеркаль О.В., Тарбеев А.К.

ol.barykina2011@yandex.ru

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

Рассматриваемый регион относится к числу наиболее сложных в инженерно-геологическом отношении территорий Центрального Таджикистана. Район расположен в зоне сочленения Южного Тянь-Шаня и Афгано-Таджикской депрессии и характеризуется высокой тектонической активностью, значительной сейсмичностью, резко расчленённым высокогорным рельефом, сложным геологическим строением и широким распространением опасных эндогенных и экзогенных процессов. В этих условиях вопросы инженерно-геологической оценки территории для гидротехнического строительства приобретают особую актуальность, поскольку устойчивость склонов, безопасность сооружений и надёжность эксплуатации гидротехнического комплекса зависят от степени изученности современных природных и антропогенных процессов и закономерностей их пространственного распространения.

Река Вахш берет свое начало на Памире и имеет общую площадь водосбора около 40 тыс. км². В своем среднем течении река движется в узкой долине, которая местами переходит в глубокий каньон, ограниченный такими горными массивами, как Сурхку, Вахшский, Каратауский и Сарсарянский. Разница высотных отметок водной поверхности от створа Рогунской ГЭС (первой ступени Вахшского каскада гидроэлектростанций) до Сангтудинской ГЭС более 400 метров. Самые высокие точки на линиях водоразделов поднимаются до 2200 метров, тогда как наименьшая зафиксированная отметка поверхности реки составляет 866 м возле Нурекской ГЭС [1], затем снижается до 630 м в районе Байпазинской станции и до 506 м у Сангтудинской ГЭС-1.

В пределах изучаемой территории повсеместно встречаются карстующиеся породы, известняки, доломиты, гипсы и соли. По бортам долины широко развиты гравитационные и эрозионные процессы, чаще всего в виде селевых потоков и оползневых смещений [3]. Кроме того, значительные площади заняты лёссовыми и лессовидными грунтами, для которых характерен просадочный процесс. Возведение в долине Вахша крупных гидротехнических узлов, включающих высокие плотины и подземные сооружения, деривационные туннели, увеличивает вероятность активизации существующих или возникновения новых неблагоприятных геологических процессов, что напрямую влияет на эксплуатацию ответственных сооружений гидроузлов.

Основной целью исследования стала оценка геодинамической обстановки в границах среднего течения Вахша, для чего были проанализированы условия формирования и факторы, способствующие развитию экзогенных процессов, выявлены участки их активного проявления. Итогом исследования стала карта поражённости территории этими явлениями, что в дальнейшем позволит использовать её для оценки безопасности эксплуатации гидротехнических сооружений.

Долина р. Вахш на большей части описываемого района вытянута почти меридионально, и только на севере, у Нурекского гидроузла, её направление становится близким к широтному. Горные хребты ориентированы параллельно речной долине, их склоны круты и изрезаны множеством глубоких саев, по которым поверхностный сток формируется в основном в периоды интенсивных дождей или снеготаяния. Небольшие населённые пункты сосредоточены неподалёку от гидроузлов – Рогунского, Нурекского, Байпазинского и Сангтудинского. В тектоническом отношении район находится в центральной части Таджикской депрессии и отличается очень сложным геологическим строением. Здесь залегают мезозойские и кайнозойские осадочные породы с очень разнообразным

литологическим составом, среди которых шире всего распространены карбонатные (известняки) и терригенные (песчаники, алевролиты, аргиллиты) отложения морского и континентального генезиса, а также лагунные осадки (гипсы и легкорастворимые соли). Из рыхлых четвертичных образований преобладают аллювиальные, пролювиальные, деляпсивные и делювиальные отложения. В геоморфологическом плане, для изучаемой части Таджикской депрессии характерна структурность рельефа, которая выражается в чередовании крупных впадин и поднятий, образуемых хребтами, вытянутыми параллельно руслу р. Вахш.

Рассматриваемый участок характеризуется широко развитой дизъюнктивной тектоникой [2]. Среди тектонических нарушений главную роль играют взбросы, прослеживающиеся на большие расстояния, и наиболее значимым считается Илякско-Вахшский разлом II порядка. Хотя на поверхности он почти повсеместно перекрыт четвертичными отложениями, тем не менее, считается активным. Гидрогеологические условия на описываемой территории определяются преимущественным развитием пластово-трещинных и пластово-карстовых вод, которые связаны с коренными породами верхнего мела и нижнего палеогена, а также пластово-поровых вод в четвертичных отложениях. В зонах тектонических разломов встречаются зоны повышенной фильтрации. Среди экзогенных процессов здесь наблюдаются выветривание коренных пород, гравитационная разгрузка склонов, приводящая к оползням, карстовые явления, а в покровных лёссовых грунтах - просадки. Основными геологическими факторами, осложняющими инженерные условия, служат сильная расчленённость рельефа, сложное строение геологического разреза, высокая тектоническая активность и сейсмичность. Мощным толчком для активизации современных геологических процессов стала антропогенная деятельность - создание Рогунского, Нурекского (рисунок 1), Байпазинского и Сангтудинского водохранилищ [4].



Рисунок 1 – Нурекское водохранилище

Методика исследования включала пространственный анализ ЦМР, тематическое дешифрирование данных дистанционного зондирования. При дешифрировании рельефа применялся метод генетически однородных поверхностей - выделялись участки рельефа, сформированные каким-либо процессом или их сочетанием. Оползневые поверхности выделялись по характерным формам - стенкам или поверхностям срыва, поэтому оползни

выявлялись в основном по их форме и спектральным особенностям на снимках. Для них типична пятнистость, иногда полосчатость изображения из-за бугристого или ступенчатого строения оползневых тел, а свежие оползни выделяются чёткими формами рельефа. В рыхлых четвертичных породах выделяются целые оползневые зоны, приуроченные к бортам многочисленных саев и эрозионных врезов. В качестве примера рассматривается Байпазинский оползень, о котором впервые заговорили в 1969 году, когда он перекрыл русло Вахша, но тогда Байпазинской ГЭС ещё не было и опасности он не представлял. Второй раз он проявил себя в мае 1992 года, снова перекрыв реку и создав угрозу уже существовавшей станции [5]. Этот оползень активизировался также в 2003, 2004, 2005 и 2007 годах, хотя значительного ущерба не нанёс, что говорит о его активности и неустойчивом состоянии, а он до сих пор представляет угрозу для всего каскада ГЭС на Вахше [5, 6].

В результате анализа опубликованных и фондовых материалов, а также тематического дешифрирования снимков была составлена карта поражённости территории экзогенными процессами (рисунок 2).

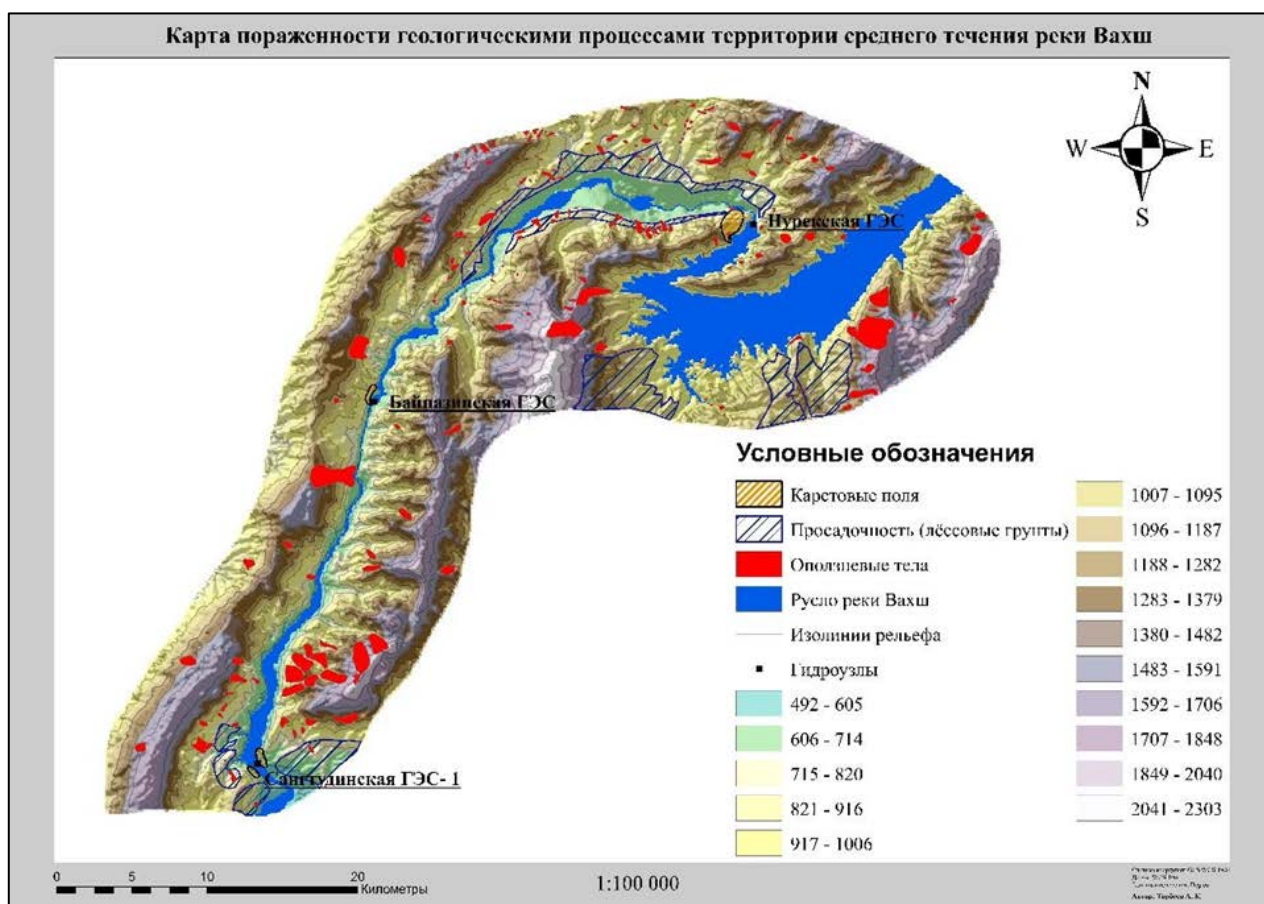


Рисунок 2 – Карта поражённости экзогенными геологическими процессами территории долины среднего течения р. Вахш

Для этого использовались программные комплексы SASPlanet, ArcGis 10 и Google Earth Pro. Всего удалось выделить 239 оползневых тел, а общая площадь, охваченная оползнями, составила 60,4 км², что соответствует 6,2 процента от общей площади рассмотренной территории в 980 км². Согласно нормативному документу СП 115.13330.2016, по площади распространения оползни на этой территории относятся к опасной категории. Все оползни были разделены на четыре группы по величине: мелкие (менее 0,1 км²), средние (0,1–1 км²), крупные (1–2 км²) и очень крупные (более 2 км²). Карстовые проявления выделялись по имеющимся фондовым данным и показаны на карте оранжевой штриховкой в чёрных

контурах. Общая площадь карстовых полей - 4,3 км², то есть 0,4 % территории. По тому же нормативу карст отнесён к умеренно опасной категории. Карстовые поля были поделены на мелкие (менее 1 км²) и крупные (более 1 км²). Распространение просадочного процесса показано тёмно-синей штриховкой в тёмно-синем контуре и приурочен он к лёссовым породам. Всего было выделено 9 участков с общей площадью 108 км², или 11 % от всей территории. Согласно нормативам, просадочность относится к умеренно опасной категории.

Таким образом, общая поражённость рассматриваемой территории опасными процессами - 17,6%, из которых 6,2 % приходится на оползни, 0,4% - на карст и 11% - на просадочность. Характерно, что большинство оползневых смещений развито на высотах 1600–1800 м и приурочено к склонам крутизной 30–45°. Карстовый процесс проявляется в виде полостей, каверн и каналов, которые в рельефе выглядят как воронки, котловины и провальные формы, достигающие 100–150 м в диаметре и 20–50 м глубиной. Просадочный процесс, распространён на исследуемой территории повсеместно и проявляется главным образом в виде просадочных блюдц, диаметр которых может достигать 300 м.

В итоге анализ карты поражённости территории среднего течения р. Вахш, составленной по результатам тематического дешифрирования космических снимков и анализа ЦМР, позволил установить, что опасными процессами охвачено до 17,6 % изученной территории. Наиболее широко в регионе распространены просадочные явления (11%) и оползни (6,2%), тогда как проявления карста встречаются существенно реже (0,4%). При этом именно оползневые процессы, согласно нормативным документам, относятся к категории опасных и, следовательно, требуют наибольшего внимания при оценке их влияния на безопасность населения, так и на безаварийную работу гидроузлов.

Литература

1. Баротов Р.Б., Гайский В.Н. Геология и сейсмичность района Нурекской ГЭС. Душанбе. 1962. 86 с.
2. Барыкина О.С., Фоменко И.К., Зеркаль О.В. Оценка влияния проходки туннеля на напряженно-деформированное состояние неоднородного скального массива в сложных геологических и сейсмоструктурных условиях // Геотехника. 2021. Т. 13. № 1. С. 6–18.
3. Инженерная геология СССР. В 8-ми т. Т. 7. Средняя Азия. М. Изд-во Моск. ун-та. 1978. 353 с.
4. Пильгуй Ю.Н., Ахмедов А.С. Геодинамика и гидрогеодинамика территории зоны затопления и строительства плотины Сангтудинской ГЭС. Душанбе. 2004. 60 с.
5. Ischuk A.R., Zerkal O.V. Baypaza landslide. Tajikistan. Structure and development // Massive rock slope failure: new models for hazard assessment: Proc. of Advanced Research Workshop (16-21 June, 2002, Celano). 2002. Pp. 156-160.
6. Zerkal O.V., Ischuk N., Ischuk A. Baypaza landslide: structure, mechanism of displacement and present condition // 2nd World Landslide Forum: Abstract book. Rome. 2011. P. 412.

ПРОСТРАНСТВЕННАЯ СВЯЗЬ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ЛИСТРИЧЕСКИХ РАЗЛОМОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ ТЯНЬ-ШАНЯ

Баталева Е.А., Рыбин А.К., Непейна К.С.

elena.bataleva@gmail.com

Научная станция РАН, г. Бишкек, Кыргызстан

На основе исследований, выполненных комплексом электромагнитных методов, выявлен ряд специфических особенностей глубинной геоэлектрической структуры земной коры Центрального Тянь-Шаня на глубинах порядка 10-25 км. Установлено, что в интервале этих глубин часто встречаются зоны пониженного сопротивления, а также происходит изменение структурного плана земной коры: ее вертикально-слоистое строение сменяется на горизонтальную расслоенность. Слои с повышенной электропроводностью тесно связаны листрическими разломами и трещиноватыми зонами. Термин «листрические поверхности» введен Э. Зюссом в начале XX века, под которым он рассматривал отдельную форму разломов в виде совка, ковша или лопаты, отчего и происходит их название [1]. Тектонические нарушения Тянь-Шаня расположены в деформированных складчатых структурах, которые сформировались в различных геодинамических условиях и, согласно геофизическим моделям, могут проследиваться на глубины до десятков километров, представляя собой взбросо-надвиги, образованные в обстановке тангенциального сжатия земной коры (рисунок 1). Формирование коровых листрических нарушений в процессе сжатия обусловлено анизотропией земной коры [2-4] на различных пространственно-масштабных уровнях.

Цель настоящей работы состояла в установлении взаимосвязи распределения гипоцентров землетрясений и структуры листрических разломов, изображенных на геолого-геофизических разрезах [5-8].

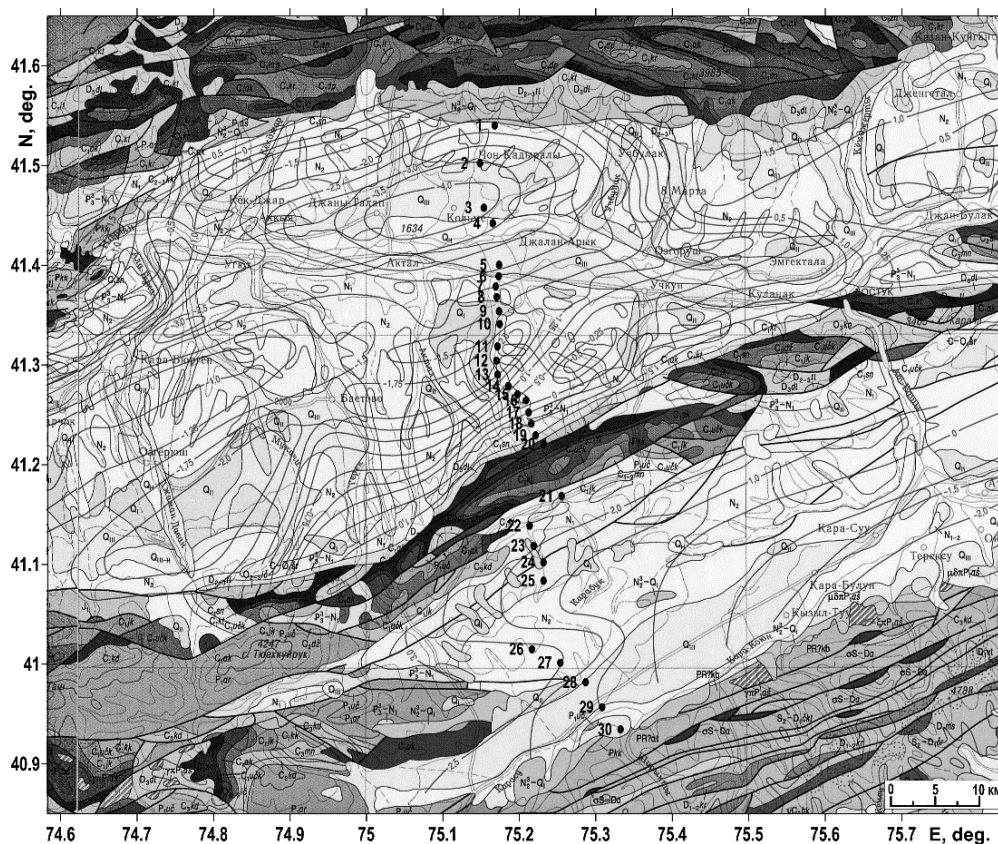


Рисунок 1 – Схема расположения магнитотеллурического профиля Карабук

На рисунке 2 показан принципиальный геолого-геофизический разрез земной коры Центрального Тянь-Шаня, составленный Макаровым В. И. [9]; в верхней части данного разреза нанесены разломные структуры.

Среднекоровый переходный слой хрупких и пластических деформаций, по представлениям Макарова В. И., является границей выполаживания верхнекоровых разломных структур. С точки зрения геоэлектрических построений наибольший интерес представляет нижнекоровый слой (рисунок 2) с преимущественным развитием пластических деформаций и течения вещества, поскольку примерно на этих глубинах расположен коровый проводящий слой, который спорадически распространён на территории Центрального Тянь-Шаня. Данные глубинных геофизических зондирований [5-8] также позволили установить наличие листрических разломов в земной коре Центрального Тянь-Шаня.



Рисунок 2 – Схематический геолого-геофизический разрез земной коры Северного и Центрального Тянь-Шаня и расположение листрических разломов в верхней части разреза по Макарову В.И. [9]: 1 – отложения новейшего орогенического комплекса, маркирующие новейшие впадины; 2 – отложения эпикаледонского (на Северном Тянь-Шане) и эпигерцинского (в Среднем Тянь-Шане) орогенических комплексов; 3 – верхнекоровый слой: осадочно-метаморфический складчато-покровный (а) и кристаллический гранитно-метаморфический (б); 4 – среднекоровый переходный (“инверсионный”) слой хрупких и пластических деформаций со срывом вышележащих структур, с линзами и горизонтами тектонического разупрочнения, возможного частичного плавления и течения вещества; 5 – нижнекоровый слой преимущественно основного состава с преимущественным развитием пластических деформаций и течения вещества; 6 – кровля верхней мантии с различной плотностью вещества, охарактеризованной скоростями сейсмических волн V_p в км/сек; 7 – неотектонические разломы; 8 – высокоградиентные глубинные зоны; 9 – основная направленность течения глубинного вещества; 10 – направление возможных смещений и течения вещества из-за плотностных неоднородностей на наклонных границах подошвы земной коры

На геоэлектрические разрезы, построенные вдоль профилей МТЗ, секущих субширотные тектонические структуры Тянь-Шаня: 1) Карабук (75°) (рисунки 1 и 2) Нарынский трансект [5, 6], который расположен вдоль меридиана 76° и простирается более, чем на 400 км, были нанесены листрические разломы, выделенные по геоэлектрическим данным. В геоэлектрических моделях под листрическими разломами понимаются дизъюнктивные нарушения земной коры, которые представляют собой крутые, близкие к вертикальным на поверхности, и выполаживающиеся с глубиной до пологих, почти до горизонтальных залеганий, структуры с пониженным сопротивлением. В пределах профиля Карабук, с целью детализации его глубинного строения, зондирования были проведены через 2-5 км до глубины 40 км, общая длина профиля ~ 80 км. На геоэлектрическом разрезе выделены (рис. 3) листрические разломы по следующим признакам: наличие глубинных разломов, которые ограничивают его распространение по латерали и увеличение мощности

слоя с высокой электропроводностью. Для исследования пространственной взаимосвязи листрических разломов с землетрясениями были вынесены гипоцентры сейсмических событий с $M \leq 4.5 \div 7.0$, что соответствует энергетическому классу $K=12-17$, за период с 2005 по 2020 гг. Для оценки сейсмической активности территории вдоль МТ-профилей в полосе $\pm 1^\circ$, использовались данные двух сейсмических сетей – сети KNET и сети Института сейсмологии НАН КР.

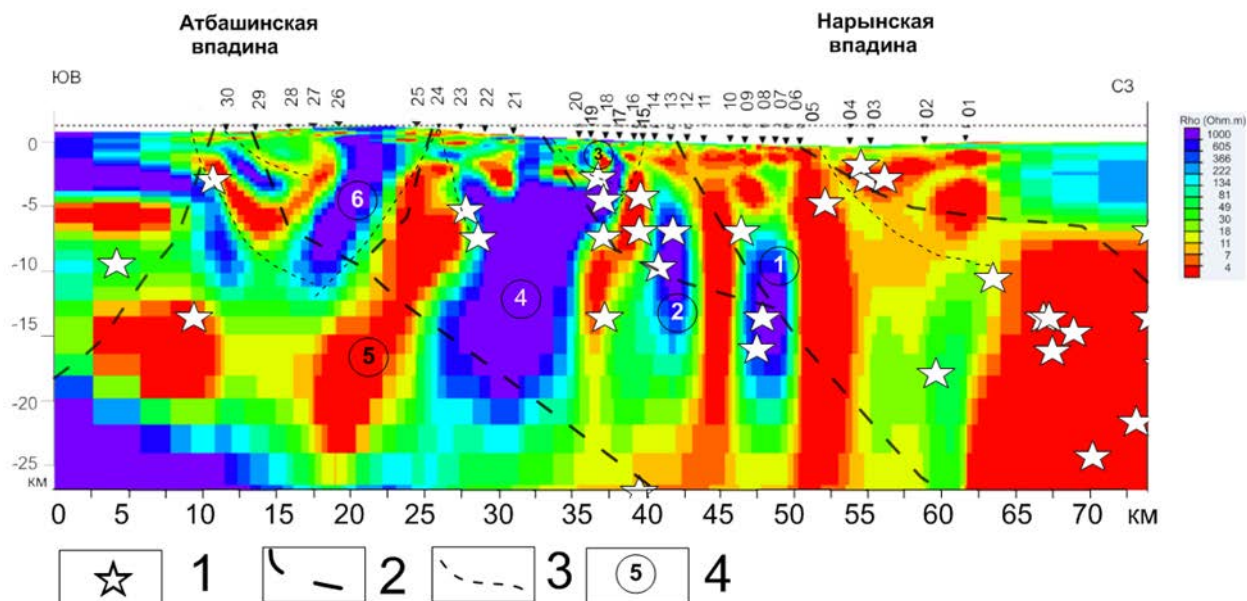


Рисунок 3 – Геоэлектрический разрез земной коры вдоль профиля (рисунок 1) и схема расположения листрических разломов, выделенных по результатам МТЗ на региональных профилях: 1- гипоцентры землетрясений ($M \leq 4.5 \div 7.0$); 2 - разломные структуры по [11]; 3 - разломные структуры, выделенные по результатам МТЗ; 4 – геоэлектрические блоки

При помощи двумерных геоэлектрических построений продемонстрировано, что сейсмические события локализуются в наиболее крутой части листрических разломов, выделенных как по геологическим представлениям, так и по геоэлектрическим данным. Полученные результаты могут быть использованы для уточнения глубинной структуры земной коры и процессов, происходящих в ее недрах, на различных пространственно-масштабных уровнях.

Выводы

1. По данным двумерного плотностного моделирования определены признаки, по которым выделены листрические разломы вдоль профилей МТЗ, секущих основные тектонические структуры. Установлено, что глубина выполаживания листрических разломов различна (от 3-4 до 20-25 км).

2. Установлена связь листрических разломов с распределением гипоцентров землетрясений, которые приурочены к наиболее крутой части разломных структур. Очевидно, что взаимосвязь положения гипоцентров землетрясений и разломных структур проявляется тем отчетливее, чем выше точность определения их положения.

Литература

1. Куликов В.Н., Михайлов А.Е. Структурная геология и геологическое картирование. М.: Недра. 1991. 286 с.
2. Паталаха Е.И., Хрычев Б.А. Листрические разломы в складчатых областях // Геотектоника. 1988. № 4. С. 8-19.

3. Павленкова Н.И. Сейсмические границы земной коры и верхней мантии и их геологическая интерпретация // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. Т. II. М.: Изд-во Межведомственного тектонического комитета РАН (ГИН) и МГУ (Геолфак). 1998. С. 25–32.
4. Николаевский В.Н., Шаров В.И. Разломы и реологическая расслоенность земной коры // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1985. № 1. С. 16-27.
5. Баталев В.Ю., Баталева Е.А. Проявление структуры древних микроконтинентов в геофизических полях // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов Материалы докладов Шестого международного симпозиума к 35-летию Научной станции РАН и 15-летию Международного научно-исследовательского центра - геодинамического полигона. Бишкек: НС РАН. 2015. С. 132-138.
6. Bielinski R.A., Park S.K., Batalev V., Jun S., and Sears C. Lithospheric heterogeneity in the Kyrgyz Tien Shan imaged by magnetotelluric studies // Geophysical Research Letters. 2003. V. 30. No. 15. 1806. DOI: 10.1029/2003GL017455.
7. Рыбин А.К., Баталева Е.А., Морозов Ю.А., Леонов М.Г., Баталев В.Ю., Матюков В.Е., Забинякова О.Б., Нелин В.О. Особенности глубинного строения системы Нарынская впадина - хребет Байбичетово - Атбашинская впадина по комплексу геолого-геофизических данных // Доклады Академии наук. 2018. Т. 479. № 5. С. 565-568.
8. Баталева Е.А., Мухамадеева В.А. Разломные структуры, зоны трещиноватости и распределение сейсмичности для территории Северного Тянь-Шаня // Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей. Материалы всероссийской конференции с международным участием. Екатеринбург. 2019. С. 28-32.
9. Макаров В.И. Взаимосвязь Тянь-Шаня с его обрамлением и механизмы внутриконтинентальных горообразовательных процессов // Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия). М.: Научный мир. 2005. С. 349-366.
10. Макаров В.И., Алексеев Д.В., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Беляев И.В., Брагин В.Д., Дергунов Н.Т., Ефимова Н.Н., Леонов М.Г., Мунирова Л.М., Павленкин А.Д., Рёкер С.В., Рослов Ю.В., Рыбин А.К., Щелочков Г.Г. Поддвиг Тарима под Тянь-Шань и глубинная структура зоны их сочленения: основные результаты сейсмических исследований по профилю MANAS (Кашгар-Сонкёль) // Геотектоника. 2010. № 2. С. 23-42.
11. Thompson S.C., Weldon R.J., Rubin C.M., Abdrakhmatov K., Molnar P., Berger G.W. Late Quaternary slip rates across the central Tien Shan, Kyrgyzstan, Central Asia // Journal of Geophysical Research. 2002. V. 107. (B2203). P. 1–32.

ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПРОГНОЗА НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СУРХАНДАРЬИНСКОЙ МЕГАСИНКЛИНАЛИ

Бикеева Л.Р.¹, Акрамова Н.М.¹, Бикеева Э.Р.²

Luizabikeyeva@mail.ru

¹ Институт геологии и разведки нефтяных и газовых месторождений, г. Ташкент, Узбекистан

² Институт прогнозирования и макроэкономических исследований,
г. Ташкент, Узбекистан

Нефтегазопроисследовательские работы в Сурхандарьинской мегасинклинали проводятся с 30-х годов прошлого столетия. Тогда были открыты и вовлечены в разработку первые месторождения Сурхандарьи в палеогеновых отложениях. Перспективы нефтегазоносности осадочного чехла освещены в работах многих исследователей. При оценке перспектив нефтегазоносности, как правило, обращают внимание на мощность осадочной толщи, развитие литолого-геохимических фаций, благоприятных для нефтегазообразования (с точки зрения наличия нефтегазоматеринских свит), наличие пород коллекторов и непроницаемых покрышек, наличие гидрогеологических и тектонических условий для формирования залежей нефти и газа. Практически все из перечисленных факторов для Сурхандарьинского региона являются положительными. На основе детальных геохимических и гидрогеологических аналитических данных доказано наличие в недрах нефтематеринских свит и нефтегазопроизводящих образований.

Юрские отложения вскрыты на площади Гаджак. Структура представляет собой ассиметричную надвиговую брахиантклиналь. Структура пологая, нарушена разрывами взбросового характера. Газоносность, как было отмечено выше, связана с терригенными и верхнеюрскими карбонатными отложениями.

Промышленная продуктивность *меловых отложений* в регионе установлена только на трех содержащих залежи газа площадях (Ляльмикар, Гаджак, Кагнысай).

Относительно хорошо изученным является *палеогеновый комплекс* отложений. В регионе из четырнадцати месторождений одиннадцать установлены в палеогеновых отложениях – все они нефтяные (Хаудаг, Учкызыл, Кокайты, Ляльмикар, Коштар, Амударья, Миршады, Актау, Джалаир, Корсаглы, Юж Миршади). Все они расположены в Восточно-Сурханской зоне. Однако и палеогеновые отложения на глубинах свыше 3,5-4,0 км не изучены. В начале палеогена, практически на всей территории Сурхандарьинской впадины, установились морские условия, и в течение палеоцена накапливались карбонатные отложения (бухарские слои). Мощность отложений по площади была не выдержана, не превышала 200-250 м. Согласно палеотектоническому анализу, проведенному авторами, в период формирования бухарские слои имели почти горизонтальное положение. В период формирования сузакских и туркестанских слоев территория продолжала опускаться с накоплением преимущественно глинистых осадков морского происхождения.

По данным глубокого бурения, на структурах Каракурт и Гаджак, расположенных в западной части (бортовой части) Сурхандарьинского грабена, установленная мощность сузакских, алайских и туркестанских слоев составляет порядка 200 м. Причем эта мощность сохраняется как в сводовой части, так и на периклиналях. По всей вероятности, в этот период развития осадочного чехла в западной части формирование антиклинальных структур проходило менее активно. В восточной же части, в зоне мульды мегасинклинали, формирование структур в это время проходило более активно. Подтверждением данного вывода являются неодинаковые мощности сузакских, алайских и туркестанских слоев. В пределах Хаудагской антиклинали суммарные мощности этого комплекса изменяются на незначительном расстоянии (1,5 км) – от 210 до 500 м. Значит, ко времени завершения осадконакопления превышение кровли бухарских слоев на своде структуры по отношению к ее крыльям достигло 300 м. Такие же изменения мощности по простиранию постигли и

структуры Учкызыл, Кокайты, Ляльмикар, Коштар и др., что является убедительным доказательством тектонической активности этой части региона.

Палеотектонические критерии считаются важными поскольку перспективны на поиск залежей являются структуры древнего заложения, которые сформировались унаследовано. Молодые структуры, которые сформировались в неоген-четвертичное время, относятся к малоперспективным.

Тектонические особенности отдельных антиклинальных поднятий Сурхандарьинского грабена свидетельствуют о том, что эти структуры вдоль своей оси с северо-востока на юго-запад претерпевают резкое погружение, выраженное ундуляцией шарнира складки. Длительное погружение в течение мезозоя и палеогена сопровождалось формированием максимальной мощности юрских, меловых и палеогеновых отложений, что создало благоприятные условия для формирования зон нефтегазоаккумуляции.

Процесс нефтегазоаккумуляции и сохранности залежей определяется не только тектоническими и литологическими, но и другими факторами, краткий анализ которых будет приведен далее.

Общеизвестно, что формирование, сохранение и разрушение нефтяных и газовых залежей происходило и происходит не только за счет тектонической активизации и геодинамических условий, но и безусловно происходит в водной среде, что несомненно отражается на составе как пластовых вод, так и нефтей и газов. Гидрохимические показатели имеют важное значение. По данным Л.С. Балашова и других исследователей [1], в разрезе Сурхандарьинской синклинальной зоны наблюдается четкая вертикальная закономерность гидрохимических характеристик пластовых вод и их связь с углеводородами. По разрезу сверху вниз наблюдается непрерывное возрастание минерализации пластовых вод от 18-27 г/л для алайской свиты, до 300 г/л - в меловых отложениях. Одновременно возрастает концентрация Cl, Na, K, Ca, Mg, а при переходе от палеогеновых к меловым отложениям резко уменьшается содержание SO_4 , H_2S , HCO_2 . На некоторых участках отмечается скачок в изменении качества вод при переходе от алайской к бухарской свите (Учкызыл, Хаудаг и др.); от палеогеновых отложений к меловым (Учкызыл, в меньшей степени Хаудаг и др.). Различная степень изменения качества вод по вертикали связана с гидрохимической зональностью по площади.

Приведем лишь некоторые геохимические характеристики нефти и газа.

Нефть бухарских слоёв (Хаудаг, Учкызыл, Кокайты, Ляльмикар, Коштар, Корсоглы, Джейранхана и др.) по физико-химическим параметрам отнесена к тяжёлым ($\rho_{420} = 0,908-1,027$ г/см³), высокосернистым (1,5–10,6 %) и высокосмолистым (8,6–62,6 %). Нефть имеет низкое содержание бензиновой фракции (до 10,9 %). По углеводородному составу эти нефти относятся к метанонафтоароматическому и метаноароматико-нафтовому типам. Наиболее высокосернистые и смолистые нефти, с минимальным выходом лёгких фракций, получены на месторождениях Учкызыл, Джейранхана и Амударья.

По геохимическим критериям попутные газы¹ бухарских слоев палеогена месторождений Хаудаг, Учкызыл отличаются низким содержанием метана (49,5-52,1%) и высоким (32,6-42,6%) его гомологов (тяжелых УВ), отличаются между собой по содержанию неуглеводородных компонентов - сероводорода, углекислого газа, азота и гелия [1]. Лабораторные исследования попутного газа месторождения Учкызыл показали обогащенность азотом (34,5-44%) и углекислым газом (6,2-6,8%). Газы бухарских (за исключением III горизонта), алайских слоев, а также мелового комплекса месторождения Ляльмикар более обогащены (81,2-98,4%) метаном, обеднены (следы – 3,6%) азотом и почти не содержат сероводород по сравнению с таковыми Хаудака, Учкызыла и Кокайты (рисунок 1).

¹ Геохимическая характеристика углеводородов дается по материалам В.Е. Нарижной (1965), И.С. Старобинца (1966) и Д. Сираждинова (1982).

Согласно аналитическим данным, свободные газы мелового комплекса (получены из отложений сеноман–турона) отличаются значительной изменчивостью компонентного состава. Наиболее метановыми (93,6–97,3%) являются газы сеноманских отложений Ляльмикара и аптского горизонта Гаджака. В то же время газы месторождения Учкызыла характеризуются пониженным содержанием метана и повышенной концентрацией азота (33,8–34,2%). Для всех исследованных образцов отмечается обеднённость тяжёлыми углеводородами (C_{2+} высшие - 0,3–2,4%), что указывает на их преимущественно сухой состав. Газы Ляльмикара и Кокайты характеризуются относительно повышенным содержанием гелия [2].

По углеводородному составу газы верхнеюрских отложений близки к меловым, однако отличаются повышенным содержанием сероводорода и углекислого газа (до 10 %), что свидетельствует об активном проявлении процессов окислительно-восстановительного характера. Повышенные концентрации H_2S и CO_2 обусловлены протеканием термохимического и гидрохимического сульфатного восстановления, при котором углеводороды окисляются до CO_2 , а сульфаты восстанавливаются до H_2S .

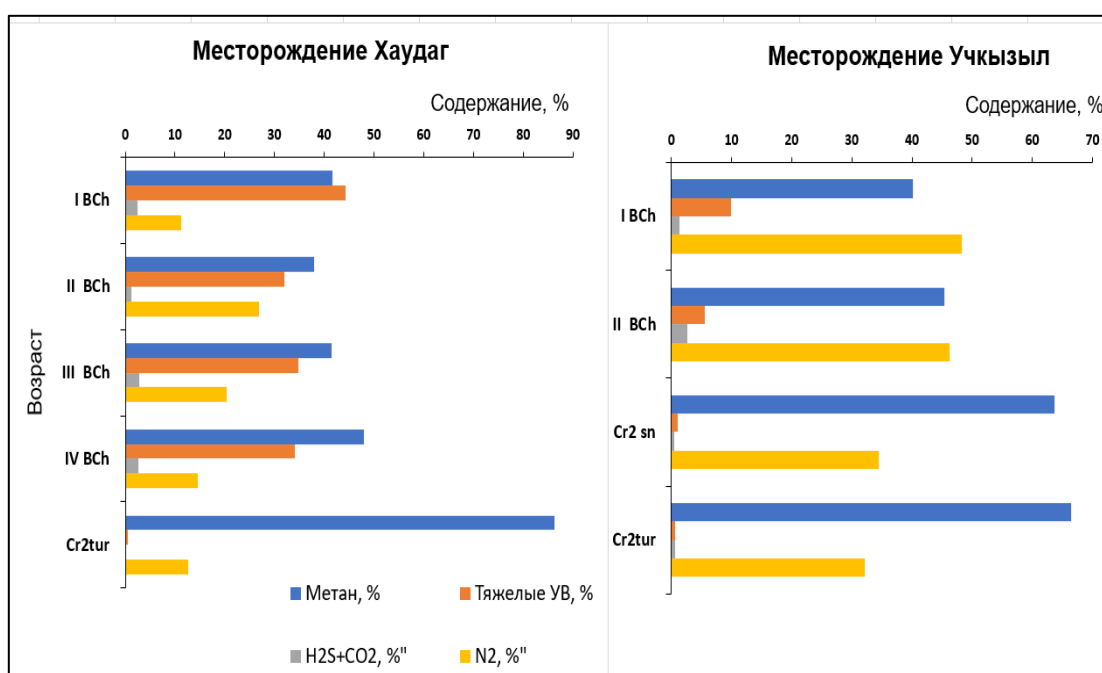


Рисунок 1 – Распределение метана, тяжелых УВ (C_{2+} высшие), сероводорода и азота в газах по разрезу для некоторых месторождений

На основе геохимических данных для месторождений Хаудаг и Учкызыл построены гистограммы распределения компонентного состава природного газа [3].

Анализ гистограмм показал, что газы нижних слоев палеогена, а также меловых отложений на глубинах от 0,2 до 0,5 км углеводородные и имеют смешанный состав, содержат сероводород и обогащены азотом. Процентное содержание углекислого газа до 1,8%. Углеводородный состав газа месторождения Учкызыл сравнительно легкий и колеблется от 0,2 до 10%. Газы месторождения Хаудаг относятся к тяжелым, высокосернистым, парафинистым и высокосмолистым. Наблюдается высокое содержание тяжелых фракций УВ от 0,1 до 42%.

Изучение системы вода-газ показывает, что между составом воды и растворенным в воде газом имеется тесная взаимосвязь. Повышенное содержание CO_2 в газах при малой солености вод неизменно приводит к повышенному содержанию ионов HCO_3 в воде, что

является вполне закономерным явлением, связанным с растворением углекислоты. Контакт пластовой воды с газами, содержащими высокие количества азота (метано-азотными или азотными), обычно является показателем отсутствия нефтяных и газовых залежей. Не менее важный показатель – содержание в воде сероводорода, находящегося в свободном состоянии. Этот показатель считается положительным критерием нефтеносности.

Резюмируя вышесказанное, отметим, что геохимические особенности мезозойских нефтей и газов — от лёгкого до тяжелого состава, пониженное содержание серы, широкий диапазон смолисто-асфальтовых компонентов — свидетельствуют о благоприятных условиях генерации, миграции и сохранности углеводородов. Вероятно, формирование нефтей связано с глубинными источниками органического вещества, подвергшегося высокой степени катагенетической переработки. Мезозойские комплексы обладают значительным потенциалом нефтегазоносности, особенно в зонах, где структурно-тектонические условия сохранности ловушек наиболее стабильны.

На сегодняшний день в поисковый процесс вовлечены как кайнозойские (палеогеновые), так и мезозойские отложения Сурхандарьинской мегасинклинали. Они залегают в сложных геолого-тектонических условиях, и это весьма отрицательно сказывается на эффективности поисково-разведочных работ. Сложность, в первую очередь, заключается в том, что юрские отложения залегают на больших глубинах, во-вторых, перекрыты мощной соленосной толщей, которая хоть и является идеальным флюидоупором, но значительно затрудняет процесс выявления, подготовки и их разбуривания. Структурный план над- и подсоловых отложений не совпадает. Расстояния смещения сводов подсоловых складок относительно надсоловых зависит от типа разрывных нарушений. Плоскость падения разломов, осложняющих структуры региона, преимущественно запад-северо-западная. Этот критерий также необходимо учитывать при интерпретации сейсморазведочного материала и подготовки к глубокому бурению поисковых объектов.

Нефтегазоматеринские толщи мелового и юрского возраста характеризуются достаточно хорошими коллекторскими свойствами, содержанием рассеянного органического вещества (Сорг выше 0,5%), что позволяет предполагать возможность открытия новых скоплений УВ в пределах Сурхандарьинской мегасинклинали в широком стратиграфическом диапазоне и прежде всего в бортовых частях.

Литература

1. Балашов С.Л. Сурхан-Дарьинский артезианский бассейн. М.: Изд-во АН СССР. 1960. 279 с. (Труды Лаборатории гидрогеологических проблем им. Ф.П. Саваренского. Т. XXV).
2. Старобинец И.С. Геохимия нефтей и газов Средней Азии. М.: Недра. 1966. 292 с.
3. Абдуллаев Г.С., Мухутдинов Н.У., Акрамова Н.М., Парпиев М.В., Утабова Х.Т. Геохимическая характеристика тяжелых нефтей нефтегазоносных регионов Узбекистана // Узбекский журнал нефти и газа. 2014. № 3. С. 6-11.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ТЕКТониКИ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СУРХАНДАРЬИНСКОЙ ВПАДИНЫ

Бикеева Л.Р.

Luizabikeyeva@mail.ru

Институт геологии и разведки нефтяных и газовых месторождений, г. Ташкент, Узбекистан

В основе современных представлений о геотектоническом режиме современного Тянь-Шаня лежат две принципиально различные точки зрения. Согласно первой из них современный Тянь-Шань представляет собой новый орогенный этап (постплатформенный) развития земной коры в неоген-четвертичное время (олигоцен-антропоген) [1]. Со второй точки зрения современный Тянь-Шань рассматривается как геосинклинальная область Азиатского горного пояса [2]. Наибольшее число исследователей привлекает идея принадлежности современного Тянь-Шаня к постплатформенной подвижной (орогенной) области, и современный горный рельеф создан проявлением неотектонических движений земной коры. Структурно-тектонические формы его стоят в тесной связи с характером дислокаций.

Следовательно, Сурхандарьинская впадина относится к постплатформенной подвижной области, формирование которой в мезозойско-палеогеновое время имело слабую тектоническую активность и довольно резкую активизацию тектонических движений испытала в неоген-четвертичное время. Таким образом, для Сурхандарьинского региона, как части Тянь-Шаня, выделено два этапа тектонического развития: платформенный, охватывающий отложения юры, мела и палеогена, и ороген неоген-четвертичного времени. Территория Сурхандарьинской впадины в мезозойско-палеогеновый период рассматривается как часть огромной платформенной синеклизы, где в период осадконакопления мощных толщ юры, мела и палеогена развивались основные элементы тектоники. Среди пликативных форм дислокаций здесь выделяются как линейные, так и брахиформные структуры. Из дизъюнктивных форм широко развиты крутопадающие надвиги и взбросы с амплитудой от первых десятков до сотен метров.

Глубинное геологическое строение территории исследований можно в упрощенной форме охарактеризовать и представить в виде четкого двухъярусного строения. Нижний ярус – фундамент – представлен отложениями палеозоя, очень сложного по составу и строению, характеризующий геосинклинальный этап развития территории. К верхнему ярусу относятся отложения мезо-кайнозоя и четвертичного периода, характеризующие платформенный и постплатформенный орогенный этап развития. Следовательно, можно отметить его некоторую тектоническую неоднородность в вертикальном разрезе и разделить их на два этажа, соответствующие разным этапам тектонического развития по наличию стратиграфического и углового несогласия, а также различию комплексов слагающих их формаций. И прежде всего это относится и определяет взаимоотношение структурных форм подсолевых и надсолевых образований в условиях наличия в разрезе верхней юры мощной толщи галогенной формации.

Тектонические движения способствовали образованию и формированию промышленных скоплений нефти и газа. Характерной особенностью является интенсивная линейная складчатость юго-западного простирания. Линии антиклинальных структур чередуются с равнозначными линиями линейных прогибов. В этой работе представлены результаты исследований, проведенных в пределах Келиф-Сарыкамышской гряды Сурхандарьинского региона. Келиф-Сарыкамышская гряда в рельефе отчетливо выступает в виде узких зон локальных поднятий Бешкыз-Аккапчигай и Акташ-Гаджакской (рисунок 1). Узкие локальные антиклинальные поднятия характеризуются и структурными формами. Особенно четко выделяются над размытым сводом поднятия две куэстовые гряды, сложенные палеогеновыми известняками, которые прослеживаются то сплошной полосой, то

треугольниками вдоль гряд на почти всем протяжении. В размытом своде обнажаются меловые отложения, которые на крыльях часто также принимают куэстовую форму. Меловые отложения обнажаются в размытом своде складки на абсолютных отметках от 1200 м (на севере) до 500 м (на юге). Более молодые отложения развиты на крыльях.

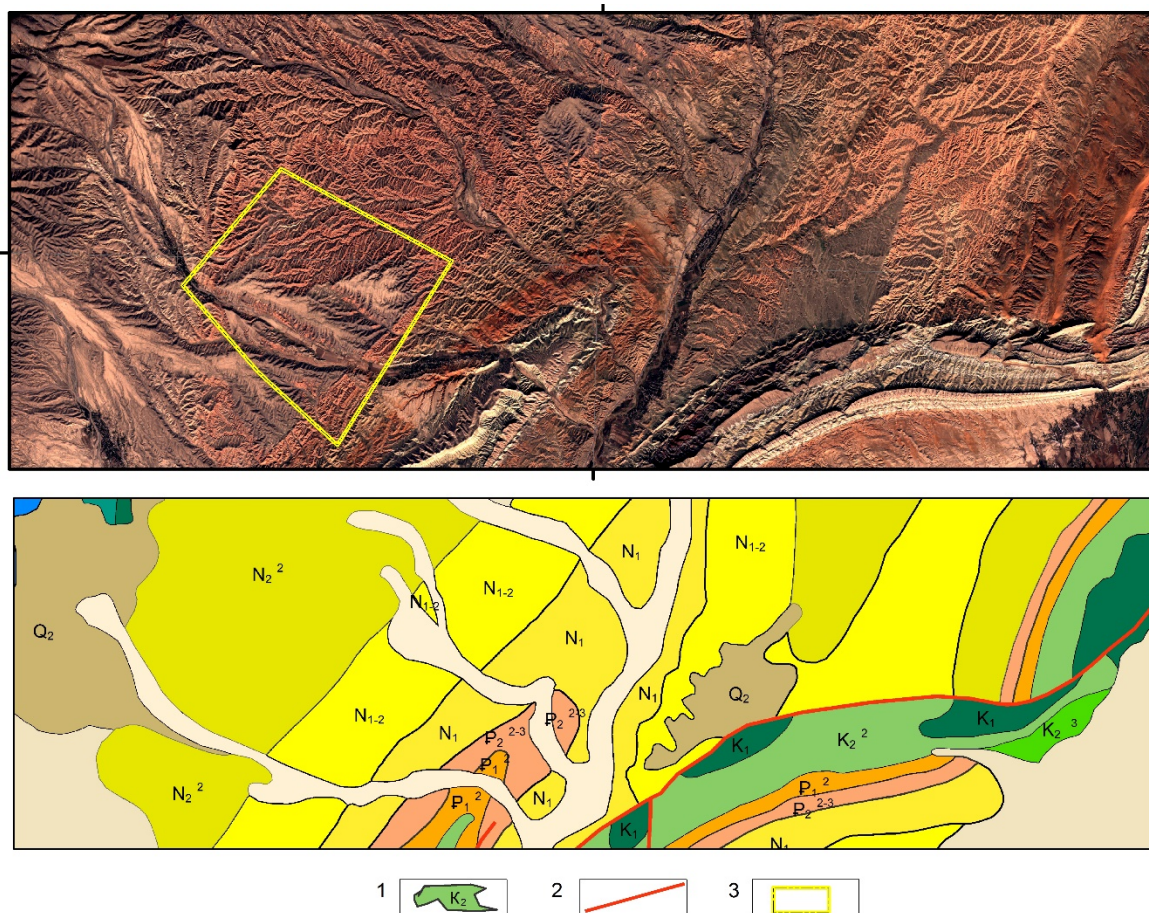


Рисунок 1 – Геологическое строение Келиф-Сарыкамышской зоны локальных поднятий Сурхандарьинской впадины: 1-геологические границы стратиграфических подразделений (индекс соответствует возрасту); 2- разрывные нарушения; 3-перспективный микроблок, на поиск погребенной локальной антиклинали

В узких ущельях, пересекающих гряду преимущественно на северо-востоке, характерен чешуйчатый (шатровый) тип рельефа. Современный рельеф Келиф-Сарыкамышской зоны сформировался лишь в четвертичное время в условиях активизации региона в целом. Общие размеры Келиф-Сарыкамышской зоны составляют: 120 км в длину, 5-6 км в ширину. Она вытянута с юго-запада на северо-восток по азимуту 20-25°. Зона локального поднятия представляет собой складку сундучного типа, с относительно пологим северо-западным и крутым, осложненным разломами и местами опрокинутым юго-восточным крылом. Достаточно будет отметить, что подошва мезозойских отложений местами приподнята до 1000-2000 метров выше уровня моря, на западе (Байсунский прогиб) и на востоке (Сурхандарьинский прогиб) опущена на глубину более 5000 м.

В связи с крайне сложным геолого-тектоническим строением, территория исследований характеризуется слабой геофизической и буровой изученностью, а также освоенностью ресурсов углеводородов основных продуктивных горизонтов. На территории открыты месторождения как в подсолевой юре (месторождение Гаджак, расположенное севернее описываемой территории), так и в нижнемеловых отложениях (Когнысай).

В комплексе исследований абсолютного большинства этапов и стадий геологоразведочных работ на нефть и газ дешифрирование материалов космосъемок занимает верхнюю строчку, поскольку детали геологического строения обнажающихся на поверхности толщ (и отдельные формы рельефа) несут сведения о глубинном геологическом строении, зачастую являются индикаторами подсоловых структурно-тектонических элементов. Эти детали, как правило, находят отражение на космофотоснимках (КФС) в виде дешифрируемых элементов (линейных, дуговых, площадных), что позволяет рассматривать КФС в качестве важных носителей структурно-тектонической информации.

Одним из примеров изучения территории дистанционными методами служит Зарабагское поднятие, при изучении которого намечено значительное число локальных антиклиналей, подтверждены некоторые структуры, предполагаемые по материалам сейсморазведки, оконтурены и детализированы крупные тектонические элементы – поднятия. Поднятие Зарабаг расположено южнее западного окончания Байсунской синклинали, между Келиф-Шерабадским поднятием и горами Кугитангтау. Представляет собой антиклинальную перемышку, разделяющую Байсунскую (на севере) и Пашхуртскую (на юге) синклинали. Вытянуто в северо-западном направлении, где скрывается под козырьком висячего крыла Кугитангского взброса. С поверхности (рисунок 1) поднятие сложено пологозалегающими отложениями плиоцена ($2-10^\circ$), моноклинально погружающимися на северо-запад. В этом же направлении происходит углубление кровли подсоловых юрских отложений.

Неотектонические границы Зарабагского поднятия определяются линеаментами. Северо-западной границе поднятия отвечает зона Кугитангского взброса, северная и северо-восточная совпадают с долиной ручья Ляйлякансай, проложившего русло по линеamentной (ослабленной) зоне. Юго-восточная граница (с Келиф-Шерабадским поднятием) на всем своем протяжении четко фиксируется линейной зоной резкого перехода от крутых ($45-50^\circ$) к пологим ($2-4^\circ$) падениям слоев, юго-западная в целом совпадает с границей между неогеновыми и обрамляющими четвертичными отложениями или субпараллельна ей.

Из рассмотренных субширотных поднятий Зарабагское является наиболее погруженным (Бырдыбай – на поверхности развиты меловые отложения, Гаджак – миоценовые, Зарабаг – плиоценовые), что сказывается на глубине до подсоловых юрских отложений (судя по разрезам Зарабагских глубоких скважин, она составляет порядка 5000м).

Зарабагское поднятие имеет сходное с Гаджакским поднятием – плановое распределение кольцевых структур. В центральной, наиболее высокой и выположенной части его плотность дуговых элементов (элементов пликативной тектоники) невелика, а к периферии значительно возрастает. Большинство из дешифрированных элементов ограничены линейными элементами (линеаментами) в микроблоки, образованные серией разнонаправленных, пересекающихся линеamentов. Вероятнее всего, эти микроблоки испытали неотектоническую активность и отвечают унаследованным подсоловым антиклиналям (рисунок 2).

Судя по выраженности в рельефе и орогидрографии – обрамленность остаточным водораздельным рельефом, бронированным четвертичными конгломератами, и изогнутыми руслами саев, наиболее достоверными (и контрастными) помимо Зарабагской антиклинали являются структуры Рихин, Алямлисай и Джудабулак. Определенный интерес вызывает предполагаемая антиклиналь Хатаг, расположенная в северо-западном углу Зарабагского поднятия, у зоны смятия по Кугитангскому взбросу.

Сопоставление разломов по нижнемеловым и юрским отложениям, выделенным сейсморазведкой в пределах Зарабагского поднятия, с элементами дизъюнктивной тектоники (линеаментами) показало их хорошую, местами абсолютную позиционную сходимость. Установленный разломно-сбросовой характер линеamentов, пересекающих поднятие, свидетельствует о ступенчатом погружении от его ядерной части (Зарабагская антиклиналь) как в продольном (северо-запад), так и в поперечном (юго-запад-северо-восток) направлениях.

При структурном дешифрировании таких районов использовались косвенные признаки линейных или структурных тектонических форм: резкие изменения фототона и четкости его

границ; закономерное повторение по площади или участку однотипного фотоизображения и характера его рисунка; аномальные формы речных долин, спрямленные и протяженные их участки, места резкого излома русел; дугообразное облекание эрозионной сетью отдельных участков рельефа; прямолинейные и ориентированные в одном направлении скульптурные формы рельефа (валы, гряды, узкие вытянутые котловины, цепочки такыров и т.п.).

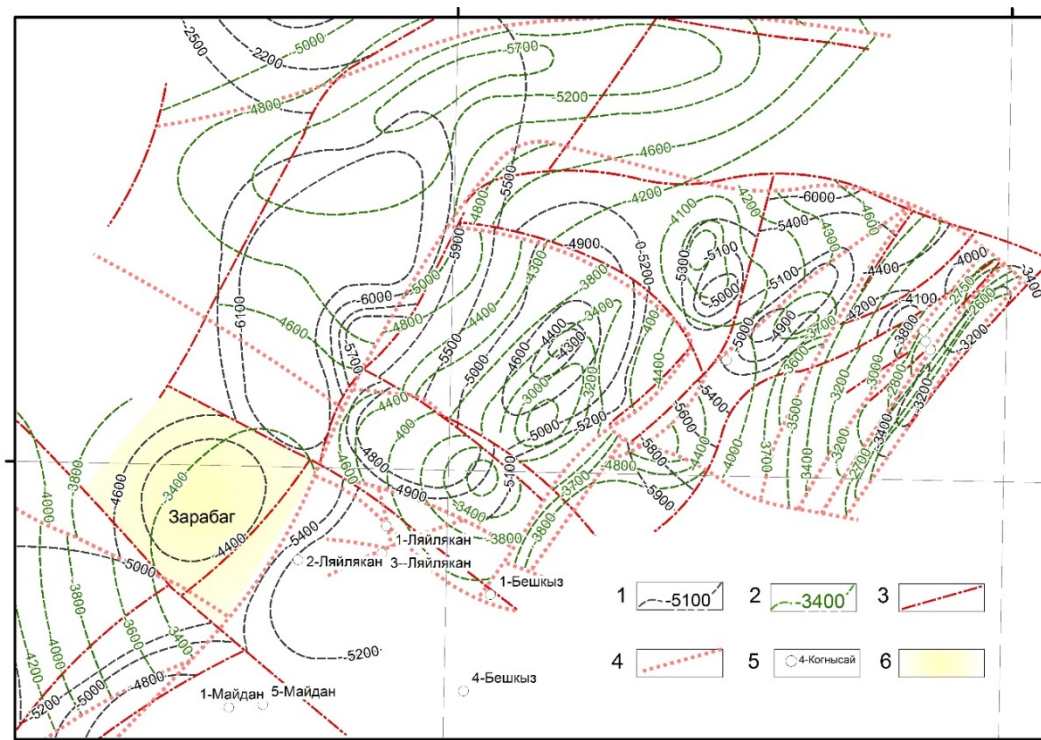


Рисунок 2 – Схема строения Келиф-Сарыкамышской зоны локальных поднятий по данным глубокого бурения и сейсморазведки: 1-стратоизогипсы по отражающему горизонту $T_3 - J_3$ k-o; 2-стратоизогипсы по отражающему горизонту T_2 (кровля валанжина K_1); 3-разрывные нарушения по отражающему горизонту $T_3 - J_3$ k-o; 4-разрывные нарушения по отражающему горизонту T_2 (кровля валанжина K_1); 5-скважины глубокого поискового бурения; 6- участок, перспективный на поиск погребенной локальной антиклинали по данным структурного дешифрирования

В заключение отметим, что интерпретация космической информации позволила составить представление об общих чертах подсолевого структурного плана территории, определить наиболее интересные участки проведения детальных сейсморазведочных работ.

Практический интерес представляет прогноз возможных структур (площадей), неустановленных на современной стадии изученности территории сейсморазведкой. Определение очередности освоения подсолевых локальных антиклиналей может быть использовано при планировании поисковых работ на нефть и газ.

Литература

1. Бухарин А.К., Брежнев В.Д. Тектоника Западного Тянь-Шаня. М.: Наука. 1989. 152 с.
2. Ситдилов Б.Б. Оценка нефтегазоносности локальных ловушек по данным палеотектонического анализа (на примере Сурхандарьинской мегасинклинали) // Методы оценки нефтегазоносности локальных структур. М. 1979.

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И МОРФОЛОГИЯ РУДНЫХ ТЕЛ МЕСТОРОЖДЕНИЯ САРМИЧ

Гоипов А.Б.¹, Махаммадиев Э.М.²

akram.goipov7@gmail.com, e.mahammadiyev@v.mingeo.uz

¹ ГУ Институт минеральных ресурсов, г. Ташкент, Узбекистан

² Министерство горнодобывающей промышленности и геологии Республики Узбекистан,
г. Ташкент, Узбекистан

Месторождение Сармич расположено в центральной части гор Каратау в пределах Южно-Нуратинской подзоны Зарафшано-Туркестанской зоны Южного Тянь-Шаня.

Для района месторождения характерно развитие интенсивно дислоцированных осадочно-метаморфических образований нижнего палеозоя и интрузивных пород, отвечающих стадии развития подвижной области (нижний структурный этаж) и слабо дислоцированных отложений мезокайнозоя, возникших в субплатформенных условиях (верхний структурный этаж).

Структура района сформировалась преимущественно в период каледонского и особенно герцинского циклов складчатости. Значительную роль в ее формировании играли надвиговые дислокации (доскладчатые шарьяжи) [1].

В более позднее время (трас, неоген, четвертичный период) происходило усложнение структуры в виде развития продольных и поперечных крутопадающих разрывов и роста Каратауского горного сооружения (горстантиклинали).

Для подготовки к освоению месторождения Сармич после проведения геологоразведочных работ были подсчитаны запасы золота. В результате разведки были детально изучены структурное положение, морфология и пространственное строение рудных тел. Подсчет запасов золоторудного месторождения выполнялся с использованием программного комплекса Micromine, обеспечивающего комплексную обработку геологоразведочных данных, трехмерное геологическое моделирование и оценку запасов полезных ископаемых. Исходной информационной базой послужили данные бурения, результаты опробования, маркшейдерские материалы, топографическая основа, геологические разрезы и планы, а также сведения о структурных нарушениях и границах рудных тел.

На первом этапе была выполнена подготовка базы данных, включающая импорт координат устьев скважин, инклинометрических измерений, интервалов опробования и аналитических данных по содержанию золота. После проверки полноты и корректности исходной информации проведена валидация базы данных и устранение возможных ошибок.

Следующим этапом являлось трехмерное геологическое моделирование рудных тел. На основе данных бурения, геологических разрезов и структурных построений были интерполированы каркасы (wireframes) рудных зон с учетом их морфологии, тектонических нарушений и литологических границ. Полученные модели использовались в качестве ограничивающих поверхностей при последующей оценке запасов.

Для оценки распределения содержаний золота внутри рудных тел была выполнена статистическая обработка результатов опробования, включающая анализ распределения содержаний, выявление выбросов, определение композитных интервалов и расчет основных статистических параметров. После построения экспериментальных вариограмм были подобраны модели пространственной корреляции, отражающие закономерности изменчивости содержания золота.

Оценка содержаний в пределах блочной модели проводилась методом геостатистической интерполяции с использованием алгоритма Ordinary Kriging (либо методом обратных расстояний - Inverse Distance Weighting (IDW), в зависимости от степени изученности объекта и характера распределения данных). Размеры блоков определялись с учетом густоты разведочной сети, мощности рудных тел и геометрии минерализованных зон.

После оценки содержаний были рассчитаны объемы, средние содержания золота и запасы руды с применением установленной объемной массы пород и бортового содержания. Заключительным этапом являлась верификация результатов посредством сопоставления расчетных показателей с исходными данными опробования, визуального анализа распределения содержаний в трехмерной модели и контроля достоверности полученных запасов. Использование программного комплекса Micromine позволило создать единую цифровую геологическую модель месторождения, повысить точность оценки пространственного распределения золоторудной минерализации и обеспечить обоснованный подсчет запасов в соответствии с современными требованиями к цифровому геологическому моделированию (рисунок 1).

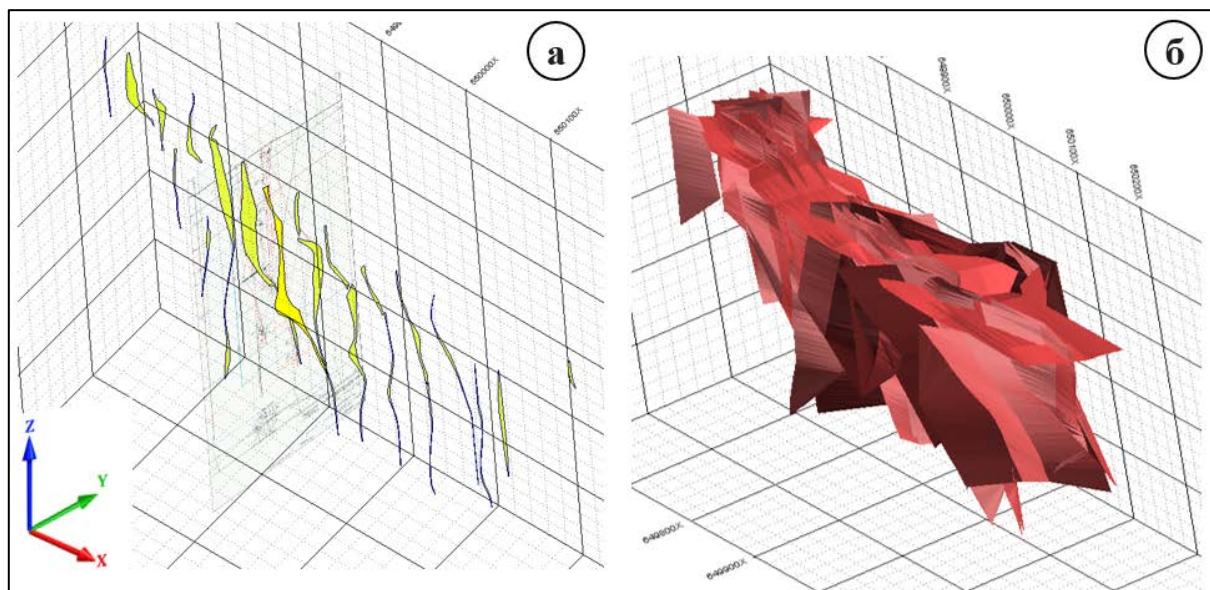


Рисунок 1 – Трёхмерная геологическая модель месторождения Сармич в программном комплексе Micromine: а - пространственное расположение рудных тел по данным разведочных линий; б - каркасная модель тектонических нарушений (разломной зоны)

Анализ трехмерной геологической модели показывает, что все рудные тела пространственно приурочены к разломной зоне и локализуются в пределах системы тектонических нарушений. Пространственное совмещение каркасной модели разломной зоны с трехмерной моделью рудных тел свидетельствует о том, что именно разрывные нарушения являлись основными рудоконтролирующими структурами, обеспечивавшими миграцию гидротермальных растворов и последующую локализацию золотого оруденения.

Установлено, что отдельные рудные тела претерпели значительные пострудные тектонические деформации. В пределах разломной зоны наблюдаются смещения, разрывы и изменение морфологии рудных тел, что выражается в нарушении их первоначальной непрерывности и сегментации на отдельные блоки. Наиболее отчетливо такие изменения проявляются в участках пересечения продольных и поперечных разломов, где рудные тела приобретают сложную пространственную конфигурацию.

Основными рудовмещающими породами здесь являются осадочно-метаморфогенные образования нижнего палеозоя.

Отложения среднего кембрия-нижнего ордовика слагают сужающийся на восток-юго-восток блок шириной до 1,5 км на западе (уч. Западный) до 0.75 км на востоке.

В целом для этих отложений характерен повышенный метаморфизм. Сармичское месторождение приурочено к центральной части Сармичской ветви Каратауской зоны смятия в районе юго-восточного выклинивания блока.

Этими особенностями (зона смятия) обусловлена определяющая роль разрывных нарушений в формировании и в размещении промышленного золото-серебряного оруденения.

Складчатые же структуры, вероятно, играют второстепенную роль. Эти структуры в пределах площади месторождения (в зоне смятия) сохранились слабо и, как правило, интенсивно деформированы сланцеватостью разных генераций.

Сармичская зона смятия для месторождения – структура первого порядка, которая в свою очередь является ветвью Каратауской зоны. Переходы Сармичской зоны к вмещающим породам нерезкие, иногда четкие по швам разломов. Степень тектонической проработки пород в зоне смятия недальнемерная. Характерной особенностью внутренней части зоны является наличие линзовидных блоков, различных по своим размерам, со слабым рассланцеванием, облекаемых зонами интенсивно рассланцованных, углеродизированных, милонитизированных пород.

Осложняющие зону разрывные нарушения, структуры высокого порядка различны по своим морфологическим особенностям, внутреннему строению, параметрам и времени заложения. По направлению эти структуры продольные (оперяющие) и диагональные (секущие).

Линейная ориентировка продольных разрывов от субширотных-260°-290° (уч. Субаши, Сармич I и II, Араб) до 300-320° (уч. Центральный, Западный). Падение их преимущественно к северу, северо-востоку под углами 60°- 85°. На уч. Сармич II и Араб падение крутое к югу. Эти разломы представлены зонами в разной степени перемятых, катаклазированных, милонитизированных и окварцованных пород мощностью до 10-60м. Окварцевание от кварцевых жил мощностью до 1.5м до мелкопрожилкового. Кварц в безрудных зонах сахаровидный, розоватый с пиритом. В рудоносных зонах породы метасоматические изменены, углеродизированы.

Все рудные минерализованные зоны локализуются в центральной части Сармичской зоны смятия. Все они образуют пучок вилообразно расходящихся в западном направлении зон в соответствии с общей конфигурацией вмещающей структуры (зоны смятия). Наибольшее развитие зон в северном и южном обрамлении блока пород среднего кембрия-нижнего ордовика (т.е. в участках более интенсивного смятия пород) [2].

Рудные минерализованные зоны образуют систему кулисообразно расположенных, иногда разветвляющихся линейных структур. Протяженность их от первых сотен метров до 6,0км. Отрезки с промышленным оруденением имеют длину от первых сотен метров до 1.5км. Приурочены они к участкам воздымания структур (рудные тела № 1, 6, 3, 15, 18, 20).

Разведанные рудные тела месторождения размещаются в Сармичской зоне разрывов и взаимосвязаны определенными структурными элементами. По морфологическим особенностям они относятся к крутопадающим линейно-вытянутым жильным зонам переменной мощности (РТ1, 3, 11, 17, 5, 15, 20, 21) и типичным жилам (РТ6, 2, 9, 10, 12, 14, 16, 22, 18, 23). Жильные зоны состоят из стержневых кварцевых жил и метасоматически измененных прожилково-окварцованных пород с сульфидной минерализацией. Протяженность кварцевых жил достигает 200 м. Для жильных зон характерна изменчивость мощности от первых метров до 25-30 метров в раздувах и до 0,5-1,0 м в пережимах. Поэтому некоторые части жильных зон можно формально отнести к жильному типу. Для жильного типа рудных тел средние мощности, как правило, не превышает 1,5-2,0 м.

Все рудоносные зоны сопровождаются гидротермально-метасоматическими изменениями пород формации листовит-березитов, выраженными углеродизацией, хлоритизацией, мусковитизацией, окварцеванием и сульфидной минерализацией. Степень изменений меняется в зависимости от со-става пород.

Протяженность рудных тел по простиранию от 55-100 до 350-450 м, падение преимущественно крутое (70-85°) на северо-восток, и иногда меняется на обратное. Протяженность рудных тел по падению от 20-100 до 350-420 м. Сплошность рудных тел нарушена северо-восточными разрывами с амплитудой в плане до нескольких метров.

Суммарная протяженность разведанных рудных тел составляет 3100 м. Отдельными скважинами кондиционные руды (РТ №3) вскрыты на глубине 400 м по вертикали на отметке +450 м. В восточной части месторождения (РТ №20) максимальные высотные отметки поверхности достигают +1200 м, что позволяет судить о вертикальном размахе оруденения не менее 700-1000 м. Следовательно, протяженность рудных тел по падению будет значительно превышать их длину по простиранию.

Закономерности содержаний полезных компонентов в зависимости от мощности рудных тел и глубины залегания не установлено. Основные запасы золота месторождения сосредоточены в рудных телах 1, 3, 15, 20, которые составляют 81% от общих разведанных запасов.

В альпийский цикл тектогенеза завершается формирование блокового строения района. Тектоническое строение усложняется северо-северо-восточными, северо-западными и субмеридиональными взбросами (сбросами). Происходят повторные подвижки разрывных нарушений ранне- и позднегерцинского заложения.

Наиболее перспективной в отношении золоторудной локализации является система субширотных разломов Южной зоны [3].

Пространственно на поверхности золоторудные тела составляют часть зон субширотных разломов, на пересечениях их с восток-северо-восточными сбросо-сдвигами.

Наиболее протяженные (на поверхности) рудные тела приурочены к субширотным разломам в участках сочленения их с восток-северо-восточными сбросо-сдвигами с наибольшей амплитудой вертикального и (или) горизонтального смещения.

С глубиной на пересечении субширотных рудных тел с восток-северо-восточными сбросо-сдвигами следует ожидать всевозможные раздувы и оруденения в сместителях последних.

Трехмерное моделирование показывает, что основное смещение рудных тел связано с южным падением разломной зоны. При этом в результате тектонических перемещений рудные тела испытали относительное смещение в северном направлении. Данные особенности свидетельствуют о существенной роли поздних тектонических процессов в формировании современной пространственной структуры месторождения и объясняют нарушение первоначальной геометрии отдельных рудных тел.

Таким образом, результаты трехмерного моделирования подтверждают, что пространственное размещение золотого оруденения находится под непосредственным структурным контролем разломной зоны, а последующие тектонические смещения обусловили изменение формы, размеров и взаимного положения отдельных рудных тел. Полученная модель позволяет более обоснованно интерпретировать внутреннее строение рудной зоны и может служить основой для прогнозирования продолжения рудных тел на глубину и по простиранию.

Литература

1. Атлас моделей рудных месторождений Узбекистана / Миркамалов Р.Х., Голованов И.М., Чирикин В.В., Фадеичева Л.П., Миркамалова Г.Х. Ташкент: ГП «НИИМР», 2010. 100 с.
2. Махаммадиев Э.М., Гоипов А.Б. Структурно-тектонические особенности гор Каратау и их связь с золоторудной минерализацией // Вестник Университета геологических наук. 2025. № 6. С. 48-53.
3. Махаммадиев Э.М., Гоипов А.Б. Структурно-тектонические условия и контроль размещения золоторудной минерализации в пределах гор Каратау (Южный Нуратау) Инновационные технологии. 2026. (Спец. выпуск). С. 7-14.

КОМПЛЕКСЫ ПОГРАНИЧНОГО ИНТЕРВАЛА ВЕРХОВ ПРОТЕРОЗОЯ – НИЗОВ КЕМБРИЯ В ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОМ ОРОГЕННОМ ПОЯСЕ

Дегтярёв К.Е.¹, Жемчужников В.Г.², Нигматова С.А.³, Пирогова Т.Е.³
v.zhemchuzhnikov@kbtu.kz

¹ Геологический институт РАН, г. Москва, Россия

² Казахстанско-Британский технический университет, г. Алматы, Казахстан

³ Институт геологических наук им. К.И. Сатпаева, г. Алматы, Казахстан

Пограничный интервал самых верхов протерозоя – низов кембрия в разрезах Центральной Азии (рисунок 1) достоверно устанавливается в хребте Малый Каратау на юге Казахстана, в фосфоритонесущей карбонатно-кремнистой чулактауской свите (рисунки 2 и 3). В низах её разреза выявлен комплекс окаменелостей томмотского яруса нижнего кембрия Общей стратиграфической шкалы (ОСШ) [1].

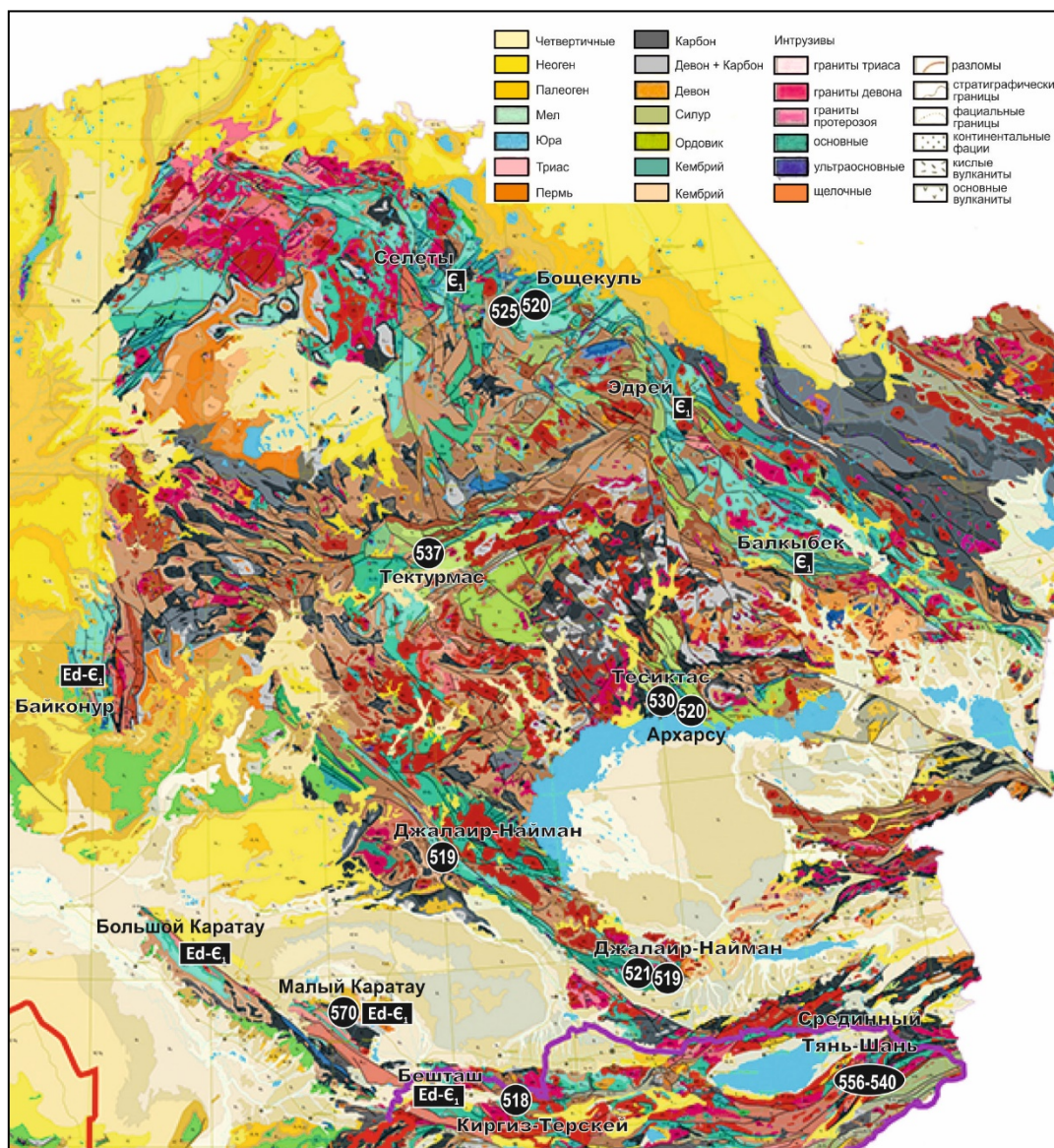


Рисунок 1 – Геологическая схема западной части Центрально-Азиатского орогенного пояса. Чёрные прямоугольники - разрезы, в которых выявлены фауны эдиакария-террановского (Ed-C₁) и второго отделов (C₁) кембрия МСШ; в черные овалы - районы, где для комплексов террановского и второго отделов кембрия МСШ получены U-Pb оценки возраста

Чулактауская свита подстилается терригенно-карбонатной кыршабактинской свитой (рисунок 2), в основании которой залегают морские тиллиты, а для песчаников в верхах ее разреза получены К-Ar оценки возраста по глауконитам в 570 ± 30 млн лет [2].

В.В. Миссаржевский и А.М. Мамбетов (рисунок 3) разделили чулактаускую свиту на несколько пачек, в основании ее разреза были выделены протоконоднты, а в верхних частях - богатый комплекс мелкораковинной фауны. Нижняя (беркутинская) пачка с протоконодонтами зоны *Protohertzina anabarica* отнесена к маныкайскому (немакит-далдынскому) горизонту, а остальные пачки - к зонам *Pseudorthotheca costata* и *Bercutia cristata* томмотского яруса нижнего кембрия [1]. Г. Гейер провел межконтинентальную корреляцию этих интервалов с недавно выделенным первым (терреновским) отделом кембрия Международной стратиграфической шкалы (МСШ) [3], с нижней и верхней границами на рубежах $538.8 \pm 0,6$ и около 521 млн лет, соответственно [4].

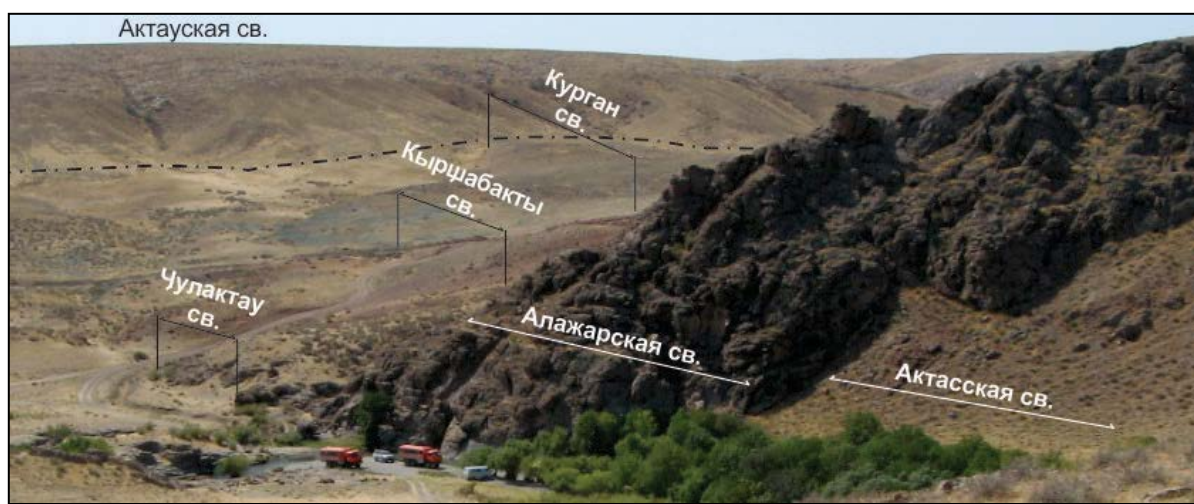


Рисунок 2 – Разрез пограничных отложений неопротерозоя и террановского отдела нижнего кембрия вдоль левого борта р. Кыршабакты в Малом Каратау, Южный Казахстан

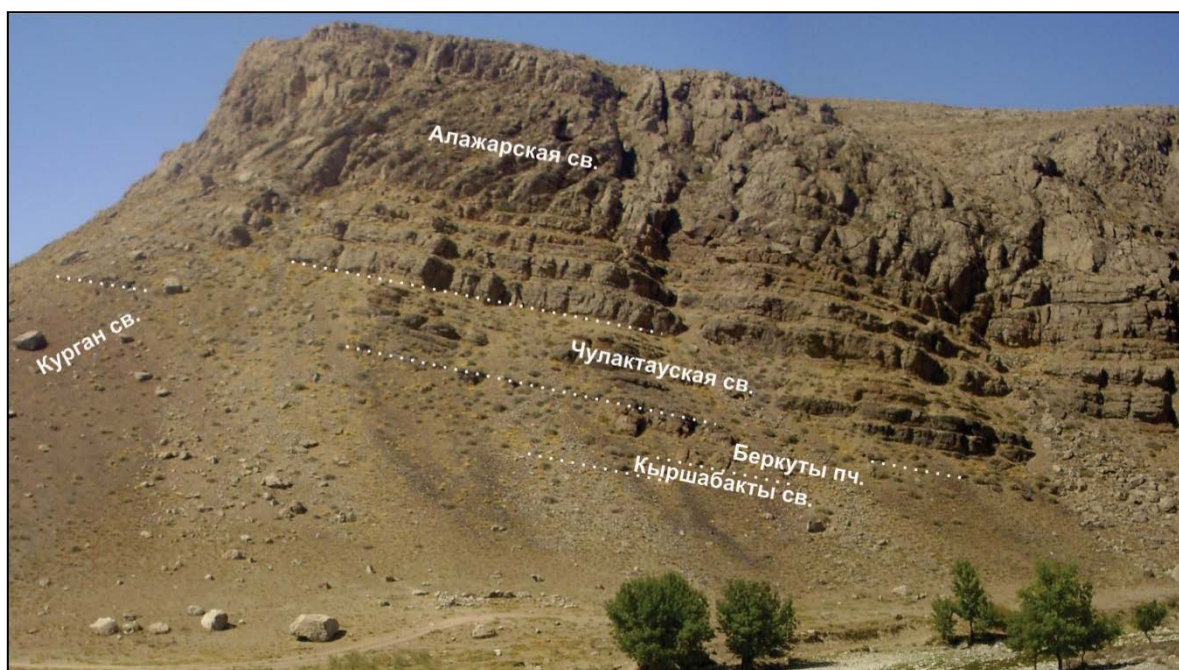


Рисунок 3 – Стратотипический разрез пограничных отложений неопротерозоя и террановского отдела нижнего кембрия у п. Актугай в Малом Каратау, Южный Казахстан

В западной части Центрального (Байконуский синклиорий) и Южного (Большой Каратау) Казахстана и в Среднем Тянь-Шане (рисунок 1) граница докембрия-кембрия соответствует основанию кремнисто-сланцевой ванадиеносной толщи (курумсацкая, коктацкая свиты и их аналоги) [5]. В нижней части ее разреза обнаружена ассоциация акантоморфных акритарх атдабанского яруса нижнего кембрия ОСШ [6, 7]. Эта толща подстилается тиллоидами байконурской свиты верхнего эдиакария, накопление которой по результатам изучения обломочных цирконов происходило в интервале 556-540 млн лет [8].

На востоке Северного, в Восточном и Юго-западном Казахстане, а также на Северном Тянь-Шане известны комплексы терреновского и второго отделов кембрия МСШ (томмотский, атдабанский, ботомский и тойонский ярусы нижнего кембрия ОСШ), но присутствие верхнеэдиакарских образований достоверно не установлено (рисунок 1). В Селетинской зоне Северного Казахстана нижнекембрийские комплексы представлены киикбайской свитой, сложенной базальтами, риодацитами, риолитами, их туфами, туфопечаниками, песчаниками, алевролитами, в том числе известковистыми и углеродистыми. В верхах ее разреза собраны протоконодонты и фосфатная проблематика атдабанского яруса [9]. Выше залегает туфо-терригенная керимбайская свита, в нижней части которой собран большой комплекс органических остатков, включающий в основном беззамковых брахиопод и мелкоракловинную фауну мобергеллид, а также гастропод, трилобитов, хиолитов, протоконодонтов и др. По трилобитам был установлен ботомский возраст [9] керимбайской свиты, однако в других регионах (Скандинавия, Восточно-Европейская и Сибирская платформы) массовые находки мобергеллид приурочены к разрезам томмотского и атдабанского возраста. В Бокеульской (Северный Казахстан), Джалаир-Найманской (Юго-западный Казахстан) и Киргиз-Терской (Северный Тянь-Шань) зонах нижнекембрийские комплексы представлены контрастными и дифференцированными вулканическими сериями и тоналит-плагиогранитными комплексами, для которых получены U-Pb оценки возраста 525-520 млн лет [10, 11, 12]. В северо-западной части Центрально-Чингизской зоны (Восточный Казахстан) нижний кембрий представлен терригенной эдрейской свитой, в породах которой собран богатый комплекс трилобитов и беззамковых брахиопод ботомского возраста [13]. В юго-западном Предчиргизье (Восточный Казахстан) к низам кембрия отнесена карбонатно-базальтовая балкыбекская свита с базальтами и туфами с характеристиками OIB, среди которых залегают линзы водорослевых и археоциатовых известняков мощностью до нескольких метров с археоциатами атдабанского возраста [14].

В Джунгаро-Балхашской области Казахстана комплексы самых низов кембрия установлены в Тектурмасской и Северо-Балхашской зонах (рисунок 1) и зоне Танбале в Северо-западном Китае. Они представлены вулканиками и гранитоидами, которые слагают блоки в серпентинитовом меланже или образуют самостоятельные тектонические пластины. В центральной части Тектурмасской зоны выявлена пластина, сложенная вулканиками среднекислого и кислого состава, прорванная небольшими телами плагиогранитов, с U-Pb возрастом 537 ± 5 млн лет [15]. В Северо-Балхашской зоне в серпентинитовом меланже крупный блок представлен ультрамафит-габбро-плагиогранитным массивом Тесиктас. Для плагиогранитов этого массива получены U-Pb оценки возраста 531 ± 6 и 532 ± 2 млн лет [16]. В зоне Танбале в серпентинитовом меланже присутствуют блоки диоритов, кварцевых диоритов и монцититов с U-Pb оценками возраста 549 ± 2 , 533 ± 4 и 532 ± 4 млн лет [17]. Полученные для вулкаников и гранитоидов Джунгаро-Балхашской области оценки возраста соответствуют терреновскому отделу кембрия, что позволяет считать их одновозрастными чулактуской свите Малого Каратау. Особенности состава этих комплексов свидетельствуют об их формировании в надсубдукционной обстановке на океанической коре.

Таким образом, нижний - терреновский и второй отделы кембрийской системы МСШ в западной части Центрально-Азиатского орогенного пояса уверенно устанавливается по результатам биостратиграфических исследований (находки протоконодонтов, мелкоракловинной фауны и трилобитов), а также геохронологическими методами (U-Pb и K-

Аг датирование). Комплексы этого возраста формировались как на континентальной (мелководный и глубоководный шельфы, континентальный склон), так на океанической (энсиматические островные дуги, задуговые и преддуговые бассейны) коре. Выявление образований терреновского отдела, которые часто залегают в основании палеозойской западной части Центрально-Азиатского орогенного пояса, позволяют уверенно вычленять из разреза допалеозойские толщи.

Дальнейшие работы по обоснованию возраста, изучению структурного положения, строения, состава и распространения комплексов терреновского и второго отделов кембрия МСШ внесут значительный вклад в стратиграфию и региональную геологию этой огромной территории.

Литература

1. Миссаржевский В.В., Мамбетов А.М. Стратиграфия и фауна пограничных отложений кембрия и докембрия Малого Каратау. М.: Наука. 1981. 92 с.
2. Королёв В.Г., Максумова Р.А. Кыр-Шабактинская свита и соотношение каройской и тамдинской серий хр. Малого Каратау // Известия АН СССР. Сер. геол. 1976. № 7. С. 84–89.
3. Geyer G. A comprehensive Cambrian correlation chart // Episodes. 2019. Vol. 42. No. 4. P. 321–332.
4. Cohen K., Harper D., Gibbard P., Car N. The ICS international chronostratigraphic chart this decade // Episodes. 2025. Vol. 48. No. 1. P. 105–115.
5. Решения III Казахстанского стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою. Часть 1. Докембрий и палеозой. Алма-Ата. 1991. 150 с.
6. Крылов И.Н., Сергеев В.Н., Хераскова Т.Н. Находка кремнистых микрофоссилий в кембрийских отложениях Байконурского синклиория // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 1. С. 51–56.
7. Сергеев В.Н. Окремненные микрофоссилии докембрия и кембрия Урала и Средней Азии. М.: Наука. 1992. 139 с.
8. Алексеев Д.В., Худoley А.К., Шевкунов А.Г., Куликова А.В., Айдаркулов Т.Н., Миннебаев К.Р. Позднеэдиакарские ледниковые отложения байконурской свиты Срединного Тянь-Шаня (Восточный Кыргызстан): обоснование возраста по результатам U-Th-Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований обломочного циркона // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2025. Т. 521. № 1. С. 5–13.
9. Ившин Н.К., Булыго Л.В., Гридина Н.М., Евдокимов И.В., Конева С.П., Тенякова Р.Г. Стратиграфия и фаунистическое обоснование возраста осадочно-вулканогенных толщ нижнего кембрия северо-востока Центрального Казахстана // Проблемы геологии и металлогении Центрального Казахстана / Под. ред. Е.Е. Милановского. М.: Наука. 1993. С. 33–38.
10. Дегтярёв К.Е., Лучицкая М.В., Третьяков А.А. Первая находка кембрийских вулканитов и плагиогранитов в Тектурмасской офиолитовой зоне (Центральный Казахстан): обоснование возраста и особенности состава // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2023. Т. 513. № 1. С. 17–25.
11. Degtyarev K.E., Ryazantsev A.V., Tretyakov A.A., Tolmacheva T.Yu., Yakubchuk A.S., Kotov A.B., Salnikova E.B., Kovach V.P. Neoproterozoic – Early Paleozoic tectonic evolution of the Western part of the Kyrgyz Range (Northern Tian Shan) Caledonides // Geotectonics. 2013. Vol. 47. No. 6. P. 377–417.
12. Degtyarev K.E., Tretyakov A.A., Luchitskaya M.V., Ryazantsev A.V., Kanygina N.A. Cambrian supra-subduction and intraplate oceanic complexes in the Dzhalaïr-Naiman ophiolite zone (Southern Kazakhstan): age, geochemistry and tectonic implication // Gondwana Res. 2024. Vol. 134. P. 144–186.

13. Конева С.П. Стенотекоиды и беззамковые брахиоподы нижнего и низов среднего кембрия Центрального Казахстана. Алма-Ата: Наука. 1979. 124 с.
14. Жаутиков Т.М., Кленина Л.Н., Журавлева И.Т., Родионов С.С. Новые данные об археоциатах нижнего кембрия хребта Чингиз // Стратиграфия и палеонтология нижнего и среднего кембрия СССР. Новосибирск: Наука. 1976. С. 127-141.
15. Дегтярёв К.Е., Лучицкая М.В., Третьяков А.А. Первая находка кембрийских вулканитов и плагиогранитов в Тектурмасской офиолитовой зоне (Центральный Казахстан): обоснование возраста и особенности состава // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2023. Т. 513. № 1. С. 17-25.
16. Degtyarev K.E., Luchitskaya M.V., Tretyakov A.A., Pilitsyna A.V., Yakubchuk A.S. Early Paleozoic suprasubduction complexes of the North Balkhash ophiolite zone (Central Kazakhstan): Geochronology, geochemistry and implications for tectonic evolution of the Junggar-Balkhash Ocean // Lithos. 2021. Vol. 380–381. P. 105818.
17. Zheng B., Han B.F., Liu B., Wang Z.Z. Ediacaran to Paleozoic magmatism in West Junggar Orogenic Belt, NW China, and implications for evolution of Central Asian Orogenic Belt // Lithos. 2019. Vol. 338–339. P. 111–127.

РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ ФАКТОРЫ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ САРМИЧ

Махаммадиев Э.М.¹, Гоипов А.Б.²

e.mahammadiyev@v.mingeo.uz, akram.goipov7@gmail.com

¹ Министерство горнодобывающей промышленности и геологии Республики Узбекистан,
г. Ташкент, Узбекистан

² ГУ Институт минеральных ресурсов, г. Ташкент, Узбекистан

Сармичское рудное поле расположено в пределах центральной части Каратауской рудной зоны, приуроченной к хребту Южный Нуратау. Горы Каратау в современной структуре представляют собой горное сооружение северо-западного направления, сложенное палеозойским осадочно-метаморфическим складчатым фундаментом и слабо дислоцированным мезо-кайнозойским платформенным чехлом [2].

Заложение и формирование основных структур, определивших тектоническое строение Каратауских гор, произошло в период календонского и особенно герцинского циклов тектогенеза, когда в условиях общего сжатия происходили крупные надвиговые дислокации.

Определяющей разрывной структурой в горах Каратау является Каратауская зона разломов или Каратауская зона смятия [4], представляющая собой разветвленную систему зон смятия и охватывающую по ширине весь хребет Каратау.

В структурно-тектоническом отношении оно занимает южное крыло антиклинальной складки и находится в надинтрузивной зоне гранитоидного плутона, не вскрытого эрозией. Пространственное положение рудного поля определяется узлом пересечения субширотной зоны смятия с разломами северо-восточного простирания, которые играют важную роль в локализации золотого оруденения.

Месторождение Сармич было открыто в 1968 г. в результате проведения геолого-съемочных работ масштаба 1:50000 (Д.М. Огарев, ф. 1970) и ревизионно-тематических работ по обобщению материалов металлотрии, магниторазведки, электроразведки масштабов 1:10000 и 1:50000 (Н.Г. Дегтярев, А.В. Квасова). Минеральный состав руд и околорудных метасоматитов на месторождении Сармич изучали Р.П. Бадалова, Э.Б. Бертман и др.

Северо-восточные нарушения делят месторождение на блоки, характеризующиеся определенной рудной специализацией и рассматриваемые как структурно самостоятельные участки (Сармич I, Центральный, Субаши и др.). В геологическом строении принимают участие карбонатно-терригенный флиш Є-О, дайковые образования Сармичского диабаз-диорит-гранитового комплекса (S_1) и штокообразные тела Каратауского адамеллит-гранитового комплекса нижнепермского возраста. Осадочная часть разреза представлена сланцами – слюдистыми и углисто-глинистыми, алевролитами, песчаниками и черными доломитистыми известняками, мощностью от 470 до 620 м.

Вмещающие золотое оруденение породы сжаты в узкие изоклинальные складки запад-северо-западного простирания (280-3000), конформно к которым прослеживаются зоны тектонического брекчирования, контролируемые крутопадающие (70-850) на юго-запад рудоносные кварцевые жилы и единичные дайки диоритов и диоритовых порфириров, мощность которых варьирует от 0,6 до 6,0 м, протяженность – до 140 м. Штокообразные тела пермского возраста отмечены в северной части площади месторождения и сложены главным образом порфировидными гранитами.

Главным элементом разрывной тектоники месторождения являются продольные разрывные нарушения – Сармичский и Субаши-Сармичский разломы (рисунок 1). Сармичский разлом представлен зонами дробления, расланцевания и окварцевания мощностью 5-30 м., однако золоторудная минерализация в его зоне не установлена. Субаши-Сармичский разлом прослеживается через всю площадь месторождения, объединяя систему рудовмещающих разрывов с общим падением на юг под углом 75-85°, мощность зоны – 10-60 м. Зона представлена интенсивно перемятыми, дроблеными, катаклазированными

гидротермально-измененными породами и сопровождается сульфидной (пирит-арсенопирит, реже галенит и сфалерит) и золото-серебряной минерализацией.

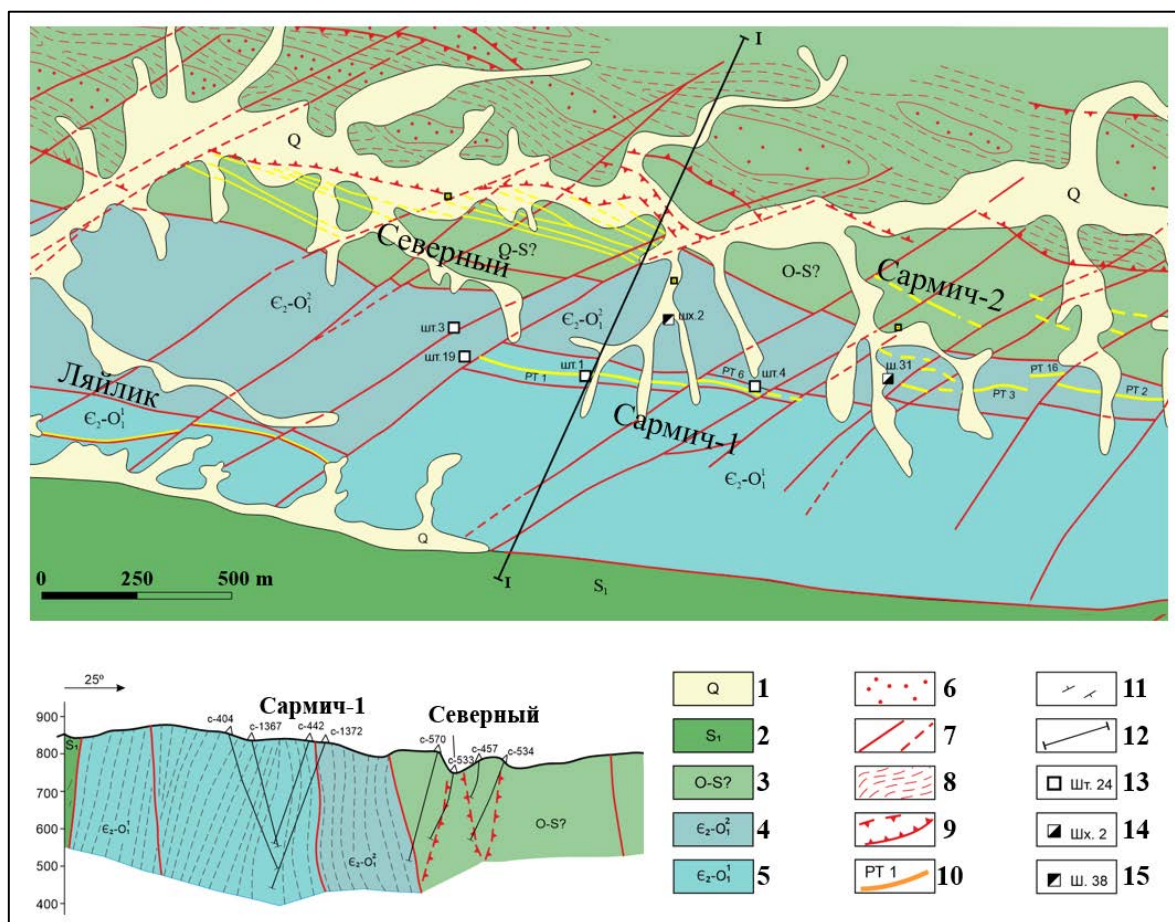


Рисунок 1 – Геологическая карта Сармичского рудного поля (составил: Э.М. Мухаммадиев с использованием данных Д.М. Огарёва (1976), Л.К. Журавлёва (1997) и О.А. Старцева (1998)).

Условные обозначения: 1 - делювиальные отложения четвертичного возраста; 2 - нижний силур: сланцы, песчаники и алевролиты; 3 – ордовик-силур (?) (нерасчленённые отложения): полимиктовые песчаники, алевролиты, углеродистые, кремнистые и филлитовидные сланцы, кремнистые породы, известняки; 4 - средний кембрий – нижний ордовик, верхняя подсвита: тонкослойные известняки, филлитовидные сланцы, кремнистые и карбонатные породы; 5 - средний кембрий – нижний ордовик, нижняя подсвита: кварцевые и кварцитовидные песчаники; 6 - зоны контактного метаморфизма; 7 - тектонические нарушения: а - установленные; б - предполагаемые; 8 - зоны трещиноватости: катаклазированные, графитизированные и милонитизированные породы; 9 - границы зон трещиноватости и катаклаза; 10 - рудные тела и их номера; 11 - элементы залегания; 12 - линия геологического разреза I–I; 13 - штольня и её номер; 14 - шахта и её номер; 15 - шурф и его номер.

Геолого-структурная позиция собственно Сармичского месторождения определяется приуроченностью к узкой полосе продуктивного Центрального блока и контролируется сквозным субширотным долгоживущим Субаши-Сармичским разломом. Разлом выражен зоной дробленных, перемятых и катаклазированных пород и системой рудовмещающих разрывов. В редких случаях отмечены маломощные жилы кварца с золотом в разломах северо-восточного простирания. Жилы мощностью до 2-3 м по падению минерализованных зон располагаются кулисно.

Рудные тела месторождения приурочены к зонам смятия, повышенной трещиноватости пород и разрывам широтного, северо-западного и северо-восточного простираения. Они представлены двумя морфологическими типами: 1) сплошные линейные крутопадающие прожилково-кварцевые минерализованные зоны; рудная составляющая в них образует линзы, прожилки, гнезда и вкрапленники; 2) стержневые кварцевые жилы. Всего на месторождении Сармич выделено 18 рудных тел протяженностью от 50 до 250 м, мощностью – от 1,6 до 3,2 м, в раздувах до 9-10 м. Рудные тела контролируются субширотными отрезками разломов и зон смятия запад-северо-западного простираения. Рудовмещающие дизъюнктивы характеризуются крутыми углами падения, нередко осложняются флексурными перегибами, мотивирующими кулисообразное размещение кварцево-рудных тел.

Минеральный состав руд Сармичского месторождения относительно прост. Рудные минералы представлены пиритом, арсенопиритом, галенитом, золотом, реже встречаются пирротин, халькопирит, марказит, блеклая руда, теллуриды золота и серебра, серебро самородное и сульфосоли серебра. Процесс рудообразования на месторождении протекал в три стадии. В предрудную стадию сформировалась кварц-альбит-хлоритовая парагенетическая минеральная ассоциация, в составе которой отмечаются кварц, альбит, хлорит, карбонат, а из рудных минералов – шеелит. Золоторудная стадия представлена двумя минеральными ассоциациями:

1) золото-пирит-арсенопиритовая, продуктивная на золото; 2) кварц-полисульфидная-золото-серебряная, продуктивная на золото и серебро.

Золото-пирит-арсенопиритовая минеральная ассоциация занимает главное место среди выделенных типов рудной минерализации. Распространена повсеместно и неравномерно. Золотоносность этой ассоциации обеспечена высокими содержаниями элемента в главных минералах руд – пирите и арсенопирите. Золото здесь субдисперсное, встречается в виде вкрапленных и просечковых выделений, локализуется в пирите и арсенопирите, иногда в сростании с халькопиритом.

Кварц-полисульфидная-золото-серебряная минеральная ассоциация. В ее составе отложились нерудные минералы: карбонаты (резко преобладают), кварц, серицит; рудные минералы: халькопирит, галенит, сфалерит, блеклая руда, теллуриды золота и серебра (креннерит, петцит, гессит), сульфиды (штернбергит, акантит) и сульфосоли (пираргирит) серебра, самородные золото и серебро.

Послерудная стадия завершает процесс рудообразования отложением кварц-кальцитовой парагенетической минеральной ассоциации, в составе которой, кроме вышеназванных минералов, единственный рудный минерал – пирит.

На месторождении Сармич резко преобладают мелко-, среднезернистые структуры руд, реже встречаются крупнозернистые и гипидиоморфнозернистые и еще реже – катакластические. Среди текстур руд преобладают вкрапленные, прожилково-вкрапленные, прожилковые, реже встречаются жильные и крустификационные и еще реже – массивные и брекчиевые.

На основании вышеизложенного месторождение Сармич можно отнести к золото-арсенопирит-пиритовому минеральному типу. По вещественному составу и технологическим свойствам руды месторождения Сармич имеют следующие особенности: нерудная часть технологических проб представлена кварцем, мусковитом, серицитом, полевым шпатом, хлоритом; рудная часть представлена в основном арсенопиритом, сульфидами железа, сульфидами цветных металлов, самородным золотом и серебром, сульфидами и сульфосолями серебра [5].

Результаты изучения геохимических ореолов месторождения Сармич показывают, что золото-сульфидно-кварцевое оруденение на геохимическом уровне выражено системой эндогенных ореолов, ширина которых значительно превышает мощность рудных тел. Аномальные концентрации W, Mo, Co и, вероятно, Bi отражают развитие раннего кварц-альбит-хлоритового парагенезиса и могут рассматриваться как индикаторы корневых частей рудоносных жил. В то же время элементы полисульфидного парагенезиса – Pb, Sb, Cu, Ni, Sn

и Ag – характеризуются тенденцией к накоплению в верхнерудных и надрудных уровнях, а в ряде случаев формируют аномалии в экзоконтактах рудных тел, что указывает на центробежный характер геохимической зональности.

Геохимическая зональность минерализованных зон проявляется в изменении соответствующих коэффициентов по падению рудных тел и характеризуется повторяющимися максимумами, что связано с кулисным размещением рудных жил. По данным бурения вертикальный размах оруденения составляет около 250–300 м. Распределение элементов-спутников золота, в частности широкое развитие Ag и Pb при слабом проявлении Co и W, а также близкое соотношение Au и Ag позволяют предположить, что современный эрозионный срез рудных тел соответствует преимущественно верхним и средним уровням рудной системы.

Локализация золотого оруденения месторождения Сармич определяется совокупным влиянием тектонического, магматического, литологического и геохимического факторов. Ведущее значение имеет тектонический фактор, связанный с субширотным долгоживущим Субаши–Сармичским рудоконтролирующим разломом [1]. Данная структура выражена полосой дробления, смятия, катаклаза и системой разрывных нарушений широтного, северо-западного и северо-восточного простираний, создающих благоприятные условия для размещения рудных тел.

Магматический фактор проявляется в развитии штокообразных и дайкообразных тел нижнесилурийского Сармичского диабаз-диорит-гранитоидного комплекса, геохимически специализированного на золото, хром, титан, висмут и другие элементы. Пространственная связь дайковых образований с золоторудной минерализацией позволяет предполагать их парагенетическую взаимосвязь.

Литологический контроль оруденения обусловлен распространением сланцево-известняковой толщи венд-ордовикского возраста, особенно в участках развития даек Сармичского комплекса, зон дробления, смятия и окварцевания. Эти литологические и структурные условия способствовали формированию проницаемых зон, благоприятных для циркуляции рудоносных гидротермальных растворов.

Геохимический фактор выражен ореолами As, Bi, Pb, Zn и других элементов, которые могут использоваться в качестве индикаторов скрытого золотого оруденения [3]. В генетическом отношении месторождение Сармич относится к жильному гидротермальному типу, характеризуется убого- и малосульфидным составом руд и формированием на умеренных глубинах порядка 1,5–2,5 км от поверхности. Возраст оруденения предположительно раннепермский.

Литература

1. Атлас моделей рудных месторождений Узбекистана / Миркамалов Р.Х., Голованов И.М., Чирикин В.В., Фадеичева Л.П., Миркамалова Г.Х. Ташкент: ГП «НИИМР». 2010. 100 с.
2. Гарьковец В.Г., Мушкин И.В., Титова А.П. и др. Основные черты металлогении Узбекистана. Ташкент: Фан. 1979. 272 с.
3. Пирназаров М.М., Жохов В.Н, Тулегенов Т.Ж. Метасоматически измененные породы месторождения Сармич (Южный Нуратау) // Геология и минеральные ресурсы. 1999. № 6. С. 13-17.
4. Пяновская И.А., Енчикова А.Ф., Пяновский Г.В. Геологическое строение хребта Южный Нуратау. Ташкент: Фан. 1986. 132 с
5. Рудные месторождения Узбекистана. Ташкент: ГИДРОИНГЕО. 2001. 611 с.

ЭПИГЕРЦИНСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ МОРФОСТРУКТУРЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Пржиялговский Е.С., Леонов М.Г.

prz4@yandex.ru

Геологический институт РАН, Москва, Россия

Современное горное сооружение Тянь-Шаня отражает историю тектонической эволюции поздних фаз плитной стадии тектонического развития этого региона. В конце палеозоя на всей территории Тянь-Шаня сформировалась складчато-покровная область, которая в поздней перми – среднем триасе подверглась размыву и пенепленизации. С позднего триаса до середины олигоцена здесь господствует режим молодой платформы, а с середины олигоцена до настоящего времени регион становится частью Евразийского внутриконтинентального орогена.

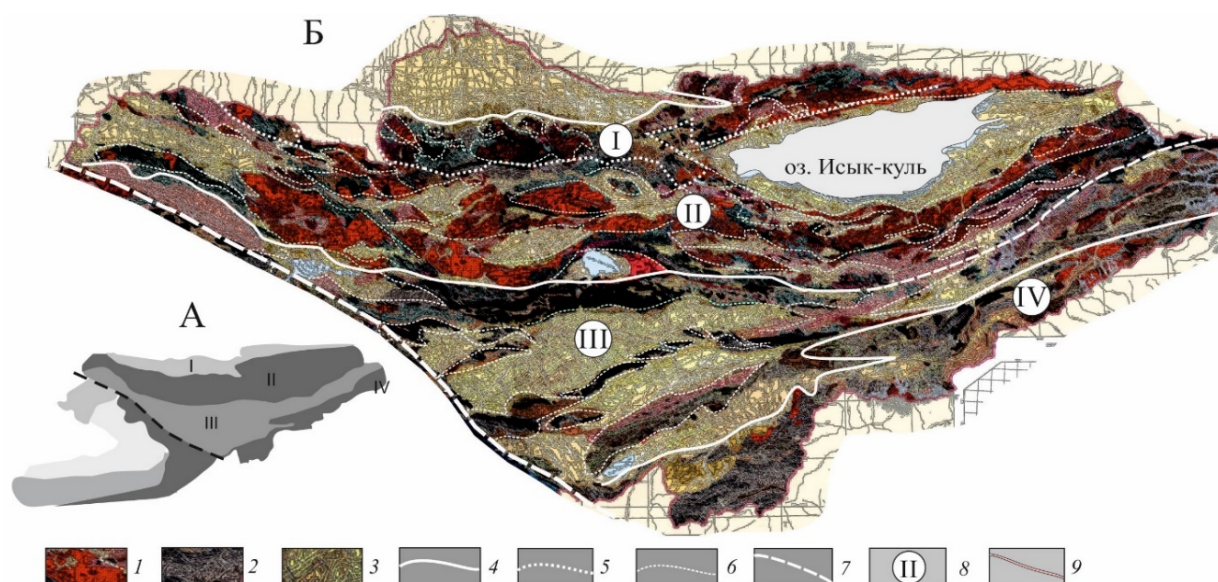


Рисунок 1 – Морфогеологическая сегментация Тянь-Шаня. Схема создана на основе компьютерной обработки Геологической карты Кыргызской республики [9].

1–3 – основные вещественно-морфоструктурные комплексы: 1 – преимущественно гранитные массивы, 2 – комплексы каледонско-герцинского фундамента, 3 – комплексы мезозойско-кайнозойского чехла; 4–7 – структурные линии: 4 – тектонические границы морфоструктурных провинций первого ранга; 5 – границы морфоструктурных провинций второго ранга; 6 – структурные линии третьего ранга; 7 – Таласо-Ферганский разлом; 8 – тип морфоструктуры (I – петельчато-блоковый, II – линзовидно-линейный, III – линзовидно-ячеистый, IV – линейно-петельчатый) и соответствующие им провинции; 9 – административная граница Кыргызстана

Платформенные отложения мезозоя и кайнозоя выполняют систему внутригорных впадин. Разрезы впадин Центрального Тянь-Шаня сходны, их корреляция была проведена на основе биостратиграфических и изотопно-геохронологических данных стараниями нескольких поколений советских геологов (см. библиографию в [8, 9]). В плановом изображении внутригорные впадины обычно имеют линзовидную форму и образуют с разделяющими их хребтами своеобразные морфоструктурные ансамбли, особенности которых зависят от строения палеозойского основания (рисунок 1).

Интегральную структуру всех деформаций на плитной стадии отражает форма поверхности пенеплена, реконструкция которой традиционно осуществлялась по сохранившимся останцам коры выветривания на склонах хребтов и по геофизическим данным о глубине ложа внутригорных впадин. Морфология докайнозойской поверхности была построена для разных районов Тянь-Шаня и представлена на разрезах, схемах и сводных картах в многочисленных публикациях [4, 10, 18 и др.]. В целом поверхность пенеплена образует крупные пологие складки, известные также как изгибы «большого радиуса кривизны» (Г. Штилле, 1967) или «мегаскладки основания» (Э. Арган, 1935). По поводу геодинамических обстановок формирования этой региональной морфоструктуры высказывались различные точки зрения, которые в последние десятилетия в основном сводятся к перманентному процессу сближения Индийской и Евразийской плит. Однако, структурно-геологические исследования, проводимые в Центральном Тянь-Шане в последние годы, опирающиеся на детальный анализ морфологии и кинематики альпийских структур и имеющиеся материалы по геологии внутригорных бассейнов, позволяют утверждать, что развитие морфоструктуры эпигерцинской платформы не всегда было унаследованным. Отчетливо выделяются следующие этапы с принципиально различными тектоно-седиментационными режимами (рисунок 2).

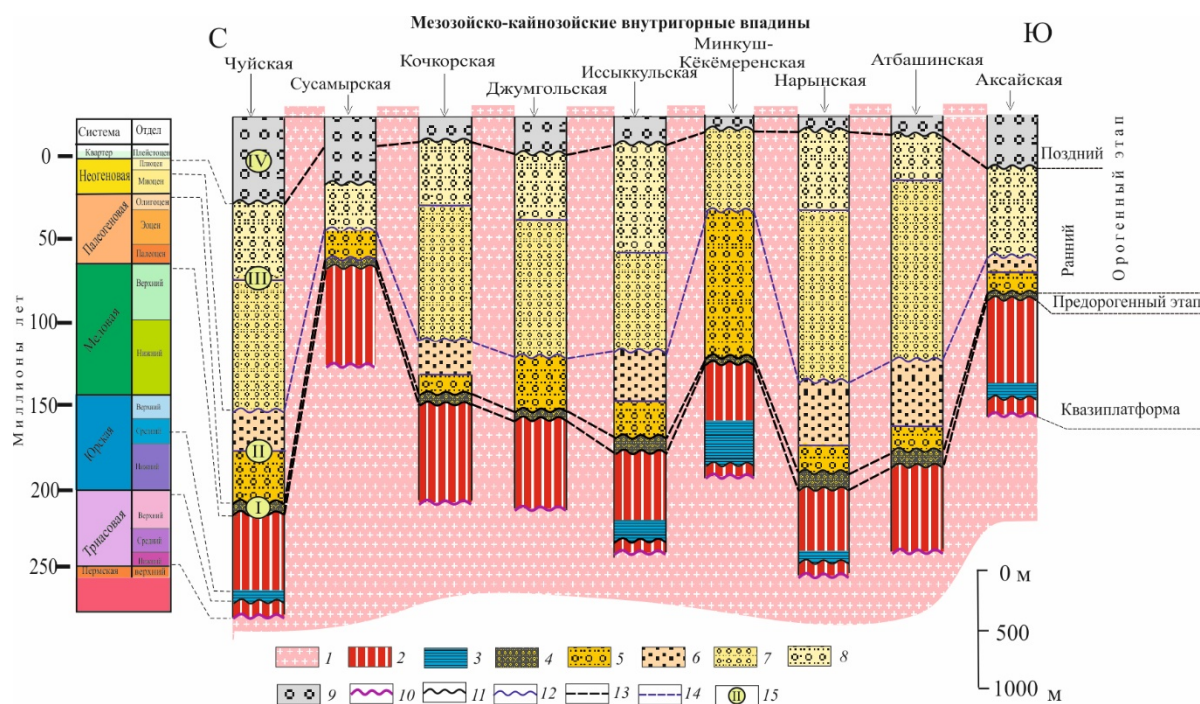


Рисунок 2 – Схема сопоставления сводных стратиграфических разрезов мезозойско-кайнозойских отложений внутригорных впадин и этапы эволюции Центрального Тянь-Шаня.

Библиографию см. в [8].

1 – кристаллический и складчато-метаморфический фундамент; 2 – периоды отсутствия осадконакопления и формирования поверхности выравнивания; 3 – этап платформенного эпейрогенеза; 4 – предорогennyй этап тектонического затишья (коктурпакская свита); 5–8 – раннеорогennyй этап (моласса), крапом и цветом показаны различные литостратиграфические горизонты кайнозойских отложений: 5 – нижняя пачка киргизского комплекса, 6 – верхняя пачка киргизского комплекса, 7 – нижняя пачка тянь-шаньского комплекса, 8 – верхняя пачка тянь-шаньского комплекса; 9 – грубая моласса; 10 – домезозойская поверхность выравнивания (граница «фундамент-чехол») 11 – границы этапов; 12 – внутриформационные перерывы и несогласия; 13–14 – корреляция: 13 – этапов, 14 – литостратиграфических комплексов; 15 – литостратиграфические комплексы: I – коктурпакский, II – киргизский, III – тянь-шаньский, IV – шарпылдакский

Платформенный этап (триас–поздний мел). Становление эпигерцинской платформы, денудация, формирование региональной коры выветривания. В начале этапа (ранняя юра) – зарождение полого-холмистого рельефа и болотно-озерных впадин, являющихся отражением слабых эпейрогенических движений. *Предорогенный (переходный) этап (конец позднего мела – начало эоцена).* Пенепленизация территории, формирование региональной коры выветривания и накопление в западинах рельефа продуктов ее перемыва, малообъемные трещинные излияния базальтов. *Раннеорогенный этап (поздний эоцен – плиоцен).* Оформление системы широких и плоских континентальных осадочных бассейнов и разделяющих бассейны поднятий; отсутствие значимых внутриформационных перерывов и структурных несогласий; весьма умеренный размах рельефа (сотни метров); отсутствие структурно-тектонической переработки пород и структуры впадин в целом. *Позднеорогенный этап (плейстоцен–квартер).* Значимое структурное несогласие в подошве шарпылдакской свиты. Резкая смена характера седиментации и интенсивности тектонических и геоморфологических процессов. Переход от перманентного формирования системы пологих изгибов выровненной поверхности палеозойского фундамента (что сопровождалось увеличением площади седиментации и глубины прогибов) к складчато-надвиговым деформациям в осадочном чехле впадин. Морфоструктурная перестройка сопровождается эрозионно-денудационными процессами, вовлечением впадин в поднятие и сокращением их ширины, возникновением сутур и активных разломов.

Среди прочих рубежей структурное несогласие в основании раннеплейстоценовых отложений (подошва шарпылдакской серии) является чрезвычайно важным разделом для всей альпийской истории Тянь-Шаня. Оно маркирует принципиальное изменение характера седиментации, переход к обстановке активизации орогенеза при сокращении площади впадин.

Парагенез тектонических структур сжатия позднеорогенной фазы (надвиги и связанные с ними складки поверхности фундамента и слоев осадочного чехла) [5, 6, 11, 12] заметно изменил и затушевывал предшествующую морфоструктуру, завершившую свое формирование к концу неогена. Тем не менее, она просматривается в обобщенной современной структуре поверхности палеозойского фундамента – пологих пластичных изгибах поверхности пенеплена, видных на генерализованных разрезах и картах. Изучение и сопоставление парагенезов раннеорогенной и позднеорогенной стадий в разных районах Тянь-Шаня [5–7, 15] подтвердило обоснованность модели двустадийного развития морфоструктуры этого региона, подтвержденной данными тектонофизического моделирования Ю.А. Морозова [9, 12].

На начальном этапе формирование впадин происходило по механизму «пулл-апарт» при субпластичной деформации палеозойского основания в условиях левосторонней транстенсии. Реликтовые левосторонние сдвиговые смещения зафиксированы вдоль многих субширотных разломных зон [3, 6, 12, 15, 19]. В это время возникла и постепенно усложнялась линзовидно-ячеистая морфоструктура хребтов-поднятий и впадин.

В конце плиоцена левосторонняя транстенсия, которая сопровождалась поперечным и продольным горизонтальным расширением бассейнов, сменилась правосторонней транспрессией, при которой началось поперечное сокращение возникших ранее прогибов. На этом этапе увеличилась контрастность рельефа и возникли цепочки продольных поднятий (типа хребта Байбичетов), разделяющих обширные бассейны седиментации, были сформированы складчато-надвиговые структурные ансамбли в отложениях кайнозойского чехла и структуры дезинтеграции в палеозойском фундаменте. Фиксируемая структурными методами компонента сдвигового смещения невелика и может изменять направленность в зависимости от простираения региональных структур [15], однако отмечается, что кинематика правосторонней транспрессии все же преобладает. Режим субмеридионального сжатия с элементами транспрессии сохранился до современного этапа, хотя в некоторых районах направления раннеплейстоценовых движений не совпадают с современными смещениями и параметрами напряженного состояния, определяемыми по данным GPS геодезии и сейсмологии [6, 14].

Сложившаяся на раннеорогенном этапе – практически в течение всего кайнозоя – морфоструктура «бассейнов и хребтов» имеет аналоги по всему миру и связана с проявлением режима ареального рифтинга [8, 9]. Подобные морфоструктурные парагенезы возникают в регионах, для которых устанавливается высокая степень тектонической расслоенности земной коры (для Тянь-Шаня она определяется разными методами [1, 2, 16, 17]), когда создаются предпосылки для пластического сдвигового течения и перераспределения породных масс в верхнекоровых комплексах [8–10]. Как это продемонстрировано для разных тектонических зон Центрального Тянь-Шаня (см. рисунок 1), размерность и форма возникающих структур зависят от строения и состава пород верхнекоровых комплексов (фундамента).

Литература

1. Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Егорова В.В. и др. Геоэлектрическая структура литосферы Центрального и Южного Тянь-Шаня в сопоставлении с петрологическим анализом и лабораторными исследованиями нижнекоровых и верхнемантийных ксенолитов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 12. С. 2022–2031.
2. Баталева Е.А., Рыбин А.К., Баталев В.Ю., Аладьев А.В. Особенности глубинной структуры зоны сочленения Тарима и Тянь-Шаня по геофизическим данным. Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы. Сб. материалов. Междунар. симпозиума. Москва–Бишкек. 2009. С. 171–175.
3. Бачманов Д.М., Трифонов В.Г., Миколайчук А.В. и др. Минкуш-Кёкёмеренская зона новейшей транспрессии в Центральном Тянь-Шане // Геотектоника. 2008. № 3. С. 30–50.
4. Костенко Н.П. Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М.: Недра. 1972. 320 с.
5. Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С. Механизмы деформации пород фундамента Тянь-Шаня в процессе альпийского тектогенеза // Геотектоника. 2021. № 6. С. 50–74.
6. Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Полещук А.В., Рыбин А.К. Альпийская тектоника гранитов фундамента Иссык-Кульской впадины, Северный Тянь-Шань // Геотектоника. 2016. № 4. С. 22–47.
7. Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Рыбин А.К., Щелочков Г.Г. Особенности морфоструктуры новейшего орогена Тянь-Шаня // Литосфера. 2021. Т. 21. № 6. С. 747–774.
8. Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Морозов Ю.А. и др. Мезозойско-кайнозойские внутригорные впадины Тянь-Шаня и Западного Забайкалья: сравнительная характеристика и корреляция событий. Статья 1. Постановка вопроса. Внутригорные впадины Гиссаро-Алая и Центрального Тянь-Шаня // Геодинамика и тектонофизика. 2025. Т. 16. № 3. 826.
9. Леонов М.Г., Балувев А.С., Пржиялговский Е.С. Провинции «бассейнов и хребтов» – структурно-тектонические парагенезы ареального рифтинга // Литосфера. 2026. Т. 26. № 2. С. 270–304.
10. Макаров В.И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука 1977. 172 с.
11. Миколайчук А.В., Губренко М.В., Богомоллов Л.М. Складчатые деформации предорогенного пенеплена в новейшей структуре Центрального Тянь-Шаня // Геотектоника. 2003. № 1. С. 36–42.
12. Морозов Ю.А., Леонов М.Г., Алексеев Д.В. Пулл-апартовый механизм формирования кайнозойских впадин Тянь-Шаня и их трансpressивная эволюция: структурные и экспериментальные свидетельства // Геотектоника. 2014. № 1. С. 29–61.
13. Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В. Складчатые деформации кровли палеозойского фундамента Чункурчакского прогиба, Киргизский хребет // Геотектоника. 2017. № 4. С. 31–50.
14. Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В. Структуры Алайской и Кичи-Каракольской впадин и обстановки новейших деформаций в их горном обрамлении (Южный Тянь-Шань) // Литосфера. 2020. Т. 20. № 6. С. 771–790.

15. Пржиялговский Е.С., Рыбин А.К., Морозов Ю.А. и др. Геолого-геофизический трансект Срединного Тянь-Шаня через Нарынскую и Атбашинскую впадины // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13. № 1. С. 1–20.
16. Рыбин А.К., Баталева Е.А., Непеина К.С., Матюков В.Е. Объемно-пространственная сегментация литосферы Тянь-Шаня по данным геофизических исследований // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12. № 3. С. 508–543.
17. Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия). М.: Научный мир. 2005. 400 с.
18. Macaulay E.A., Sobel E.R., Mikolaichuk A., Kohn B., Stuart F.M. Cenozoic deformation and exhumation history of the Central Kyrgyz Tien Shan // Tectonics. 2014. Vol. 33. P. 135–165.

ОБЗОР МАГМАТИЗМА, РУДООБРАЗОВАНИЯ, ТЕКТониКИ ОТДЕЛЬНЫХ ЗОН ПАМИРА: НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ СОВМЕСТНОГО АНАЛИЗА

Романько А.Е.¹, Малых М.М.², Минаев В.Е.², Имамвердиев Н.А.³, Новиков В.П.⁴,
Супрычев В.В.⁴, Викентьев И.В.⁵, Савичев А.Т.¹, Хейдари М.⁶

a-romanko@ya.ru

¹ Геологический институт РАН, г. Москва, Россия

² Таджикская поисково-съёмочная экспедиция Министерства геологии Таджикистана,
г. Душанбе, Таджикистан

³ Бакинский государственный университет, г. Баку, Азербайджан

⁴ Институт геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии НАН Таджикистана, г.
Душанбе, Таджикистан

⁵ Институт геологии рудных месторождений РАН, г. Москва, Россия

⁶ Исфаханский университет, г. Исфахан, Иран

Мы представляем некоторые имеющиеся и новые материалы по Памиру. Памир (мощность земной коры до 75 км и, видимо – более; обнажения – до 5 км по вертикали! – Баратов, 1984, МГК, Москва) чрезвычайно интересен, несмотря на сомнительную пока рентабельность его минерализации вообще [1, 6, 8 и др.] (рисунок 1).

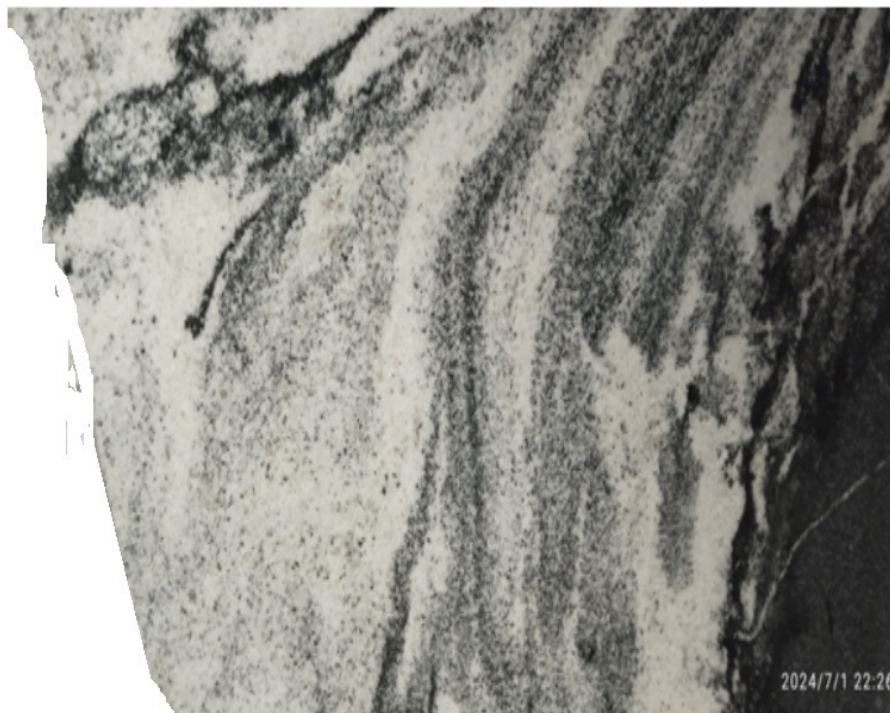


Рисунок 1 – Аналогия тектонической схемы Западного Памира (справа-восток), Ю. Тянь-Шаня (Гиссарский хребет – слева вверху – северо-запад (СЗ)) и Таджикской (Таджикско-Афганской) впадины (слева, запад) в **природном образце** гнейса. Рисунок в пользу существования единого поля напряжения в кайнозое, своеобразная имитация моделирования

Особое внимание уделено зонам: Южный Памир: Аличурский метаморфический комплекс (докембрий, гранулитовый метаморфизм триаса) и контактирующие с ним гранитоиды мезозоя (преимущественно мел – К?), С. Памир (герциниды и вулканиты триаса), Ц. Памир – лейкограниты массива Раумид, 35 млн. лет (Pg2) – скрупулезно исследованный В.Н. Волковым. Некоторые общие выводы таковы:

Триас (Т): исключительно мощная эндогенная активность: Гранулитовый триасовый метаморфизм докембрийского аличурского комплекса (надежные независимые определения), основной магматизм С. Памира – зюрюзаминская свита и др., вулканиты ЮВ Памира, рифт? Рушано-Пшартской зоны Ц. Памира, глубинные щелочные породы предполагаемых трубок взрыва Гиссара и Зеравшана, Ю. Тянь-Шань, по О.К. Кривоносовой и др.

Неоген (N, особенно N2) – квартал (Q) - также мощная эндогенная активность (высокая – до 200 км мощность астеносферы на Памире, как предполагается) и связанная с этим минерализация: усиленный рост гор на Кавказе – Памире, по В.Г. Трифонову и др., лампроитоподобные редкие породы трубок взрыва (K20 до 9.1 мас.%), оз. Дункельдык и Карадонг, ЮВ Памир, Pg-Q? [2, 8, 9], «пост-меловые» (Pg-N?) дайки мафит-ультрамафитов в Аличурском метаморфическом комплексе, метасоматические самоцветы: корунды, кунциты (разновидности сподумена) полихромные турмалины и дравиты-разновидности того же турмалина (бор – В), м-е благородной шпинели Кухилал, ЮЗ. Памир (N?); также метасоматические корунды, турмалины (вновь бор – В) и т.д. – оз. Рангуль, Кукурт, Ц.-В. Памир, неоген (N) – К-Аг возраст, контакт докембрия и перми-триаса; карбонатиты Ханнешин, Афганистан, квартал (Q); предполагаемые карбонатиты Памира, известные – Саудовской Аравии; высоко-Са магматиты В. Ирана – свыше 1/3 мас.% СаО; вулканы Ирана: Дамаванд (щелочные вулканиты); Базман – Тафтан, а также Солтан, Пакистан (преимущественно известково-щелочные андезиты и дациты, а также поздние базальты Базмана), возраст всех четырех вулканов – неоген-квартал (N-Q).

Средние и кислые магматиты региона, в целом, отвечают принятым аналогам [Коваленко, Ярмолук и др., 1983; Лучицкий, 1985; Маракушев 1988; Русинов, 1985; Imamverdiyev et al., 2014; Solovova et al., 1996, Vikentev et al., 2004 и др.].

Краткий очерк избранной металлогении Памира. 1. Бор (В): уникальное м-е Ак-Архар (сходное? с м-ем Тетюхе) эндогенного? бора – скарны на контакте с меловыми (К) гранитоидами. K20 в наших образцах гранитов варьирует: 4.3-8.1 мас.%, выделены и Pg-дайки диабазов – Ni до 240 г/т) – С. Аличурский хребет, Ю. Памир. Pg-дайки диабазов, возможно, также способствуют формированию залежей/вторичных залежей. Возраст бора не ясен.

2. Вновь Бор (В) – турмалин (дравит) в Mg-скарнах в связи с гранулитовым региональным метаморфизмом (возможно Т), м-е шпинели Кухилал, ЮЗ. Памир; корунды и др. Рангуль, Ц.-В. Памир. Бор предполагается также и из эвапоритов, что генетически важно.

3. Попутный бор при преобладающем серебре (Ag) и подчиненном золоте (Au) – м-е Токузбулак, Ю. Памир, в связи с мезозойскими (меловыми?) гранитоидами. И здесь опять повышена концентрация бора (В) – «заражение» Ц.-Ю. Памира бором. Это говорит в пользу крупной, оформленной структуры в это время (кайнозой) вместо разрозненных блоков. Осадочный бор мог быть использован активным плюмом.

Золото (Au) и в неогеновых конгломератах. Дарваз, С. Памир, кайнозойская (KZ) активизация способствовала минерализации?

Литий (Li), олово (Sn)-м-е Трезубец и вольфрам (W)-м-е Икар ассоциируют с осадочными S-гранитами мела? на Памире и в Гиндукуше, Афганистан.

Немوتря на то, что разделяют Памир на Западный и Восточный по предполагаемому разлому или серии разломов, некайнозойские структуры прослеживаются с запада на восток Памира, не реагируя на эти разломы явно. Например – палеозойские структуры Памира, мезозойские гранитоиды Ц. и Ю. Памира. Это разделение на Западный и Восточный Памир, вероятно, справедливо для кайнозоя.

Нами выделены местные краткие циклы активности эндогенного режима: 1 = максимум активности – и последующий 2 = спад активности: карбон (С) – максимум активности, а пермь (Р) – спад активности. Затем: триас (Т) – максимум активности – юра (J) минимум; мел (К) – максимум – палеоген (Pg) минимум. Для неогена (N) и продолжающегося квартала (Q) ситуация не очевидна. Некоторые материалы нуждаются в подтверждении, имея ввиду прежние пионерские отечественные работы. Общая металлогения Памира не противоречит коллизионной тектонике и соответствующему магматизму как ее индикатору.

Совместный анализ магматизма, дегазации, тектоники и металлогении, несомненно, важен, в том числе - экономически.

Авторы очень благодарны К.Т. Будановой, В.Н. Волкову, Е.Л. Романько, Э.Я. Левену, А.М. Месхи, В.Г. Трифонову, С.В. Руженцеву и И.И. Поспелову, многим памирским геологам, А.В. Корсакову, А.В. Гирнису, В.В. Ярмолюку, В.Л. Сывороткину, Е.О. Дубининой и А.С. Авдеенко, К.Н. Шатагину, С.Н. Бубнову и мн. др. за консультации, обсуждения, помощь и т.д.

Исследование выполнено в рамках госзадания Геологического института РАН.

Литература

1. Владимиров А. Г., Малых М.М., Дронов В.И. и др. Индосинийский магматизм и геодинамика Южного Памира. Новосибирск: ОИГТМ. 1992. 229 с.
2. Корсаков А.В. Особенности минералообразующих процессов при метаморфизме сверхвысоких давлений. Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. ИГМ СО РАН. Новосибирск. 2011. 32 с.
3. Лучицкий И.В. Палеовулканология. М.: Наука. 1985. 275 с.
4. Магматические горные породы. Средние и кислые породы. Ред.: Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. М.: Наука. 1983. 410 с.
5. Маракушев А.А. Петрогенезис. М.: Недра. 1988. 293 с.
6. Новиков В.П., Романько А.Е., Супрычев В.В., Салихов Ф.С. Позднепалеозойский вулканизм Северного Памира и вопросы геодинамики // Доклады АН. 1992. Т. 326. № 6. С. 1010-1013.
7. Imamverdiyev N.A., Romanko A., Abdullayeva Sh.F., Vikentev I., Prokofiev V., Savichev A., Heidari M., Rashidi B.L. Caucasus - E. Iran, Middle East: Some materials on geology and metallogeny, "hot" tectonics due to the African superplume activity, melt and fluid inclusions; and different data on hydrocarbons (HC - Oil-gas), and some problems // News of Baku State University. 2014. No. 3. P. 113-136.
8. Malykh M., Romanko A., Savichev A., Imamverdiyev N. On a geology of the Alichur zone, S. Pamir. 30 IGC. Abstract volume. Beijing. China. 1996. P. 230.
9. Romanko A., Imamverdiyev N., Heidari M., Rashidi B., Malykh M., Vikentev I., Savichev A., Poleshchuk A. Intraplate Ca-rich and Ca-usual igneous rocks in Baluchestan, Iran associated with real carbonatites of Afghanistan // EGU General Assembly 2025, Vienna, Austria, 27 Apr–2 May 2025. 14434.
10. Solovova I.P., Giris A.V., Ryabchikov I.D. Inclusions of carbonate and silicate melts in minerals of alkali basaltoids from the east Pamirs // Petrology. 1996. V. 4. No. 4. P. 319-341.
11. Vikentev I.V., Yudovskaya M.A., Mokhov A.V., Kerzin A.L., Tsepin A.I. GOLD AND PGE IN MASSIVE SULFIDE ORE OF THE UZELGINSK DEPOSIT, SOUTHERN URALS, RUSSIA // Canadian Mineralogist. 2004. V. 42. P. 651-665.

ТРАНСРЕГИОНАЛЬНЫЙ ЛИНЕАМЕНТ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Сидорова И.П.

irina_sid@mail.ru

Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева, г. Ташкент, Узбекистан

Среди обширного научного наследия академика И.Х. Хамрабаева значительное место занимают результаты изучения и анализа глубинных разрывных структур и их роли в размещении магматических и рудных формаций. Примером этого могут служить работы о поясовом размещении мафит-ультрамафитов в зонах глубинных разломов [1], а также схема металлогенического районирования центральной части Средней Азии, в которой металлогеническая зональность сопряжена с системой разноуровневых разломов субширотного простирания [2]. Изучая характер разломов в пределах Западного Узбекистана, И.Х. Хамрабаев особо выделил Бесапано- Южноферганский разлом, проследив его от Султанувайса до Талассо-Ферганского сдвига в Южной Фергане и далее на восток по системе разломов в Атбаши-Иныльчекском хребтах на территории Кыргызстана.

К востоку от Кыргызстана в пределах Китая - складчатой системы Тянь-Шаня между срединными массивами Тарим и Турфан четко прослеживается зона разлома в виде субширотных, частично северо-восточных ($10-30^\circ$) линий еще на 350-400 км до соединения с Джунградским Алатау, почти до меридиана восточной части Таримского массива. Таким образом, это зона пересекает более двух третей Азиатского континента. Эту дизъюнктивную структуру И.Х. Хамрабаев назвал “Трансрегиональным линеamentом”, планируя ее комплексное изучение для установления роли в тектонике, магматизме и концентрации крупнейших эндогенных месторождений. В 2004 году на первом международном рабочем совещании по геофизическому мониторингу, проводившемся геологической службой Японии в г. Мизунами, было сделано предложение о комплексном изучении Трансрегионального линеамента, трассирующегося на всем своем протяжении землетрясениями и поясами ультраосновных пород [3].

Линеament - структура многошовная, долгоживущая, осложненная в узлах сочленения отдельных отрезков зонами глубинных разломов “анти Тяньшанского” простирания. В западной части линеамента преобладают разломы меридионального направления (Урусайский, Кокпатас-Тамдынский и др.), по мере продвижения на восток, например, на территории Кыргызстана (по данным Р.Д. Джечкураевой, 2001), это - серия разломов преимущественно северо-западного простирания – Талассо-Ферганский, Барскоонский, Оргочерский и др. Узлы пересечения некоторых из этих разломов вмещают крупные золоторудные месторождения (Кумтор).

На территории Узбекистана И.Х. Хамрабаев выделил три рудно-магматических концентра, примыкающих к данному линеamentу. Два из них характеризуются наличием крупнейших месторождений: (1) Центральнo-Кызылкуский Рудно-Магматический Концентр с золоторудным месторождением Мурунтау и (2) Чаткало-Кураминский с медно-молибден - золотыми месторождениями Кальмакыр, Сары-Чеку и (3) концентр - Султанувайский, выделен в качестве потенциально-перспективного.

Многолетними исследованиями гор Султанувайса (А.А. Кулеш, А.Б. Коган, 1969; К.А. Кешищян и др.) в открытой части установлены месторождения - железа (Тебинбулак), талька (Зенельбулак) и рудопроявления меди, золота (Зенгибобо), марганца и других в связи с развитием здесь вулканогенных и интрузивных пород различного состава. Значительно возросли перспективы этого региона благодаря многолетним петрологическим (А.А. Кустарникова, 1964-1968; 1981, 1991) и металлогеническим (М.М. Мансуров, В.П. Лощин, 1991-1993) исследованиям вулканизма и связанного с ним оруденения. В результате было установлено, что в течение девонского периода в районе гор Султанувайс происходила мощная вулканическая деятельность пульсирующего характера. Магмоподводящие каналы сосредоточивались в долгоживущих зонах глубинных разломов, рассекающих упомянутые

горы с северо-запада на юго-восток. В восточной части с ними связано проявление наиболее ранней офиолитовой ассоциации, которая наиболее представлена, в так называемой главной полосе, а также в виде нескольких будированных тел в Урусайском разломе. Нами изучено тектоническое строение центральной части Султанувайса в виде гетерогенной долгоживущей вулкано-интрузивной макрокольцевой структуры, образовавшейся в створе рассматриваемого “Трансрегионального линеамента”. В настоящее время обнажено юго-западное полукольцо этой структуры, которое обрамляется на западе Урусайским разломом, на юге грядой Дарбазатау и фрагментом альпийского разлома, а на востоке серией субмеридиональных разломов, вдоль которых породы сдвинуты с севера на юг, вследствие чего нарушено юго-восточное замыкание кольцевой структуры. Внешнее кольцо структуры образуют интрузивные тела. На северо-западе находится габбро-пироксенитовый Тебинбулакский интрузив, размещенный в ядре меридионального простирающейся синклинальной складки. Он прорывает и метаморфизует нижнедевонские вулканогенно-осадочные породы, представляя собой вытянутое с юга на север этмолитообразное тело мощностью более 1 км и площадью выхода 1,84х4,5 км. В составе интрузива установлены перидотиты (верлиты, шприсгеймиты), оливиновые, роговообманковые пироксениты, горнблендиты и их рудные разновидности. Породы основного состава представлены преимущественно роговообманковыми габбро. По мнению В.В. Баранова, К.М. Кромской, Я.С. Висьневского интрузив формировался синхронно с вмещающей его синклинальной структурой из базальтовой магмы в процессе кристаллизационной дифференции при неспокойной тектонической обстановке, нарушившей зональность массива. Из петрохимических особенностей обращает на себя внимание повышенная железистость и щелочность большинства разновидностей пород массива. С Тебинбулакским интрузивом связаны одноименное титаномагнетитовое месторождение и платино-золото-сульфидная минерализация. На западе и юге внешнее кольцо составляет дугообразно изогнутый Актауский гранитоидный массив, а на востоке деформированная полоса серпентинитов, ассоциирующихся с телами габброидов. Центральную часть кольцевой структуры составляют вулканогенно-осадочные толщи, пронизанные межпластовыми телами и дайками диабазов и диоритов. По мере приближения к центральной части структуры магматические породы более контрастны. Это либо дугообразные тела серпентинитов и габброидов, либо дайки альбитофиров и микрозернистых лейкогранитов. Среди них находятся лавы базальтов, андезитов и риолитов. Центральная часть кольцевой структуры перекрыта современными осадками.

В зависимости от состава кольцевых зон находятся металлогенические особенности структуры. Так, в Тебинбулакском интрузиве локализуется титано-магнетитовое месторождение, а в Актауском - минерализация золота и бериллия. В зоне развития вулканитов отмечается марганцевая минерализация и бирюза в многочисленных древних выработках. В поясах развития мафитов и ультрамафитов развит силикатный никель и разнообразные метасоматиты (родингит, лиственит, тальк, асбест). В восточной части структуры в известняках фиксируется минерализация свинца и цинка. Сказанное увеличивает перспективы данной кольцевой структуры за счет задернованной ее части и дает возможность выдвинуть ее в качестве перспективного рудно-магматического концентра. Он попал в градацию А-2 Я. Кутины [4], выделившего планетарные потенциальные зоны размещения крупнейших эндогенных месторождений мира в пределах сороковых (41°-43°) широт. Таким образом, на западе Узбекистана линейный “Трансрегиональный” линеament пространственно сопрягается с рудно-магматическим концентром, который состоит из макрокольцевой вулкано-интрузивной структуры, а также обособленных вулканических жерл и кальдер, металлогеническая значимость которых до конца не выявлена.

Восточнее описанного РМК расположен Центральнo-Кызылкумский Рудно-Магматический Концентр, который охватывает площадь 100х100 км, располагаясь по обе стороны от Трансрегионального линеамента в месте его виргации и пересечения субмеридиональными и северо-восточными структурами. Толщина земной коры здесь 40-42

км. В пределах концентра сконцентрированы крупные и гигантские (Мурунтау) эндогенные промышленные золотые, золото-серебряные, золото-редкометалльные, а также более мелкие месторождения золота, вольфрама, хризостил-асбеста, колчеданных и хромитовых руд. Нами предполагается, что в ЦКРМК совмещены базит-ультрабазитовые ассоциации, образованные в два этапа при различных геодинамических режимах [5]. В начале в зоне спрединга по глубинным расколам шло внедрение мантийного расплава, обогащенного хромом и соответствующего по составу гарцбургитам. Образование по ним серпентинитов с хромитовым оруденением произошло в результате явлений субдукции океанической коры в зоне Заварицкого-Беньюфа и тектонического меланжа. В раннем карбоне после карбонатонакопления в D₂-C₁ в результате активизации мантии внедрилась магма пикритового состава, обогащенная железом и титаном. Представляется, что это продукт недифференцированного астеносферного слоя. Итогом последующей дифференциации или выплавки из более глубинных частей пикритовой мантии является формирование магм основного состава, потенциально рудоносных на железо, титан, платиноиды и золото. Их внедрение является выражением начала орогенного магматизма. Дифференциация этого основного расплава в очаге или промежуточных камерах приводит к образованию незначительных объемов кислых магм, из которых сформировались тела плагиогранитов и покровы, субвулканические тела плагиориолитов.

На востоке Тамдытау главный шов линеамента из Букантау смещается по меридиальному разлому и рассекает Джеройскую кальдеру. Проведен комплексный анализ схем трансформированных потенциальных полей, данных сейсморазведки, МТЗ и бурения в пределах Центральных Кызылкумов. Линейные структуры приурочены к рассматриваемому линеamentу, залегают в интервале глубин 0-4 км, имеют протяженность 30-40 км, ширину 12-15 км и отождествляются с трещинными вулканическими излияниями. Структуры центрального типа располагаются в поперечных к линеamentу глубинных разломах в интервале глубин 0,5-8 км, имеют 30-5- км в диаметре и образованы в результате вулканизма из нескольких центров извержения. Многофокусная суперструктура имеет сложное внутреннее строение. Находится в интервале глубин 0,2-4 км, имеет 56 км в диаметре, состоит из двух морфоструктурных центров и вмещает месторождение Мурунтау. Дугообразное расположение даек на месторождении Мурунтау и достаточно обоснованное расширение Мурунтауского рудного поля на восток в сторону Джеройской кальдеры заставляет нас предположить о наличии здесь долгоживущей мегакольцевой вулcano-интрузивной структуры, которая судя по составу (гипербазиты, базальты, андезиты, альбитофиры, кварцевые диориты, гранитоиды и др.) и возрасту (Pz₁- Pz₃) образующих ее магматитов имеет мантийную глубину заложения с многоуровневыми очагами магнообразования и, как следствие, пространственное сонахождение различных, даже некогерентных, элементов (Au, Ag, W, Cr, Pt, U, C и др.). Идея подтверждается геолого-геофизическими моделями по профилям ГСЗ-МОВЗ Кокпатасский, Тамдынский и Мурунтауский [5], на которых отчетливо выделяются восстающие из мантии тела, сложенные основными и ультраосновными породами среди пород коры.

В Северном Нуратау линеament имеет облик протяженного субширотного рифта, выполненного магматитами ультраосновного (гарцбургиты, пикриты) и основного (габбро, диабазы, базальты) состава. В горах Писталитау в параллельных ему грабенах локализуется железорудное месторождение Темиркан, а в связи с субширотным поясом кислых вулканитов полиметаллическое – Учкулач. В Мальгузарских горах линеament трассируется исключительно дайками, силлами и штоками габбро, габбро-диабазов, имеющими северо-западное простирание. Мальгузарские габбро-диабазы отличаются самыми высокими (до 11%) содержаниями TiO₂ и рассматриваются как гипабиссальная фация рифтовой пикрит-габбро-диабаз-щелочно-оливинбазальтовой ассоциации [1]. Эта ассоциация фиксирует рассматриваемый линеament и восточнее, но уже на территории Кыргызстана.

Северное обрамление линеамента на территории Узбекистана составляет Алмалык-Ангренский регион Среднего Тянь-Шаня, который нами выделен в качестве главного

рудно-магматического концентра, поскольку он более полувека является главной рудной сокровищницей Республики Узбекистан.

Все рассмотренные данные позволяют сделать с большой степенью достоверности вывод о временной длительности развития линеамента и его тесной сопряженности с эволюцией кольцевых структур, которые концентрируясь в ареалы создают рудно-магматические концентры больших площадных размеров, в пределах которых формируются разнотипные и разномасштабные эндогенные месторождения, включая уникальные. Таким образом, Трансрегиональный линеамент вырисовывается в виде главной многофункциональной глубинной структуры на территории Тянь-Шаня, рудно-магматический потенциал которого значительно возрастает за счет временной и пространственной сопряженности его с кольцевыми структурами, увеличивающими диапазон магмо- и рудообразования на весь фанерозойский этап эволюции литосферы.

Литература

1. Хамрабаев И.Х. Пикритовые тела Южного Тянь-Шаня как продукты вещества мантии // Петрология / Отв. ред. Г.Д. Афанасьев. М.: Наука. 1972. С. 39-47.
2. Ахунджанов Р., Кустарникова А.А., Рахманов К.А., Сидорова И.П., Усманов А.И. Трансазиатский линеамент И.Х.Хамрабаева // *Geologiya va mineral resurslar*. 2005. № 2. С. 24-36.
3. Sidorova I.P., Kustarnikova A.A. Transregional lineament of Central Asia, its magmatism, metallogeny and seismicity // 1st International workshop on active monitoring in the Solid Earth Geophysics, June 30- July 2, Mizunami, Japan, 2004. P. 130-133.
4. Kutina J. The role of transregional mantle-rooted structural discontinuities in the concentration of metals: with examples from the United States, China, Uzbekistan, Birma and other countries // *Global Tectonics and Metallogeny*. 2001. Vol. 7. No. 3&4. P. 159-182.
5. Сидорова И.П. Особенности строения литосферы рудных регионов Узбекистана. Монография. Ташкент. 2026. 244 с.

МЕДНО-СЕРЕБРЯНО-ЙОДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ СЕРИЯХ ТАРИМСКОГО ПЛЮМА (СЕВЕРНАЯ ДЖУНГАРИЯ, КАЗАХСТАН)

Степанец В.Г.¹, Силачев И.Ю.², Левин В.Л.³, Абылгазина А.К.¹

wladimir@stepanez.de

¹ Astra Mining Kazakhstan Limited, г. Астана, Казахстан

² Институт ядерной физики, г. Алматы, Казахстан

³ ТОО Институт геологических наук им. К.И. Сатпаева, г. Алматы, Казахстан

Модели рудогенеза в крупных изверженных провинциях (LIP) ориентированы на медно-никелевые сульфидные месторождения в интрузивных комплексах. Однако исследование Северной Джунгарии выявило принципиально новый тип минерализации — эффузивный медно-серебряный с аномальной йодной специализацией. Актуальность работы обусловлена необходимостью пересмотра металлогенического потенциала вулканитов поздних стадий Таримского плюма (**260 млн лет**), которые ранее считались малопродуктивными. Объект локализован в зоне влияния Главного Джунгарского разлома, который выступал в качестве дренирующей структуры для глубоко дифференцированных магм. Оруденение приурочено к жерловым фациям палеовулкана, выходы которого рассекаются саями и протоками, впадающими в ручей Алмалы.

Для установления точного времени формирования рудоносных толщ было проведено прецизионное U-Pb датирование акцессорных цирконов вулканитов ручья Алмалы [5]. Аналитические работы проводились на оборудовании Геологического института Болгарской Академии Наук – лазерной абляции NWRUP193 FX в сочетании с масс-спектрометром Perkin Elmer ELAN DRC-e ICP. Внутреннее строение цирконов документировалось с помощью изображений катодолюминесценции (CL), полученных на системе cold-CL (New Tec Scientific, Франция). Результаты анализа показали возраст 260 ± 14 млн лет. Эта датировка имеет ключевое значение для региональной корреляции. Она доказывает, что вулканизм Северной Джунгарии синхронен с финальным импульсом активности Таримской провинции. В отличие от главных фаз излияний (293 ± 11 млн лет), этап 260 млн лет характеризуется максимальной степенью дифференциации мантийного вещества, что является необходимым условием для концентрирования таких элементов, как медь, серебро и йод.

Ключевым индикатором рудоносности является высокое содержание ниобия, циркония, рубидия и йода (таблица 1).

Таблица 1 – Содержания основных микроэлементов и редкоземельных элементов трахиандезитов (в г/т)

Nb	Zr	Sr	Ga	Cu	Ag	I	Sn	Y	Se	Ba
50.0	364	304	26.0	6950	5.51	4.2	6.6	30.3	<0.2	440
Rb	Ta	Th	U	V	Cr	Co	Ni	Mn	As	Sn
47.0	3.03	10.7	2.94	119	98.0	20.3	50.0	825	16.3	6.6
Sb	Cs	Hf	Zn	Mo	Au	La	Ce	Pr	Nd	Sm
8.03	0.22	8.32	102	4.20	0.027	53.7	98.9	16.7	41.9	9.59
Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Tm	Yb	Lu	Lu/Hf	Nb/La	Zr/Hf
2.28	7.73	1.13	5.53	1.16	0.256	2.40	0.312	0.04	0.93	43.75

Отношение V к Ti (рисунок 1а) указывает на аналогию трахиандезитов и щелочных базальтов с вулканитами Северо-Таримского плюма [2], при этом эти вулканиты довольно резко отличаются от континентальных траппов (LIP). В отличие от ранних «стерильных» щелочных базальтов, данные трахиандезиты представляют собой продукты поздней стадии фракционирования расплава. Спайдерграммы (рисунок 1б) наглядно демонстрируют, что «стерильные» вулканиты ручья Алмалы, аналогично базальтам Таримского плюма, характеризуются высоким отношением Ti/Yb и Th/Nb (тип high Ti/Yb и high Th/Nb).

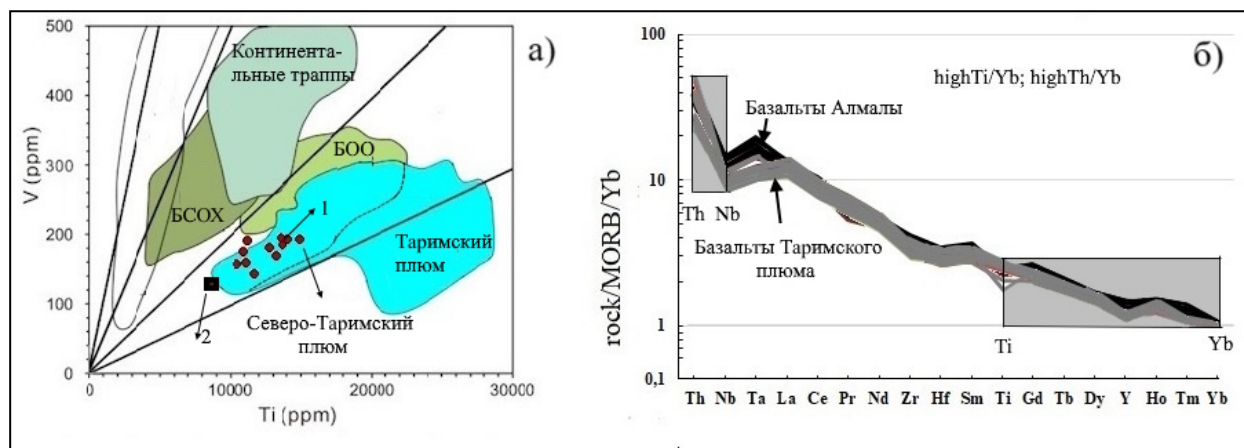


Рисунок 1 – а) Дискриминационная диаграмма V (ppm) к Ti (ppm) [4] для базальтов правого берега ручья Алмалы. Поля базальтов различных геодинамических обстановок заимствованы из работ [2]. БСОХ – базальты срединно-океанических хребтов, БОО – базальты океанических островов. Цифрами обозначены вулканиды ручья Алмалы: 1 – «стерильные» щелочные базальты, 2 – трахиандезиты. б) Геохимические спайдерграммы вулканидов ручья Алмалы и Таримского плюма [2]. Графики включают только элементы, неподвижные во время выветривания и метаморфизма вплоть до нижних амфиболитовых фаций, упорядоченных в соответствии с несовместимостью во время плавления плодородного шпинелевого лерцолита [3]. Нормирующие элементы взяты из [6].

Такая форма распределения редкоземельных и других несовместимых элементов, согласно [3], типична для базальтов постколлизионных террейнов, а также для внутриконтинентальных базальтов, не связанных с LIP.

Уникальность объекта заключается в концентрации йода (4.2 г/т). Для верификации данных использовался инструментальный нейтронно-активационный анализ (ИНАА), выполненный в Институте ядерной физики (Алматы). Важность применения ИНАА обусловлена тем, что стандартные методы анализа с кислотным разложением (ИСП-МС, ИСП-АЭС и др.) приводят к неконтролируемой потере летучего йода. Наши данные показывают, что в условиях дегазации остывающего плюма йод выступил в роли основного лиганда-переносчика. При этом в системе практически отсутствует хлор и селен, что создает уникальную геохимическую среду, не имеющую прямых аналогов в классических медно-порфировых системах.

Изучение состава микроэлементов (таблица 2) циркона позволило восстановить параметры магматического очага. Использование термометра Ti-in-zircon [1] определило температуру кристаллизации на уровне 785°C. На основе расчета цериевых аномалий по методике [7] установлена высокая фугитивность кислорода ($\Delta FMQ \approx +1.5$). Высокий окислительный потенциал системы имел решающее значение: он препятствовал образованию сульфидной фазы на глубине. Медь и серебро не «выпали» в осадок в промежуточной камере, а остались во флюиде и были вынесены к поверхности.

Таблица 2 – Содержания микроэлементов циркона трахиандезитов (в г/т)

Al	P	Ca	Sc	Ti	Y	Zr*100	Nb	Ta	La	Ce
94	250	0.00	472	17.9	865	5.1	7.3	0.99	0.00	15.6
Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb
0.24	3.25	4.40	1.11	17.7	6.15	73.7	27.5	134.8	30.0	291
Lu	Hf	²⁰⁶ Pb	²⁰⁸ Pb	Th	U	Ce/Ce*	Eu/Eu*	Hf/Y	Th/U	Y/Hf
59.8	10430	37.00	4.48	179	234	16.22	0.33	12.06	0.76	0.08

Минералогическое исследование сульфидов и сульфатов проводилось в лабораториях минералогии и физических и химических методов исследований ТОО «Институт геологических наук им. К.И. Сатпаева» (г. Алматы). Элементный состав изучался с помощью энергодисперсионного спектрометра INCA ENERGY фирмы OXFORD INSTRUMENTS (Великобритания), установленного на электронно-зондовом микроанализаторе Superprobe 733 фирмы JEOL (Япония). В миндалинах и в основной массе наряду с халькопиритом были установлены гидроксисульфаты Cu и Fe: брошантит+ярозит (таблица 3), а также никелистый пирит и дендриты вюстит-магнетитового состава (рисунок 2), свидетели быстрого остывания магмы при высоких температурах и низком парциальном давлении кислорода.

Таблица 3 – Состав брошантита и ярозита (гидроксисульфаты Cu и Fe)

O	Al	Si	S	Ca	V	Cr	Fe	Cu	Сумма
24.57	0.29	0.31	9.89	0.17	0.20	0.24	39.25	25.07	100.00

Примечание. Общая формула: $\text{Cu}_{1.28}\text{Fe}_{2.28}\text{S}_{1.00}\text{O}_{4.98}$; Брошантит: $\text{Cu}_4\text{SO}_4(\text{OH})_4$; Ярозит: $\text{KFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$

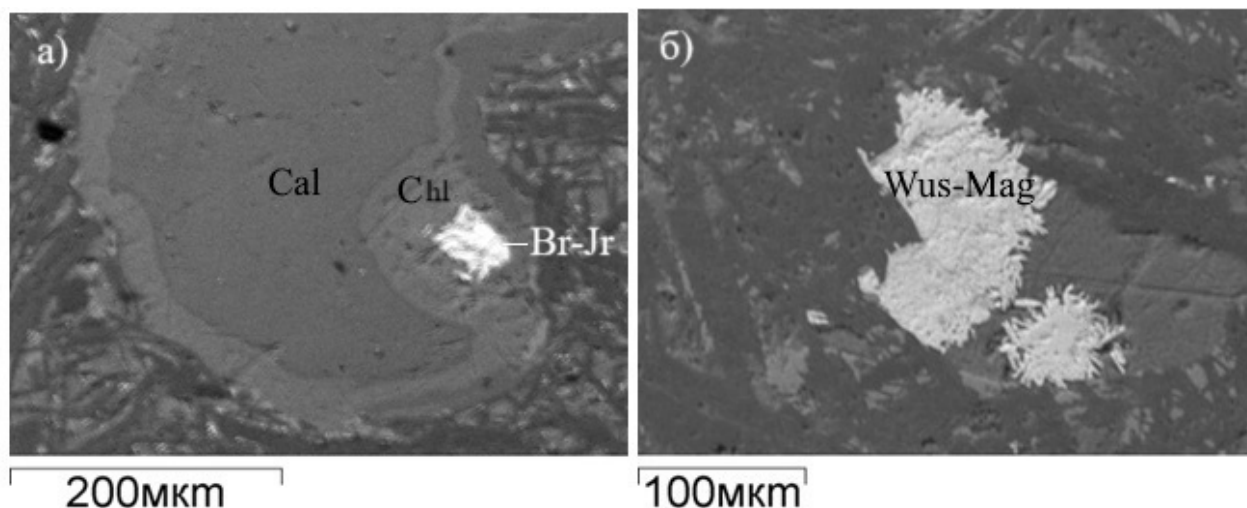


Рисунок 2 – Формы выделения брошантит-ярозита (а) и вюстит-магнетита (б). Cal – кальцит, Chl – хлорит, Wus-Mag – вюстит-магнетит, Br-Jr – брошантит-ярозит

Предлагается трехстадийная модель формирования оруденения. На магматической стадии происходит глубокое фракционирование плюмового расплава и накопление Nb, Cu, Ag, I в остаточном расплаве. На флюидно-эксплозивной стадии происходит взрывное отделение газовой фазы в жерловой части палеовулкана. В условиях дефицита хлора и серы медь и серебро транспортировались в форме устойчивых иодидных комплексов. Этот механизм объясняет стерильность системы в отношении золота, для переноса которого требуются хлоридные лиганды. На стадии фиксации происходит осаждение металлов в миндалинах с образованием халькопирита. На поздних этапах первичные минералы замещались брошантитом и ярозитом, которые эффективно сорбировали йод.

Проведенное исследование позволяет выделить в Северной Джунгарии новый промышленно-генетический тип – йодсодержащий медно-серебряный (Volcanic-hosted Cu-Ag-I). Для практической геологоразведки предлагаются следующие критерии: содержание $\text{Nb} > 40$ г/т является прямым индикатором рудоносных дифференцированных лав; наличие брошантит-ярозитовой ассоциации в миндалинах лав; высокие концентрации йода (4.2 г/т) – признак «йодного дыхания» плюма. При оценке галогенной специализации территорий необходимо обязательное использование метода ИНАА.

Литература

1. Ferry J.M., Watson E.B. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2007. V. 154. P. 429-437.
2. Lu L., Zhang Y.-T., Li Z.-F., Zhang K.-J. Petrogenesis of alkalibasalt and trachy-andesitesuite, northern Tarim Basin // *Gondwana Research*. 2023. V. 119. P. 86-103.
3. Pearce J., Ernst R., Peate D., Rogers C. LIP printing: Use of immobile element proxies to characterize Large Igneous Provinces in the geologic record // *Lithos*. 2021. V. 392-393. 106068.
4. Shervais J.W. Ti–V plots and the petrogenesis of lavas // *Earth and Planetary Science Letters*. 1982. V. 59. P. 101-118.
5. Stepanets V.G., Peytcheva I., Levin V.L., Silachyov I.Yu. Permian Volcanism of the Junggar Alatau: Petrogeochemical and Geochronological Data on Alkaline Basalts from the Almaly Creek Headwaters, Southern Spurs of the Tekeli Range // *Geology and bowels of the earth*. 2026. V. 100. No. 3 (в печати).
6. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts // *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society. 1989. V. 42. P. 313-334.
7. Trail D., Watson E.B. and Tailby N. Ce and Eu anomalies in zircon as proxies for the oxidation state of magmas // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2012. V. 97. P.70-87.

СРАВНЕНИЕ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ПОДНЯТИЙ КЫЗЫЛ-АДЫР И ЧАЕК, ТЯНЬ-ШАНЬ

Стрельников А.А.

aas@ifz.ru

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

Система платообразных холмов с шириной, варьирующейся от 1 до 3,0 км, тянется вдоль оси синклинали в центральной части Джумгальской впадины более чем на 25 км. Самый крупный участок, Чаекское поднятие, расположен в центральной части впадины к северу от пос. Чаек. В одной из стенок карьера Чаекского поднятия смещение, отмеченное крупнозернистым песком с галькой, составляет около 2,5 метров, под очень пологим углом. Смещения происходили по нескольким плоскостям разрыва.

Для оценки возможных магнитуд разрывных землетрясений было выбрано несколько вариантов расчета с использованием формул [1].

В первом случае использовалась общая длина поднятия, проходящего по центральной части Джумгальской впадины. Было принято решение использовать формулу длины разрыва для расчета магнитуды:

$$M = 4.49 + 1.49 \log(25) = 6.6$$

Во втором случае оценивалось смещение по линии падения разлома в обнажении. Наблюдаемое смещение 2.5 м позволило с помощью корреляционных зависимостей оценить моментную магнитуду палеосейсмического события как:

$$M = 6.52 + 0.44 \log(2.5) = 6.7$$

Общая длина поднятия Кызыл-Адыр, проходящего по центральной части Таласской впадины, представляющей собой систему платообразных холмов, расположенных в субширотном направлении, составляет более 27 км. Ввиду схожести с Чаекским поднятием можно предположить, что поднятие Кызыл-Адыр является единой по времени формирования структурой, то можно использовать формулу длины разрыва для расчета магнитуды разлома:

$$M = 4.49 + 1.49 \log(27) = 6.6$$

При анализе современной сейсмичности, за период инструментальных наблюдений на территории Таласской области было зарегистрировано несколько сот землетрясений, большинство из которых не являлись сильными. Возможная магнитуда сейсмических событий на западном участке поднятия Кызыл-Адыр $M \sim 6.6$ не выходит за рамки установленного уровня сейсмической опасности для данного региона.

Работа выполнена в рамках государственного задания «Структуры Земной коры в различных геодинамических обстановках, параметризация и пространственно-временное распределение связанных с ними сильных землетрясений» лаборатории палеосейсмологии и палеогеодинамики Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН.

Литература

1. Wells D.L., Coppersmith K.J. Empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture area, and surface displacement // Bull. Seismol. Soc. Am. 1994. V. 84. P. 974-1002.

О НЕКОТОРЫХ СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ И ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ ПРОЯВЛЕНИЯ ЦИКЛИЧНОСТИ В ТЯНЬ-ШАНЕ

Умурзаков Р.А.

umrah@mail.ru, umruzok54@gmail.com

Ташкентский государственный технический университет им. И. Каримова,
г. Ташкент, Узбекистан

Несмотря на полуторавековую историю геологических исследований Тянь-Шаня многие вопросы о строении, развитии, сейсмичности остаются ещё проблемными. И это, на мой взгляд, не потому, что слабо или недостаточно ведутся исследования, - с развитием научной базы и средств исследований, появляются всё новые и новые методы, развиваются новые представления, проводятся углублённые исследования по отдельным темам. Вместе с тем, отмечены случаи, когда после многолетних исследований (не одним поколением учёных) наблюдается возвращение к начальным представлениям. Одним из таких примеров можно привести обзорную работу Н.А. Яблонской «История развития взглядов на новейшую тектонику и геодинамику Тянь-Шаня» [1], где отмечается именно такой факт.

В настоящем докладе я не буду рассматривать эволюцию взглядов в геотектонике, они детально рассмотрены в работах известных тектонистов В.В. Белоусова, В.Е. Хаина, П.Н. Кропоткина и др. Анализ состояния проблем в геотектонике имеются в работах С.А.Захарова [2], В.Г.Трифорова, С.Ю. Соколова [3]. Остановлюсь на некоторых проблемных вопросах, которые уже затрагивались и пока не нашли общего признания.

На протяжении многих десятилетий исследователей интересует вопрос об источнике энергии геотектонических процессов. До относительно недавнего времени многие исследователи процессы тектогенеза связывали исключительно с внутренними (эндогенными) силами. К внутренним факторам, с которыми связываются крупные складкообразовательные явления и формирование структур литосферы, относятся глубинная дифференциация вещества, тепловая конвекция, различные эндогенные режимы. Они определяют явления уплотнения или разуплотнения среды, которые в свою очередь приводят к формированию впадин или поднятий, латеральных течений горных масс с образованием сдвигов и других кинематических типов подвижек. При всей значимости этих факторов, на геологическую среду оказывают влияние и внешние силы, к которым относятся планетарные и космические. Поэтому, при геотектонических (и геодинамических) исследованиях необходимо исходить из тех представлений, которые учитывают и внешние, и внутренние факторы. Здесь приходится отбирать – какие геотектонические концепции отвечают этим условиям. Анализ показывает, что практически ни одна из гипотез (или концепций) не удовлетворяет этому требованию. В основе каждой из них заложены те или иные процессы, охватывающие лишь некоторую часть геологической системы – внутренней (эндогенные режимы, течения горных масс, конвекция, гравитационная дифференциация, дегазация, радиогенный распад и др) или внешней (электромагнитное влияние планет солнечной системы, явления приливов-отливов, ротационные эффекты вращения Земли и т.п.). Это обстоятельство заставляет обратиться к философским аспектам теории познания, где в качестве эвристической возможности предлагается системный подход. В системной модели тектоносферы П.Н.Николева [4], в качестве объектов исследования предлагаются тектодинамические системы разных рангов. Именно эта модель учитывает влияние внешних и внутренних факторов. Тектодинамическая система – как модель взаимодействия полей напряжений, тектонических движений и деформаций в определённом объёме геологической среды, характеризующемся свойствами целостности, может быть выделена на различных иерархических уровнях – от глобального, планетарного, регионального до микроскопического (на уровне минеральных зёрен). По существу, она может быть идейной основой новой концепции в геотектонике и геодинамике, которую можно назвать «концепцией тектодинамических систем». Её реализация требует

привлечения фактических данных о деформационных структурных элементах, характере геофизических аномалий, о кинематических и динамических показателях среды, анализ которых должен быть осуществлён на тектонофизической основе с реконструкцией полей тектонических напряжений разных рангов.

В строении земной коры и литосферы известны структурные элементы, имеющие общепланетарное распространение, такие, как планетарная трещиноватость, регматическая сеть разрывных нарушений, крупнейшие системы ортогональных разломов, крупные пояса тектонической активизации, механизмы формирования которых до настоящего времени не нашли достаточно убедительного объяснения, за исключением отдельных работ гипотетического характера. Тем не менее, в своё время П.Н. Николаеву [4] на основе обобщения и генерализации данных о разрывной тектонике, а также ориентации складчатых сооружений удалось составить схему новейшего глобального поля напряжений (рис. 1). Как видно, зоны максимальных касательных напряжений в плане имеют диагональное - северо-западное (юго-восточное) и северо-восточное (юго-западное) простирание. Именно таким простиранием характеризуются основные дислокации (разломы, складки, пояса активизаций) земной коры на планетарном уровне. Каков механизм их возникновения, с какими процессами они связаны, какая концепция объясняет их формирование?

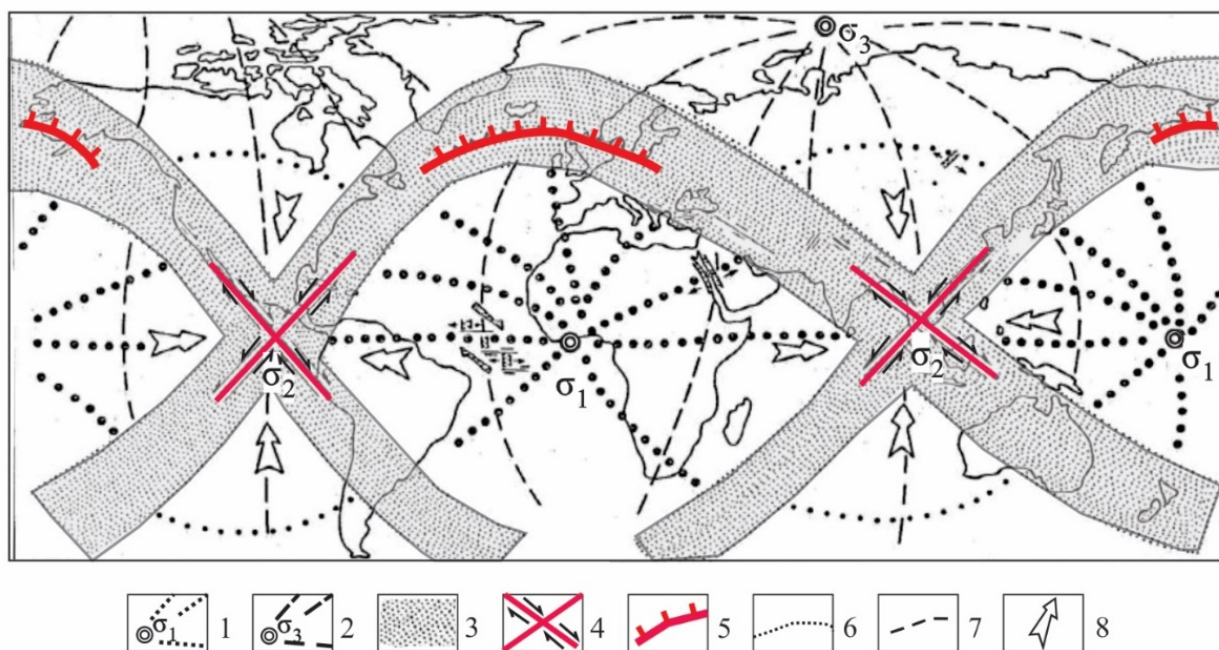


Рисунок 1 – Схема новейшего глобального поля тектонических напряжений низшего ранга, определённая по деформациям земной коры и верхней мантии в результате максимальной генерализации данных (по П.Н. Николаеву, 1992).

1, 2 – положения осей главных нормальных напряжений: 1 – для глобального поля сжатия, 2 – то же, растяжения; 3 – зоны проявления действия максимальных касательных напряжений, выражающихся в планетарных сколовых и сдвиговых деформациях; 4 – места пересечения глобальных зон действия максимальных касательных напряжений, соответствующие выходу промежуточной оси напряжений, определяющие планетарные сектора сжатия и растяжения; 5 – наиболее крупные альпийские разрывные нарушения; 6, 7 – предполагаемое продолжение осей напряжений: 6 – растяжения, 7 – сжатия; 8 – результирующее направление действия сил сжатия и растяжения.

Источник напряжений в теле Земли М.М. Довбнич и К.Ф. Тяпкин [5] связывают с влиянием двух глобальных процессов, в котором она участвует. С одной стороны, движение

Земли в магнитном поле Галактики создает вращательный момент, с другой – при вращении Земли должен сохраняться момент количества движения [5], при котором возникает дрейф оси вращения. Авторы отмечают, что одновременное удовлетворение этим двум условиям может быть «только в случае перемещения не Земли в целом, а её отдельных блоков» [5, с. 46]. Кроме того, изменения скорости вращения Земли, а также дрейфа оси вращения в теле планеты, при определенных условиях, могут вызывать «накопление в тектоносфере Земли значительных напряжений, достаточных для протекания процессов структурообразования» [5].

Основываясь на результатах анализа нормального поля ротационных напряжений, Довбнич М.М., Тяпкин К.Ф. [5] тектоническую активность Земли представляют в виде сложного циклического процесса, результаты которого наблюдаются в деформациях земной коры. При этом, авторы отмечают, что деформации тектоносферы также состоят из совокупности целой серии циклических компонент разного порядка (или ранга – *P.V.*). Именно эти разноранговые деформационные элементы (или процессы), которые определяют «тектонические активизации», и являются объектом исследований. И если учесть, что циклическая компонента траектории миграции полюса происходит с периодом в 180-200 млн. лет [5], то с ними можно связывать и геотектонические фазы активизации, наблюдавшиеся в фанерозое.

Говоря о крупнейших геотектонических циклах (каледонском, герцинском, альпийском), которые в геологической истории, например Тянь-Шаня, проявились в конкретных интервалах времени, хочу обратить внимание на то, что геологические образования этих геотектонических режимов развития запечатлены в некоторой последовательности, чередуясь в направлении от северо-востока, к югу и юго-западу (рисунок 2).

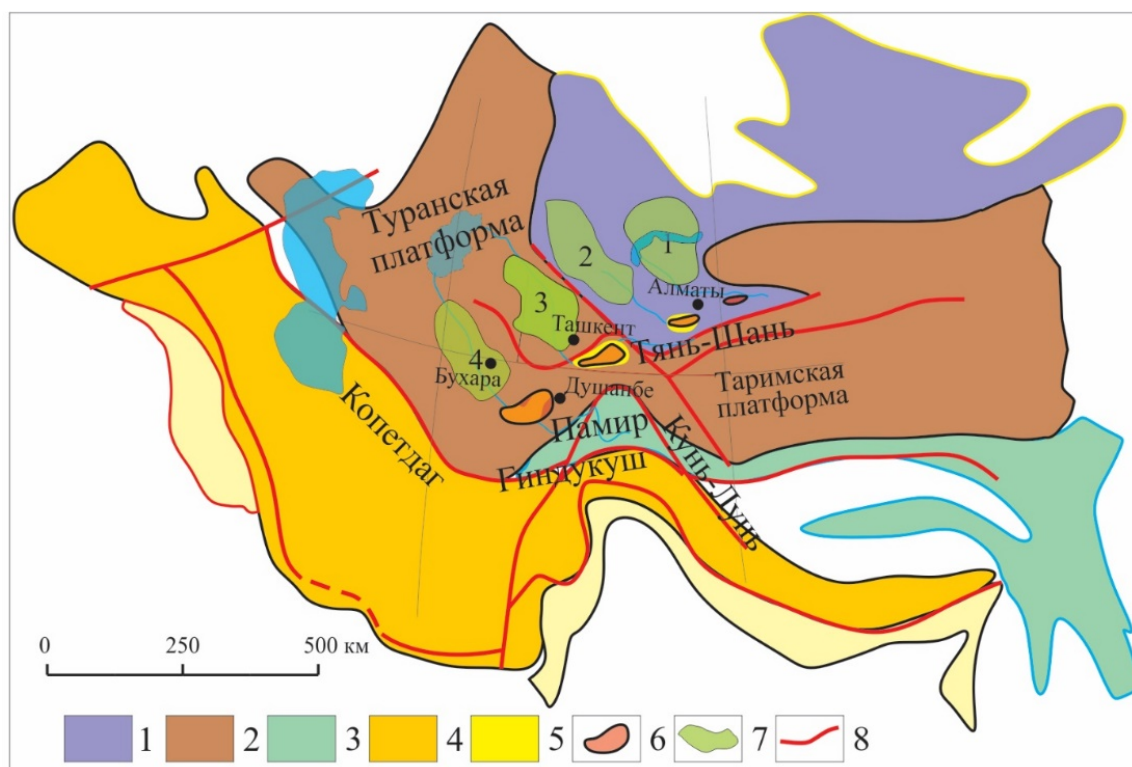


Рисунок 2 – Выкопировка из Тектонической карты Азии (1: 55 млн, Ю.Г. Гатинский) с изменениями и дополнениями. Области: 1 – каледонской складчатости (средний кембрий-ранний девон, 520-390 млн.лет), 2 – герцинской складчатости (средний девон – пермь, 390-250 млн.лет), 3 – киммерийской мезозойской складчатости (триас-ранний мел, 250-96 млн.лет), 4 – альпийской складчатости (эоцен – антропоген, 53 – 0 млн.лет)

С чем связана такая последовательность в направлении с севера и северо-востока на юг и юго-запад? Рамками какой геотектонической концепции можно объяснить это? Однозначно, что это не концепция «тектоники плит».

Другой пример особенности размещения похожих друг на друга структурно-геоморфологических элементов, наблюдающихся в Тянь-Шане, с последовательным чередованием с северо-востока на юго-запад приведён на рисунке 3. На такую повторяющуюся особенность последовательного расположения схожих между собой морфоструктур с характерным повторяющимся рисунком впервые мной было обращено внимание в 1982 году при совместном анализе геологических и топографических карт. Наблюдается последовательное вовлечение в орогенное поднятие системы «горное обрамление – впадина Иссыккуля, затем «горное обрамление – Ферганская впадина» и далее «горное обрамление – Афгано-Таджикская впадина». Создаётся впечатление, что формирование этих систем «горное обрамление – впадина» последовательно чередуются, с постепенным вовлечением в процесс поднятия орогенных участков в направлении с северо-востока на юго-запад. Видно, что это также циклический процесс, который имеет под собой и геологическую основу. Такая особенность выражена не только в форме рельефа, но и по материалам геологических и геотектонических данных. Если Северный Тянь-Шань представляет область проявления каледонской складчатости, Срединный и Южный Тянь-Шань представляет область герцинской складчатости, то отмечается некоторая связь между этими явлениями. Однако, для получения достоверных выводов необходимо проведение исследований.

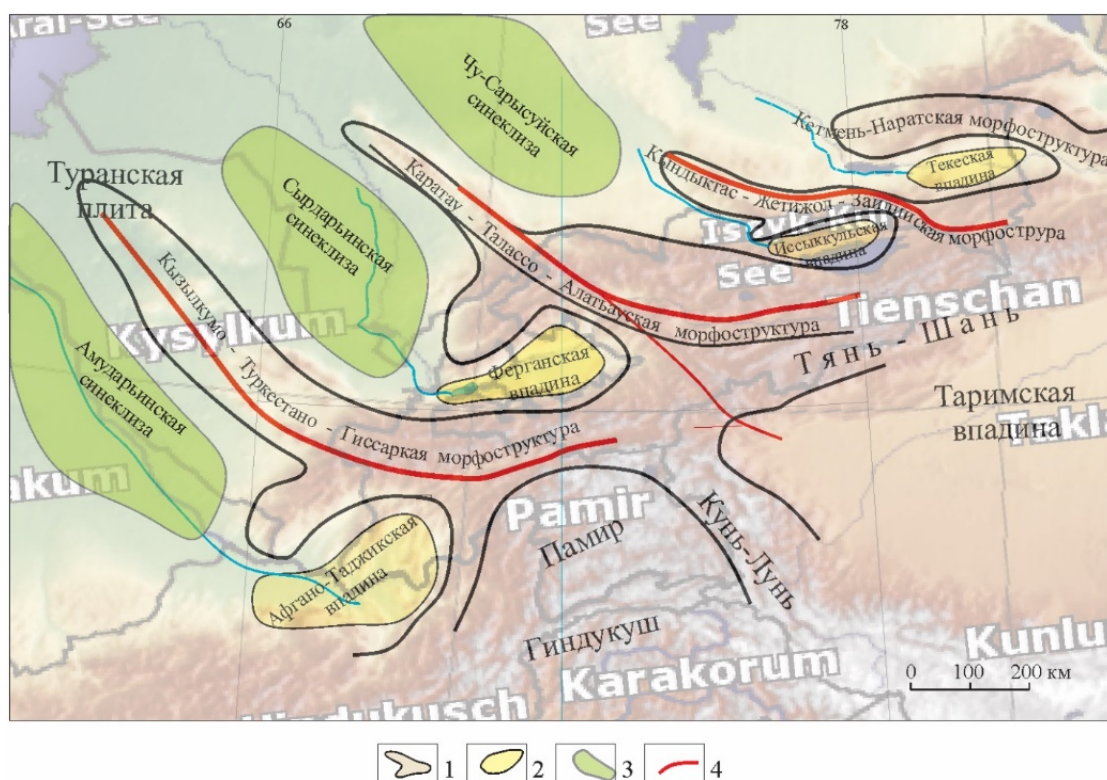


Рисунок 3 – Структурно-геоморфологические элементы Тянь-Шаня, последовательно чередующиеся в направлении с северо-востока на юго-запад. Структурные элементы орогенной области: 1 – положительные морфоструктуры-поднятия (Хетмень-Наратская, Кындыктас-Жетижол-Заилийская, Каратау-Талассо-Алатауская, Кызылкум-Туркестано-Гиссарская), 2 – отрицательные морфоструктуры, типа межгорных впадин (Текеская, Иссыккульская, Ферганская, Афгано-Таджикская). Структурные элементы платформенной области: 3 – крупные синеклизы (Чу-Сарысу́йская, Сырдарьинская, Амударьинская)

В презентации по данной теме предполагается обсуждение данных о цикличности палеомагнитных инверсий, о ритмичности и этапах проявления деформационных режимов и результатов реконструкции полей палеотектонических напряжений в мезозойско-кайнозойской истории западной части Тянь-Шаня.

Литература

1. Яблонская Н.А. Развитие взглядов на новейшую тектонику и геодинамику Тянь-Шаня // История наук о Земле. 2011. Т. 4. № 1. С. 41-50.
2. Захаров С.А. Проблемы тектоники Средней Азии // Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука. 1983. С. 4-8.
3. Трифонов В.Г., Соколов С.Ю. Тектонические явления мезозоя и кайнозоя и геодинамические процессы, их определяющие // Геотектоника. 2018. № 5. С. 75–89. DOI: 10.1134/S0016853X18050077.
4. Николаев П.Н. Методика тектонодинамического анализа. М.: Недра. 1992. 293 с.
5. Довбнич М.М., Тяпкин К.Ф. Новая ротационная гипотеза структурообразования и ее роль в развитии наук о Земле. Донецк: Ноулидж. 2009. 339 с.
<https://www.geokniga.org/books/24599>

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ФЕРГАНСКОЙ МЕЖГОРНОЙ ВПАДИНЫ

Урмонов А.Х.

urmanov_50@mail.ru

Филиал АО «Узбекгеофизика» «Ферганская геофизическая экспедиция»,
г. Коканд, Узбекистан

Ферганская межгорная впадина представляет собой один из наиболее изученных и в то же время наиболее сложных в геологическом отношении нефтегазоносных бассейнов Центральной Азии. На протяжении более чем столетия данный регион остается основным центром добычи нефти и газа восточной части Узбекистана, а также одним из важнейших объектов геологоразведочных исследований на территории Кыргызстана и Таджикистана. Благодаря уникальному сочетанию благоприятных условий осадконакопления, длительной геодинамической эволюции, высокой интенсивности тектонических деформаций и широкому развитию нефтематеринских толщ в пределах бассейна сформировались многочисленные месторождения нефти, газа и газоконденсата, различающиеся по строению, возрасту и типам залежей.

В пределах Тянь-Шаньской орогенной системы Ферганская межгорная впадина занимает особое положение. По своему географическому положению она располагается между горными сооружениями Северного, Южного и Восточного Тянь-Шаня, образуя обширную межгорную область овальной формы, вытянутую преимущественно в широтном направлении.

Впадина занимает центральную часть Ферганской долины и ограничена с севера хребтами Чаткальского, Кураминского и Ферганского хребтов, с востока — Атбашинским и Алайским горными сооружениями, с юга — Туркестанским и Алайским хребтами, а на западе постепенно переходит в зону выхода долины к Голодной степи через район Ходжентских ворот. Такое положение определяет ее как классический межгорный бассейн, заключенный между крупными поднятиями Тянь-Шаня.

Ее развитие тесно связано с позднепалеозойскими коллизионными процессами, последующим мезозойским этапом платформенного осадконакопления и интенсивной альпийской тектонической активизацией. Современный структурный облик впадины является результатом многоэтапной геологической эволюции, включавшей чередование периодов тектонического покоя и интенсивных деформаций, сопровождавшихся образованием многочисленных складчатых структур, зон разломов и блоковых нарушений.

Ферганская впадина относится к числу немногих нефтегазоносных бассейнов мира, где в относительно ограниченных пределах сосредоточены практически все основные типы структурных, тектонических, литологических и комбинированных ловушек углеводородов. Наличие разнообразных условий формирования залежей обусловило открытие нескольких десятков нефтяных, газовых и газоконденсатных месторождений, продуктивность которых связана с неоген-палеогеновыми, юрскими, меловыми и верхнепалеозойскими карбонатными и терригенными комплексами пород.

Несмотря на высокую степень изученности, потенциал нефтегазоносности Ферганской впадины далеко не исчерпан. Значительная часть структур была разведана в период применения двумерной сейсморазведки, возможности которой ограничивали достоверность структурных построений, особенно в районах интенсивной дизъюнктивной тектоники. В последние годы широкое внедрение технологий трехмерной сейсморазведки (3D), трехмерная азимутальная миграция, атрибутного анализа, методов глубинной миграции, цифрового геологического моделирования и машинной интерпретации данных существенно расширило возможности выявления ранее неизвестных залежей углеводородов, уточнения геологического строения месторождений и оценки перспектив глубокозалегающих объектов.

Современный этап развития нефтегазовой отрасли Республики Узбекистан требует не только восполнения ресурсной базы за счет открытия новых месторождений, но и повышения эффективности поисково-разведочных работ в пределах уже освоенных нефтегазоносных районов. Особое значение в этой связи приобретают комплексная интерпретация геолого-геофизических материалов, построение достоверных трехмерных геологических моделей и переоценка перспектив ранее изученных структур с учетом современных представлений о строении нефтегазовых систем.

В результате комплексного анализа геологического строения, тектонической эволюции, стратиграфии, литологии и нефтегазоносности Ферганской межгорной впадины, по материалам сейсморазведки 2 и 3D, бурения, данных ГИС обоснованы наиболее приоритетные направления геологоразведочных работ на нефть и газ на основе интеграции геологических, геофизических и цифровых методов исследования: для территории Ферганской впадины, с охватом земель прилегающих государств Таджикистан и Кыргызстан, составлена структурно-тектоническая карта по опорному отражающему V горизонту, приуроченному к кровле туркестанских слоев палеогена и выполнено структурно-тектоническое районирование на основе использования новых геолого-геофизических данных;

- в результате структурно-тектонического районирования выделены зоны нефтегазонакопления и структурно-тектонические зоны, что позволило определить наиболее перспективные участки для обнаружения новых залежей нефти и газа в кайнозойских отложениях;
- определены пропущенные нефтегазоносные пласты в пределах разрабатываемых месторождений и даны рекомендации по проведению их испытаний. Кроме того, рекомендованы к испытанию на продуктивность ранее не испытанные песчаные коллекторы на месторождениях Мингбулак и Гумхана в нижнеогеновых (внутри кирпично-красной (ККС), бледно-розовой свиты (БРС) и верхнеогеновых (бактрийский ярус) отложениях кайнозойского комплекса с предварительной переинтерпретацией материалов ГИС в современных программных комплексах;
- рекомендуется проведение целенаправленных поисково-детальных работ в пределах Центральной погруженной части впадины по изучению нефтегазоносного потенциала неогеновых отложений, что позволит уменьшить проектную глубину поисковых скважин на 600–800 м. В качестве эталонных участков рекомендуются площади Мингбулак, Гумхана и Варык-II, где следует апробировать технологию бурения и извлечения УВ, связанных со сложными термобарическими условиями на больших глубинах, с последующим распространением полученного опыта на всю территорию глубокопогруженной части Ферганской впадины;
- определены площади для проведения параметрического бурения с решением как стандартных задач, характерных для параметрических скважин, так и специальных геологических задач для каждого конкретного участка. Рекомендуется: на структуре Калямущ – разработка технологии бурения, методов проведения ГИС, вскрытия пластов и извлечения УВ в условиях развития соленосно-гипсоносных отложений; Коканд и Таштепа-Мурод - определение геологического строения и нефтегазового потенциала кайнозойских отложений; Сарыкурган – оценка нефтегазоносности кайнозойских отложений для определения перспективности структур Яйпан, Атамтай, Юж. Яйпан, Сарыкурган-II и др.; на площади Чустпап - оценка нефтегазоносности кайнозойских отложений и разработка технологии бурения; на площади Сарвак-Чадак – изучение геологического строения с целью установления наличия поднадвиговых зон и оценка их нефтегазоносности;
- проанализированы и определены площади, ранее отнесенные к бесперспективным, на
- которых необходима детализация строения на основе проведения сейсморазведки 3D с целью определения целесообразности возврата к поисковому бурению;

- на основе комплексного анализа результатов бурения выделены и рекомендованы к повторному испытанию скважины, в которых были получены неоднозначные результаты оценки нефтегазоносности. Рекомендуется предварительно оценить их техническое состояние и выполнить переинтерпретацию материалов ГИС с использованием современных программных комплексов для уточнения интервалов прогнозируемой продуктивности. Кроме того, в пределах выделенных зон нефтегазонакопления определены перспективные площади Таштепа-Мурод, Янгиабат, Юкори, Сев. Ачису и другие для проведения поисковых работ с целью открытия новых месторождений углеводородов;
- рекомендованные структуры были подготовлены и ранжированы по степени нефтегазоперспективности для определения очередности ввода в глубокое бурение, в том числе Марказий Аввал (К), Куйи Кашкаркир (К), Учтепа (К), Кутарма (К), Довкар (К), Аввал (К), Бобурмирзо (К), Чакар (Ж). В результате проведенных работ на указанных структурах были открыты месторождения нефти и газа;
- рекомендуется выполнить переобработку имеющихся исходных материалов сейсморазведки 3D, выполненной в пределах Ферганской впадины, на современном аппаратно-программном комплексе PARADIM – EMERSON. По результатам переобработки рекомендуется провести комплексную переинтерпретацию материалов с целью подготовки перспективных структур по меловым и юрским отложениям в юго-восточной части Южной ступени Ферганской впадины;
- рекомендуется возврат к глубокому бурению на площадях, где не был достигнут целевой горизонт, либо разрез не был испытан при наличии положительного заключения по данным ГИС, в том числе на площадях Сарыкурбан, Вост. Хаккулабад, Сев. Варык, Каримдевана, Кирово, Яйпан и др.

Литература

1. Акромходжаев А.М., Симоненко И.А., Зиндель Л.А., Саидходжаев Ш.Г. Предпосылки формирования зон распространения литологических и стратиграфических залежей нефти и газа Ферганы. М.: Недра. 1973. 208 с.
2. Абдуллаев Г.С., Богданов А.Н., Эйдельмант Н.К. Современное состояние и перспективы развития геологоразведочных работ на нефть и газ в Ферганском регионе Республики Узбекистан // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2021. Т. 16. № 2. С. 1–26. http://www.ngtp.ru/rub/2021/15_2021.pdf.
3. Урмонов А.Х. Структурно-тектонические особенности и перспективы нефтегазоносности кайнозойских отложений Ферганской впадины. Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Ташкент. 2025. 22 с.
4. Urmonov A.N. Structural and tectonic structure and prospects of oil and gas bearing capacity of Cenozoic deposits of the Uzbek part of northern Fergana according to 3D seismic data // International Journal of Geology, Earth & Environmental Sciences. An Open Access, Online International Journal. 2022. Vol. 12. P. 23–30. <http://www.cibtech.org/jgee.htm>.

УДАРНЫЕ РУБЕЖИ ВРЕМЕНИ АСТЕРОИДОБЛЕМ КЫРГЫЗСКОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Усупаев Ш.Э.¹, Туркбаев П.Б.²

sh.usupaev@caiag.kg, turkbaev63@mail.ru

¹ Центрально-Азиатский институт прикладных исследований Земли, г. Бишкек, Кыргызстан

² Кыргызско-Российский Славянский университет, г. Бишкек,
Кыргызстан

В течение 175 лет становления геологии в Тянь-Шане исследования проводились последовательно на базе фиксистской и затем поныне используемой модернизированной плит-динамической эволюционной концепции. При этом весьма скудно освещены геокатастрофические ударные процессы и явления в истории формирования Геоида. На картах спутниковой высокоточной гравиметрической съемки выявлены возвышения и понижения на фигуре Геоида, являющиеся палеоследами 5 крупных ударных столкновений с соразмерными инопланетными небесными телами, твердые ядра которых достигли жидкого ядра Земли, где содержится 6 взаимодействующих твердых ядер. На рисунке 1 представлены: а) эпицентр твердого ядра Земли в виде круга, закрашен розовым, его гравиинертный антиподальный центр круг выделен кругом синего цвета; б) эпицентры 5 твердых ядер Земли от ударных столкновений Геоида с подобными планетами выделены оранжевыми кругами разного размера, а их гравиинертные антиподальные центры – зелеными кругами; в) сдвиги – стрелки вдоль планетарных разломов; г) области растяжений – линиями с перпендикулярным штрихами; д) передние фронты зон сжатия – линиями с черными треугольными зубцами; е) в центре полушарий синим овалом выделена трасса ежегодного орбитального вращения твердого ядра вокруг геометрического центра Земли на расстоянии 470-500 км. Выявлены на поверхности 67 меньших по размерам палеоследов ударного падения малых небесных тел, создавшие астероидоблемные образования Земли [1-3].

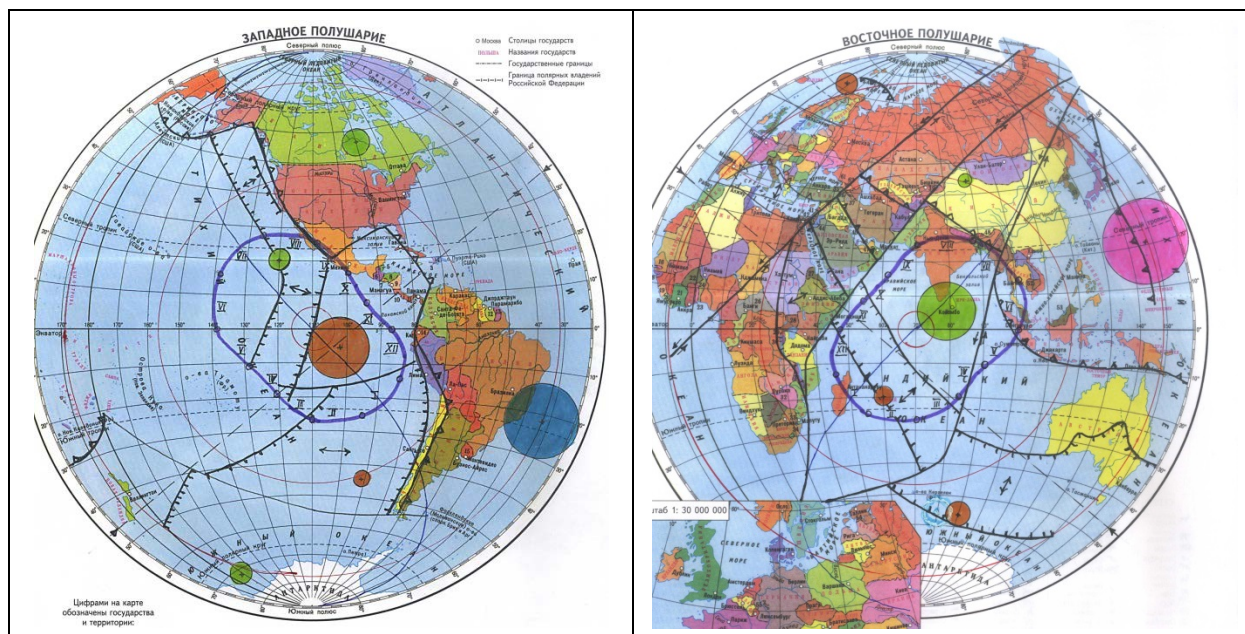


Рисунок 1 – Ноосферная карта типизации планетоблем на полушариях Геоида, трансформирующие георисками и орбитальным гравиинертным воздействием твердого ядра Земли планетосферы в Едином поле палеопрочности материи

На Геоиде кольцевые структуры имеют размеры от десятков и сотен метров до 2-3 тыс. км в диаметре. По Соловьеву В.В. и Рыжкову В.М. (1975 г.), на картах представлены до 4 тыс. кольцевых образований размерами от 20 до 3000 км, из них 50-60% – магматогенные, 20-30%

относится к тектогенным, **10% космогенные**. По Рыхловой Л.П. (1983), в кадастре космических объектов из 20000 небесных тел до 2000 имеют размеры 10 км, а 500 пролетают на опасном расстоянии от Земли. При ударном столкновении с Землей скорость астероида составляет 20 км/с, при диаметрах от 300 м до 500 м. Ударное падение вызывает региональные, а при диаметре 1500 м глобальные катастрофы. В работах Champor, Morrison (1994) и В.А. Шор (1966) астероиды имеют диаметр 10 км и более, и их ударное давление мгновенно пробивает земную кору, включая литосферные плиты [1-3]. В трудах Дженчураевой Р.Д. рассмотрены формации метасоматитов Северного и Срединного Тянь-Шаня и их рудоносность, где выявлены были впервые очагово-купольные структуры, имеющие в разрезе сети концентрических окружностей с муаровым эффектом, подобные воздействию кометного взрыва от ядерного взрыва [1-3].

На территории Тянь-Шаня Бакировым А.Б., Королевым В.Г., Киселевым В.В. (1970), Ласовским А.Г. (1974) выявлены коптогенетические образования, палеоследы Иссык-Кульской и Ферганской астероидоблем, сформировавшие месторождения полезных ископаемых. В северной окраинной части Иссык-Кульского массива, по Бакирову А., Королеву В.Г. (1970), широко развиты надвиговые нарушения, указывающие на движение толщ с юга на север, где на возвышенностях оказался слой раздробленных пород в сотни метров толщиной. В средний-поздний ордовик в пределах Кеминской складчатой зоны происходит орогенез и поднятие, где повсеместно структуры растащены, сдвинуты, повернуты и перевернуты, встречаются часто опрокинутые на север складки, пласты «стоят на головах». Отложения возрастом 490-478 млн. лет образуют в районе перевала Долон 2 сдвинутых позднее аренигского века на север и юг от Иссык-Кульской астероидоблемы тектонических блока. Вдоль бортов Иссык-Кульской депрессии развиты тектонические нарушения типа ступенчатых сбросо-взбросов с амплитудой смещения от 3-4 до 6-8 км. Глубина залегания доордовикского фундамента, по Юдахину Ф.Н. (1991 г.), в Иссык-Кульской котловине от 3 до 8,5 км, т.е. прогибание охватывало большие территории вокруг астероидоблемы, образуя кольцевой морской бассейн (по В.В. Киселеву, В.Г. Королеву (1970)) [1-3].

Сейсмическим зондированием под Иссык-Кульской депрессией установлена разуплотненная линза мантийного вещества. Характерен мощный магматизм по периферии астероидоблемы. Происходит мгновенное образование из глубинных магм полезных ископаемых. Разуплотненная мантийная линза под впадиной и дискретно локальный характер геособытий указывают, что Иссык Кульская депрессия возникла от падения астероида возрастом в 480 млн. лет. Месторождения Кумтора, Сары-Джаза, Кызыл-Омпола и Ак-Тюза сформировались от падения Иссык-Кульского астероида [1-3].

Ферганская депрессия длиной 250 км и шириной 100 км – грабен, отделенный с севера, востока и юга крупными ступенчато-разрывными зонами, с амплитудой смещения 5-7 км по Северо Ферганскому разлому. Породы нижней чангетской свиты возрастом 143-112 млн. лет залегают на палеозойских или юрских отложениях с несогласием на пачке темно-красных конгломератов-брекчий мощностью более 100 м. Заполнение осадками Ферганской депрессии происходило с востока, т.е. впадала в котловину крупная река палео-Нарына. Основная часть складок образовалась по периферии Ферганской котловины со смещением от котловины, что указывает на падение астероида с запада на восток, именно в Восточной Фергане наибольшие деформации. Поверхности граничных разломов наклонены от впадины, что свидетельствует о надвигании горного обрамления на впадину. Глубина погружения фундамента в центральном грабене достигает 10-12 км, из них 4-5 км заполнено отложениями мезозоя, а до 7,5 км – кайнозойскими отложениями. В трансграничных горных системах мощность земной коры на 10-15 км больше, чем под Ферганой. Время появления обломочного материала варьирует от конца юры до начала мела, а региональный орогенез проявился перед мелом, что подтверждает следующее: Ферганский астероид ударно столкнулся с территорией палео-Тянь-Шаня перед меловым периодом 143 млн. лет назад. Месторождения нефти и газа, углей

и ряда металлических полезных ископаемых образованы и контролируются Ферганской астероидоблемой [1-3].

Выводы. Международная геохронологическая шкала Мира и Тянь-Шаня дополнена новыми границами рубежей времени, где ударные столкновения небесных тел с Геоидом приводили к мгновенным кризисам жизни с позиции биостратиграфического обоснования шкалы времени.

Литература

1. Бакиров А.Б., Кролев В.Г. Особенности каледонской структуры Кеминской зоны Северного Тянь-Шаня // Тектоника допалеозойских и палеозойских толщ Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим.1970. С. 62-83.
2. Дженчураева Р.Д., Пак Н.Т., Никоноров В.В., Ивлева Е.А. Золоторудные месторождения Кыргызстана. Бишкек. 2020. 534 с.
3. Усупаев Ш.Э. Ноосферная инженерная геонотия палеопрочности небесных тел Мироздания и Земли // Горный журнал КГТУ им. У. Асаналиева. 2021. № 1. С. 12–22.

О ФУНДАМЕНТАЛЬНОЙ ПРОБЛЕМЕ НЕОТЕКТОНИКИ: СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ

Ходжаев А.К.¹, Умурзаков Р.А.²

khodjaev.shukur@yandex.com, umrah@mail.ru

¹ Университет геологических наук, г. Ташкент, Узбекистан

² Ташкентский государственный технический университет им. И. Каримова,
г. Ташкент, Узбекистан

О том, какое значение имеет неотектоника в понимании процессов тектогенеза общеизвестно. Не останавливаясь подробно на понятийной базе новейшей тектоники, а она довольно детально разобрана в опубликованной литературе, коснёмся тех фундаментальных определений неотектоники, которые составляют её гносеологическую основу. Уместно вспомнить труды известных учёных в этой области, с именами которых связано развитие направления неотектоники, как самостоятельной науки. К ним относятся прежде всего работы С.С. Шульца [1], В.А. Обручева [2], Н.И. Николаева [3].

Под новейшей тектоникой С.С. Шульц понимал тектонические процессы, создавшие основные черты современного рельефа Тянь-Шаня, на месте существовавшего ранее выровненного (равнинного) рельефа, сформированного в эпоху стабильного тектонического режима. Исходя из этого утверждения следует, что началом неотектонического этапа является период тектонической активизации, приведшей к смене равнинного рельефа горным. При этом, считается, что горный рельеф не подвергался выравниванию и в основных чертах соответствовал современному. Таким образом, независимо от формы проявления тектогенеза, фактор сохранения (либо не сохранения) к настоящему времени рельефа, образованного активизированными тектоническими движениями, по определению С.С. Шульца, является критерием выбора ее в качестве репера начала новейшего этапа.

В.В. Обручев определяет неотектонику, как тектонические движения и структуры земной коры позднего кайнозоя, особо отмечая их рельефообразующую роль. Т.е. им в основу понятия «неотектоника» был положен геоморфологический критерий, так же, как и у С.С. Шульца, и при выделении новейшей тектоники оба определения употребляются как синонимы. Однако, исследования геоморфологии Тянь-Шаня и сопредельных территорий за последние два-три десятилетия показали, что существуют неясные вопросы, например, что принимать за современный рельеф, и какой «репер» был принят в качестве начала отсчёта неотектонического этапа. Этот вопрос обсуждался нами в ряде публикаций [4, 5]. Дело в том, что исследование возраста рельефа в пределах Западного Тянь-Шаня позволило получить данные о том, что зачастую отнести возраст рельефа как единый, относящийся к определённому времени не удаётся. Формирование рельефа имеет полигенетическую природу, и выглядит куда более сложнее. Поэтому встаёт проблемный вопрос - о надёжности использования геоморфологического критерия выделения новейшего тектонического этапа.

Следует отметить, что возраст современного рельефа в различных регионах Земли не везде укладывается в «новейший» (позднекайнозойский) интервал, местами выходит за границу раннего кайнозоя, охватывая более ранние периоды (мезозой) [6]. При более детальном подходе оказалось, что современный рельеф Западного Тянь-Шаня традиционно считавшийся новейшим (позднекайнозойским), имеет более молодой (четвертичный) возраст [7]. В подобной ситуации рельеф, созданный в миоцене и плиоцене, и схожий с современным, в силу того же определения, не может считаться новейшим, поскольку тот рельеф к настоящему времени полностью уничтожен т.е. не является современным. Если считать современным и его, то, как можно толковать само это понятие «современный»?

Как быть в ситуации, когда непосредственно предшествовавший современному, контрастный рельеф, возникший на месте выровненного, и вместе с тем, некоторыми основными чертами отличался от современного. Можно ли этот (несохранившийся до настоящего времени) рельеф считать современным, или нужно исключить из рассмотрения в

качестве новейших, создавшие его тектонические движения? Поэтому понятие «основные черты современного рельефа» оказывается недостаточно определенным. Возникают вопросы: что следует считать основными чертами рельефа: особенности его морфоструктурного плана (тогда - какие именно), высотную контрастность (какие ее показатели) или еще что-то другое? Процесс формирования морфоструктурного плана весьма сложный, не единовременный и продолжительный. Например, морфоструктурный облик Тянь-Шаня сформировался в течение кайнозой-мезозойского времени.

О.К. Чедия [8] при изучении новейших деформаций Тянь-Шаня в качестве репера предлагал использовать эпигерцинскую поверхность выравнивания, как наиболее распространенную на территории Средней Азии. Аналогичные взгляды отражены в опубликованных работах В.И. Макарова и др. [9], И.В. Лемзина [10], М.Ф. Ивановой и др. [11] и др. Кроме того, конец прошлого и начало нынешнего столетия характеризуется внедрением в эволюцию земной коры Центральной Азии множества научных публикаций, основанных на положениях тектоники литосферных плит (см., например, [12]). И вместе с тем, при описании этапов формирования «современной структуры» орогена Тянь-Шаня отмечается, что они связаны только с двумя «главными стадиями рельефообразования- неогенового и четвертичного» [12]. Хотя, этими авторами утверждается, что «перерождение платформенных структур в орогенические происходило неоднократно, а было растянуто во времени». [12, с. 444). Анализ публикаций показывает, что этот вопрос изучен недостаточно, и требует дальнейших детальных исследований, прежде всего, геолого-геоморфологическими методами. О том, что современный рельеф может быть сформирован не только новейшими тектоническими движениями, но и в процессе длительной (с конца палеозоя по современное время) и сложной истории геолого-геоморфологического развития, и является результатом суммарного проявления разноранговых и разновозрастных процессов тектогеоморфогенеза покажем на примере Чаткало-Кураминского региона (рисунки 1 и 2).

Возраст поверхности выравнивания	Генетические типы поверхностей выравнивания							
	Первично обнаженные		Погребенные				Вторично обнаженные (откопанные)	
	Эрозион- ные	Аккумуля- тивные	Эрозионные		Аккумулятивные		Эрозионные	
	нерасчле- ненные	нерасчле- ненные	нерасчле- ненные	частично расчле- ненные	нерасчле- ненные	частично расчле- ненные	нерасчле- ненные	частично расчле- ненные
Q ₄								
Q ₃								
Q ₂								
Q ₁								
N ₂ ³ -Q ₂								
N ₂ ³ -Q ₁								
N ₂ ³								
N ₁ -N ₂								
P ₃ -N ₁								
P ₂ , K ₂ -P ₂								
J ₃								
T ₁ -T ₂								

Рисунок 1 – Генетические типы и возрастной интервал формирования полигенетических поверхностей выравнивания Чаткало-Кураминского региона

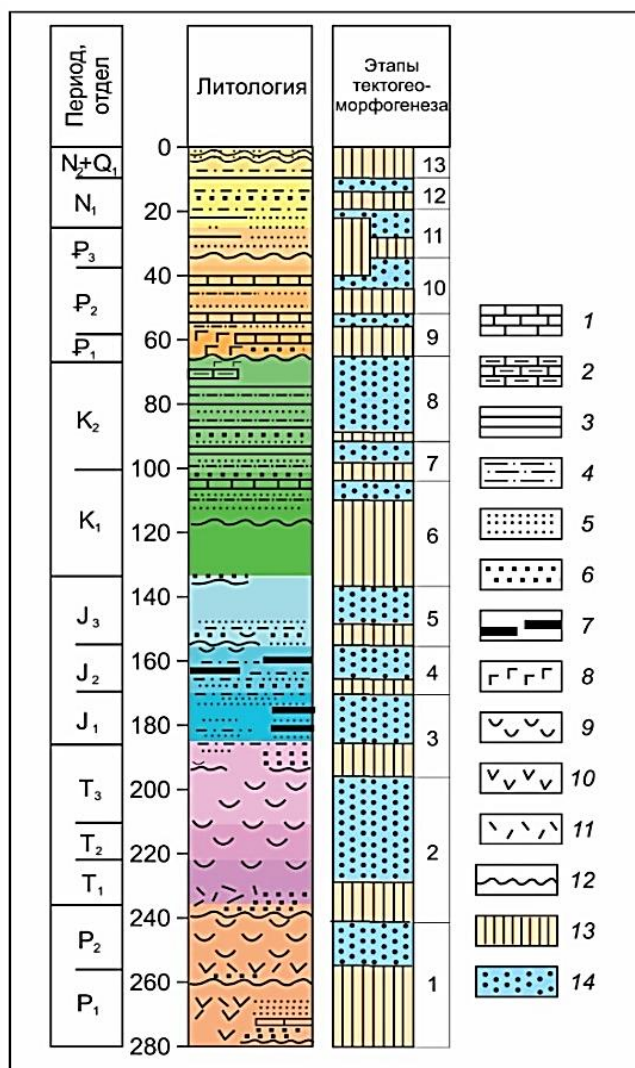
Картирование поверхностей выравнивания в сопоставлении с коррелятивными с ними отложениями территории Чаткало-Кураминского региона позволили выявить разновозрастные полигенетические поверхности выравнивания, свидетельствующие о ритмической природе историко-геоморфологического развития региона (рисунок 1). В целом, по возрастным и морфологическим признакам удалось разделить их на следующие три группы: первично-обнажённые, погребённые и вторично-обнажённые (откопанные). В пределах этих групп в зависимости от их генезиса выделены два типа: в первой и второй группах – эрозионные и аккумулятивные; в третьей группе – эрозионные. По степени сохранности они подразделены на нерасчленённые, и частично расчленённые. В целом, все поверхности были разделены и по генезису, и по возрасту (рисунок 1): 1-современные (Q_4), 2-позднечетвертичные (Q_3), 3-среднечетвертичные (Q_2), 4-раннечетвертичные (Q_1), 5-позднеплиоцен-среднечетвертичные ($N_2^3 - Q_2$), 6-позднеплиоценовые-раннечетвертичные ($N_2^3 - Q_1$), 7-позднеплиоценовые (N_2^3), 8-миоцен-плиоценовые ($N_1 - N_2$), 9-олигоцен-раннемиоценовые ($P_3 - N_1$), 10-эоценовые (P_2), поздне меловые-эоценовые ($K_2 - P_2$), 11-позднеюрские (J_3), 12-средне-поздне-триасовые ($T_2 - T_3$).

Высотная контрастность рельефа имеет непрерывно-прерывистый характер, составляющими которого являются сменяющие фазы активизации и относительной стабилизации тектоно-геоморфологической деятельности. Последняя проявлялась неравномерно по площади, имела неоднородную интенсивность и формы унаследованного и наложенного проявления. Решающую роль в создании современного рельефа в различных

регионах могли выполнять разновозрастные фазы активизации, что позволяет утверждать о разновременности процессов формирования основных черт современного рельефа, о асинфазности формирования морфоструктурного плана и высотной контрастности.

Подобная ситуация заставляет утверждать, что геоморфологический критерий выделения неотектонического этапа, в предлагавшейся редакции отмеченных выше учёных, не недостаточен для выбора какой-нибудь активизации – как начальной, неотектонической.

Рисунок 2 – Этапность геолого-геоморфологического развития Чаткало-Кураминской горной системы. Стадии накопления осадков: 1-карбонатных, 2-глинисто-карбонатных, 3-глинистых, 4-песчано-глинистых, 5-песчаных, 6-грубообломочных, 7-угленосных, 8-гипсоносных; 9-кора выветривания; вулканиты: 10-среднего и основного состава, 11-кислого состава; 12-несогласия. Фазы различной интенсивности режимов тектогенеза: 13-активные, 14-относительно стабильные.



Другой не менее важный аспект проблемы выбора реперной поверхности заключается в том, что формирование основных черт

современного рельефа является суммарным результатом рельефообразования разновозрастных активизаций. Другими словами, современный рельеф возникает как суммарное проявление рельефообразующих факторов самой поздней тектонической активизации, которая накладывается на остаточный эффект прежних активизаций, но уже прекратившихся. Отмеченные выше геолого-геоморфологические признаки (угловые несогласия, стратиграфические перерывы, поверхности выравнивания, быстрая смена седиментационно-палеогеографической обстановки, внезапное появление в фациальном разрезе слоев грубообломочных пород, активизация вулкано-магматической деятельности) нашли отражение в сводном геологическом разрезе Чаткало-кураминского региона (рисунок 2). Каждая из выделенных этапов отличается своими структуро- и рельефообразующими, а также разновозрастными и разноранговыми особенностями. Длительность этапов тектомогенеза колеблется в широком геохронологическом диапазоне от 15 млн. лет (седьмой этап) до 40 млн. лет (второй этап).

Таким образом, можно сделать выводы о том, что накопленные новые данные различных геолого-геоморфологических наук показывают о несостоятельности использования «рельефа» в качестве геоморфологического критерия, ввиду разновозрастного его формирования. На примере Чаткало-Кураминского региона видно, что он претерпел длительную и сложную историю тектогеоморфогенеза под воздействием многократной смены разномасштабных по площади и длительности фаз усиления и ослабления тектонических движений. Следует отметить, что во второй половине олигоцена и раннем миоцене (около 5-10 млн. лет) интенсивность восходящих движений в Чаткало-Кураме заметно снизилась. Наблюдалась фаза активизации тектонических движений в среднем миоцене, что видно по преимущественному преобладанию в коррелятных отложениях гравелитов и конгломератов. Последний этап тектонической активности длительностью менее 5 млн. лет приходится на среднеплиоцен-четвертичное время, которое обусловило формирование современного контрастного горного рельефа.

Исходя из высказанного возникает необходимость пересмотра существующих и разработки новых картографических материалов, отражающих процессы позднекайнозойского тектогенеза, и должны явиться основой современной геодинамики и сейсмогеодинамики. В конечном счёте на этом основываются все прогнозные сейсмологические, сеймотектонические и инженерно-геологические построения.

Литература

1. Шульц С.С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М.: Географгиз. 1948. 223 с.
2. Обручев В.А. Основные черты кинетики и пластики неотектоники // Известия АН СССР. Сер. геол. 1948. № 5. С. 13-24.
3. Николаев Н.И. Новейшая тектоника СССР. М.-Л.: Изд. АН СССР. 1949. 296 с.
4. Ходжаев А.К., Наймарк А.А. Неотектоника и тектодинамика Западного Тянь-Шаня. (этапность мезозойско-кайнозойского тектогеоморфогенеза). Ташкент: Фан. 1988. 151 с.
5. Ходжаев А.К., Умурзаков Р.А. О состоянии проблемы выбора исходной поверхности выравнивания при изучении новейшей тектоники Тянь-Шаня // Геология и минеральные ресурсы. 2023. № 1. С. 5-9.
6. Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии / Отв. ред. К.В. Боголепов. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние. 1973. . 274 с. (Труды Института геологии и геофизики СО АН СССР. Вып. 173).
7. Джамалов Д.Б., Зияханов З., Сираджитдинов В.Б. Четвертичная тектоника зоны сочленения Срединного и Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан. 1986. 192 с.

8. Чедия О.К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим. 1986. 312 с.
9. Макаров В.И., Макарова Л.И., Соловьёва Л.И. Рельеф и сохранность орогенных поверхностей выравнивания Тянь-Шаня в связи с новейшей тектонической структурой // Структурная геоморфология горных стран. М.: Наука. 1975. С. 161-166.
10. Лемзин И.Н. Геоморфология и палеогеография Чаткальской впадины в кайнозое. Фрунзе: Илим. 1988. 90 с.
11. Иванова М.Ф., Макаров В.И., Макарова Н.В., Соловьёва Л.И. Предорогенная поверхность выравнивания и условия ее сохранности в Тянь-Шане // Вестник МГУ. Серия 4: Геология. 1973. № 6. С. 75-79.
12. Далимов Т.Н., Троицкий В.И. Эволюционная геология (история геологической эволюции Земли). Ташкент: «Universitet», «Yangiyol poligtraf servis». 2005. 584 с.

МАЛЫЕ СКЛАДКИ ЕДИНИЧНОГО ВЯЗКОГО СЛОЯ КАК ОБЪЕКТЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВЕЛИЧИНЫ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО СОКРАЩЕНИЯ, ПРОФИЛЬ ПО р. КАРАБУРА, ТАЛАССКИЙ ХРЕБЕТ, КЫРГЫЗСТАН

Яковлев Ф.Л.¹, Фролова Н.С.², Абдиева С.В.³

yak@ifz.ru

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

² Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

³ Кыргызско-Российский Славянский университет, г. Бишкек, Кыргызстан

Детальные профили Таласо-Каратаусской зоны каледонской складчатости [1] были использованы для построения ее сбалансированной структуры и для определения величины сокращения [2]. Величина сокращения для всего профиля «Шильбилисай» составила $K=L_0/L_1 = 4.45$ (при $L_1=26.4$ и $L_0=118.5$ км), а для 12 его частей – менялась от $K=3.79$ до $K=5.52$. Величины сокращения в целом были распределены вдоль профиля равномерно. Эти данные были использованы для построения глубокой структуры коры и мантии, которое показало результаты, не предусмотренные существующими геодинамическими моделями [3]. В связи с этим было очень важно определить величину деформации по отдельным складкам.

На профиле «Карабура» в ядре антиклинали с широким (около 50 м) замком в 8 км от Таласо-Ферганского разлома в кембрийском тонкослоистом карбонатном флише карабурунской свиты были обнаружены складки единичного вязкого слоя, которые формируются, если вязкий слой в подошве флишевого ритма (известняк) имеет мощность около 0.1 – 0.05 от всей мощности ритма, а контраст вязкости «слой/среда (сланцы)» – около 10-50. Вязкие слои образуют регулярные синусоидальные складки, размер которых зависит от мощности слоя (длина крыла составила 5-40 см). Сопоставление формы слоя в расчетной модели складок с морфологией природных складок позволяет оценить их сокращение и контраст вязкости [4]. Изучение ряда складок показало величины сокращения K от 4.1 до 6.5 с контрастом вязкости 40, что подтвердило региональные данные. Были отобраны образцы пород для уточнения их состава и характера внутрислойных деформаций.

Литература

1. Гончаров М.А., Малюжинец А.Г., Фролова Н.С. Условия и механизм формирования складчатости Таласского хребта. Отчёт о результатах полевых работ 1972-1979 гг. М.: МГУ. 1988. 342 с.
2. Yakovlev F., Gaidzik K., Voytenko V., Frolova N. Balanced cross-section restoration in a complicated folded hinterland structure: Shilbilisaj profile, Talas ridge, Caledonian Tien Shan // Terra Nova. 2023. 35. 1. P. 1-14.
3. Яковлев Ф.Л., Фролова Н.С. О строении земной коры каледонского и современного Таласского Алатау по профилю Шильбилисай – по данным предварительного определения величин складчатого горизонтального сокращения // Геотектоника и геодинамика сейсмоактивных районов. Материалы всероссийской научной конференции. М.: Изд. ИФЗ РАН. 2022. С. 490-500.
4. Яковлев Ф.Л. Оценка деформаций в складчатой области по дисгармоничным складкам // Бюллетень МОИП. Отдел геол. 1978. Т. 53. № 5. С. 43-52.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНАЯ ВЕРСИЯ СБАЛАНСИРОВАННОЙ МОДЕЛИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА КАЛЕДОНИД ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТАЛАССКОГО ХРЕБТА

Яковлев Ф.Л.¹, Фролова Н.С.², Стрельников А.А.¹

yak@ifz.ru

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

² Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

Таласо-Каратауская зона каледонской складчатости расположена в северо-западной части Киргизской республики в Таласском хребте. Севернее Таласо-Ферганского разлома здесь выделяются три структурно-фациальных блока [1]: Узунахматский, Карагоинский и Кумыштагский. Осадочный чехол Таласо-Каратауской зоны в двух основных блоках представлен флишевыми толщами общей мощностью около 6 км, поверх которых залегает аллохтонная пластина Крагоинского блока с осадками мощность 4 км, выходящая в крупной синклинали в средней части структуры. Осадочный чехол всех трех блоков смят в интенсивные тесно сжатые складки (рисунок 1), местами имеющих малые размеры – до первых сантиметров. В Таласо-Каратауской зоне ее складчатая структура, занимающая площадь около 30 × 150 км, была подробно изучена [1] – по долинам основных рек были составлены семь геологических профилей масштаба от 1:25000 до 1:10000. Нами были изучены три профиля по рекам Бакаир (II), Шильбилисай (III) и Карабура (IV).

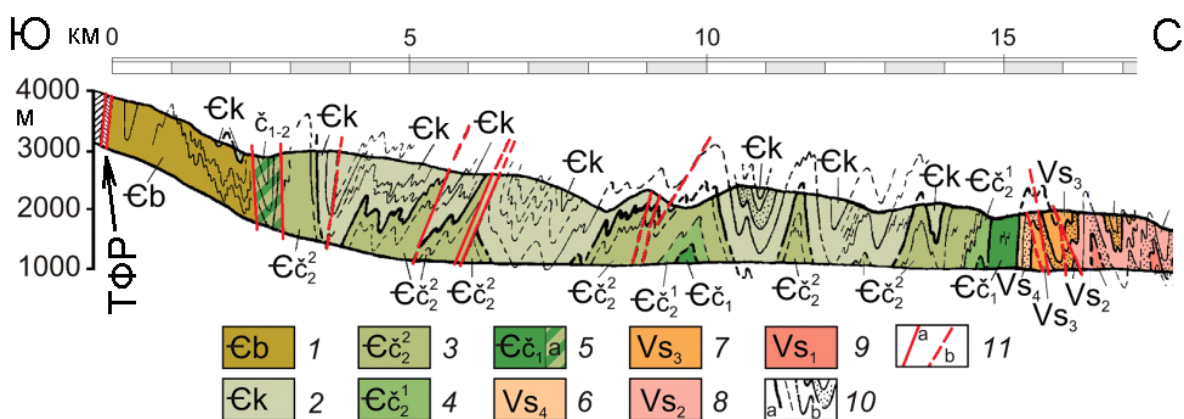


Рисунок 1 – Характер складчатости в южной части разреза III (по [1; 2]). 1-5 – Свиты кембрийского возраста и их горизонты – бакаирская, карабуринская, чаткарагайская; 6-9 – Горизонты сарыджонской свиты вендского возраста; 10 – Слоистость; 11 – Разломы, достоверные и предполагаемые (ТФР – Таласо-Ферганский разлом)

Для реконструкции наиболее точной структуры региона в доскладчатом и современном состоянии был использован метод построения сбалансированных профилей для структур хинтерланда [3, 4]. Для этого на первом шаге в соответствии с системой иерархии складчатых структур [4] профили делились на «структурные домены» размером 0.5 – 2 км вдоль профиля. В доменах замерялся ряд структурных признаков (наклон осевой поверхности складок, угол при вершине складки, наклон зеркала складок). С помощью трех кинематических операций (поворот, горизонтальный простой сдвиг и растяжение) определялось доскладчатое состояние каждого домена, в том числе – восстанавливался доскладчатый отрезок линии профиля. Далее домены объединяются в полный доскладчатый профиль. В профиле выделяются «структурные ячейки» путем объединения нескольких доменов таким образом, чтобы длина ячейки была примерно равна мощности осадочного чехла. Для структурных ячеек определяется величина сокращения как отношение доскладчатой и современной их длины. Первоначально был исследован профиль III по р. Шильбилисай, имеющий современную длину 26.4 км [2]. В нем

были выделены 63 домена, объединенных в 12 ячеек; доскладчатая длина профиля составила 118.5 км. Общая величина сокращения составила ($K=L_0/L_1 = 4.45$); величины сокращений в ячейках менялись от 3.79 до 5.52 и распределялись вдоль профиля вполне равномерно с небольшим ослаблением в центре (рисунок 2).

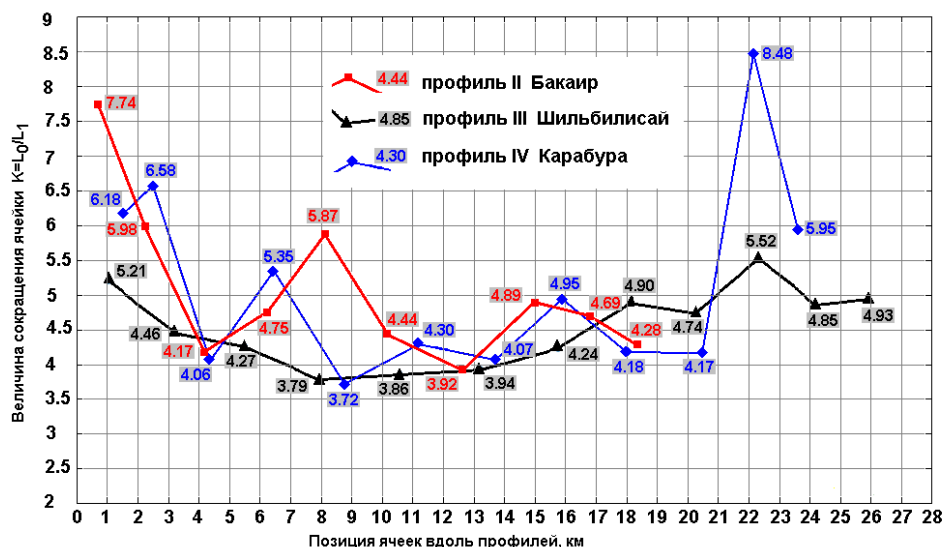


Рисунок 2 – Распределение величины сокращения $K=L_0/L_1$ (показаны цифрами) в структурных ячейках профилей II, III и IV. Для II и IV см. также таблицы 1 и 2

На следующем этапе исследования была получена сбалансированная модель осадочного чехла в пределах структурных ячеек. Для этого использовалась стратиграфическая модель, в которой все границы подразделений имели точную глубину, а также трехстадийная модель развития, включающая в себя три условных стадии: доскладчатую (1), постскладчатую дороженную (2) и стадию поднятия и размыва (3) [3, 4]. На стадии 2 реализовывалось все сокращение (без поднятия), мощность чехла увеличивалась, а на стадии 3 ячейка поднималась по вертикали на высоту линии профиля таким образом, чтобы там оказались определенные стратиграфические подразделения. Первоначально построения были выполнены для профиля III [5], результат показан в графической модели 12 структурных ячеек (рисунок 3 Б).

Таблица 1 – Параметры структурных ячеек для профиля II (1-10), по р. Бакаир: глубина кровли фундамента для трех стадий развития (1, 2, 3; в км), длина ячейки доскладчатая, длина ячейки современная, величина сокращения, амплитуда поднятия и разница глубин кровли фундамента для стадий 3 и 1. Значком «*» показаны ячейки с неуверенным результатом по величине сокращения и по ее производным.

ячейка	глуб. 1	L_0 , км	L_1 , км	сокращ. $K=L_0/L_1$	глуб. 2	глуб. 3	ампл. подн. км	разн. км
II-1*	-10.0	10.74	1.39	7.75*	-77.5	-18.0	59.5	-8.0
II-2*	-10.0	10.36	1.73	5.99*	-59.9	-16.7	43.2	-6.7
II-3	-10.0	8.85	2.12	4.17	-41.7	-10.2	31.5	-0.2
II-4	-10.0	9.52	2.01	4.74	-47.4	-12.0	35.4	-2.0
II-5	-10.0	10.49	1.79	5.88	-58.8	-15.5	43.3	-5.5
II-6	-10.0	10.12	2.28	4.44	-44.4	-11.2	33.3	-1.2
II-7	-10.0	10.22	2.61	3.92	-39.2	-6.7	32.5	3.3
II-8	-10.0	10.55	2.16	4.90	-49.0	-6.3	42.8	3.7
II-9	-10.0	6.94	1.48	4.69	-46.9	-2.8	44.1	7.2
II-10	-10.0	6.85	1.60	4.27	-42.7	-3.6	39.1	6.4

В настоящем исследовании были изучены два других профиля – к западу (II) и востоку (IV) от р. Шильбилисай. Результаты представлены в таблицах 1 и 2 в виде величин сокращения структурных ячеек, глубин кровли фундамента для всех стадий развития, амплитуды поднятия и размыва верхней части чехла. Были построены графические модели современной структуры этих двух профилей, включая размытую часть структуры (рисунок 3 А, В).

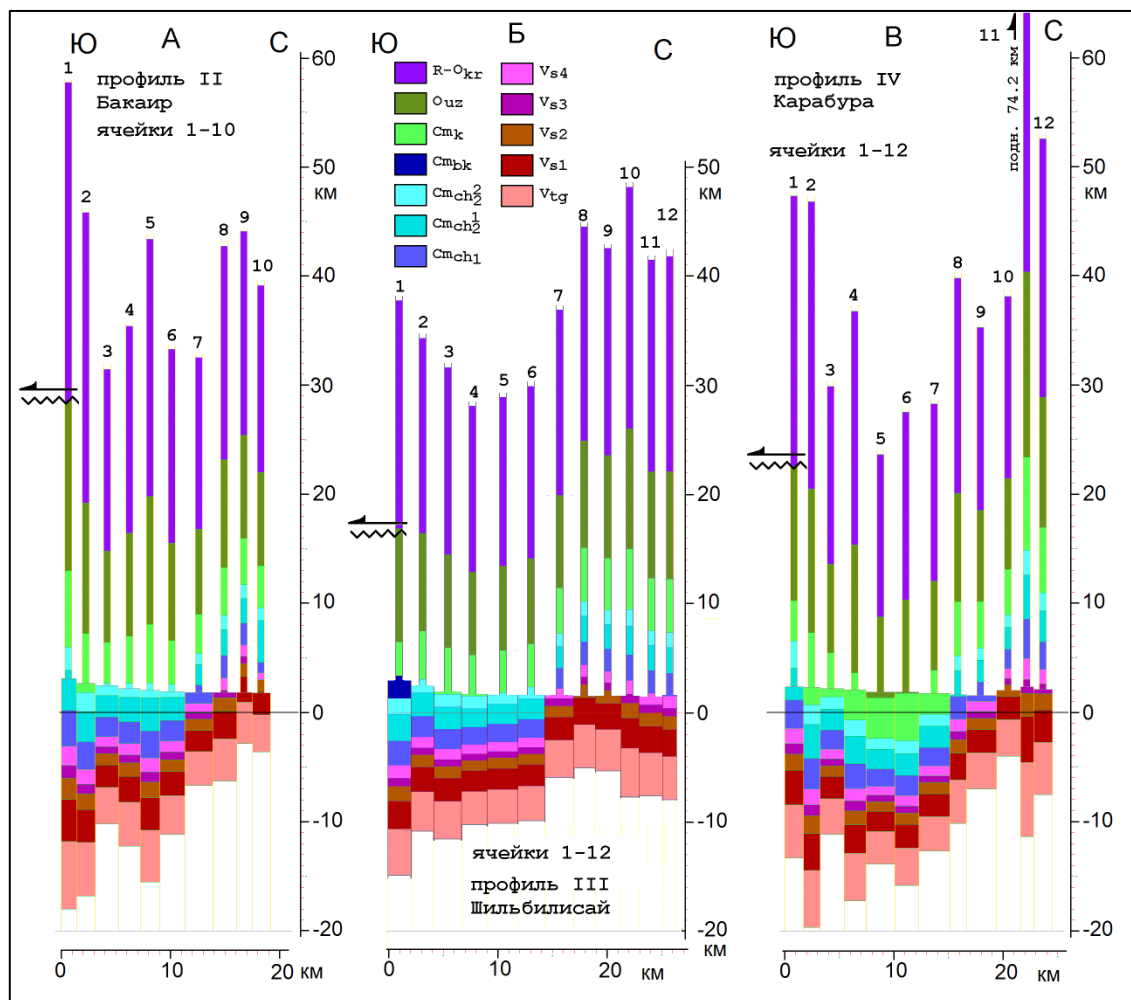


Рисунок 3 – Положение структурных ячеек в сбалансированной модели современной структуры (стадия 3) для осадочного чехла Таласо-Каратауской зоны по профилям II (А), III (Б), IV (В). Показаны вертикальные позиции границ стратиграфических подразделений ниже поверхности земли и в размытой части структуры (показаны столбиками). За кровлю фундамента принята подошва тагыртауской свиты венда (Vtg). В условных знаках (Б) даны индексы возраста для подразделений стратиграфической модели (см. рисунок 1); в верхней части структуры (индекс R-Okr) показаны толщи рифея – ордовика Карагоинского блока.

В профиле II Бакаир были выделены 62 домена и 10 структурных ячеек. Сокращение зоны составило $K=L_0/L_1=4.94$ ($L_1=19.1$ и $L_0=94.6$ км). Величины сокращения вдоль профиля менялись с заметным разбросом (рисунок 2; таблица 1); два южных значения превышали отметку $K=5.9$. В профиле IV были выделены 53 домена и 12 ячеек, сокращение структуры составило $K=4.88$ ($L_1=24.5$ и $L_0=119.6$ км). Здесь две южных и две северных ячейки также показали большое сокращения (таблица 2), которые считаются ненадежными (возможная причина – неточность структуры с плохой обнаженностью)

Таблица 2 – Параметры структурных ячеек для профиля IV (1-12), по р. Карабура. Параметры данных – те же, что и в таблице 1.

ячейка	глуб. 1	L ₀ , км	L ₁ , км	сокращ., K=L ₀ /L ₁	глуб. 2	глуб. 3	ампл. подн. км	разн. км
IV-1*	-9.83	10.73	1.74	6.17*	-60.7	-13.4	47.3	-3.5
IV-2*	-10.1	9.94	1.51	6.58*	-66.5	-19.7	46.8	-9.6
IV-3	-10.1	8.97	2.21	4.07	-41.1	-11.2	29.9	-1.1
IV-4	-10.1	10.59	1.98	5.35	-54.0	-17.3	36.7	-7.2
IV-5	-10.1	9.91	2.67	3.72	-37.6	-13.9	23.7	-3.8
IV-6	-10.1	9.51	2.21	4.29	-43.4	-15.9	27.5	-5.8
IV-7	-10.1	11.58	2.85	4.07	-41.1	-12.7	28.3	-2.6
IV-8	-10.1	7.45	1.51	4.95	-50.0	-10.1	39.9	-0.0
IV-9	-10.1	11.57	2.77	4.18	-42.3	-7.0	35.3	3.1
IV-10	-10.1	9.15	2.19	4.17	-42.1	-4.0	38.1	6.1
IV-11*	-10.1	9.97	1.18	8.47*	-85.6	-11.4	74.2	-1.3
IV-12*	-10.1	10.26	1.73	5.95*	-60.1	-7.5	52.6	2.6

Распределение сокращения вдоль профилей в целом является равномерным с плавным снижением значений к центру структуры. Расчетные данные по глубине кровли фундамента всех трех профилей в целом близки к доскладчатой величине (-10 км) – параметр «разница между стадиями 3 и 1» (последний столбец таблиц) слабо меняется с запада на восток (-0.3, 1.31, -1.9). При этом южная часть структуры сильнее погружена («глубина 3»: от 12 до 15 км), чем центральная (от 10 до 15.6 км) и северная (от 4.9 до 8.8 км). Чрезвычайно большое поднятие и размыв верхней части структуры определяется величиной сокращения: в среднем с запада на восток оно составило 40.5, 37.2, 40.0 км, достигая 40 – 50 км и более по краям и снижаясь в центре (рисунок 3). На основании равномерности сокращения была рассчитана структура коры и современная глубина пород, ранее занимавших позицию Мохо (для начала рифея); она составляет 190 км [5]. Это указывает на уплотнение пород бывшей коры до мантийных значений.

Материалы профиля III, вслед за изучением складчатости Большого Кавказа, были использованы для диагностики геодинамических процессов формирования структур коры и верхней мантии методом факторного анализа [6]. Сравнительные данные по двум регионам показали действие здесь тех же двух факторов («изостазия» и «сокращение»), формировавших Большой Кавказ, которые связаны с изменениями плотности пород коры и мантии.

Исследование выполнено в рамках Госзадания ИФЗ РАН № FMWU-2025-0039.

Литература

1. Гончаров М.А., Малюжинец А.Г., Фролова Н.С. Условия и механизм формирования складчатости Таласского хребта. Отчёт о результатах полевых работ 1972-1979 гг. М.: МГУ. 1988. 342 с.
2. Yakovlev F., Gaidzik K., Voytenko V., Frolova N. Balanced cross-section restoration in a complicated folded hinterland structure: Shilbilisaj profile, Talas ridge, Caledonian Tien Shan // Terra Nova. 2023. 35. 1. P. 1-14.
3. Яковлев Ф.Л. Реконструкция складчато-разрывных структур в зонах линейной складчатости по структурным разрезам. М.: ИФЗ РАН. 2017. 60 с.
4. Яковлев Ф.Л. Многограновый деформационный анализ линейной складчатости на примере альпийского Большого Кавказа. Дис. ... д-ра геол.- мин. наук. М.: ИФЗ РАН. 2015. 472 с.

5. Яковлев Ф.Л., Фролова Н.С. О строении земной коры каледонского и современного Таласского Алатау по профилю Шильбилисай – по данным предварительного определения величин складчатого горизонтального сокращения // Геотектоника и геодинамика сейсмоактивных районов. Материалы всероссийской научной конференции. М.: Изд. ИФЗ РАН. 2022. С. 490-500.
6. Яковлев Ф.Л., Горбатов Е.С. Первые данные о подоби геодинамических процессов формирования складчатости Большого Кавказа и Тянь-Шаня // Динамическая геология – проблемы и достижения. Материалы Всероссийской научной конференции. М.: Перо. 2023. С. 106-111.

Секция 2

*История исследования Тянь-Шаня, основные этапы и
достижения*

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ СЕЙСМОПРОГНОСТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА ТЯНЬ-ШАНЕ

Абдуллаев А.У.

u.abdullaev@mail.ru

ТОО «Национальный научный центр сейсмологических наблюдений и исследований»

МЧС РК, г. Алматы, Казахстан

Наряду с другими важнейшими направлениями в науках о Земле в Тянь-Шанском регионе широкое развитие получила новая наука «сейсмогидрогеохимия», базирующаяся на анализе флюидного режима земной коры с целью распознавания подготовки землетрясений, разработки методов их прогнозирования методами современной гидрогеологии, гидрогеохимии, гидрогеодинамики.

Толчком возникновения этого направления науки послужили катастрофические землетрясения, произошедшие в конце XIX - начале XX веков на Северном Тянь-Шане с магнитудой 7-8.5. Это вызвало тогда бурное обсуждение в российском обществе (Беловодское землетрясение 1865 г. с $M=6.8$, Верненское землетрясение 1887 г. с $M=7$, Чиликское землетрясение 1889 г. с $M=8.5$, Кеминское землетрясение 1911 г. с $M=8.4$). Для исследования этих катастроф Российская Академия наук направила в этот регион лучших специалистов-ученых геологов своего времени – В.И. Мушкетова, К.И. Богдановича, И.М. Кларк, В.И. Наливкина. Тогда основатель сейсмологии Б.Б. Голицын развивал идею о принципиальной возможности прогнозирования разрушительных землетрясений, чтобы спасти прежде всего жизнь людей и составил первую программу работ, которая в 30-40 годах была реализована в геофизическом институте академиком Г.А. Гамбурцевым, включая программу исследования геофизических полей, высказал идею, что перед сильными землетрясениями должны произойти изменения химического состава подземных вод и газов. После катастрофического Ашхабадского землетрясения ($M=7.3$) в 1948 г. и Ташкентского землетрясения ($M=5.3$) в 1966 г. эта идея приобрела реальное научное подтверждение: после Ташкентского землетрясения в результате детальных исследований всех предшествующих этому событию явлений и процессов были установлены газогидрохимические предвестники, послужившие научному открытию №129, 1979 г.

После этих широкорезонансных исследований идея о возможности прогнозирования сильных землетрясений подтвердилась на примере Дагестанского землетрясения 1970 г. ($M=5.8$) на Кавказе и Сарыкамышского землетрясения ($M=6.8$) в Киргизии. В утверждении данной идеологии весьма важную роль имело прогнозирование Хайчэнского землетрясения 4 февраля 1975 года ($M=7.3$) в северо-восточном Китае. Однако в 1976 г. в том же районе Китая произошло Таншаньское землетрясение с $M=7.5$, которое официально оказалось не предсказанным.

Следующий этап развития сейсмогидрогеохимических и гидрогеодинамических работ начался с организации специальной сети многопараметрического мониторинга. В непрерывном режиме исследовались около 20 химических и физических параметров подземных вод во всех республиках бывшего СССР, где часто происходят землетрясения, эта работа особенно широко развивалась в Китае, Японии, Италии и США. В разработке научных основ таких исследований принимала участие большая группа ученых из России (И.К. Киссин, Г.И. Войтов, Г.М. Варшал, В. Серебряков, Г.С. Вартанян, П.В. Куликов, Г. Капылова, Д.Р. Осика и др.); в Казахстане (А.У. Абдуллаев, В.А. Мизёв, А.Б. Оспанов, Т.А. Айтуаров, П.В. Чайковский); Узбекистане (А.Н. Султанходжаев, Г.Ю. Азизов, С.А. Латипов, Ш. Юсупов и др.); Киргизии (А.У. Абдуллаев, Э. Мамыров, Д. Кендербаева, В. Гребенникова); Китае (Ли Шеньху, Вань Чэньмин, Джан Вей, Джав Зочень, Сай Джунчун, Ван Дао и др.); Японии (Х. Вахита и др.).

Современный этап исследований. Характеризуется, прежде всего, созданием теоретических научных основ гидрогеохимических и гидрогеодинамических

сейсмопрогнозных исследований методов прогнозирования землетрясений. Идеология на начальном этапе основывалась на создании сети многопараметрических ГГХ и ГГД наблюдений на специальных полигонах. При этом научные основы методов наблюдения опирались на известные теоретические модели подготовки землетрясений - «ЛНТ» и «ДД» (Г.А. Соболев, 1993). В дальнейшем для теоретического обоснования методов прогноза на полигонах нами была разработана теория отражений современных геодинамических процессов во флюидном режиме земной коры (Абдуллаев, 2001). Была создана феноменологическая модель функционирования локально-равновесных гидрогеохимических систем в сейсмоактивных областях, которая непрерывно работает в условиях квазистационарного режима (рисунок 1).

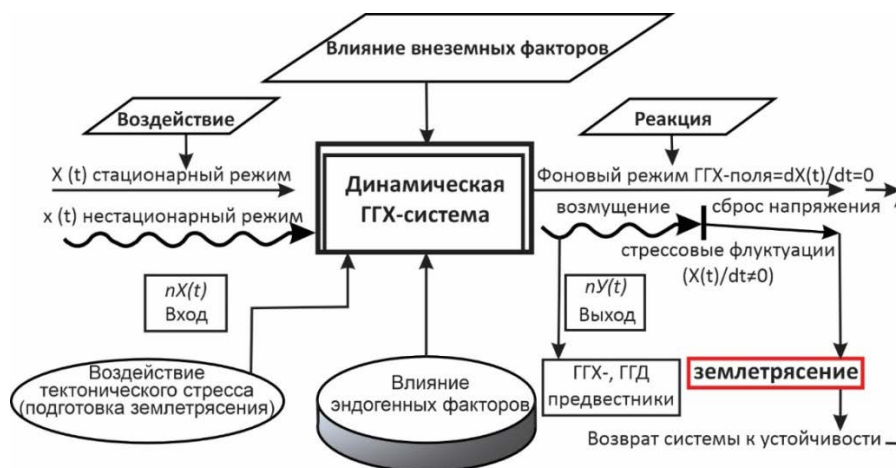


Рисунок 1 – Феноменологическая модель функционирования локально-равновесных гидрогеохимических систем подземных вод в сейсмоактивных районах

Особенность этой системы заключается в том, что она работает в цепи квазистационарного состояния: «воздействие – реакция», где входные и выходные параметры равны между собой и равны нулю. Только тектонический стресс (подготовка землетрясений) нарушает это равновесие, что приводит к возникновению различных экзотических аномалий в локально-равновесных системах.

Международное сотрудничество. На следующем этапе развития сейсмогидрогеохимического направления в сейсмологии началось формирование в этой области международного сотрудничества, которое охватывает сбор и анализ данных, полученных на полигонах среднеазиатских республик (в настоящее время независимых стран Центральной Азии) и СУАР КНР (рисунок 2).

При дальнейших исследованиях выяснилось, что многие выявляемые аномалии не связаны с конкретными землетрясениями, а были обусловлены прямым воздействием на флюидный режим внешних атмосферных и космофизических факторов и техногенных помех. Иногда за аномалии принимались изменения, связанные по природе с периодическими процессами. Эти факторы создавали большой шум и искусственные эффекты, сопоставимые по величине с аномалиями, действительно возникающими при подготовке сильных землетрясений. В результате возникла необходимость разработать целую систему методов очищения временных рядов (ВР) от влияния внешних факторов.

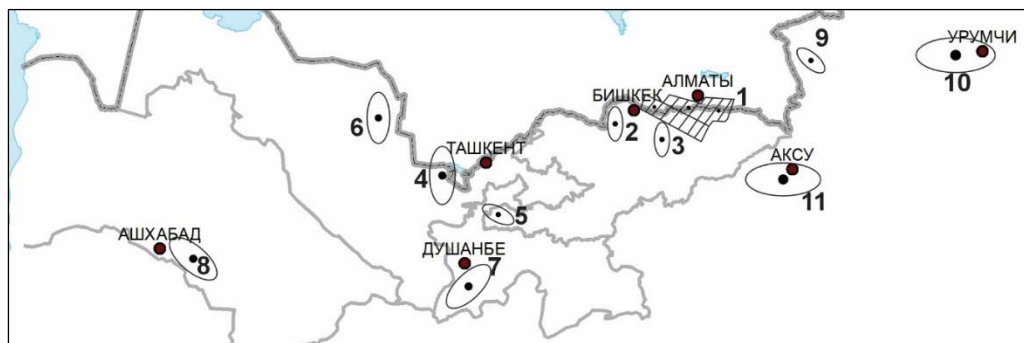


Рисунок 2 – Обзорная карта районов функционирования сейсмогидрогеологического мониторинга в сейсмоактивных районах Тянь-Шаня (состояние на XX столетие (на базе более 80 пунктов наблюдений). Полигоны: 1 - Алматинский; 2 - Бишкекский; 3 - Иссык-Кульский; 4 - Ташкентский; 5 - Ферганский; 6 - Кызыл-Кумский; 7 - Душанбинский; 8 - Ашхабадский; 9 - Джунгарский; 10 - Урумчинский; 11 - Аксуйский (СУАР КНР)

Далее было установлено, что ГГХ и ГГД, предвещающие землетрясения аномалии (ЗТ), возникают на месте наблюдения и отражают перестройку напряженно-деформированного состояния (НДС) в районах подготовки землетрясений (рисунок 3).



Рисунок 3 – Технология сбора и обработки данных мониторинга флюидных параметров и формирование прогнозных заключений ожидаемых землетрясений в Центральной Азии

Основные результаты исследований ГХ-, ГГХ- и ГГД-предвестников, полученные по всем прогностическим полигонам мира, позволяют сформулировать следующие выводы: нет универсальных предвестников землетрясений и нет стандартных сценариев возникновения предвестников. В этой связи можно констатировать неэффективность старых представлений о поисках предвестников землетрясений, что востребовало поиски новых подходов и новых парадигм прогноза на основе теории критичности и теории отражения современных геодинамических процессов во флюидном режиме земной коры. Опыт полигонных исследований показывает, что каждая наблюдательная станция имеет свою автономную информативность и индикативные показатели, которые находятся в прямой зависимости от конкретных геолого-тектонических условий ее локализации. Причина, приводящая к развитию очагов и возникновению предвестниковых аномалий ЗТ на значительной площади, единая: это – возникновение аномальных напряжений на стыках геоблоков и их «переупаковка», развития геодинамической неустойчивости.

Представление об автономной информативности наблюдательных станций приводит нас к необходимости исследовать совокупные аддитивные показатели флюидных систем отдельных станций. В этом плане наиболее продуктивными представляются такие

синтезированные критерии, как совокупный комплексный параметр ξ (ионная сила раствора) (Is) (рисунок 4).

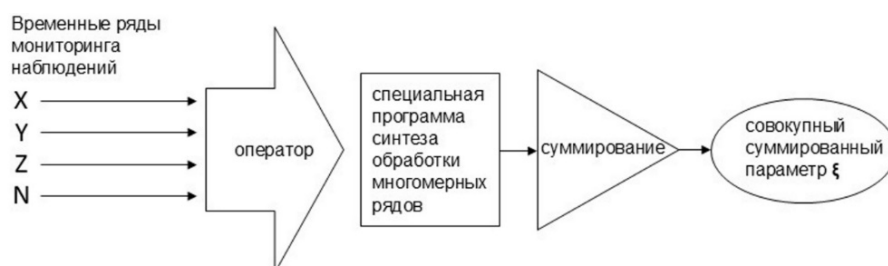


Рисунок 4 – Принципиальная модель системы обработки многопараметрического ГГХ- и ГГД-мониторинга в сейсмоактивных районах с целью получения интегральных показателей

На Алматинском прогностическом полигоне изучалось наибольшее количество параметров подземных вод по сравнению с другими полигонами (до 40 параметров). Общими являются четыре группы показателей подземных вод – физико-химический, гидрогеодинамический, ионно-солевой состав и газовая составляющая.

Краткосрочный прогноз, как наиболее содержательная часть прогноза на вероятной основе в условиях Тянь-Шаня осуществляется по комплексу данных мониторинга флюидных параметров и анализа аномальных ситуаций в реальном времени, являясь важнейшей неотъемлемой частью единой системы прогноза и оценки сейсмической опасности в Тянь-Шанском сейсмоактивном поясе. Коэффициент вероятности здесь в лучшем случае достигает до 0.7 (рисунок 5).

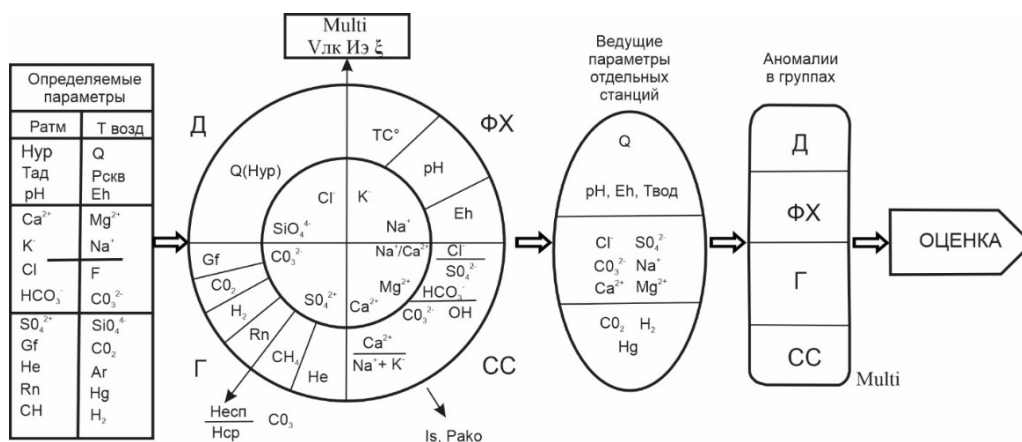


Рисунок 5 – Четырехсекторная диаграмма анализа параметров гидрогеохимических систем на Алматинском прогностическом полигоне (АПП) Казахстана: Д – динамическая группа компонентов; ФХ – физико-химическая; Г – газовая; СС – солевой состав; Multi ξ – совокупный (интегральный) параметр

Заключение

Процесс подготовки сильных землетрясений сопровождается аномалиями в широком спектре геохимического состава и физических показателей подземных вод, которые позволяют оценить уровень тревоги сейсмической опасности. Площадное распространение аномалий (S) и магнитуды сильных землетрясений (M) в целом укладываются в расчетную формулу $R=10^{0.43M}$ или $R=e^M$, где R – эпицентральное расстояние. Эти выводы определяют сейсмогидрогеохимическое направление как перспективное в настоящее время и в будущем.

КОЛЛИЗИОННЫЙ ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ: РОЛЬ «ТЕКТОНИКИ ПЛИТ» И ВКЛАД В ТЕКТОНИКУ ПЛИТ. ЭВОЛЮЦИЯ НАШИХ ОЦЕНОК

Бискэ Ю.С.

gbiskeh@yandex.ru

Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия

История изучения и оценок тектоники палеозойского Южного Тянь-Шаня (ЮТШ) представляет прекрасный пример взаимодействия фактического материала и теории в геологической науке. Рассмотрим ее основные повороты под этим углом зрения.

1. *Первоначальное накопление.* После установления двух этапов тектонических деформаций, герцинского и альпийского, с конца XIX века начался длительный период, когда путем геологических съемок получены были базовые данные о стратиграфии палеозоя, сначала в карбонатных (PZ₂) сериях. Однако осмысление тектоники началось с ее кайнозойского этапа, как выраженного более наглядно. Проявления надвигов и общего сжатия коры уже тогда увязывалось (Д.И. Мушкетов) с горизонтальным движением материков, в том числе через давление со стороны Памира. Однако большинство исследователей (С.С. Шульц-ст., позже Н.М. Сеницын и другие) обращали внимание скорее на вертикальные смещения позднего кайнозоя, граничные между поднятиями и депрессиями и отраженные в стратиграфическом разрезе прогибов. Этот же подход был перенесен на осмысление стратиграфии палеозоя и поддерживался обильным материалом, который накапливался особенно быстро после начала планомерных съемок в поздние 40-е и 50-е годы XX века. Само выделение пояса ЮТШ (А.В. Пейве, 1940 г.) связано с образом области непрерывного с силура по карбон «геосинклинального» прогибания. В дальнейшем внимание привлекали особенно границы подобных областей, которые интерпретировались как краевые швы, отделявшие прогибы от соседних относительных поднятий (Н.М. Сеницын, В.И. Кнауф). При этом указания на сдвиги по некоторым разрывным границам, наиболее эффективным в геологическом выражении (Таласо-Ферганский сдвиг в интерпретации его открывателя В.Н. Огнева) подвергались сомнению.

Тектоническая модель, ключевыми терминами которой являлись стратиграфический разрез, зоны, подзоны, краевые глубинные разломы, вертикальные движения, – полностью преобладала в мышлении и практике тянь-шаньских геологов 1950-х годов, включая их китайских коллег, которые изучали восточный сектор региона, тогда при участии советских специалистов. Крайнее выражение она нашла в работах Д.П. Резвого и М.М. Кухтикова [1]. Еще в 1964 г. журнал «Природа» писал: «Вдоль южного обрамления Ферганской впадины ... были выделены тектонические зоны шириной в несколько километров, с резко различной историей своего развития. В синклинальных мульдах в среднем палеозое накапливались мощные толщи, где можно проследить полный разрез пород. В пределах антиклинальных поднятий мелководных частей моря, напротив, мощности отложений резко сокращены и из разрезов выпадают стратиграфические горизонты. Следовательно, на протяжении герцинского этапа у каждой зоны была самостоятельная тектоническая жизнь. Позднейшие исследования ... позволили распространить эту закономерность на обширную территорию Туркестано-Алайской горной системы. Границами зон служат крупные, длительно развивающиеся разломы, заложенные на большой глубине» [2].

2. *Открытие покровной тектоники.* Подробное исследование стратиграфических разрезов и формационных контрастов между «подзонами», с надежным палеонтологическим датированием осадочных пород, вполне подтвердило исключительную пестроту их современного расположения, однако при этом соседство разновозрастных вулканов, рифов, лагун и кластических потоков оставалось необъяснимым. К сожалению, в те годы не было осознано, что классическая геология складчатых областей – например, Альп – уже дала решение этого вопроса после открытия там тектонических покровов, через продвижение которых произошло сближение и даже совмещение разновозрастных толщ разного состава.

Г.С. Поршняков был первым, кто обратил внимание на альпийский тип палеозойской тектоники ЮТШ. Он показал здесь такие же крупно-амплитудные тектонические перекрытия – сначала в рудных узлах Туркестано-Алая [3], где известные Hg-Sb залежи экранированы такими покровами, а затем, работая во главе коллектива геологов ЛГУ, – далеко в обе стороны по простирацию пояса. В 60-е годы подобного же понимания для в узбекской части пояса достигли С.С. Шульц-мл., Ш.Ш. Сабдюшев, Р.Р. Усманов и затем их последователи.

В оправдание нашей общей задержки можно привести то соображение, что Южный Тянь-Шань – все же не Альпы, его воздымание, глубокие эрозионные врезы и прекрасная обнаженность связаны как раз с вторичной «альпийской» перестройкой и деформациями, которые одновременно затушевывали ранние покровные структуры, так что здесь классический «поршняковский» Тегермачский субгоризонтально залегающий покров – относительно редкое сохранившееся исключение.

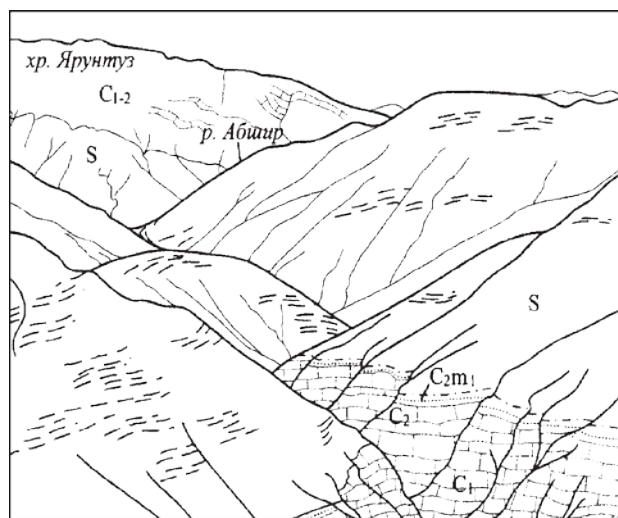
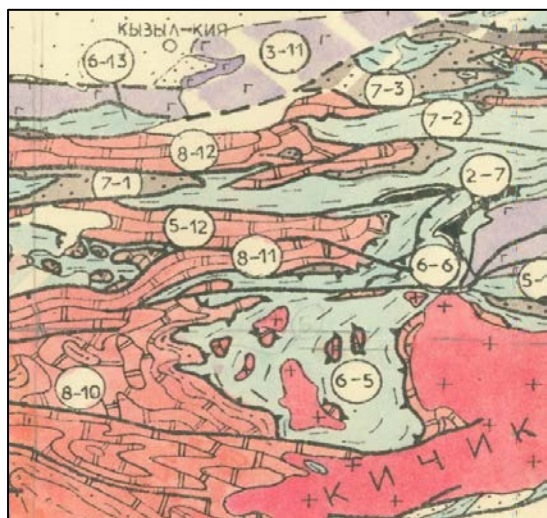


Рисунок 1 – Фрагмент тектонической карты Алайского хребта [4]. Тегермачский покров (6-5, в кружке) состоит из силурийских сланцев и турбидитов, образованных разрушением островной дуги в его фундаменте Кызылкум-Алайского микроконтинента, и надвинут с севера на известняки C_2 этого же массива, а затем прорван пермскими коллизионными гранитами (красное). Горизонтальная поверхность покрова обнажена в Капчигайском тектоническом окне (на прорисовке справа: вид с юга). Сверху дополнительно надвинут меланж с офиолитами Туркестанского океана (на схеме – черное, 2-7)

И все же вспомним, что даже неплохо подтвержденная покровная тектоника Карпат вызывала тогда скептическое отношение, а геологи, предлагавшие покровные модели строения Уральского герцинского пояса (К.Г. Войновский-Кригер и др.) по-настоящему не были услышаны, и их взгляды получили общее признание лишь в эпоху детальных глубоких геофизических профилей.

Крупномасштабное геологическое картирование, развернутое с конца 1950-х, вполне, хотя и постепенно, подтвердило покровно-надвиговый стиль тектоники ЮТШ. Важно подчеркнуть, что оно выявило также чешуйчатое строение, связанное с тектоническим удвоением, «телескопированием» палеозойских толщ уже самих покровов, что не было замечено при первоначальном их изучении, когда на геологических картах изображались пестрые по составу толщи многокилометровой мощности, сложенные в крупные складки. Эти «син-» и «антиклинории» в Зеравшано-Гиссаре, в Восточном Алае и других местах оказались синформами и антиформами, наложенными на более ранние тектонические покровы. Отметим еще, что подобный успех был обеспечен уже хорошим развитием биостратиграфии палеозоя и внедрением ее достижением в полевую работу. Значительно позже он пришел к геологам,

изучавшим север Тянь-Шаня. В китайской части ЮТШ он как будто до сих пор не достигнут, несмотря на хорошие результаты в других направлениях.

3. *Тектоника плит в Южном Тянь-Шане.* Быстрый прогресс в познании геологии океанского дна и строения океанической литосферы, как известно, привел к революции 1960-70-х годов в геологических науках, когда впервые удалось создать непротиворечивую общую теорию развития земной коры. В ее рамках стало очевидным, что несомненное сокращение пространства складчато-надвигового пояса есть следствие сближения и столкновения континентов, которое компенсируется раскрытием (спредингом) океанов. Проблема пространства оказалась снятой, а построения, постулирующие расширение/сжатие Земли, стали излишними.

Уже как следствие, для ЮТШ геологи московского ГИНа (Г.И. Макарычев, А.С. Перфильев, С.Н. Куренков) смогли представить океаническое происхождение офиолитовой ассоциации, а также возраст, по большей части кембрий – силурийский, ее базит-гипербазитовых фрагментов (которые первоначально считались проявлением интрузивного магматизма нижнего карбона) и связанных с ними батиальных осадков. В результате нового осмысления, В.С. Буртман [5] впервые предложил модель покровной тектоники ЮТШ как результата субдукции океана – Туркестанского – под Казахстанский палео-континент, с его последующим столкновением с Таримом и Каракумом, и подкрепил эту модель структурными данными, указывающими на южное направление продвижения покровов. Немногим позже такое же представление развили для западного фланга ЮТШ геологи Узбекистана (П.А. Мухин и затем Р.Х. Миркамалов), а для протяженной его восточной части – китайские авторы Chen C., Nan B.F., Gao J. и другие. А.В. Яговкин, однако, указал на встречное северное продвижение надвигов в Восточном Алае, а позже В. Wang – вдоль северной окраины Тарима.

Интересна эволюция представлений о глыбовых толщах (олистостромах и тектонических меланжах), исследование которых первоначально (М.М. Кухтиков, М.Н. Черенков) предполагало альтернативу покровной тектонике (не покровы, а глыбы?), однако в дальнейшем предоставило хороший материал для освещения механизма и истории возникновения и преобразования самих покровов (Ю.С. Бискэ, В.М. Ненахов и др.). Представления о возрасте и тектонической позиции метаморфических толщ ЮТШ пояса прошли столь же долгую и драматическую эволюцию – от поисков выходов докембрийского фундамента региона (В.Н. Огнев, Л.Н. Белькова, В.Б. Горянов и др.) до признания среди них проявлений высокобарического преобразования в субдукционных зонах конца раннего карбона (В.Л. Буданов, А. Бакиров, J. Gao).

Палеомагнитные измерения на основе опробования палеозойских толщ (В.С. Буртман, В.Л. Клишевич) подтвердили сближение континентов и сокращение пространства Туркестанского океана, а также проявления горизонтальных разворотов коллизионных структур. Произошло переосмысление природы коллизионного магматизма карбона – перми (В.М. Ненахов), в котором удалось выделить собственно коровые по происхождению, мантийные надсубдукционные и более глубокие, возможно «плюмовые» типы гранитных и щелочных комплексов.

Упомянутые достижения обсуждались в докладах и на экскурсиях Киргизского геодинамического полигона в 1987 – 1990 гг., когда исследователи Южного Тянь-Шаня смогли показать на месте и передать свои выводы геологам всего Советского Союза. Последние попытки вывести тектонику ЮТШ из вертикальных движений основывались в эти годы на поисках «кольцевых структур» (Д.П. Резвой), но оказались малоудачными.

4. *Новый синтез.* Вслед за серьезным спадом 1990-х в исследованиях западной части ЮТШ, начался новейший период, в котором внимание специалистов переключилось на данные геохимической аналитики, происхождение магм, обстановки метаморфизма и особенно возможности новых методов датирования, включая цирконометрический. Результатом явилось прояснение геодинамических обстановок ранне- и среднепалеозойских островных дуг и активных окраин, включая их позднедокембрийские коровые ядра и древнейшие надсубдукционные образования (Д.В. Алексеев, Ю.С. Бискэ, Д.Л. Конопелько, Ф.

Диваев, А. Кäßner и др.). Сходные достижения знаменуют резкий подъем исследований у китайских коллег. Широкие работы ведутся здесь уже на основе плейт-тектонической идеологии и хорошей инструментальной базы, в контакте с европейскими и российскими геологами. Показано, в частности, специфическое развитие северной окраины Таримского континента, которая оказалась активной в силуре – начале девона (W. Lin, R. Ge), прошла затем пассивный этап, новую активизацию в начале карбона – и в итоге была преобразована коллизионными покровами того же, что и на западе, южного направления. Возникший при этом передовой прогиб не получил полного развития, возможно, из-за появления в начале перми Таримского мантийного плюма. Что касается северной окраины китайского ЮТШ, то в мировой литературе особенно хорошо освещен широкий по своему поверхностному проявлению субдукционный (под Палео-Казахстан) голубосланцевый комплекс Акөяз, который изучили китайские геологи и их европейские коллеги (J. Gao, R. Klemm, Z. Tan и др.) и который имеет необычайно далекое западное протяжение вплоть до Нуратинских гор и Кызыл-Кумов.

Наиболее вероятной общей моделью развития всего ЮТШ орогена может быть следующее представление: Туркестанский (у китайских коллег – Южно-Тянь-Шаньский) океан, который прошел, начиная уже с криогения-эдиакария, ряд отдельных этапов развития окраин и краевых морей и окончательно был закрыт в середине карбона после билатеральной, к северу и к югу в современном положении пояса, субдукции коры океана [6]. Альтернативные построения связаны с другими оценками направления коллизионных покровов и положения главных офиолитовых швов (В.С. Буртман, В. Wang), а иногда и возраста главных событий (W. Xiao), но в целом не выходят за рамки мобилистской, плитно-тектонической парадигмы.

5. *Итог.* Мы получили на примере Южно-Тянь-Шаньского орогена убедительную демонстрацию покровной тектоники с участием океанических, островодужных, пассивно-окраинных формаций, с коллизионным и пост-коллизионным магматизмом и металлогенией. Вариант ЮТШ является примером коллизионного пояса, образованного в завершение двусторонней субдукции.

В общем плане мы видели, насколько практичной может быть хорошая теория – в том случае, когда она приходит вовремя и объясняет уже накопленные и требующие объяснений фактические данные.

Разумеется, далеко не всё понятно. Чем вызвано, например, сужение и исчезновение к востоку всего ЮТШ орогена? Какой масштаб может иметь тектоническая эрозия континентальной коры в ходе коллизии и какова степень ее поглощения в мантии? Каковы роль и масштаб сдвиговых перемещения по простиранию орогена? И т.д.

Литература

1. Кухтиков М.М. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Душанбе: Дониш. 1968. 298 с.
2. Сулиди-Кондратьев Е.Д., Козлов В.В. Цикличность и тектонические элементы земной коры // Природа. 1964. № 1.
3. Поршняков Г.С. Герциниды Алая и смежных районов Тянь-Шаня. Л.: ЛГУ. 1973. 216 с.
4. Бискэ Ю.С. Палеозой Южного Тянь-Шаня. Геологическая структура и история развития. СПб: Изд-во С.-Петербургского ун-та. 1996.
5. Буртман В.С. Геология и механика шарьяжей. Тектоника варисцид и шарьяжи Кызылкума. М.: Недра. 1973. 104 с.
6. Бискэ Ю.С. Южный Тянь-Шань: к новому геологическому синтезу // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2018. Т. 63. Вып. 4. С. 416-462.

ПСИХОЛОГИЧЕСКИЙ ПОРТРЕТ НАСЕЛЕНИЯ ПОСЛЕ КЕМИНСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 1911 ГОДА ПО МАТЕРИАЛАМ ПЕРИОДИЧЕСКОЙ ПЕЧАТИ

Ватокина А.А.

aav@ifz.ru

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

Сильные землетрясения являются одним из самых страшных эмоциональных потрясений для человека, однако этот аспект катастрофы нередко остается за кадром официальных сводок. Чего нельзя сказать о частной периодической печати, которая в поисках сенсации и привлечения внимания читателей была готова опубликовать самые ужасающие подробности события. Но насколько же это соответствует реальности? В данном докладе предпринята попытка сопоставить данные научных исследований о психическом состоянии человека после землетрясения со сведениями, опубликованными в газетных статьях о населении, пережившем Кеминскую катастрофу 1910–1911 гг. Главным трудом по исследованию психологического состояния населения после землетрясения можно по праву назвать работу Л.Я. Брусиловского, Н.П. Бруханского и Т.Е. Сегалова «Землетрясение в Крыму и невропсихический травматизм» (1928) [1]. Авторы провели масштабную работу по анализу исторических источников, уточняющих реакцию населения на исторические землетрясения, составили подробное описание реакций на землетрясение у детей и животных, а также проанализировали землетрясение как этиологический фактор, вызывающий психические расстройства. Особую ценность представляет введенное авторами понятие «эпидемии невропсихического травматизма», которое точно отражает массовый характер посттравматических реакций [1]. Кроме того, в газетных вырезках были зафиксированы упоминания религиозных обрядов и трактовок землетрясения. Так, в заметке «Суеверия» сообщалось, что мусульманские муллы, «считая землетрясение карой Божией», наложили на правоверных эпитимью – ночной обход города с пением молитв, а дервиши предсказывали, что «20-го января Семиречье провалится», что вызывало ещё большее беспокойство среди населения [3]. Православное духовенство также активно включилось в осмысление трагедии: в Туркестанских Епархиальных ведомостях описывается, как после землетрясения в Кафедральном соборе Верного было отслужено молебствие «об избавлении от труса», а в речи архиерея землетрясение было названо «делом карающей десницы Господней, предостерегающей нас от забвения своего христианского долга» [2]. На тему обострения религиозности после природных катастроф существует весьма новое исследование, выполненное по следам разрушительного турецкого землетрясения 6 февраля 2023 г. Е. Тюрк и А. Узюмджю (2026) на основе интервью с людьми, пережившими катастрофу, показали, что религиозные и духовные практики помогали людям справиться со стрессом [4]. Таким образом, это исследование имеет право на существование, поскольку располагает как историческими источниками с места событий, так и научной литературой.

Работа выполнена в рамках государственного задания «Структуры Земной коры в различных геодинамических обстановках, параметризация и пространственно-временное распределение связанных с ними сильных землетрясений» лаборатории палеосейсмологии и палеогеодинамики Института физики Земли имени О. Ю. Шмидта РАН.

Литература

1. Брусиловский Л.Я., Бруханский Н.П., Сегалов Т.Е. Землетрясение в Крыму и невропсихический травматизм. Симферополь: Крымгосиздат. 1928. 122 с.
2. Землетрясение в г. Верном // Туркестанские епархиальные ведомости. 1911. № 1. С. 9.
3. Суеверия // Жизнь Алтая. Барнаул. 1911. № 16 (21 янв.). С. 2. Türk E., Üzümcü A. The role of religion and spirituality in the adaptation to life and psychological resilience of young adults who survived the disaster of the century // BMC Psychology. 2026. Vol. 14. No. 1. P. 1–15.

ОБ АЛГОРИТМЕ ПРОВЕДЕНИЯ МЕДИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ОБРАЗОВАТЕЛЬНЫХ ЦЕЛЯХ

Веккер В.И.¹, Межова Л.А.¹, Кульнев В.В.², Кизеев А.Н.³

lidiya09mezhova@yandex.ru, kulneff.vadim@yandex.ru, aleksei.kizeev@mail.ru

¹ Воронежский государственный педагогический университет, г. Воронеж, Россия

² Центрально-Чернозёмное межрегиональное управление

Федеральной службы по надзору в сфере природопользования, г. Воронеж, Россия

³ Северо-Западный научный центр гигиены и общественного здоровья

Федеральной службы по надзору в сфере защиты прав потребителей и благополучия человека, г. Санкт-Петербург, Россия

В современных условиях перманентного усиления антропогенного воздействия на окружающую среду особую значимость приобретают исследования, направленные на изучение взаимосвязей между геологической средой и здоровьем человека.

Медико-геологические исследования, находящиеся на стыке географических, геологических и медицинских наук, позволяют выявлять и прогнозировать влияние природных и техногенных геохимических аномалий на состояние здоровья населения, проживающего в районах интенсивного пользования недрами.

Разработка методологических и методических основ таких исследований представляет собой важную научную значимость, имеющую существенное практическое применение для обеспечения экологической безопасности и профилактики заболеваний.

Несмотря на существующие достижения в области медицинской географии и экологической геологии, до настоящего времени отсутствует единая методологическая база медико-геологических исследований. Требуется систематизация для дальнейшего развития методических подходов по оценке влияния геологических факторов на здоровье человека, особенно в условиях различных ландшафтно-геохимических районов.

Целью настоящего исследования является систематизация и развитие методологических основ и методического инструментария медико-геологических исследований в географической науке для комплексного изучения влияния геологической среды на здоровье человека.

Медицинская геология сформировалась на стыке геологии, медицины и экологии в конце XX - начале XXI века. Её возникновение связано с осознанием того, что многие заболевания человека и животных имеют прямую зависимость от геохимических особенностей окружающей среды.

Медицинская геология представляет собой междисциплинарную область научного знания, интегрирующую принципы и методы геологических, медико-биологических и экологических наук с целью комплексного изучения воздействия природных и антропогенных геологических факторов на биологические системы [21].

Стоит отметить ключевую роль Международной ассоциации медицинской геологии (IMGA) в развитии данного направления. IMGA — это ведущая научная организация, объединяющая специалистов в области изучения взаимодействия геологических факторов и здоровья живых организмов. Основанная в 2004 году, она действует под эгидой Международного союза геологических наук (IUGS) и сотрудничает с ЮНЕСКО, ВОЗ и другими международными институтами.

В ассоциацию входят ученые из 50 стран, включая Россию, страны СНГ, США, Китай и государства ЕС.

Существует медико-геологическая секция РОСГЕО (МГС РОСГЕО), которая была создана во исполнение решений МГК 2004 года во Флоренции по инициативе руководства РОСГЕО в лице президента В.П. Орлова, первого вице-президента РосГео Е.Г. Фаррахова и первого Председателя секции Н.В. Милетенко (МПР России).

Среди основных задач МГС РосГео привлечение к работе в секции новых членов,

содействие активному участию ученых России в мероприятиях, планируемых и осуществляемых МГС РосГео, разработка региональных программ в области геологии и здоровья, создание образовательного курса «Медицинская геология» для высшей школы, создание рекомендаций по научно-методическим основам медико-экологической безопасности для геологов и недропользователей, содействие распространению достижений отечественных и зарубежных ученых через систему внутри российских и международных семинаров, конференций и симпозиумов, публикация результатов научных работ в области медицины и здоровья в специализированных научных изданиях Российской академии наук, Министерства природных ресурсов и экологии Российской Федерации других [14].

В настоящее время учеными и практиками наших стран изучены и детально описаны различные медико-геологические аспекты рудоносных, угленосных и нефтегазоносных осадочных бассейнов, включая условия формирования месторождений лечебных минеральных вод и бальнеологических ресурсов. Получены новые данные о лечебных минеральных ресурсах – шунгитовых породах, мумие, кремнях, глинах, цеолитах и цеолитолитах. Активно развивается элементология – научное направление, изучающее состав, форму нахождения и механизмы функционирования микроэлементов в организме.

Разработаны научно-методические основы радиоэкологической оценки геологической среды. С использованием ГИС-технологий, разработаны геологические модели формирования неблагоприятных медико-экологических обстановок территорий посещения, проживания и осуществления профессиональной деятельности и создана научно-методическая медико-геологического мониторинга [12, 13].

Медицинская геология имеет значительный потенциал для решения актуальных проблем современности. Её дальнейшее развитие будет способствовать снижению заболеваемости, связанной с геохимическими факторами и повышению качества жизни в проблемных регионах.

Перспективы науки связаны с внедрением цифровых технологий, углублением фундаментальных исследований и расширением международного сотрудничества. В ближайшие десятилетия медицинская геология может стать одной из ключевых дисциплин, обеспечивающих безопасность окружающей среды для здоровья человека.

Закономерно, что основным объектом изучения медицинской геологии является геологическая среда.

Воздействие геологической среды на человека осуществляется через три основных канала: геохимический путь, геофизический путь и биохимический путь.

Таблица Воздействие геологической среды на человека (составлено авторами на основе [4])

Путь	Поступление химических элементов через:	Примеры
Геохимический	Питьевая вода Пищевые цепочки Воздушная среда (пыль, аэрозоли)	Избыток фтора → флюороз Дефицит йода → эндемический зоб Избыток мышьяка → онкологические заболевания
Геофизический	Радиационный фон Геомагнитные аномалии Сейсмическая активность	Радионовое излучение → рак лёгких Геомагнитные аномалии → нарушения работы ЦНС Сейсмическая активность → травматизм, психологические стрессы
Биогеохимический	Почвенная микробиота Водные экосистемы	Патогены в гидросистемах Специфические штаммы бактерий/грибов

Геохимический путь – наиболее изучен, составляет приблизительно 60% всех геогенных заболеваний. Геофизические факторы часто действуют опосредованно. Биогеохимические связи наименее исследованы, но актуальны для новых инфекций. Таблица демонстрирует комплексное влияние геосреды через разные механизмы, что важно для разработки региональных профилактических программ и планирования медико-геологического мониторинга [7, 8].

Геологическая среда выступает важнейшим фактором, формирующим здоровье населения. Понимание механизмов её влияния позволяет разрабатывать эффективные системы профилактики заболеваний и создавать безопасные условия жизнедеятельности [4].

В современной научной терминологии такие участки известны как геопатогенные зоны (ГПЗ) или зоны биологического дискомфорта. Проведённые исследования выявили их тесную связь с особенностями рельефа и наличием тектонических разломов. С позиций геофизики, геопатогенные зоны представляют собой участки земной коры с выраженными геологическими неоднородностями, включая особенности рельефа местности [2, 19].

Концентрация радиоактивных газов (радона и торона) в атмосфере и подземных водах может служить надёжным индикатором тектонической активности [6, 15]. Многочисленные исследования подтверждают, что геофизические аномалии сопровождаются комплексом излучений:

- электромагнитными (образуются за счет движения заряженных частиц в земной коре, могут влиять на биоэлектрические процессы в организмах, способны нарушать работу нервной системы)

- магнитными (возникают при тектонических напряжениях, интенсивность может значительно превышать фоновые значения, длительное воздействие может влиять на кровеносную систему)

- радиоактивными (преимущественно альфа- и гамма-излучение, источником часто являются естественные радионуклиды в земной коре, повышают риск онкологических заболеваний)

- ионизационными (образуют повышенную концентрацию ионов в воздухе, могут изменять электрические свойства атмосферы, влияют на дыхательную систему организмов)

- оптическими (проявляются как аномальное свечение, связаны с электрическими разрядами в атмосфере, могут дезориентировать живые организмы)

- акустическими (низкочастотные колебания (инфразвук), возникают при подвижках земной коры, способны вызывать беспокойство и тревогу)

Эти излучения, имеющие различную интенсивность и частотные характеристики, оказывают выраженное негативное воздействие на все биологические системы - от растительных организмов до животных и человека [3].

Ярким примером служит Курская магнитная аномалия, где напряженность геомагнитного поля в несколько раз превышает фоновые значения [23]. Примечательно, что в этом регионе уровень заболеваемости населения на 120-160% выше по сравнению с соседними территориями.

Наиболее важным аспектом тектонической активности является выведение глубинных пород на земную поверхность. Этот процесс, включающий: выход ультраосновных пород океанической коры, магматические излияния, образование пород с высокой концентрацией элементов-примесей, все это создает фундаментальную основу для формирования элементного состава биосферы. Без этого механизма тяжелые минералы за миллионы лет погрузились бы под многокилометровые толщи более легких пород, став недоступными для биологических систем [5, 16, 19].

Из чего можно сделать вывод, что тектонические процессы играют ключевую роль в формировании химического состава окружающей среды, необходимого для поддержания жизни. Однако отсутствие полной информации о расположении тектонических разломов

создает серьезные пробелы в понимании их влияния на здоровье населения и требует:

1. Разработки новых, более точных методов картирования разломных зон.
2. Проведения комплексных исследований связи геофизических аномалий с заболеваемостью.
3. Учета тектонических факторов при планировании застройки и рекреационных зон.
4. Создания системы мониторинга геофизических полей в урбанизированных районах.

Эти меры позволяют минимизировать негативное воздействие геопатогенных зон и максимально использовать благоприятные свойства тектонически активных территорий [20].

Современные исследования в области геохимической экологии и геохимии ландшафтов базируются на комплексной системе взаимодополняющих методических подходов, позволяющих анализировать процессы миграции и трансформации химических элементов в природных системах и их влияние на живые организмы [1].

1. Полевые исследования и отбор проб включают в себя:
 - проведение ландшафтно-геохимического профилирования
 - отбор проб почв, вод, растительности, донных отложений
 - использование GPS-технологий для точной привязки проб
 - сезонный мониторинг для учета временной динамики
2. Лабораторные аналитические методы:
 - спектральные методы анализа (ААС, ИСП-МС)
 - рентгенофлуоресцентный анализ
 - хроматографические методы
 - электрохимические методы определения элементов
 - микроскопические исследования
3. Геоинформационные технологии:
 - создание геохимических ГИС
 - пространственный анализ распределения элементов
 - моделирование миграционных потоков
 - картографическая визуализация данных
4. Биогеохимические методы:
 - биотестирования
 - анализ биологического круговорота веществ
 - изучение аккумуляции элементов в трофических цепях
 - оценка биологической доступности элементов
5. Статистические методы обработки данных:
 - факторный и кластерный анализ
 - построение регрессионных моделей
 - оценка корреляционных связей
 - геостатистические методы [11, 17]

Особое значение имеет интеграция этих подходов, позволяющая получить комплексное представление о геохимических процессах в ландшафтах и их экологических последствиях. Современные исследования все чаще сочетают традиционные методы с новейшими технологиями, такими как дистанционное зондирование и машинное обучение для обработки больших массивов геохимических данных [9, 22].

Методологической основой медико-геологических исследований выступает многофакторный анализ, который предполагает изучение не просто частоты заболеваемости в различных популяционных группах. Также анализ особенностей протекания заболеваний с выявлением взаимосвязей с комплексом географических факторов воздействия. Данная методологическая основа обеспечивает целостный подход к изучению взаимосвязей между географической средой и здоровьем населения, что наглядно отражается картографическим способом [10, 18].

Таким образом, медицинская геология на данный момент перспективное научное

направление, требующее дальнейшего развития междисциплинарных подходов с учетом изучения геологической среды, оказывающей комплексное влияние на здоровье людей. Разработанные методики и алгоритмы позволяют эффективно оценивать медико-геологические риски и применять знания в образовательных программах.

Литература

1. Артемова С.Н. Геоэкология и природопользование: учебное пособие для студентов географических специальностей [Электронный ресурс] – URL: https://dep_geograf.pnzgu.ru/files/dep_geograf.pnzgu.ru/geoekologia_uch_posobie_artemova.pdf (дата обращения 01.06.2026)
2. Архипов М.В., Болтыров В.Б., Кульнев В.В. Экологическая и техносферная безопасность: Развитие экологической и техносферной безопасности. Екатеринбург: Уральский государственный горный университет. 2017. 269 с. ISBN 978-5-8019-0422-1.
3. Воронов А.Г., Дарченкова Н.Н., Лебедев А.Д. Методика медико-географических исследований [Электронный ресурс] – URL: <https://bibl.gorobr.ru/cache/medialib2/d4e1fe1d9227041b/book.html#page=6> (дата обращения 01.06.2026)
4. Труды Санкт-Петербургского общества естествоиспытателей. Т. 96, сер. 1: Биокосные взаимодействия: жизнь и камень / Отв. ред.: Гавриленко В.В., Панова Е.Г. СПб: Изд-во С.-Петербургского ун-та. 2006. 198 с.
5. Галимов А.А. Зависимость заболеваний от тектонических разломов // Наука через призму времени. 2017. № 5 [Электронный ресурс] – URL: <https://naupri.ru/journal/196> (дата обращения 09.06.2026)
6. Кизеев А.Н., Кульнев В.В., Кульнева Е.М. Роль радиобиологических исследований в реализации эколого-геохимической функции литосферы // Экологическая геология: теория, практика и региональные проблемы. Материалы восьмой научно-практической конференции, г. Воронеж, 10–13 сентября 2023 г. Воронеж: Кварта. 2023. С. 28–32.
7. Кононов Е.Е. Геологическая среда урбанизированных территорий. Особенности терминологии // Безопасность жизнедеятельности. 2007. № 4. С. 10–13.
8. Кононов Е.Е. Геологическая среда и вопросы терминологического понимания // Науки о Земле и недропользование. 2015. № 1 (50). С. 76–85.
9. Кочуров Б.И., Кульнев В.В., Ермакова Ю.И. и др. Устойчивое развитие сложных (эмерджентных) природно-хозяйственных геосистем // Проблемы региональной экологии. 2022. № 2. С. 75–80. DOI 10.24412/1728-323X-2022-2-75-80.
10. Кульнев В.В. Геоэкологические модели депонирующих сред территории горнодобывающих предприятий. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Воронеж. 2011. 20 с.
11. Мачулина Н.Ю. Геохимия окружающей среды. Учеб. пособие. Ухта: УГТУ. 2015. 154 с. [Электронный ресурс] – URL: <https://ecolog.pro/wp-content/uploads/2016/10/Экогеохимия-книга.pdf> (дата обращения 29.05.2025).
12. Международный союз геологических наук — Википедия [Электронный ресурс] – URL: https://ru.wikipedia.org/wiki/Международный_союз_геологических_наук (дата обращения 09.06.2026).
13. Медико-географическое картографирование [Электронный ресурс] – URL: <https://megalektsii.ru/s18089t7.html> (дата обращения 12.06.2026).
14. Медицинская география. Большая российская энциклопедия [Электронный ресурс] – URL: <https://bigenc.ru/c/meditsinskaia-geografiia-572190> (дата обращения 10.06.2026).
15. Никифоров Д.В., Межова Л.А., Кульнев В.В. и др. Здоровье населения радоноопасных территорий // Экология человека. 2019. № 1. С. 40–50.
16. Новик Н.Н., Недря Г.Д., Вольфман Ю.М. Биогеофизические и структурно-кинематические

- исследования в практической геологии (новые технологии). Киев: СП Интертехнодрук. 1998. 58 с.
17. Перельман А.И., Касимов Н.С. Геохимия ландшафта. 1999 г. [Электронный ресурс] – URL: <https://djvu.online/file/tlJUSFB9WWNe4> (дата обращения (01.06.2026)).
 18. Пруцкий Н.И. Геологическое картирование. Учеб. пособие. Новочеркасск: ЮРГТУ. 2006. 164 с.
 19. Трифонов В.Г., Караханян А.С. Геодинамика и история цивилизаций. М.: Наука. 2004. 668 с.
 20. Фаддеев А.О. Геоэкологические проблемы мегаполиса. М.: Управление безопасностью. 2004. № 4. С. 25-27.
 21. Фархутдинова Л.М., Фархутдинов И.М. Из истории медицинской геологии. [Электронный ресурс] – URL: [file:///C:/Users/Кто%20ты%20ВОИН/Downloads/iz-istorii-meditsinskoy-geologii%20\(1\).pdf](file:///C:/Users/Кто%20ты%20ВОИН/Downloads/iz-istorii-meditsinskoy-geologii%20(1).pdf) (дата обращения 12.06.2026).
 22. Яшин И.М., Васенев И.И., Рамазанов С.Р., Черников В.А. Экогеохимия. Учебное пособие. М.: РГАУ-МСХА. 2015. 210 с.
 23. Косинова И.И., Барабошкина Т.А. Экогеосистемы районов разработки железорудных месторождений КМА // Экологическая геология крупных горнодобывающих районов Северной Евразии (теория и практика). Гл. 6. Воронеж: Воронежская областная типография. 2015. С. 236-281.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В КЫРГЫЗСТАНЕ

Дженчураева А.В.¹, Неевин А.В.²

djenchuraeva@gmail.com, neyevin1960mail.ru

¹ Институт геологии НАН КР им. М.М. Адышева, г. Бишкек, Кыргызстан

² Геологический институт РАН, г. Москва, Россия

Месторождения полезных ископаемых, которые разрабатываются в настоящее время в Кыргызстане, были открыты в результате совместных работ, проводимых специалистами-геологами разных профилей и, прежде всего, геологами, проводящими крупномасштабную геологическую съёмку и поиски.

Эти работы заключаются, прежде всего, в создании геологических карт, являющихся основой для поисков месторождений полезных ископаемых. Геологическая карта крупных масштабов (1:50 000, 1:25 000, 1: 10 000) создаётся совместными усилиями многих специалистов, как то геологи-съёмщики, палеонтологи, минералоги и другие. Но именно палеонтологи, на основании находок ископаемых органических остатков и их определений, выстраивают геохронологическую последовательность слов, слагающих тот или иной район отложений.

Долгое время, после обнаружения значимости палеонтологических остатков для определения возраста заключающих их слоёв, палеонтологи использовали только крупномерные экземпляры, хорошо видимые невооруженным глазом. Такие остатки могли относиться к таким группам, как трилобиты, археоциаты, характерные для кембрийских отложений, беззамковые брахиоподы для ордовикских пород, строматопораты, табуляты и ругозы для девон-каменноугольных слоев, моллюски, характерные для морской биоты мезозоя и многие другие. Но, часто в изучаемых отложениях видимые органические остатки отсутствовали, и их возраст невозможно было определить. И тогда появились микропалеонтологические методы изучения микроокаменелостей, которые не видны невооруженным глазом и могут изучаться только под микроскопом. Возникли эти методы после первой мировой войны в США для обслуживания нужд нефтяной промышленности. В СССР микропалеонтологические ячейки возникли в 20-х годах XX века, но интенсивное их развитие произошло в 30-х годах. Здесь следует упомянуть Палеонтологический институт АН СССР, Геологический институт Российской академии наук в Москве, Всесоюзный научно-исследовательский институт (ВСЕГЕИ) и Всесоюзный нефтяной научно-исследовательский институт (ВНИГРИ) в Санкт-Петербурге (г. Ленинград), где эти исследования развивались и внедрялись в практику.

В Кыргызстане изучение микрофауны, в основном, фораминифер и водорослей началось ещё в 1935 году А.Д. Миклухо-Маклаем [1], который является основоположником этого направления в Тянь-Шане. Война прервала его работу, и он даже не успел защитить кандидатскую диссертацию и вернулся к ней после победы, а в 1946 году защитил её на тему «Материалы к стратиграфии и микрофауне верхнего палеозоя Ферганы». В конце 40-х годов XX века в Кыргызстане началась среднемасштабная геологическая съёмка (м-ба 1:100 000 и 1:200 000) и для определения возраста осадочных толщ верхнего палеозоя было необходимо заняться изучением фораминифер и водорослей, так как крупномерные палеонтологические остатки не давали возможности детального расчленения слоёв. Занялась этими исследованиями в Кыргызстане Н.А. Аносова, которую можно назвать ученицей А.Д. Миклухо-Маклая, так как он консультировал её в определениях фузулинид. Она работала в Управлении геологии и обеспечивала определениями возраста по фораминиферам геологов, проводящих геологическое картирование.

В 60-х годах XX века в Кыргызстане началась крупномасштабная геологическая съёмка (м-ба 1:50 000, 1:25 000). В выполнении этих работ принимал участие большой коллектив Киргизского, Узбекского и Таджикского геологических управлений, ВСЕГЕИ (г. Ленинград)

и других организаций. Тематические палеонтологические исследования в этот период проводили: Ф.Р. Бенш [2], А.Я. Галицкая (Гладченко) [3], А.В. Дженчураева [4, 5], Б.В. Поярков [6, 7], З.С. Румянцева [8], В.П. Скворцов [9] и др. Результатом работ этого периода стало зональное расчленение стратиграфической шкалы по фораминиферам. Схема стратиграфии карбона была рассмотрена на расширенном Среднеазиатском совещании в г. Ташкенте в 1959 г. и в 1971 г. утверждена как унифицированная [10].

С 1957 года Палеонтолого-стратиграфическую партию Управления геологии возглавил молодой кандидат геолого-минералогических наук Б.В. Поярков. Сам он изучал девонские фораминиферы, новое по тем временам дело из-за очень малых размеров этих простейших [6, 7].

Фораминиферы относятся к простейшим морским организмам, которые обладают высокой изменчивостью в вертикальном и латеральном направлениях и являются благодатным материалом для определения возраста осадочных карбонатных слоёв. Б.В. Поярков создал микропалеонтологическую ячейку специалистов по фораминиферам, куда кроме него, вошли В.П. Скворцов и Н.А. Аносова. Вместе они закрывали изучение всего среднего, верхнего палеозоя и нижней перми. Крупномасштабное картирование расширялось, и эта ячейка уже не справлялась с потоком материала, который собирался геологами-съёмщиками и самими специалистами-микропалеонтологами. В 1966 году в Палеонтолого-стратиграфическую партию пришла выпускница Саратовского государственного университета А.В. Дженчураева, пополнив микропалеонтологическую ячейку партии. Она стала изучать фораминиферы среднего карбона.

Детальное стратиграфическое изучение пород связано преимущественно с карбонатными отложениями. Но достаточно большие объёмы занимают кремнистые толщи, в которых не было остатков фораминифер. В начале 70-х годов XX века в СССР Б.Б. Назаров в ГИН РАН сумел в кремнистых толщах выделить мельчайших микроископаемых остатков – радиолярий и, изучив их строение и приуроченность к определённым возрастным интервалам, поставил их на «службу» микропалеонтологии и стратиграфии [11]. В Кыргызстане было также много кремнистых толщ, не охарактеризованных микрофауной. В Туркестано-Алайском и Ферганском секторах Южного Тянь-Шаня конодонты стал изучать В.П. Чернышук. В 1981 г. в Туркестано-Алае изучением конодонтов занялся В.А. Аристов (ГИН, г. Москва) [12], а в 1983 г. в коллектив палеонтологов пришёл изучать конодонты выпускник Фрунзенского политехнического института А.В. Неевин, который стал изучать конодонты верхнего девона-нижнего карбона [13].

Уже первые определения конодонтов в кремнистых толщах показали очень высокую эффективность этой группы микрофауны для детального расчленения глубоководных отложений и их корреляции как внутри региона, так и за его пределами.

В это же время состав Палеонтолого-стратиграфической партии в микропалеонтологическую ячейку влился новый специалист по радиоляриям С.М. Лихоман [14]. При растворении кремней были обнаружены новые микроскопические остатки организмов, названные конодонтами. Впоследствии они извлекались и из известняков и послужили надёжной основой палеонтолого-стратиграфической возрастной датировки осадочных толщ.

80-е годы XX века были венцом развития микропалеонтологических исследований в Кыргызстане. Ещё в конце 70-х годов Н.А. Аносову сменила выпускница Пермского университета О.Ф. Гетман [15], которая занималась изучением фораминифер верхнего карбона и перми, специалиста по фораминиферам нижнего карбона сменили сначала С.Б. Гушин [16], затем Т.Ю. Воробьёв [17], а потом и О.Ф. Гетман, средний карбон изучала А.В. Дженчураева, конодонтчики В.П. Чернышук, А.В. Неевин обеспечивали расчленение кремнистых и кремнисто-карбонатных толщ по конодонтам, С.М. Лихоман – по радиоляриям. Вся эта команда строила монотаксонные биостратиграфические схемы по разным группам микрофауны, внедряла их в региональную стратиграфию, прослеживала скольжение возрастных границ толщ и свит для построения легенд к крупномасштабным картам. Именно

они обеспечили кондиционное геологическое картирование определениями возраста по разным группам микрофауны.

Особое место в расшифровке геологического строения изучаемых площадей имеет факт переотложения. В связи со стойкостью к химическому и механическому разрушению именно конодонты являются хорошим объектом для переотложения. В настоящее время выработаны критерии установления этого процесса: цвет, сохранность, смешанные комплексы.

90-е годы XX века внесли коррективы в слаженную систему геологического картирования. Геологическое картирование всегда финансировалось из бюджета СССР. Независимый Кыргызстан не имел финансовой возможности проводить геологическое картирование и поиски и стал разрабатывать с помощью иностранных инвесторов открытые ранее месторождения. Таким образом, привязанные к геологической съёмке микропалеонтологические исследования стали маловостребованными. Пережившая свой расцвет микропалеонтология постепенно начала распадаться. В результате прекращения съёмки и поисков за последние 35 лет в Кыргызстане не было открыто ни одного значимого месторождения полезных ископаемых. А ведь будущий расцвет экономики республики зависит от открытия новых месторождений полезных ископаемых и прироста запасов на уже разрабатываемых. Остается верить в будущие работы, ведь крупномасштабной съёмкой покрыто только 80% территории страны, а сколько ещё месторождений таят оставшиеся 20 % территории Кыргызстана.

Литература

1. Миклухо-Маклай А.Д. Верхний палеозой Средней Азии. Л.: Изд. ЛГУ. 1963. 325 с.
2. Бенш Ф.Р. Фузулинидовые зоны и ярусное расчленение верхнего карбона и нижней перми Средней Азии. Ташкент: ФАН. 1982. 280 с.
3. Гладченко (Галицкая) А.Я. Брахиоподы и стратиграфия нижнего карбона Присонкульского района Киргизии. Фрунзе: Изд-во АН Кирг. ССР. 1960. 211 с.
4. Дженчураева А.В. Стратиграфия и фораминиферы среднекаменноугольных отложений северных склонов Туркестано-Алая. Фрунзе: Илим. 1979. 183 с.
5. Дженчураева А.В. Стратиграфия и фораминиферы верхнего палеозоя приосевой части Туркестано-Алая. Бишкек: Илим. 145 с.
6. Поярков Б.В. Стратиграфия и фораминиферы девонских отложений Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим. 1969. 185 с.
7. Поярков Б.В. Развитие и распространение девонских фораминифер. М.: Наука. 1979. 171 с.
8. Румянцева З.С. Стратиграфия и фораминиферы среднего карбона Центральных Кызылкумов. Ташкент: ФАН. 1974. 179 с.
9. Скворцов В.П., Дженчураева А.В., Поярков Б.В. Стратиграфия и фораминиферы ниже- и среднекаменноугольных отложений северных склонов Алайского и восточной части Туркестанского хребтов. Отчёт отряда №2 палеонтолого-стратиграфической партии по работам 1970-1975 гг. Фрунзе: Фонды УГ Кирг.ССР. 1975. 338 с.
10. Решения совещания по разработке Унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии. Ташкент: Изд-во АН УзССР. 1959. 130 с.
11. Исакова Т.Н., Назаров Б.Б. Стратиграфия и микрофауна позднего карбона–нижней перми Южного Урала. М.: Наука. 1986. 184 с.
12. Аристов В.А., Чернышук В.П. Переотложение конодонтов и его значение для решения некоторых вопросов геологии // Бюллетень МОИП. Отдел геолог. 1988. Т. 63. Вып. 6. С 40–56.
13. Неевин А.В. Стратиграфия и конодонты нижнего карбона центральной части Южного Тянь-Шаня. Бишкек: Изд-во ПЛ №3. 2005. 187 с.

14. Лихоман С.М., Апаяров Ф.Х., Мамбетов А.М. Стратиграфия и возраст толщ Кокджот-Карагаинского террейна Таласского Ала-Тоо (Северный Тянь-Шань) // Актуальные проблемы геологии и географии Тянь-Шаня и сопредельных территорий. Материалы Междунар. конф., посвящ. 100-лет. юбилею В.Г. Королёва. Бишкек. 2020. С. 46–57.
15. Гетман О.Ф., Ногаева Л.П., Шевкунов А.Г. Известняки горок Муздусу // Развитие наук о Земле в Кыргызстане: состояние, проблемы и перспективы. Материалы Междунар. конф., посвящ. 100-лет. юбилею акад. М.М. Адышева. Бишкек. 2015. С. 84-89.
16. Гушин С.Б., Дженчураева А.В., Гетман О.Ф., Ногаева Л.П., Гончар А.Д. Опорные разрезы среднего и верхнего палеозоя хребтов Молдоттоо, Джамантоо и Байбичетоо. Отчёт палеонтолого-стратиграфической партии по работам 1991–1994 гг. Бишкек: ТГФ Госагентства КР. 1994. 201 с.
17. Воробьёв Т.Ю., Бискэ Г.С., Дженчураева А.В., Неевин А.В. Стратиграфия среднего–верхнего палеозоя и палеогеография области перехода Туркестанский океан – Таримский континент (Тянь-Шань) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2003. Т. 11. № 6. С. 46–59.

СЕЙСМИЧНОСТЬ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧУЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Камчыбеков М.П., Егембердиева К.А.

murataly@rambler.ru

Институт сейсмологии НАН КР, г. Бишкек, Кыргызстан

Большинство исследователей высокую сейсмичность Чуйской впадины и ее горного обрамления объясняют тектоническим строением и его активностью в новейшем этапе геологического развития. Высокую сейсмичность района Попов В.В. и Резанов И.А. связывают с Северо-Тянь-Шаньским швом, возникшим в плиоцене на границе платформы Центрального Казахстана и активизированной области Тянь-Шаня. Крестников В.Н. отмечает, что Северо-Тянь-Шаньская сейсмическая зона, вытянутая вдоль подножия Киргизского хребта, совпадает с глубинными разломами, по которым происходит смещение основных разломов земной коры.

Высокую сейсмичность данного района исследователи связывают с Чонкурчакским, Шамси-Тюндукским и Иссык-Атинским разломами. Рассматриваемый район на протяжении длительного времени, с исторических времен по настоящее время многократно подвергался как катастрофическим, так и сильным сейсмическим воздействиям с магнитудой $M=4,8-7,3$. Исследуя Чонкурчакский участок сейсмодислокаций, определены магнитуды известных землетрясений с параметрами порожденных ими поверхностных сеймотектонических деформаций и сделан вывод о том, что ожидаемые землетрясения с магнитудой 7,0-7,3 генерируют на поверхности сейсмический эффект интенсивностью 9-10 баллов. Переработка рвами тел оплывин говорит о не одноактности происходящих здесь сейсмических событий.

К востоку от р. Талды-Булак Шамсинско-Тюндукский разлом начинает расщепляться сначала на две, а затем на несколько ветвей. Особенно четко его расщепление проявлено в бассейне р. Шамси, где две его южные ветви меняют свое простирание с широтного на юго-восточное и тянутся вдоль подошвы Киргизского хребта и далее – горного массива Кызыл-Омпул.

В пределах Чуйской впадины и ее горного обрамления В. И. Кнауф и О. К. Чедия выделили две сейсмоактивные зоны: Южно-Чуйскую, в общих признаках совпадающую с южной границей Чуйской впадины, и Северо-Чуйскую, простирающуюся вдоль северного ее контура. Впервые ими также выделены зоны возникновения очагов землетрясений (зон ВОЗ) с указанием их энергии (или магнитуды) и повторяемости, т.е. выделяются сейсмогенные участки, в пределах которых могут происходить сильные землетрясения.

Сейсмичность Чуйской впадины по распределению эпицентров землетрясений делится на две сейсмогенные зоны: северную и южную. Южной эпицентральной зоне соответствует значительная сейсмическая активность, чем для Северной. В отношении глубин, в обеих зонах большая часть очагов сосредоточена в приповерхностном десятикилометровом слое. В северной зоне доля глубоких очагов (20 км) больше, чем в Южной: 26% и 8% соответственно. Слабые землетрясения в Северной эпицентральной зоне распределяются равномерно по всей площади и отдельных скоплений не образуют.

Для района исследования составлена карта сейсмичности за исторический период в радиусе 100 км. Таким образом, исследуемая территория на протяжении длительного времени, с исторических времен по настоящее время многократно подвергалась как катастрофическим, так и сильным сейсмическим воздействиям с магнитудой $M=4,8-7,3$. Более поздний период наблюдений с 2020-2024 гг. также подтверждает высокую сейсмичность территории исследования.

ЭКСПОЗИЦИЯ И РИСК ЗДОРОВЬЮ НАСЕЛЕНИЯ ГОРНОДОБЫВАЮЩИХ РАЙОНОВ ПРИ УПОТРЕБЛЕНИИ В ПИЩУ ДИКОРАСТУЩИХ ЯГОД, ЗАГРЯЗНЕННЫХ ТЯЖЕЛЫМИ МЕТАЛЛАМИ

Кизеев А.Н.¹, Кульнев В.В.²

aleksei.kizeev@mail.ru, kulneff.vadim@yandex.ru

¹ Научно-исследовательский институт промышленной и морской медицины
Федерального медико-биологического агентства, г. Санкт-Петербург, Россия

² Центрально-Черноземное межрегиональное управление
Федеральной службы по надзору в сфере природопользования, г. Воронеж, Россия

Мурманская область – один из индустриально развитых регионов Арктической зоны Российской Федерации. Здесь расположены горнодобывающие, обогатительные и металлургические предприятия, оказывающие негативное воздействие на окружающую среду [2]. К одним из наиболее мощных антропогенных источников в регионе относится АО «Кольская горно-металлургическая компания» (АО КГМК) – дочернее предприятие ПАО «ГМК Норильский никель». Это ведущий производственный комплекс региона по добыче и переработке сульфидных медно-никелевых руд и выплавке цветных металлов. Промышленная площадка АО КГМК – медно-никелевого комбината «Североникель» – расположена в центральной части Мурманской области и является градообразующей для города Мончегорска [13].

Горнорудная и металлургическая промышленность Мурманской области географически сосредоточена в западной части Кольского полуострова; предприятия указанного сектора промышленности являются градообразующими. Известно, что большая часть населения Мурманской области проживает в городах, нежели на селитебных территориях [8].

Анализ отечественной научной литературы показал, что довольно большое количество работ посвящено особенностям депонирования тяжелых металлов в ягодах различных культурных и дикорастущих растений, например, в [1, 6, 7, 9, 10, 12] и в многих других.

Настоящее исследование посвящено проблематике оценки содержания тяжелых металлов в дикорастущих кустарничковых ягодных растениях в одном из горнорудных районов Кольского полуострова.

Доминанты нижних ярусов лесных экосистем – дикорастущие ягодные кустарнички – характеризуются высокой экологической пластичностью и способностью сохранять свои жизненные свойства, включая плодоношение, в импактных зонах промышленных предприятий. Плоды дикорастущих кустарничков являются традиционно одним из сезонных структурных факторов питания и пользуются большой популярностью для жителей области [3-5], а также для туристов, приезжающих из других регионов страны, ближнего и дальнего зарубежья.

Сокращение производства и модернизация технологического оборудования, произошедшие в течение последних десятилетий, способствовали снижению объемов поступления загрязняющих веществ в окружающую среду [13]. Однако, несмотря на улучшение экологической обстановки в районе расположения комбината, исследователями отмечалось значительное накопление тяжелых металлов в различных компонентах наземных экосистем, в том числе в таких доминирующих на территории региона дикорастущих ягодных кустарничках, как черника обыкновенная, брусника и вороника [11, 14]. Это, в свою очередь, делает данные растения малопригодными для использования в качестве продовольственного и лекарственного сырья. В то же время сведений, связанных с оценкой воздействия на здоровье населения содержащихся в дикорастущих ягодах тяжелых металлов при возможном употреблении их в пищу, крайне мало.

Целью данной работы являлась оценка воздействия на здоровье населения Мурманской области никеля и меди, содержащихся в ягодах дикорастущих кустарничков, как местных

продуктах питания.

Исходными данными для расчета риска здоровью населения послужили результаты собственных исследований, полученных на основании сбора ягод растений черники обыкновенной или черники миртолистной (*Vaccinium myrtillus* L.), брусники (*Vaccinium vitis-idaea* L.) и вороники (*Empetrum hermaphroditum* Lange ex Hagerup) в течение осенних периодов (август-сентябрь) 2016-2018 годов.

Отбор растительных образцов проводился в соответствии с общепринятыми требованиями на 10 стационарных мониторинговых площадках (точках мониторинга), расположенных вдоль градиента промышленного загрязнения по розе ветров в меридиональном (южном) направлении от источника промышленных выбросов. Растительный покров на площадках соответствовал различным стадиям состояния по степени нарушенности экосистем [13]: от сильно нарушенных (расположенных на расстоянии от 1 до 7 км от источника выбросов) до средне- (от 12 до 20 км) и слабонарушенных (до от 25 до 48 км) а также условно фоновых (более 60 км) биогеоценозов. Географические координаты площадок и расстояние от источника промышленных выбросов приведены в таблице 1.

Таблица 1 – Координаты мониторинговых площадок и расстояние от источника выбросов

Площадка	Координаты		Расстояние от источника выбросов, км
	х	у	
1	32,80256	67,88737	1
2	32,77756	67,85391	5
3	32,79663	67,83804	7
4	32,78588	67,80345	12
5	32,78057	67,77368	15
6	32,80401	67,73448	20
7	32,83790	67,70196	25
8	32,82282	67,64995	30
9	32,19223	67,32515	48
10	32,26016	67,22837	65

Травяно-кустарничковый покров на точках мониторинга включал в себя дикорастущие кустарнички черники, брусники и вороники в количестве, достаточном для сбора их плодов с целью последующего химического анализа. В лаборатории ягоды высушивали до воздушно-сухого состояния и хранили в закрытых полиэтиленовых емкостях до начала анализа. Пробоподготовку и аналитические исследования проводили согласно действующему ГОСТу 26929-94 и Методике ПНД Ф 16.1:2.3:3.11-98. Измерение концентраций тяжелых металлов (никеля и меди) в растительных образцах определяли методом атомной абсорбции.

Для оценки воздействия на здоровье населения тяжелых металлов, содержащихся в ягодах исследуемых видов растений, использовалась методология оценки риска для здоровья населения в соответствии с действующим Руководством Р 2.1.10.1920-04. В рамках настоящей работы рассматривался приближенный к реалистичному сценарий, при котором среднестатистический житель Мурманской области предположительно съедает около 0,1 кг (100 г) ягод 1 раз в 3 дня в течении года. Для обработки результатов исследований применялось программное обеспечение Microsoft Excel 2016 и программа ArcGIS.

Полученные нами расчетные значения канцерогенного риска, обусловленного поступлением никеля из исследованных ягод, характеризовались как неприемлемо высокие (более 1,0Е-03) применительно ко всем мониторинговым площадкам (таблица 2).

Таблица 2 – Расчетные значения суточной дозы при пожизненном поступлении никеля и значения канцерогенного риска, обусловленного его поступлением

Площадка	LADD никеля, мг/кг массы тела *сутки			CR (Ni)			HQ (Ni)		
	Черника	Брусника	Вороника	Черника	Брусника	Вороника	Черника	Брусника	Вороника
1	н/д*	н/д	0.0842	н/д	н/д	7.08E-02	н/д	н/д	4.21E+00
2	0.0745	0.0939	н/д	6.26E-02	7.89E-02	н/д	3.73E+00	4.70E+00	н/д
3	0.0618	0.0615	0.0618	5.19E-02	5.17E-02	5.19E-02	3.09E+00	3.08E+00	3.09E+00
4	0.0495	0.0652	0.0394	4.16E-02	5.47E-02	3.31E-02	2.47E+00	3.26E+00	1.97E+00
5	0.0284	0.0194	0.0184	2.39E-02	1.63E-02	1.54E-02	1.42E+00	9.69E-01	9.19E-01
6	0.0150	0.0217	0.0140	1.26E-02	1.82E-02	1.18E-02	7.52E-01	1.09E+00	7.02E-01
7	0.0160	0.0184	0.0037	1.35E-02	1.54E-02	3.09E-03	8.02E-01	9.19E-01	1.84E-01
8	0.0114	0.0124	0.0040	9.55E-03	1.04E-02	3.37E-03	5.68E-01	6.18E-01	2.01E-01
9	0.0117	0.0070	0.0080	9.83E-03	5.90E-03	6.74E-03	5.85E-01	3.51E-01	4.01E-01
10	0.0084	0.0060	0.0050	7.02E-03	5.05E-03	4.21E-03	4.18E-01	3.01E-01	2.51E-01

Примечание. Здесь и далее: *н/д – отсутствие данных. Жирным шрифтом выделены неприемлемые уровни риска.

Неприемлемо высокие уровни риска были характерны для всех исследуемых образцов ягод, отобранных на всех точках мониторинга (включая условно фоновую площадку), что свидетельствует о загрязнении растительного покрова соединениями никеля. Расчетные значения хронического неканцерогенного риска от воздействия никеля характеризовались неприемлемо высокими значениями применительно к употреблению ягод с мониторинговых площадок, находящихся на расстоянии от 1 до 15-20 км от комбината (таблица 2). При этом значения хронического неканцерогенного риска при употреблении вороники характеризовались как неприемлемо высокие лишь от воздействия меди, в том числе применительно к площадкам, находящимся на расстоянии от 1 до 30 км от комбината. Наблюдаемое явление, по всей видимости, было обусловлено повышенным содержанием меди в пробах вороники (таблица 3).

Таблица 3 – Расчетные значения суточной дозы при пожизненном поступлении меди и значения неканцерогенного риска (коэффициента опасности HQ), обусловленного ее поступлением

Площадка	LADD меди, мг/кг массы тела в сутки			HQ (Cu)		
	Черника	Брусника	Вороника	Черника	Брусника	Вороника
1	н/д	н/д	0.0715	н/д	н/д	3.58E+00
2	0.0628	0.0879	н/д	3.14E+00	4.40E+00	н/д
3	0.0505	0.0541	0.0475	2.52E+00	2.71E+00	2.37E+00
4	0.0408	0.0511	0.0384	2.04E+00	2.56E+00	1.92E+00
5	0.0160	0.0187	0.0251	8.02E-01	9.36E-01	1.25E+00
6	0.0107	0.0177	0.0217	5.35E-01	8.86E-01	1.09E+00
7	0.0130	0.0140	0.0170	6.52E-01	7.02E-01	8.52E-01
8	0.0117	0.0150	0.0201	5.85E-01	7.52E-01	1.00E+00
9	0.0150	0.0150	0.0074	7.52E-01	7.52E-01	3.68E-01
10	0.0107	0.0110	0.0070	5.35E-01	5.52E-01	3.51E-01

Значения индекса неканцерогенной опасности при однонаправленном действии меди и никеля на органы пищеварительной системы и печень характеризовались как неприемлемо высокие (более 1,0) применительно ко всем мониторинговым точкам для ягод всех изучаемых растений, за исключением условно фоновой площадки, а также площадки, находящейся на расстоянии 48 км от источника промышленных эмиссий (таблица 4).

Таблица 4 – Расчетные значения индексов опасности HI для органов пищеварительной системы и печени

Площадка	НІ (органы пищеварительной системы, печень) от комбинированного воздействия никеля и меди		
	Черника	Брусника	Вороника
1	н/д*	н/д	7.79E+00
2	6.87E+00	9.09E+00	н/д
3	5.62E+00	5.78E+00	5.46E+00
4	4.51E+00	5.82E+00	3.89E+00
5	2.22E+00	1.91E+00	2.17E+00
6	1.29E+00	1.97E+00	1.79E+00
7	1.45E+00	1.62E+00	1.04E+00
8	1.15E+00	1.37E+00	1.20E+00
9	1.34E+00	1.10E+00	7.69E-01
10	9.53E-01	8.52E-01	6.02E-01

Полученные в работе результаты позволяют констатировать наличие обширной зоны влияния комбината «Североникель», распространяющейся в южном направлении более чем на 20 км. Для всех рассматриваемых сценариев поступления никеля и меди неприемлемо высокий неканцерогенный риск прогнозировался на площадках, расположенных на расстоянии от 5 до 12 км от источника выбросов. При этом на расстоянии от 15 до 25 км ожидался приемлемый уровень риска (за исключением сценария с воздействием меди при ее поступлении с ягодами вороники), что можно условно характеризовать как границу достижения приемлемого риска.

Неприемлемо высокие значения риска для здоровья населения, употребляющего в пищу дикорастущие ягоды растений черники, брусники и вороники, произрастающие на территории центральных районов Мурманской области, привели к необходимости разработки гигиенических рекомендаций по митигации риска. В качестве таковых было рекомендовано ограничение потребления ягод на уровне не более 6 кг в год. Также следует полностью отказаться от сбора ягод, произрастающих на расстоянии менее 15 км от комбината «Североникель».

Заключение. В работе впервые была проведена оценка риска для здоровья населения от систематического употребления в пищу дикорастущих ягод черники, брусники и вороники, произрастающих в зоне влияния крупного металлургического предприятия – комбината «Североникель». Прогнозируемые уровни канцерогенного риска от воздействия никеля при употреблении населением дикорастущих ягод, оценивались как неприемлемо высокие во всех рассматриваемых сценариях. Уровни хронического неканцерогенного риска от воздействия меди и никеля оценивались как неприемлемо высокие применительно к мониторинговым площадкам, расположенным на расстоянии 15-20 км от границ промплощадки рассматриваемого предприятия. Отмечена необходимость детальной разработки гигиенических рекомендаций для населения, собирающего дикорастущие ягоды черники, брусники и вороники в зоне влияния комбината «Североникель» с последующим употреблением в пищу данных ягод. Проблема накопления поллютантов в плодах дикорастущих кустарничков, используемых в качестве пищевых ресурсов, предполагает проведение нами расширенных дополнительных исследований на всей территории региона.

Литература

1. Безель В.С., Мухачева С.В., Трубина М.Р. и др. Химическое загрязнение среды: накопление тяжелых металлов дикорастущими ягодами и грибами, оценка риска их потребления населением Среднего Урала // Проблемы биогеохимии и геохимической экологии. 2012. № 3. С. 39-47.
2. Доклад о состоянии и об охране окружающей среды Мурманской области в 2021 году. Мурманск. 2022. 196 с.
3. Кизеев А.Н. Кульнев В.В. Об изучении накопления изотопа ^{14}C в компонентах природной

среды и в продуктах питания в районе расположения Кольской АЭС // Гражданская оборона и природно-технические системы. Сборник статей по материалам XXII научно-практической конференции, г. Воронеж, 26 марта 2026 г. Воронеж: Изд-во Воронежского государственного технического университета. 2026. С. 45-49.

4. Кизеев А.Н., Кульнев В.В. Аккумуляция ^{90}Sr в компонентах окружающей среды и в продуктах питания на Кольском полуострове // География, экология, туризм: новые горизонты исследований. Материалы Всероссийской научно-практической конференции с международным участием, посвященной 90-летию создания факультета географии, геоэкологии и туризма ВГУ. В 3-х т. Т. 3. Воронеж, 10–12 октября 2024 г. Воронеж: Воронежский государственный университет. 2024. С. 151-152.
5. Кизеев А.Н. Оценка накопления ^{137}Cs дикорастущими ягодными кустарничками и высшими грибами в 30-километровой зоне Кольской атомной электростанции // Фундаментальные и прикладные аспекты анализа риска здоровью населения. Материалы всероссийской научно-практической интернет-конференции молодых ученых и специалистов Роспотребнадзора с международным участием. Пермь: Изд-во Пермского нац. исслед. политехн. ун-та. 2021. С. 72-75.
6. Климова Е.В. Содержание тяжелых металлов (свинца, кадмия, цинка, меди) в кожце, семенах и мякоти ягод винограда в районе г. Копша-Микэ, Румыния // Экологическая безопасность в АПК. Реферативный журнал. 2005. № 4. С. 1000.
7. Кульнев В.В., Кизеев А.Н., Зайцева Д.В. О депонировании некоторых радионуклидов в почвах и растениях зоны влияния Кольской атомной электростанции // Системы контроля окружающей среды – 2025. Тезисы докладов Международной научно-практической конференции, посвященной 300-летию Российской академии наук в рамках научно-технического сотрудничества Россия-АСЕАН-БРИКС, г. Севастополь, 10–13 ноября 2025 г. Севастополь: ИП Куликов А.С. 2025. С. 44-45.
8. Кульнев В.В., Кизеев А.Н., Борисова Д.С. и др. Метеоиндикация состояния рудных районов // Проблемы региональной экологии. 2023. № 1. С. 87-97. DOI: 10.24412/1728-323X-2023-1-87-97.
9. Мельников О.М., Кулешова Н.И., Верещагин А.Н. Тяжелые металлы в ягодах облепихи и семенах льна // Ползуновский вестник. Барнаул. 2013. № 1. С. 299-301.
10. Сенновская Т.В., Сергиенко А.А. Особенности накопления тяжелых металлов в ягодах и листьях крыжовника // Плодоводство и ягодоводство России. 2004. Т. 11. С. 281-295.
11. Сухарева Т.А. Оценка состояния сосновых лесов в зоне влияния медно-никелевых предприятий при уменьшении эмиссионной нагрузки // Известия Самарского научного центра Российской академии наук. 2013. Т.15. № 3. С. 1072-1076.
12. Черкашина М.И., Ефимова А.А., Черкашина А.Г. Содержание витаминов и тяжелых металлов в ягодах дикорастущей чёрной смородины Якутии // Инновации и продовольственная безопасность. Новосибирск. 2019. № 4 (26). С. 40-47. DOI: 10.31677/2311-0651-2019-26-4-40-47.
13. Кизеев А.Н., Жиров У.К., Ушамова С.Ф. и др. Экогеосистемы горнодобывающего класса Северо-Запада Восточно-Европейской платформы (Мурманская область) // Экологическая геология крупных горнодобывающих районов Северной Евразии (теория и практика) / Под ред. И.И. Косиновой. Гл. 7. Воронеж: Воронежская областная типография. 2015. С. 282-326.
14. Derome J., Myking T. & Aarrestad P.A. Current State of Terrestrial Ecosystems in the Joint Norwegian, Russian and Finnish Border Area in Northern Fennoscandia. Rovaniemi Research Unit. Research and monitoring of arctic terrestrial ecosystems. 2008. 98 p.

СТЕПЕНЬ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ ОЗЕРА ИССЫК-КУЛЬ

Рухманова А.П.

ruhmanovaa@gmail.com

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

Иссык-Куль является одним из крупнейших и глубочайших высокогорных водоёмов мира. Сейсмическая изученность озера имеет особое значение, поскольку строение донных отложений, разломов, положения дельт и склоновых тел отражают как изменения уровня озера, так и активную тектоническую деформацию. Для такого крупного закрытого бассейна с выраженной тектонической активностью сейсморазведка остается одним из важнейших методов исследования.

Первые данные по сейсмической съемке озера были получены Юдахиным Феликсом Николаевичем, целями которого были поиск нефти и газа. Однако результаты исследований опубликованы в отчете, отсутствующем в свободном доступе. В 1982 году в ходе профилирования Московского университета по акватории был выполнен 31 профиль с использованием одноканальной системы и искрового источника. Несмотря на ограниченный объем и качество данных, именно эти исследования впервые позволили предположить, что рельеф дна во многом контролируется разрывными нарушениями, а также выдвинуть гипотезу о катастрофическом сбросе центральной части впадины в среднем голоцене [1].

Существенный прорыв произошел в 1997 году, когда была выполнена высокоразрешающая съемка: около 990 км профилей, 62 профиля по всей площади водоема, с цифровой регистрацией, GPS-привязкой и обработкой, включавшей полосовую фильтрацию и деконволюцию. Вертикальное разрешение данных достигало менее 1 м, глубина проникновения в отдельных участках превышала 350 м [3]. В 1998 году по этим профилям были отобраны короткие гравитационные керны, которые подтвердили сейсмостратиграфическую модель и показали, что дно Иссык-Куля является динамичной зоной массопереноса. По данным, описанным выше в 2002 г., вышла большая статья в содружестве Бельгии, Франции, России и Кыргызстана [3].

В 2001 г. были проведены дополнительные съемки с теми же параметрами, что и в 1997 году но сосредоточенные в западной и восточной областях бассейна. Данные легли в основу еще одной международной статьи 2017 года [4]. Вышедшие материалы существенно уточнили морфологию ложа озера, показали наличие платформ, крутых склонов, дельтовых построек, оползневых и турбидитных тел, выходов газа а также выявили признаки активной тектоники в центральной части бассейна и опровергли гипотезу о катастрофическом сбросе.

Дальнейшее развитие геофизических работ связано с более детальными сейсмическими съемками в интересующих участках озера и расширением набора методов. На семинаре в 2009 году ICDP (International Continental Scientific Drilling Program) было решено, что для точного датирования циклов регрессии/трансгрессии (привязки к морским изотопным стадиям) озера и уточнения полученных ранее данных необходимо глубоководное бурение дельтовых отложений. В 2013 году в рамках ICDP был собран многоканальный массив сейсмических данных, ориентированный на детальную морфологии и на более глубокое строение осадочного заполнения и тектонический каркас впадины [5].

С 2014 по 2025 год спектр исследований расширился. Помимо традиционной сейсморазведки и эхолокации, активно применялись гидролокационные, лидарные съемки и другие методы подводного картирования [2]. Внимание уделялось не только геологическому строению, но и прикладным задачам — поиску затопленных древних поселений и городов, реконструкции береговых линий.

Таким образом, акватория Иссык-Куля стала одним из наиболее изученных высокогорных озерных бассейнов Центральной Азии, где данные различных поколений съемок взаимно дополняют друг друга и формируют основу для современных палеосейсмических, палеогеографических и геоэкологических реконструкций.

Литература

1. Абдрахматов К.Е. Активные деформации дна озера Иссык-Куль // Вестник Института сейсмологии НАН КР. 2017. № 2 (10). С. 8–13.
2. Жумалиев К.М., Завьялов П.О., Алымкулов С.А. Исследование гидрофизических и гидрохимических характеристик озера Иссык-Куль // Вестник Международного университета Кыргызстана. 2016. С. 17–28.
3. De Batist M., Imbo Y., Vermeesch P.M., Klerkx J., Giralt S., Delvaux D., Lignier V., Beck C., Kalugin I., Abdrakhmatov K.Y. Bathymetry and sedimentary environments of Lake Issyk-Kul, Kyrgyz Republic (Central Asia): a large, high-altitude, tectonic lake // Klerkx J., Imanackunov B. (Eds.). Lake Issyk-Kul: Its Natural Environment. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers. 2002. P. 101–123.
4. Gebhardt A.C., Naudts L., De Mol L., Klerkx J., Abdrakhmatov K., Sobel E.R., De Batist M. High-amplitude lake-level changes in tectonically active Lake Issyk-Kul (Kyrgyzstan) revealed by high-resolution seismic reflection data // Climate of the Past. 2017. Vol. 13. No. 1. P. 73–92.
5. ICDP-2009/13. Issyk-Kul project proposal [Электронный ресурс]. URL: [https://www.icdp-online.org/index.php?id=3345&tx_icdpspecialpages_icdpproposalabstract\[label\]=ICDP-2009/13&tx_icdpspecialpages_icdpproposalabstract\[project_id\]=1528&tx_icdpspecialpages_icdpproposalabstract\[project_acr\]=ISSYK](https://www.icdp-online.org/index.php?id=3345&tx_icdpspecialpages_icdpproposalabstract[label]=ICDP-2009/13&tx_icdpspecialpages_icdpproposalabstract[project_id]=1528&tx_icdpspecialpages_icdpproposalabstract[project_acr]=ISSYK) (дата обращения: 03.07.2026).

ПОЛИИНЖЕНЕРИЯ ЗА 150 ЛЕТ СТАНОВЛЕНИЯ ГЕОЛОГИИ КЫРГЫЗСТАНА

Усупаев Ш.Э.¹, Оролбаева Л.Э.², Молдобеков Б.Д.¹, Туркбаев П.Б.², Ерохин С.А.³,
Санькова В.П.⁴

*sh.usupaev@caiag.kg, orolbaeval@mail.ru, b.moldobekov@caiag.kg, turkbaev63@mail.ru,
erochin@list.ru, afval@rambler.ru*

¹ Центрально-Азиатский институт прикладных исследований Земли, г. Бишкек, Кыргызстан

² Кыргызский государственный технический университет им. И. Раззакова, г. Бишкек, Кыргызстан

³ Институт водных проблем и гидроэнергетики НАН КР, г. Бишкек, Кыргызстан

⁴ Институт геологии им. М.М. Адышева НАН КР, г. Бишкек, Кыргызстан

В становлении геологии Высокой Азии и Кыргызского Тянь-Шаня развиты были геонауки: а) общая и региональная геология; б) неотектоника; в) четвертичная геология; г) гидрогеология; д) инженерная геология; е) геокриология. Развитие инженерной геологии и гидрогеологии в Кыргызстане за последние 150 лет (с середины XIX века до 2026 года) прошло путь от фрагментарных экспедиций путешественников до создания мощной государственной научной школы, обеспечившей безопасность крупнейших гидротехнических и горнодобывающих проектов следующие 4 этапа развития в Центральной Азии [1-5].

Этап 1. Экспедиции (1850-1917 гг.) дореволюционные, где в ходе военных, географических и научных исследований Российской империи и стран Европы накапливались физико-географические и гидролого-геоморфологические познания. П.П. Семёнов-Тян-Шанский впервые с позиций геологии опроверг теорию о его вулканическом происхождении, задокументировал выходы термальных источников и описал орографию Тянь-Шаня [1-5]. Исследования И.В. Мушкетова и Г.Д. Романовского 1870–1880-е гг. позволили составить первую геологическую карту Туркестана и описать разрушительные последствия Верненского землетрясения 1887 г., заложив основы сейсмогеологии региона. Изучались целебные минеральные воды Иссык-Куля и Джалал-Абада, с 1870 по 1880 годы для снабжения первых переселенческих трактов и военных укреплений проводились поиски подземных вод [1-5].

Этап 2. Послереволюционный. С 1918 по 1945 гг. появились первые институты, происходит становление и индустриализация советской власти и планомерное изучение недр для нужд социалистического строительства. В 1938 году создано Киргизское геологическое управление, где гидрогеологические и инженерно-геологические изыскания приобрели системный государственный характер. С 1941 по 1945 гг. геологические знания и ресурсы брошены были на обеспечение подземными водами оборонных предприятий, эвакуированных в Киргизскую ССР и на оценку устойчивости склонов при строительстве стратегических рудников на уголь, сурьму, ртуть. В 1943 году открыт Киргизский филиал АН СССР, где впервые выделили крайне необходимый сектор геологии [1-5].

Этап 3. Период с 1946 по 1991 годы относится к золотому веку и расцвету науки геологии Кыргызского Тянь-Шаня, где масштабное освоение недр и минеральных ресурсов позволили объективно дисциплинам гидрогеология и инженерная геология выделиться под руководством члена-корреспондента АН Киргизской ССР П.Г. Григоренко в самостоятельные научные прикладные геологические науки. Составлены детальные гидрогеологические карты, открыты и разведаны крупнейшие артезианские бассейны подземных вод на территории Киргизии: Чуйский, Таласский, Прииссыккульский. Издан XL том коллективной монографии «Гидрогеология СССР», посвященный гидрогеологии, инженерной геологии и четвертичной геологии Киргизской ССР. Гидрогеологи и инженеры-геологи обеспечили гидротехническое строительство научно-прикладными обоснованиями для возведения уникальных огромных горных плотин в условиях высокой сейсмичности – Токтогульской-Курпсайской ГЭС и Кировского водохранилища. Активизация оползней и селевых потоков на юге Киргизии, в Майли-Сае и Ферганском обрамлении, востребовали создание специализированных партий по мониторингу опасных экзогенных процессов. В 1969 году для подготовки кадров во

Фрунзенском политехническом институте открыта профильная кафедра «Гидрогеология и инженерная геология» [1-5].

Этап 4. С 1991 — 2026 гг. Связан с вызовами современного и века и необходимостью перестройки на решение проблем геоэкологии и климатических рисков для обеспечения экологической безопасности и адаптации к глобальным изменениям климата. Получила развитие высокогорная инженерная геология при проектировании, эксплуатации и изучении устойчивости бортов карьера, движения ледников на золоторудном месторождении Кумтор. Климатический фактор востребовал знания геокриологии и инженерного мерзловедения. В XXI веке гидрогеологи, инженеры-геологи и геокриологи изучают комплексно деградацию многолетней мерзлоты и механизмы прорывоопасных плотин высокогорных приледниковых озер. При решении проблем прогнозирования ЧС привлекаются Институт водных проблем и гидроэнергетики НАН КР, Институт геологии НАН КР, международный Центрально-Азиатский институт прикладных исследований Земли [1-5].

Выводы

1. Систематическое изучение региона началось 175 лет назад с первых экспедиций П.П. Семенова-Тян-Шанского, И.В. Мушкетова, Н.А. Северцова, и геологическая наука Кыргызстана институционально сформировалась в XX веке с открытием Института геологии в 1943 году и до создания научной школы Института геологии им. М.М. Адышева.

2. Полиинженерия и мультидисциплинарный подход в условиях высокогорного рельефа Тянь-Шаня, где более 90% территории выше 1500 м, потребовали слияния классической геологии с гидротехникой, сейсмологией и геомеханикой. Был построен каскад Токтогульских ГЭС в условиях высокой сейсмичности. Функционирует высокогорное золоторудное месторождение Кумтор на стыке с многолетней мерзлотой и ледниками. Постоянно проводятся работы для защиты инфраструктуры от воздействия георисков: оползни, сели, лавины, подтопления, прорывоопасные плотины горных озер, землетрясения.

3. Освоение любых месторождений требует инженерных изысканий при обеспечении безопасности от затопления карьеров и шахт подземными водами, при решении задач питьевого и технического водоснабжения, что имело место при добыче угля в Сулюкте, Кок-Янгаке и сурьмы/ртути в Кадамжае, Хайдаркане, золота на Кумторе, в Джеруе и редкоземельных металлов.

4. Современные вызовы и геоэкологические проблемы предлагают переход от агрессивного освоения недр к экологически безопасной «зеленой» полиинженерии с приоритетами на мониторинг процессов таяния ледников, при защите подземных водных ресурсов, при управлении хвостохранилищами и адаптации горной инфраструктуры к глобальному изменению климата.

Литература

1. Гидрогеология СССР. Т. XL (40). Киргизская ССР / Под ред. П.Г. Григоренко и др. М.: Недра. 1971. 514 с.
2. Лессовые породы СССР. В 2 т. / Под ред. Е.М. Сергеева и др. Т. 2: Региональные особенности / А.К. Ларионов, В.С. Быкова, В.П. Ананьев и др. М.: Недра. 1986. С. 101-131.
3. Усупаев Ш.Э. Инженерная геология – новый путь развития геологии и инженерной геологии // Материалы VIII межреспубликанской научной конференции молодых ученых. Фрунзе: Илим. 1986. С. 143-147.
4. Малый атлас карт-схем прогнозирования и сокращения риска чрезвычайных ситуаций на территории Кыргызской Республики. Бишкек: ДЭМИ. 2006. 52 с.
5. Инженерная Геология Киргизии. Карта Масштаб 1:500 000 / Сост. под рук. Госцентра «Природа». Текстовая объяснительная записка, с. 5–22: Районирование территории по условиям строительства и устойчивости бортов в горных районах Тянь-Шаня. Ташкент: ГУГК. 1990.

К ВОПРОСУ ИЗУЧЕНИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БУХАРО-ХИВИНСКОГО РЕГИОНА

Ходжиев А.Ж.

igirnigm@ing.uz

ГУ «Институт геологии и разведки нефтяных и газовых месторождений»,
г. Ташкент, Узбекистан.

В пределах Бухаро-Хивинского нефтегазоносного региона (БХНГР) и сопредельных территориях Амударьинской синклизы (Багдажинской ступени и Мургабский прогиб) меловые отложения на нефть и газ изучены достаточно хорошо, причем на многих площадях в них обнаружены залежи нефти и газа (рисунок 1).

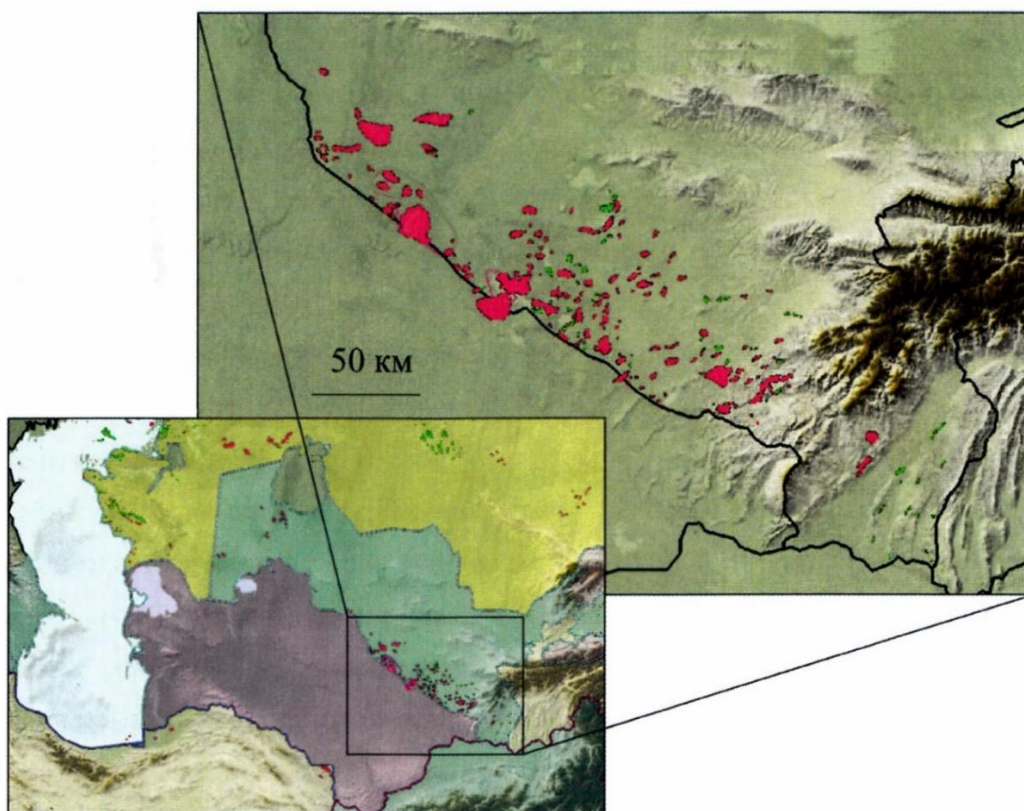


Рисунок 1 – Нефтегазоносность северно-восточной части Амударьинской синеклизы (Бухаро-Хивинский нефтегазоносный регион)

В начале второй половине XX века на территории БХНГР почти одновременно обнаружен ряд месторождений, что подтвердило справедливость вывода о региональной продуктивности юрских карбонатных и нижнемеловых отложений. Вместе с тем, все более и более обращала на себя внимание продуктивность меловых или меловых и юрских отложений, располагающихся в таких структурно-формационных зонах, где разделяющая эти образования соляно-ангидритовая толща (САТ) либо вообще отсутствует, либо выражена 20-25-метровой пачкой ангидритов. По мере расширения поисково-разведочных работ в южной части региона (Чарджоуская ступень), где САТ распространена повсеместно (мощностью 400-1000 м), выяснилось, что здесь на абсолютном большинстве месторождений продуктивны только отложения юрской карбонатной формации (КФ).

Опираясь на эти факты, многие исследователи утвердились во мнении, что в БХНГР продуктивны только юрские отложения, а залежи, размещающиеся в меловых отложениях, образовались либо латерально вдоль подошвы САТ, либо сместились в зону их выклинивания

и здесь насытили нижнемеловые отложения. Соответственно, одним из заключений по изучению нефтеносности и газоносности данного региона явился вывод о производящей природе только юрских образований и вторичности всех залежей, размещающихся в меловых отложениях.

Со временем информативный материал по меловым отложениям пополнился новыми многочисленными данными, полученными не только по исследуемой территории, но и по всему Амударьинскому нефтегазоносному бассейну. Наиболее существенным фактом по Амударьинскому бассейну следует считать открытие здесь больших групп крупных (Байрамали, Шехитли-Джуджукли, Фараб, Яшлар) и уникальных (Шатлык, Даулетабад-Донмез) месторождений УВ-сырья, расположенных в меловых отложениях, причем как в зоне регионального распространения мощной пачки САТ, так и за ее пределами. Таким образом, становится еще более очевидной необходимость опосредования меловых отложений на каждой структурной и литологической ловушке, независимо от того, залегают они непосредственно на продуктивной карбонатной толще или на отложениях эвапоритовой формации.

В настоящее время о нефтегазоперспективности меловых отложений существуют несколько представлений. Так, в 1970 году Э.Ю. Бегметов в своей статье [1] показал, что все залежи нефти и газа в меловых отложениях как Бухарской, так и Чарджоуской ступеней возникли самостоятельно в результате внутриформационной миграции из нефтематеринских свит, расположенных внутри меловых отложений.

В 1977 году группа ученых ИГИРНИГМ (М.А. Акрамходжаев, А.Г. Бабаев, М.Э. Эгамбердыев) обосновали наличие самостоятельных нефтегазоматеринских свит в отложениях мела. В частности, отложения неокома Западного и Южного Узбекистана (валанжин и барремские ярусы), по литофациальным и геохимическим условиям формирования рассматриваются в целом как нефтегазоматеринские [2]. Однако по результатам дальнейших исследований А.М. Акрамходжаев и Ш.С. Саидходжаев (1985 г.) по изучению химико-битуминологического генезиса меловых отложений пришли к мнению, что в целом породы неокома характеризуются относительно низким содержанием органических веществ от 0,11 до 0,57 %, соответственно плотность эмиграции УВ с 1 кв.км в неокомских отложениях рассеяна и процессы эмиграции в пределах анализируемой территории протекали очень низко, то есть здесь нефтематеринские свиты отсутствуют [3]. Этим самым мнения специалистов разделились.

Чуть позже, И.С. Старобинец (1992 г), исследуя особенности формирования УВ-залежей в надсолевых отложениях, получил доказательство единства процесса формирования УВ скоплений и аномальных геохимических полей в надсолевом комплексе за счет перетока УВ из подсолевого комплекса [4]. С аналогичных позиций перспективы нефтегазоносности меловых отложений исследуемой территории рассматривались А.Г. Ибрагимовым и др. [5].

Дальнейшие исследования по формированию УВ-залежей в меловых отложениях, проведенные Г.С. Солоповым (1998 г.), Б.Б. Ситдиковым (2010 г) и А.Х. Нугмановым (2015 г), допускают возможность за счет двух разных и независимых друг от друга источников нефти и газа: за счет собственного генетического потенциала меловых отложений и за счет перетока УВ из нижележащих юрских отложений [6, 7, 8].

Такой переток возможен не только в районах ухудшения экранирующего качества солей и в зоне развития разлома. В частности, Т.Х. Шоймуротовым (2022 г.) при изучении гидродинамических условий подземных вод юрских и меловых отложений БХНГР в зоне развития Лянгаро-Караильского разлома установлены подобные явления, где отмечается резкое снижение напоров. Особенно резкий перепад напоров обнаружен в районе площади Бузахур, причем, в этом районе заметны высокие гидравлические уклоны и относительно высокие фильтрационные скорости подземных вод, где вскрыты гидродинамические аномалии, связанные с тектоническими и литологическими экранами – гидроизопьезы незамкнутой формы. Пьезометрические напоры в юрских карбонатных отложениях понижаются с 1096 м (пл. Караиль) до 800-900 м (пл. Бузахур). Если допустить, что направление падения напоров совпадает с направлением горизонтальной миграции УВ, то

можно предположить, что в данной флексурно-разрывной зоне горизонтальная миграция УВ сменилась вертикальной, что, возможно, способствовало перетоку флюидов из отложений одного стратиграфического комплекса в другой. Подтверждением могут служить результаты химического анализа проб воды, отобранные из XII и XIV горизонтов меловых отложений пл. Бузахур, где они представлены слабыми рассолами (98,8-114,6 г/л) хлоридно-кальциевого типа, с повышенными значениями растворенных ОВ, характерных для юрского водонапорного комплекса [9].

Таким образом, возможность формирования промышленных скоплений нефти и газа в надсолевых меловых отложениях БХНГР никто не отрицает, хотя указывают на разные источники УВ. Поэтому есть все основания рассматривать меловые отложения как важный объект дальнейших геологоразведочных работ (ГРР) на всей территории региона.

Меловые отложения БХНГР сложены тремя последовательно сменяющимися друг друга во времени толщами: неоком-аптской, альб-сеноманской, турон-сенонской, сформировавшимися в процессе непрерывно нарастающей по масштабу трансгрессии, общая мощность варьирует от 500 до 1800 м [3, 9].

В разрезе меловых отложений БХНГР установлены восемь проницаемых продуктивных горизонтов, разобценных друг от друга пластами непроницаемых глинистых пород. Самый верхний из них VII горизонт выявлен в отложениях сенона, нижележащий VIII горизонт – в туроне, IX и X – в сеномане, XI – в альбе, XII – в апте и XIII и XIV горизонты – в отложениях неокома. Литологически все эти горизонты представлены преимущественно песчаниками разной окраски и разной зернистости. Другие типы пород имеют подчиненное значение.

Известно, что критериями прогноза нефтегазовой продуктивности тех или иных литолого-стратиграфических комплексов служат следующие факторы:

- наличие пластов-коллекторов, вмещающих нефть и газ;
- наличие покрывок, перекрывающих пласты-коллекторы;
- наличие ловушек, накапливающих нефть и газ на локальных участках и удерживающих их от миграции;
- наличие источников нефти и газа, в частности, нефтегазопроизводящих свит или глубинных потоков УВ.

Наличие всех этих факторов в меловых отложениях БХНГР уже доказано открытием 27-и месторождений с общими запасами более 600 млн. тонн условного топлива (тут). Но все эти запасы выявлены, в основном, на территории Бухарской ступени. Проведенные статистические расчеты показывает, что в БХНГР главным нефтегазоносным комплексом являются только юрские отложения, в которых выявлено более 80 % общих промышленных запасов УВ (доля меловых отложений составляет 19 %, а юрских 81 %).

Однако, по нашему мнению, с таким выводом не следует торопиться. Известно, что в сопредельных территориях Туркмении соотношение запасов в юрских и меловых отложениях прямо противоположно наблюдаемому в Западном Узбекистане. Получается, что в разных частях единого Амударьинского бассейна роль главного нефтегазоносного объекта играют разные стратиграфические комплексы: в узбекской части – юрские, а в соседней туркменистанской – меловые. Вряд ли в природе такое возможно. Не лучше ли объяснить этот факт разной степенью изученности указанных комплексов в разных частях нефтегазоносного бассейна? Это предположение мы считаем более верным. И предполагаем, что в дальнейшем, при достижении одинаковой степени изученности обоих стратиграфических комплексов на всей территории Амударьинского нефтегазоносного бассейна, соотношение запасов в них может измениться, и в конечном счете оба этих комплекса не будут уступать друг другу по своему значению для отрасли. В подтверждение этого вывода приведем следующий факт.

Из 27-ми выявленных в меловых отложениях БХНГР месторождений на 13-ти месторождениях залежи нефти и газа выявлены в обоих стратиграфических комплексах (таблица 1). В меловых отложениях этих месторождений общие запасы УВ в виде условного

топлива значительно превышают запасы в юрских отложениях и составляют соответственно 83333 и 33420 тысяч тун. При этом запасы газа превышают более чем в два раза (соответственно 71,3 и 30,1 млрд.м³), а запасы нефти с конденсатом превышают почти в 4 раза (соответственно 12,0 и 3,3 млн.т). Такое же соотношение наблюдается и на 10-ти месторождениях Туркменистана, на которых залежи выявлены в обоих стратиграфических комплексах (Наип, Южный Наип, Ачак, Северный Ачак, Малай, Сейраб, Учаджи, Восточный Учаджи, Бешкызыл и Гугуртли). На этих месторождениях общие балансовые запасы газа составили: в меловых отложениях – 663 млрд.м³, а в юрских почти в четыре раза меньше – 147 млрд.м³[7].

Все вышеизложенное о соотношении запасов в меловых и юрских отложениях дает нам основание для предположения о том, что в БХНГР при целенаправленном опoисковании меловых ловушек, расположенных над залежами в юрских отложениях, в них будут выявлены промышленные запасы УВ, близкие по своему объему к запасам в юрских отложениях или даже превышающие их. А такие ловушки имеются на территории Чарджоуской ступени. Например, на площадях Кандым, Уртабулак, Умид, Зеварды, Култак, Камаши, Бешкент, Шуртан, Северный Нишан, Бузахур и др.

Таблица 1 – Месторождения нефти и газа, связанные с юрскими и меловыми отложениями Бухаро-Хивинского нефтегазоносного региона

№	Месторождение	В меловых отложениях				В юрских отложениях			
		Газ млн.м ³	Нефть тыс.т	Конд. тыс.т	Усл.топ. тыс.т	Газ млн.м ³	Нефть тыс.т	Конд. тыс.т	Усл.то п. тыс.т
1	Сеталантепе	409	-	-	409	78	-	-	78
2	Джаркак	7 655	491	-	8 146	118	265	-	383
3	Караулбазар-Сарыташ	1 124	435	-	1 559	3 904	243	-	4 147
4	Акджар	1 844	-	-	1 844	74	-	-	74
5	Южный Мубарек	23 369	-	1 801	25 170	4 114	-	224	4 338
6	Шурчи	1 737	-	-	1 737	255	-	-	255
7	Учкыр	28 153	-	527	28 680	16 294	-	497	16 791
8	Юлдузкак	281	-	-	281	371	-	-	371
9	Янгиказган	6 421	-	107	6 528	1 988	-	23	2 011
10	Западный Юлдузкак	20	166	-	186	5	30	-	35
11	Восточный Ташлы	-	5 324	-	5 324	764	463	-	1 227
12	Западный Ташлы	-	3 178	-	3 178	-	1 492	-	1 492
13	Алат	286	-	5	291	2 176	-	42	2 218
Всего запасов:		71 299	9 594	2 440	83 333	30 141	2 493	786	33 420

Известно, что во всех нефтегазоносных регионах тектонический фактор играет важную роль в размещении залежей нефти и газа. В БХНГР в этом отношении месторождения в меловых отложениях распределены неравномерно. Хотя более четкая и бесспорная закономерность проявлена в контроле меловых залежей структурами второго и третьего порядка. В БХНГР широко развиты линейно вытянутые валообразные поднятия. Они контролируют зоны нефтегазонакопления, а расположенные в их пределах локальные поднятия играют роль конкретных ловушек нефти и газа. Так, на Бухарской ступени роль

контролирующих структур второго порядка играют Янгиказганское, Газлийское, Мубарекское, Азляртепинское линейные поднятия, а расположенные в их пределах многочисленные антиклинальные структуры являются ловушками для месторождений нефти и газа.

Что касается Чарджоуской ступени, то пока мало данных для однозначных выводов, потому что там открыто всего лишь три месторождения (Гарби, Учкыр и Алат-Кувачи). Но и здесь, так же как и на Бухарской ступени, имеются линейно вытянутые структуры второго порядка, а в их пределах – локальные антиклинальные поднятия. Таковы, например, Кульбешкак-Ходжиказганское, Денгизкульское, Испанлы-Чандырское, Зевардинское, Камаша-Бешкентское, Аляудинское и другие линейно вытянутые валообразные поднятия, объединяющие локальные структуры Ходжиказган, Даяхатын, Кульбешкак, Учкыр, Денгизкуль, Уртабулак, Зеварды, Чандыр, Зекры, Бешкент, Камаша, Аляуды, Шуртан и др.

В заключение особо хотим подчеркнуть, что с экономической точки зрения, ГРП по открытию и разработке месторождений в меловых отложениях Чарджоуской ступени будут высокорентабельными, потому что, во-первых, в составе газов отсутствует сероводород, что исключает необходимость специальной их переработки, во-вторых, продуктивные горизонты залегают на относительно небольших глубинах и, в-третьих, бурение скважин не будет сопровождаться аварийными осложнениями (рапопроявления, катастрофические поглощения и т.д.).

Выводы. Таким образом, выяснено, что потенциальные возможности меловых отложений БХНГР далеко еще не исчерпаны. Показано, что имеется реальная возможность значительного расширения их перспективной площади за счет территории Чарджоуской ступени. На этой территории меловые отложения пока еще не изучались в достаточной степени целенаправленными поисковыми работами.

Изучением геологических особенностей меловых отложений Чарджоуской ступени и комплексного статистического анализа существующих положительных геологических факторов нефтегазоносности нижнемелового разреза, а также на основе гидродинамического исследования обоснованы перспективы продуктивности отдельных площадей и участков исследуемой территории.

Наличие всех этих факторов в меловых отложениях Чарджоуской ступени уже доказано открытием 3-х месторождений. Далее нужно развивать ГРП, чтобы доказать нефтегазоносный потенциал меловых отложений Чарджоуской ступени так же, как в Бухарской ступени и сопредельных территориях. А для этого, по мнению автора, имеются все основания.

Литература

1. Бегметов Э.Ю. О продуктивности меловых отложений южной части Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области // Геология газовых месторождений. Л.: Недра. 1970. С. 112-116.
2. Акрамходжаев А.М., Бабаев А.Г., Эгамбердыев М.Э. К уточнению потенциала продуктивности меловых отложений Амударьинского нефтегазоносного бассейна // Узб. геол. журнал. 1973. № 5. С. 3-10.
3. Эгамбердыев М.Э., Хикматуллаев Б.С., Хакимов У.Х. и др. Фации, палеогеография, геохимия нефтегазоносных отложений мезозоя Южного и Западного Узбекистана. Ташкент: Фан. 1976. С. 73-78.
4. Старобинец И.С., Ибрагимов З.С., Сиражитдинов Д. К вопросу о размещении и формировании залежей нефти и газа на территории Бухаро-Хивинской области // Нефтегазовая геология и геофизика. 1971. № 5. С. 17-21.
5. Ибрагимов А.Г., Фортунатова Н.К., Суннатов М.С. Перспективы открытия залежей бессерного газа в меловых отложениях Бешкентского прогиба Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области // Геология нефти и газа. 2013. № 3. С. 28-33.

6. Солопов Г.С. Компьютеризация графо-аналитических моделей месторождений нефти и газа Узбекистана для создания по ним банка данных на ПЭВМ. Ташкент. 1998. Фонды ИГИРНИГМ.
7. Ситдилов Б.Б. Уточнение потенциальных ресурсов углеводородов в меловых отложениях Чарджоуской ступени и разработки рекомендаций по их практическому освоению. Ташкент. 2010. Фонды ИГИРНИГМ. С. 24-28.
8. Нугманов А.Х. Тектонически экранированные ловушки в юрских отложениях Западного Узбекистана – перспективное направление ГРП // Узбекский журнал нефти и газа. 2015 (спец. выпуск). С. 111-116.
9. Шоймуротов Т.Х., Хайитов Н.Ш., Халикулова Ф.Т. Потенциал нефтегазоносности меловых отложений Бухаро-Хивинского региона // Вестник Университета геологических наук. 2022. № 1. С. 16-24.

Секция 3

*Стратиграфия докембрия, палеозоя, мезозоя и
кайнозоя Тянь-Шаня*

ДОКЕМБРИЙ ТЯНЬ-ШАНЯ: УТОЧНЕНИЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ СХЕМ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Алексеев Д.В.¹, Худoley А.К.²

dvalexeiev@mail.ru, a.khudoley@spbu.ru

¹ Геологический институт РАН, г. Москва, Россия

² Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия

Результаты геохронологических исследований, полученные за последние 15 лет, позволяют существенно уточнить стратиграфические схемы докембрия Тянь-Шаня [1].

В Северном Тянь-Шане в Макбальском антиклинории (МА) (рисунок 1) для наиболее древних пород, представленных кварцитами тюекарынской и макбальской свит, получены оценки максимального возраста осадконакопления (maximum depositional age MDA), соответственно, ~1600 и ~1840 млн лет [2, 3], а для гранат-кварц-слюдяных сланцев нельдинской свиты – MDA ~1770–1800 млн лет [4, 5]. На северо-восточном крыле МА для кварцитов оввской свиты, относившейся к кембрию, получен MDA ~1055 млн лет [3].

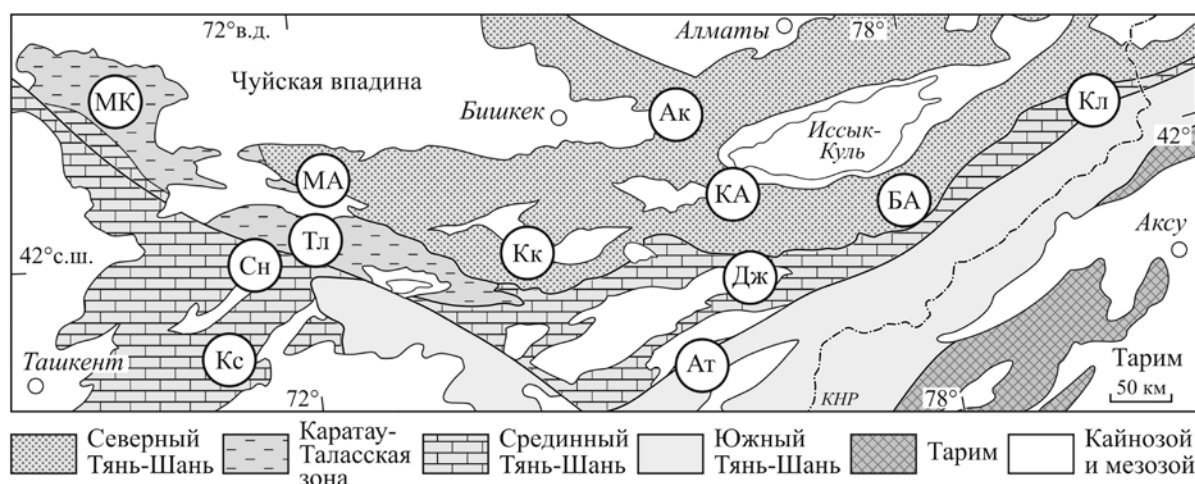


Рисунок 1 – Схема районирования Тянь-Шаня. Кружками обозначены: Ак – Актюзский блок, Ат – хр. Атбаши, БА – Бурханский антиклинорий, Дж – хр. Джетымтау, КА – Кочкорский антиклинорий, Кк – р. Кокомерен, Кл – р. Куйлю, Кс – Кассансай, МА – Макбальский антиклинорий, МК – Малый Каратау, Сн – хр. Сандалаш, Тл – хр. Талас.

Время накопления карбонатов и терригенных пород ортотауской серии, развитых на южном фланге МА, турагаинского комплекса на р. Кокомерен и сенкельтейской свиты в Кочкорском антиклинории (рисунок 1) оценивается, соответственно, в пределах ~1200–1160, ~1180–1150 и ~1200–1150 млн лет – по возрасту наиболее молодых обломочных цирконов в сланцах и возрасту наиболее древних интрузий, прорывающих осадочные толщи [5, 6].

В Бурханском антиклинории (БА) на востоке СТШ (рисунок 1) для кислых вулканитов, чередующихся с карбонатами и сланцами в разрезах карагоманской серии, получены оценки возраста ~1370, ~1186 и ~1150–1130 млн лет [6, 7]. Породы серии и рвущие их гранито-гнейсы с возрастом 1122 ± 16 млн лет были метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации ориентировочно между ~1120 и ~1110 млн лет. Для лежащих выше с угловым несогласием слабо метаморфизованных вулканитов бурханской серии, представленных риолитами экургенкольской свиты и базальтами бельчийской свиты, получена оценка возраста ~1104 млн лет для туфа в кровле бельчийской свиты. В разрезе вышележащей сарыбулакской серии определен возраст известняков суекской свиты 1080 ± 12 млн лет (Pb-Pb метод по породе) [8], а возраст нижележащих песчаников и сланцев тарагайской свиты оценивается в интервале ~1104–1080 млн лет. Близкие возрасты, по-видимому, имеют

курганташская и терсбутацкая свиты в МА, коррелирующиеся, соответственно, с тарагайской и суекской свитами Бурханского антиклинория [1]. Для кварцитов джилусуйской свиты в БА, лежащей с размывом на суекской свите, получен MDA ~1032 млн лет – близкий к MDA коррелирующейся с ней оввской свиты Макбальского антиклинория. Сравнение по K-S тесту показывает, что распределения возрастов цирконов в джилусуйской и оввской свитах СТШ и в неопротерозойских кварцитах Северного Казахстана статистически неразличимы. Кварциты имеют общий источник сноса и, по-видимому, представляют единый стратиграфический уровень [3].

Не подтверждается присутствие нижнего докембрия в Актюзском блоке СТШ (рисунок 1). Гранито-гнейсы актюзского комплекса имеют возраст 844–541 млн лет, протолит парагнейсов кеминского комплекса не древнее 503 млн лет, а возраст метаморфизма оценивается как ~480 млн лет. Неметаморфизованные кислые вулканиты борубайской свиты, относившейся к рифею, имеют возраст 452 ± 5 млн лет, указывающий, на формирование пород в позднем ордовике [9]. В Кунгейском хребте к СЗ от оз. Иссык-Куль дацитовые туфы, относившиеся к кунгейской свите протерозоя, имеют возраст 489 ± 2 млн лет, отвечающий позднему кембрию [10], а для зеленых сланцев турасуйской толщи на ЮЗ оз. Иссык-Куль, также считавшейся протерозойской, нами получена оценка MDA ~486 млн лет.

В Каратау-Таласской зоне (КТ) (рисунок 1), являющейся краевой частью микроконтинента Срединного Тянь-Шаня, возраст наиболее древних пород – рифтогенных бимодальных вулканитов чиимташской свиты на ЮЗ хр. Талас оценивается как 851 ± 4 млн лет [11]. Для вышележащих флишоидов узонахматской свиты получен MDA ~808 млн лет. На СВ хр. Талас для флишоидов тагыртауской, сарыджонской и постунбулакской свит нами определены MDA, соответственно, ~808, ~803 и ~809 млн лет, совпадающие с MDA узонахматской свиты. В Малом Каратау близкие значения MDA ~807 и ~802 млн лет получены, соответственно, для флишоидов кокджотской серии и большекаройской свиты. Для образца туфа курганской свиты определен возраст ~730 млн лет [12]. Возраст известняков кокджотской и джанытасской серий, относившихся к нижнему палеозою, оценивается как ~800 млн лет по результатам изотопного Sr-C хеомстратиграфического исследования [12]. Предполагавшийся ранее палеозойский возраст флишоидных толщ Каратау-Таласской зоны результатами наших геохронологических исследований не подтверждается.

В Срединном Тянь-Шане (СрТШ) в комплексе Куйлю получены датировки двух генераций гранито-гнейсов ~2330–2320 млн лет и ~1850 млн лет, указывающие, что вмещающие их метаосадочные толщи имеют возраст древнее 2330 млн лет. Породы претерпели метаморфизм в условиях эпидот-амфиболитовой фации ~1830 млн лет [13]. Породы палеопротерозойского фундамента, недеформированные граниты тония (сарыджазский комплекс и его аналоги) и вулканиты с возрастaми 764–720 млн лет (свита Большого Нарына и её аналоги) [14] с несогласием перекрываются диамиктитами, песчаниками и сланцами криогения и эдиакария. На западе СрТШ диамиктиты ледникового происхождения, предположительно отвечающие оледенению Марино (~640–635 млн лет), развиты в основании шорашуйской свиты в хр. Сандалаш и на южных склонах хр. Талас. В верхней части свиты они сменяются турбидитами и склоновыми брекчиями эдиакарского возраста с MDA ~616 млн лет [15]. На востоке СрТШ диамиктиты, коррелирующиеся с оледенением Марино, отмечались в джетымтауской свите [5]. Для ледниковых отложений байконурской свиты на месторождении Кумтор в хр. Акшийрак определен MDA 555 млн лет, а возраст накопления пород оценивается в диапазоне ~555–540 млн лет [16]. Полученная датировка представляет первое геохронологическое подтверждение позднеэдиакарского возраста Байконурского оледенения, широко проявленного во многих регионах Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Сходство разрезов докембрия и распределений возрастов обломочных цирконов предполагают, что СрТШ в неопротерозойское время примыкал к северному Тариму [12]. Сопоставление литологии и возрастов пород в разрезах СрТШ и хр. Куруктаг на СВ Тарима показывает, что свита Большого Нарына является аналогом свиты Байиси (Bei'yixi),

диамиктиты и турбидиты шорашуйской и джетымтауской свит коррелируются с тиллитами свиты Терезкен (Tereeken) и турбидитами свиты Жамокти (Zhamokti), а байконурская свита является аналогом тиллитов Ханкалчоуг (Hankalchoug) [15, 16].

В Кассансайском комплексе Чаткальского хребта на ЮЗ СрТШ, ранее относившемся к нижнему протерозою, определен среднеордовикский возраст метавулканитов семизсайской свиты ~467–461 млн лет [17]. Не относятся к докембрию также сланцы кембельского комплекса, развитые на южном фланге СрТШ в хр. Атбаши, и атбашинского комплекса на северном фланге Южного Тянь-Шаня, для которых определены значения MDA, соответственно, ~450 млн лет [18] и ~430 млн лет [19].

Работа подготовлена в рамках проекта РНФ № 25-17-00086.

Литература

1. Дженчураева А.В., Захаров И.Л., Жуков Ю.В., Гетман О.Ф., Максумова Р.А., Неевин А.В., Ногаева Л.П., Риненберг Р.Е. Стратифицированные образования Кыргызстана. Бишкек: КРСУ. 2015. 338 с.
2. Konopelko D., Klemm R. Deciphering protoliths of the (U)HP rocks in the Makbal metamorphic complex, Kyrgyzstan: geochemistry and SHRIMP zircon geochronology // Eur. J. Min. 2016. V. 28. P. 1233–1253.
3. Алексеев Д.В., Худолей А.К., Дюфрэн С.Э. Палеопротерозойские и неопротерозойские кварциты киргизского Северного Тянь-Шаня: обоснование возраста по результатам датирования обломочных цирконов // ДАН. 2020. Т. 491. № 2. С. 5–9.
4. Degtyarev K.E., Ryazantsev A.V., Tretyakov A.A., Tolmacheva T.Yu., Yakubchuk A.S., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Kovach V.P. Neoproterozoic–Early Paleozoic tectonic evolution of the western part of the Kyrgyz Ridge (Northern Tian Shan) Caledonides // Geotectonics. 2013. V. 47. P. 377–417.
5. Rojas-Agramonte Y., Kröner A., Alexeiev D.V., Jeffreys T., Khudoley A.K., Wong J., Geng H., Shu L., Semiletkin S.A., Mikolaichuk A.V., Kiselev V.V., Seltnmann R. Detrital and igneous zircon ages for supracrustal rocks of the Kyrgyz Tianshan and palaeogeographic implications // Gondwana Res. 2014. V. 26. P. 957–974.
6. Kröner A., Alexeiev D.V., Rojas-Agramonte Y., Hegner E., Wong J., Xia X., Belousova E., Mikolaichuk A., Seltnmann R., Liu D.Y., Kiselev V.V. Mesoproterozoic (Grenville-age) terranes in the Kyrgyz North Tianshan: Zircon ages and Nd-Hf isotopic constraints on the origin and evolution of basement blocks in the southern Central Asian Orogen // Gondwana Res. 2013. V. 23. P. 272–295.
7. Алексеев Д.В., Кушнарёва А.В., Худолей А.К., Шатов В.В., Третьяков А.А. Возраст и тектоническая позиция мезопротерозойских риолитов и раннеордовикских гранитов Бурханского антиклинория Северного Тянь-Шаня (восточная Киргизия) // ДАН. 2025. Т. 522. № 2. С. 5–14.
8. Кузнецов А.Б., Алексеев Д.В., Каурова О.К., Ситкина Д.Р. Sr-изотопная характеристика и Pb-Pb возраст мезопротерозойских карбонатов киргизского Северного Тянь-Шаня // ДАН. 2022. Т. 506. № 2. С. 127–134.
9. Kröner A., Alexeiev D.V., Hegner E., Rojas-Agramonte Y., Corsini M., Chao Y., Wong J., Windley B.F., Liu D., Tretyakov A.A. Zircon and muscovite ages, geochemistry, and Nd-Hf isotopes for the Aktyuz metamorphic terrane: evidence for an Early Ordovician collisional belt in the northern Tianshan of Kyrgyzstan // Gondwana Res. 2012. V. 21. P. 901–927.
10. Alexeiev D.V., Kröner A., Kovach V.P., Tretyakov A.A., Rojas-Agramonte Y., Degtyarev K.E., Mikolaichuk A.V., Wong J., Kiselev V.V. Evolution of Cambrian and Early Ordovician arcs in the Kyrgyz North Tianshan: Insights from U-Pb zircon ages and geochemical data // Gondwana Res. 2019. V. 66. P. 93–115.
11. Худолей А.К., Алексеев Д.В., Рязанцев А.В., Петров Е.О. Ранненеопротерозойская (850 млн лет) бимодальная вулканическая серия в Таласском Алатау, Северный Тянь-Шань: отражение начальных стадий распада Родинии // ДАН. 2021. Т. 497. № 1. С. 61–66.

12. Alexeiev D.V., Khudoley A.K., DuFrane S.A., Glorie S., Vishnevskaya I.A., Semiletkin S.A., Letnikova E.F. Early Neoproterozoic fore-arc basin strata of the Malyi Karatau Range (South Kazakhstan): depositional ages, provenance and implications for reconstructions of Precambrian continents // *Gondwana Res.* 2023. V. 119. P. 313–340.
13. Kröner A., Alexeiev D.V., Kovach V.P., Rojas-Agramonte Ya., Tretyakov A.A., Mikolaichuk A.V., Xie H.Q., Sobel E.R. Zircon ages, geochemistry and Nd isotopic systematics for the Palaeoproterozoic 2.3 to 1.8 Ga Kuilyu Complex, East Kyrgyzstan – the oldest continental basement fragment in the Tianshan orogenic belt // *J. Asian Earth Sci.* 2017. V. 135. P. 122–135.
14. Terbishalieva B., Timmerman M.J., Mikolaichuk A., Altenberger U., Sláma J., Schleicher A. M., Sudo M., Sobel E., Cichy S.B. Calc-alkaline volcanic rocks and zircon ages of the late Tonian: early Cryogenian arc-related Big Naryn Complex in the Eastern Djetim-Too Range, Middle Tianshan block, Kyrgyzstan // *Int. J. Earth Sci.* 2021. V. 110. P. 353–375.
15. Алексеев Д.В., Худолей А.К., Дюфрэн С.Э., Кушнарёва А.В., Брянский Н.В., Каримов А.А. Неопротерозойские диамиктиты Срединного Тянь-Шаня (Кыргызстан): возраст, обстановки накопления, источники сноса // *ДАН.* 2023. Т. 512. № 1. С. 21–28.
16. Алексеев Д.В., Худолей А.К., Шевкунов А.Г., Куликова А.В., Айдаркулов Т.Н., Миннебаев К.Р. Позднеэдиакарские ледниковые отложения байконурской свиты Срединного Тянь-Шаня (восточный Кыргызстан): обоснование возраста по результатам U-Th-Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований обломочного циркона // *ДАН.* 2025. Т. 521. № 1. С. 5–13.
17. Alexeiev D.V., Kröner A., Hegner E., Rojas-Agramonte Ya., Biske Yu.S., Wong J., Geng H.G., Ivleva E.A., Mühlberg M., Mikolaichuk A.V., Liu D.N. Middle to Late Ordovician arc system in the Kyrgyz Middle Tianshan: From arc-continent collision to subsequent evolution of a Palaeozoic continental margin // *Gondwana Res.* 2016. V. 39. P. 261–291.
18. Biske Yu.S., Alexeiev D.V., Ershova V.B., Priyatkina N.S., DuFrane S.A., Khudoley A.K. Detrital zircon U-Pb geochronology of middle Paleozoic sandstones from the South Tianshan (Kyrgyzstan): implications for provenance and tectonic evolution of the Turkestan Ocean // *Gondwana Res.* 2019. V. 75. P. 97–117
19. Hegner E., Klemm R., Kröner A., Corsini M., Alexeiev D.V., Iaccheri L.M., Zack T., Dulski P., Xia X., Windley B.F. Mineral ages and P-T conditions of Late Paleozoic high-pressure eclogite and provenance of mélangé sediments from Atbashi in the South Tianshan orogen of Kyrgyzstan // *Am. J. Sci.* 2010. V. 310. P. 916–950.

СРЕДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ КИРГИЗСКОГО ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ

Бискэ Ю.С.

gbiskeh@yandex.ru

Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия

1. Быстрый прогресс в понимании палеозойской стратиграфии и геологической истории региона пришелся на 1950-80-е годы, что связано было с потребностями геологической съемки и широких поисковых работ. В результате дальнейших политических и хозяйственных перестроек достижения этого периода остались по существу незавершенными. Сейчас у нас есть:

- геологические карты, включая сводные работы (1), легенды которых содержат огромное количество местных стратиграфических подразделений, в том числе явно синонимичных или же недостаточно скоррелированных (2, 3);
- биостратиграфическая основа для корреляции, полученная трудом десятков специалистов. Все важнейшие группы ископаемых так или иначе вовлечены в работу и исследованы, хотя результаты остались разрозненными и опубликованы лишь частично;
- прогресс через применение в стратиграфии изотопного датирования, достигнутый в последние десятилетия на основе гораздо более скромных возможностей, позволивший определить или пересмотреть возрастную характеристику метаморфических, магматических и некоторых терригенных толщ.

2. В пределах киргизского Южного Тянь-Шаня особого внимания заслуживают известняки силура и низов девона, которые в непрерывной последовательности достигают мощностей более 2 тыс. м и предоставляют возможность полностью проследить биологическую эволюцию нескольких групп скелетных фоссилий (брахиоподы, кораллы, моллюски и пр.).

3. Для дальнейшей работы важно решить вопрос о природе стратиграфических шкал и подразделений, используемых в корреляции и геологическом картировании. Так, для названного интервала последовательность слоев с фауной (меришкорские, дальянские, исфаринские, кунжакские, манакские и пр.) приблизительно сопоставлена с мировой хроностратиграфической шкалой, в том числе через использование широко распространенных групп батиальных ископаемых (граптолиты, конодонты и пр.). При этом в региональной стратиграфии утвердилось промежуточное звено – горизонты, смысл которого в общем случае заключается в обозначении этапов геологической истории, разделенных явно выраженными событийными рубежами. Однако такие рубежи могут быть четкими в мелководных шельфовых разрезах как границы циклов седиментации и/или климатические события; тогда как в непрерывных мощных сериях, особенно карбонатных, они не указываются и в большинстве случаев явно отсутствуют. Биотические изменения происходят здесь по большей части постепенно, а последовательность «слоев с фауной» разделена более или менее условными границами, которые для разных ископаемых групп не совпадают.

Сделаны попытки изменять уже установленный (по фаунистическим комплексам, или же непосредственно в стратотипическом разрезе) объем горизонтов с целью отождествить его с предполагаемым объемом ярусов. Так, используемый скоро 100 лет термин «исфаринские слои» имел первоначально смысл комплексной биозоны по брахиоподам. Далее показано было, что нижняя граница этого подразделения – фациальная, верхняя же не совпадает в последовательности типичных брахиопод и кораллов (появление «кунжакских» *Favosites kozlovskyi* раньше *Mesodouvillina costatula* и *Spirigerina supramarginalis* и исчезновения исфаринского комплекса брахиопод с *Atrypoides camelina*), тогда как пржеидольские

граптолиты *Pristiograptus princeps* и лоховские *Monograptus uniformis* присутствуют лишь на отдельных уровнях стратотипического разреза.

Для отложений среднего–верхнего девона и карбона уже в 1990-е годы также предложены наименования горизонтов, однако они имеют чисто биостратиграфический смысл, т.е. обозначают не вполне увязанные между собой ряды биозон по конодонтам, фораминиферам, гониатитам (3). Горизонт в таком понимании становится всего лишь местным выражением международного яруса.

4. Ревизия легенды геологических карт может быть сделана по прямому пути: однотипные вещественные единицы (серии, свиты) – корреляция через слои с фауной плюс изотопное датирование – позиция в международной шкале.

Литература

1. Геологическая карта Кыргызской республики. Масштаб 1: 500 000 / Ю.В. Жуков, И.Л. Захаров, А.В. Березанский, Р.М. Израилева; Гл. ред. Б.Т. Турсунгазиев, О.В. Петров. СПб: Картогр. ф-ка ВСЕГЕИ. 2008.
2. Стратифицированные образования Кыргызстана / А.В. Дженчураева, И.Л. Захаров, Ю.В. Жуков и др.; отв. ред. А.В. Дженчураева. Бишкек: КРСУ. 2015. 338 с.
3. Стратиграфический словарь фанерозоя Таджикистана (Северный, Центральный и Юго-Западный Таджикистан) / Гл. ред. А.А. Сабиров. Душанбе: Недра. 2012. 460 с.

Секция 4

*Палеонтологическая летопись Тянь-Шаня и
биостратиграфия*

ДРЕВНИЕ ГИНКГОВЫЕ ДЕРЕВЬЯ И ДИНОЗАВРЫ В ПРЕДГОРЬЯХ ТЯНЬ-ШАНЯ

Дунин-Барковская Э.А.¹, Булина Н.В.¹, Джалилов Г.Г.²

gafur@mail.ru

¹ Национальный университет Узбекистана им. М. Улугбека, г. Ташкент, Узбекистан

² Институт геологии и разведки нефтяных и газовых месторождений,
г. Ташкент, Узбекистан

Значительные залежи окаменевших деревьев обнаружены в разных участках планеты Земля. Как правило, это национальные парки: США (штат Аризона), Аргентина (Патагония), Египет, Россия (Средняя Сибирь, Камчатка, Приморье, Чукотка). Находили окаменевшие деревья и в Европейской части России. В Тянь-Шане окаменевшие остатки гинкговых растений установлены на территории Иссык-Кульской котловины, Нарынской зоны (Киргизия), Ферганской зоны (граница Киргизии и Узбекистана), района Заилийского Алатау (Казахстан) и др. [1].

Имеются скопления окаменелых стволов гинкговых в неогеновых отложениях в штате Вашингтон (Государственный парк гинкго), в верхнеюрских отложениях Северной Ферганы, встречены в позднемеловых отложениях Приташкентского района и др.

Окаменевшие гинкговые деревья в Приташкентском районе. Пять стволов гинкговых деревьев довольно крупных размеров (диаметром около 60 см, высотой до 2,3 м) обнаружены в предгорьях Юго-Западных отрогов Тянь-Шаня в Приташкентском районе в осадочно-терригенных породах позднемелового возраста. Эти отложения встречаются также в виде небольших выходов в бортах долины Келеса (истоки) и других местах. Келес небольшая речка, берущая начало в юго-западной части хребта Каржантау (абсолютные отметки от 800 до 2000–2500 м) и впадающая в Сыр-Дарью. Стволы гинкговых деревьев найдены в 1960-х годах геологом Т.К. Коржаувым в долине Келеса в районе поселка Сарыагач.

По инициативе его и директора института геологии и геофизики И.Х. Хамрабаева стволы были привезены в Ташкент и уставлены как музейные экспонаты около здания института на улице имени академика Х.С. Сулеймановой. В 1993 г. институт геологии переехал в новое здание в Академгородке. Стволы окаменевших деревьев также были перевезены и поставлены у его входа (рисунок 1).



Рисунок 1 – Стволы окаменевших гинкговых деревьев у входа в институт геологии и геофизики АН РУз. На их фоне - участники научной конференции Э.А. Дунин-Барковская, Г.Р. Хабибуллаева, М.В. Ермоленко. Ташкент, 2015 г. Фото А.В. Ермоленко

По завещанию академика И.Х. Хамрабаева одно из окаменевших деревьев установлено в качестве памятника на его могиле. С 2026 г. стволы находятся у входа в Геологический музей

при министерстве горнодобывающей промышленности и геологии Республики Узбекистан. Они похожи на стволы современных гинкговых деревьев, имеющих толстый высокий ствол с раскидистой кроной.

Характеристика окаменевших деревьев. Все найденные стволы покрыты плотной твердой коркой бежевого цвета толщиной до 2,5 см. На изломе она розоватого или буроватого цвета. Образцы корки двух окаменевших деревьев изучены оптически в прозрачных шлифах, на рентгеновском дифрактометре, а также химическим методом для определения формы железа и серы. Корка имеет в основном карбонатный состав (в среднем): доломит – 84,9%, кальцит – 7,25%. В небольшом количестве присутствует кварц – 1,6%, акцессорные и другие минералы из вмещающих осадочно-терригенных пород: альбит – 2,6%, анатаз – 0,45%, гидрослюда – 2,4%, пиррофиллит – 3,2%. Общее содержание железа в одном образце – 1,05%, в другом – 0,58%. Оно находится преимущественно в виде Fe_2O_3 (гетит) и в очень небольших количествах в виде сульфида (пирит), FeO (иоцит) и сульфата (жарозит). В прозрачном шлифе наблюдалось неравномерное распределение гидроокислов железа по агрегату карбонатов. У некоторых деревьев сохранились слабо выраженные кольца роста ствола. Корка покрывает окремненный очень плотный ствол.

Влияние вмещающей среды и подземных вод на процесс окремнения. Окаменение может происходить за счет высвободившегося кремнезема при разложении полевых шпатов (ортоклаза, плагиоклаза) вмещающих песчаников под воздействием минерализованных подземных вод, статического давления вышележащих толщ и повышения температурного градиента, о чем свидетельствует наличие в корке пиррофиллита и гидрослюда. В согласии с принципом актуализма (настоящее – ключ к прошлому) для воспроизводства процесса изменения древесины мы использовали состав и температуру подземной воды Сарыагачского района в осадочно-терригенных отложениях. Состав термальных вод Сарыагача близь реки Келес был определен научными сотрудниками Узбекского научно-исследовательского института курортологии и физиотерапии им. Семашко в 1949 г. после открытия источника в 1948 г. при бурении скважины №7 на нефть в верхнемеловых водоносных слоях. Скважина показала на глубине от 870 до 1100 м наличие минерализованной термальной (47-51°C) воды, фонтанирующей на высоту 80-100 м. В работе О.В. Подольного, 2010 г. указаны два напорных водоносных горизонта в отложениях $\text{K}_2\text{t}_2\text{-sn}$ и $\text{K}_{1-2}\text{ al-s}$ Приташкентского артезианского бассейна. В составе воды (в мг/л): карбонаты – 410, кремниевая кислота – 14-20, сульфаты – 72, хлор – 58, натрий – 225. Газовый состав (в %): азот (85-87), кислород (13-15). Вода имеет щелочную реакцию (рН 8,2-8,5), насыщена азотом, кремниевой кислотой [2, 3]. По другим источникам – и ионами магния. Подобные воды могли способствовать окремнению тканей стволов и образованию железисто-карбонатной корки.

Совместное нахождение стволов окаменевшей древесины и останков динозавров. Такие находки известны: в Бразилии (геопарк Палеоротта, триассовый период); на Аляске (середина мелового периода), Кызылкумах (позднемеловая эпоха), пойме р. Ягноб в Таджикистане (среднеюрская эпоха) и др.

В Приташкентском районе в отложениях позднего мела их совместное нахождение отметили Б.А. Борнеман (1937, 1940), Г.А. Беленький (1955, 1961, 1966). В горах Алымтау и истоках сая Тас-Котан в косослоистых известковистых песчаниках вместе с костями динозавров и стволами окаменевшей древесины содержатся в большом количестве зубы акул, позвонки костистых рыб, раковины гастропод и пелеципод [4].

Одной из самых значимых находок в Узбекистане в 1961 г стал скелет утконосого травоядного динозавра (рисунок 2). Обнаружил его палеонтолог, доцент Ташкентского университета Г.А. Беленький с группой своих студентов в 45 км к северу от Ташкента в Приташкентских Чулях в районе колодца Сук-Сук в горизонте пестроцветных и красноцветных песков, песчаников, конгломератов и алевролитов верхнего турона (рисунок 3).

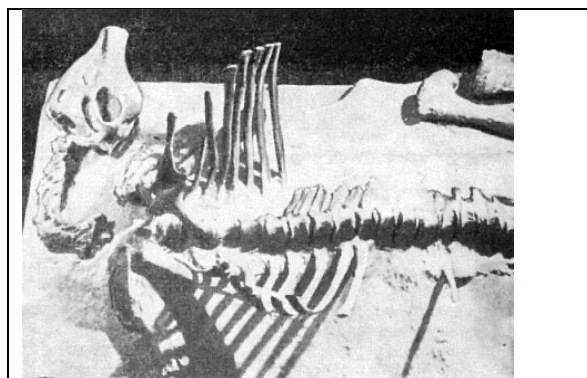
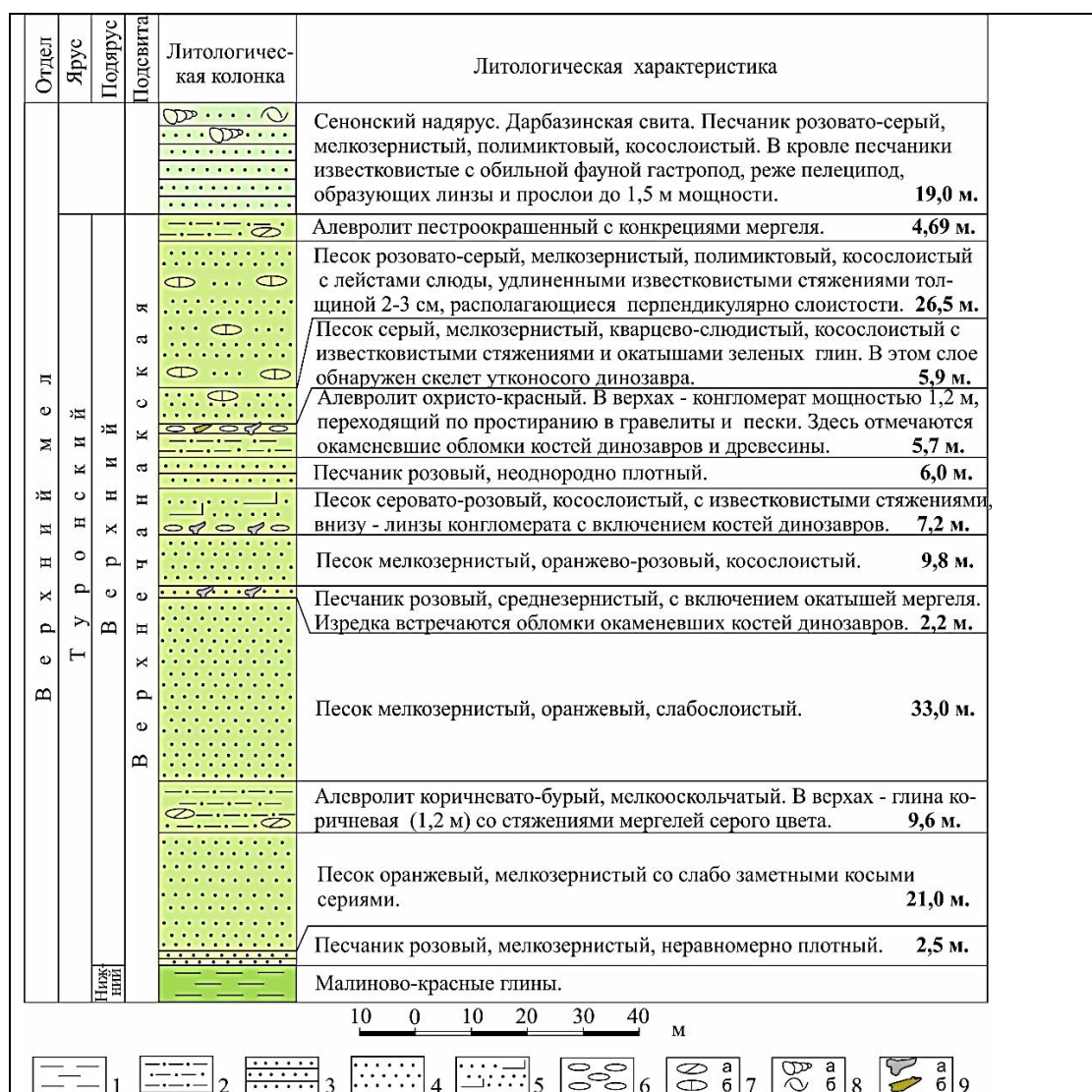


Рисунок 2 – Экспозиция со скелетом прохенеозавра в Палеонтологическом музее АН СССР, сохраняющая его позу в захоронении. Фото: А.К. Рождественский



1 – глины; 2- алевриты; 3 – песчаники; 4- пески; 5 – пески известковистые; 6 – конгломераты; 7 – стяжения: а) мергелей, б) известковистые; 8 – моллюски: а) гастроподы, б) пеллециподы; 9 – окаменевшие обломки а) костей динозавров, б) древесины.

По всей толще встречаются разрозненные окаменевшие кости пресмыкающихся, местами образующие скопления в гравелитах и конгломератах. В отдельных участках отмечаются окаменевшие стволы деревьев [2]. А.К. Рождественский установил принадлежность скелета к новому виду утконосых динозавров из рода прохениозавр (*Procheneosaurus conpinoane*), известного в Северной Америке. Останки стали самой полной находкой в Средней Азии, сохранилось более 70% скелета [5].

Среда обитания гинкговых растений и динозавров в позднемеловую эпоху. На территории Средней Азии гинкговые были широко распространены в течении многих десятков миллионов лет начиная с пермского периода и по крайней мере до начала мелового. Древние гинкговые были представлены несколькими видами. Можно предполагать, что они имели много общего с их современным представителем гинкго билоба (*Ginkgo biloba*). В позднемеловую эпоху участие гинкговых в составе растительности сильно сократилось из-за массового развития покрытосеменных растений. В туронских отложениях пыльца гинкговых встречается в количестве 1-2%. В Приташкентском районе в позднемеловой эпохе существовало мелководное море. В нем при трансгрессии и регрессии в условиях теплого влажного климата возникали и вновь разрушались острова и отмели, на которых в сравнительно кратковременные периоды быстро развивался покров растений и появлялся животный мир. Гинкговые предпочитали влажный климат, теплую температуру, близость рек и озер, рыхлые осадочные почвы и расселялись в речных долинах, низменностях, осадочных впадинах. Их распространение и других растений послужило базой для появления гигантских пресмыкающихся – динозавров. Анализ разновозрастных остатков листьев, пыльцы и древесин гинкговых указывает на большую длительность существования не только родов, но и видов. Этот факт свидетельствует о определенных эколого-географических условиях [1].

Реликтовые гинкговые сохранились только в горах Далоу в Восточном Китае благодаря способности приспосабливаться к изменению условий. Они послужили основой для расселения современных гинкговых в различных частях Земли. Динозавры вымерли в конце мелового периода в результате изменившихся условий существования на Земле. Изучение ископаемых древесин в том числе гинкговых, остатков костей динозавров позволяет воссоздать историю развития растительного и животного мира 100,5- 66 млн. лет назад, палеоклимат, палеоэкологию, определить возможность более широкого распространения современных гинкговых с целью их использования в медицине и в качестве озеленения парковых зон.

Литература

1. Сикстель Т.А., Кузичкина Ю.М., Савицкая Л.И., Худайбердыев Р.Х., Швецова Е.М. К истории развития гинкговых в Средней Азии // Палеоботаника Узбекистана / Под ред. Сикстель Т.А. Т. 2. Ташкент: Фан. 1971. С. 62-116.
2. Беленький Г.А., Миркамалова С.Х. Палеогеография мела и палеогена Приташкентской депрессии. Л.: Недра. 1965. 118 с.
3. Мавлянов П.Н., Бакиев С.А, Мавлянов Г.Н. Геохимическая характеристика природных и искусственных кремнистых вод (Приташкентский артезианский бассейн, Узбекистан) // Experimental and theoretical research in modern science. Кишинев. 2021. С. 359-371.
4. Беленький Г.А. Стратиграфия меловых отложений Приташкентских Чулей. Ташкент: Изд-во СамГУ. 1961. 183 с. (Труды Ташкентского гос. университета. Вып. 181).
5. Рождественский А. На поиски динозавров в Гоби. М.: Наука. 1969. 188 с.

КЕМБРИЙСКИЙ КАРАТАУСКИЙ СТРАТОТИП НА ЮГЕ КАЗАХСТАНА

Пирогова Т.Е.¹, Нигматова С.А.¹, Жемчужников В.Г.²

ta.pira@mail.ru

¹ Институт геологических наук им. К.И. Сатпаева, г. Алматы, Казахстан

² Казахстанско-Британский технический университет, г. Алматы, Казахстан

Кембрийские отложения юга Казахстана являются стратотипическими для громадной территории Центральной Азии [1] и слагают в горах Малый Каратау сиквенсы в последовательности от позднепротерозойских терригенных до раннепалеозойских карбонатных. Эти сиквенсы разделяются региональным маркером - чулактауской фосфоритоносной свитой, возраст которой был установлен как нижнекембрийский по обнаруженным в перекрывающих шабактинских карбонатах нижнекембрийских трилобитов [2].

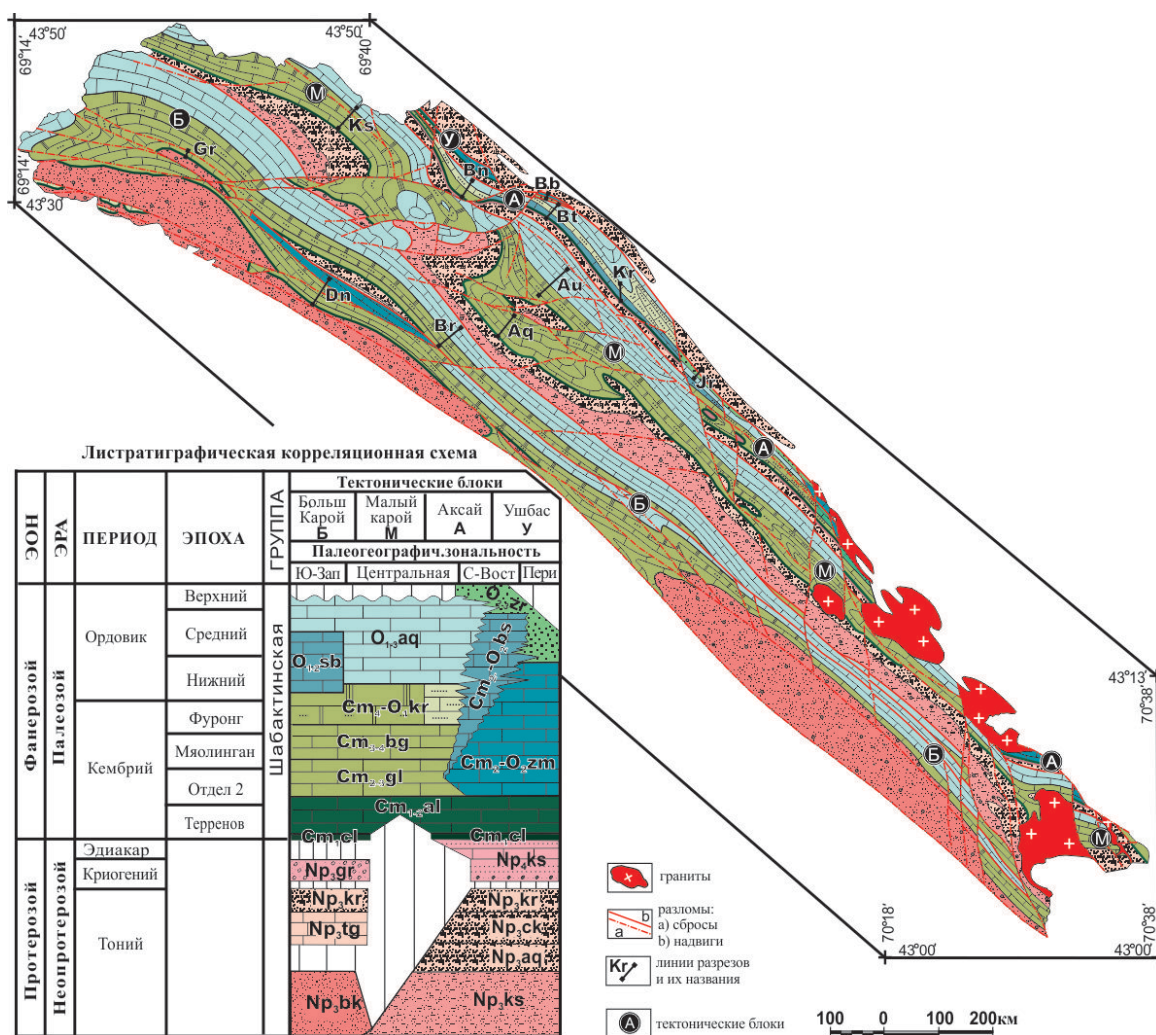


Рисунок 1 – Схематическая геологическая карта Малого Каратау.
Название разрезов см. рисунок 2

Детальными исследованиями в основании чулактауской свиты были обнаружены протоконоднты зоны *Protohertzina anabarica* и скоррелировать её с манькайским (немакит-далдынским) горизонтом Сибирской платформы. В вышележащих слоях свиты была изучена мелкораквинная фауна, принадлежащая биозонам *Pseudorthotheca costata* и *Bercutia cristata*

томмотского яруса из самых низов кембрия [3]. Этот стратиграфический интервал коррелируется с тереновским отделом [4] самых низов кембрия.

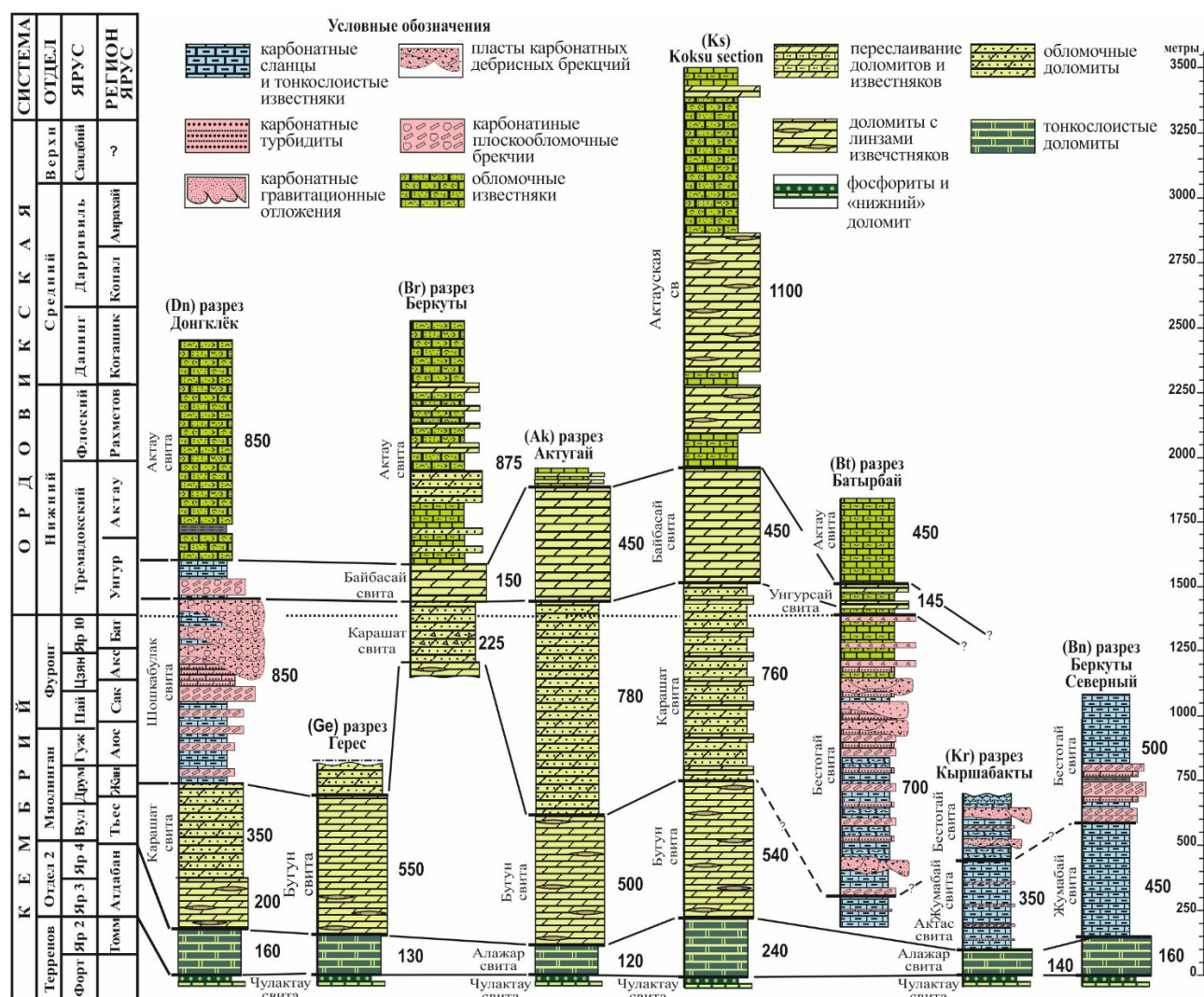


Рисунок 2 – Корреляционная схема разрезов кембрийских и нижнеордовикских отложений

Их подстилают отложения терригенно-карбонатной кыршабактинской свиты в верхней части с возрастными датировками по глауконитам в 570 ± 30 млн.лет [5]. В Малом Каратау надёжно устанавливаются самые верхи кембрия, ограниченные первым появлением в разрезе конодонтов рода *Iapetognatus* sp. и сопутствующим им конодонтов вида *Cordylodus linstroemi* [6], которые отвечают GSSP основанию ордовикской системы Международной хроностратиграфической шкалы, а верхняя часть разреза кембрия в объёме аюсокканского, сакского, аксайского и батырбайского ярусов, рассматривалась как стратотипы для всей территории бывшего Советского Союза [7, 8] и до сих пор используются как стандарты, наряду с Международной хроностратиграфической шкалой для ярусного расчленения верхнего кембрия для территории Российской Федерации, Республики Узбекистан [9-10] и в Казахстане.

Кыршабактинский разрез признан международным парастратотипом для 9-го цзяншанского яруса фуронгского отдела в основании с FAD *Agnostotes orientalis* [11].

Кембрийская часть разреза и её биостратиграфическая последовательность в деталях изучены под руководством академика Г.Х. Ергалиева по северо-восточному обрамлению Малого Каратау в Аксайском блоке [12-14], где методами биостратиграфии надёжно выделяются новые мяолинганский и фуронгский отделы верхней части кембрийской системы

Рисунок 3 – Литологическая колонка по разрезам Кыршабакты и Батырбай с полной последовательностью региональных ярусов, которые коррелируются с теми же трилобитовыми FAD, что и для ярусов Международной стратиграфической шкалы.

Кембрийская система, её отложения и палеонтологические комплексы в Центральной Азии очень хорошо изучены. Они распространяются на большой территории и в разнообразных геотектонических обстановках. Исследования по уточнению особенностей строения и распространения отложений в объеме всего кембрия обеспечат научный престиж в стратиграфии и региональной геологии и прогресс в геологоразведке и геологосъемке.

Литература

1. Решения III Казахстанского стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою (г. Алма-Ата). Часть 1. Докембрий и палеозой. Алма-Ата. 1991. 150с.
2. Ергалиев Г.Х., Покровская Н.В. Нижнекембрийские трилобиты Малого Каратау: (Южный Казахстан). Алма-Ата: Наука. 1977. 140 с.
3. Миссаржевский В.В., Мамбетов А.М. Стратиграфия и фауна пограничных отложений кембрия и докембрия Малого Каратау. М.: Наука. 1981. 92 с. (Труды ГИН. Вып. 326).
4. Королёв В.Г., Максумова Р.А. Кыр-Шабактинская свита и соотношение каройской и тамдинской серий хр. Малого Каратау // Известия АН СССР. Сер. геол. 1976. № 7. С. 84-89.
5. Дубинина С.В. Конодонты и зональная стратиграфия отложений кембрия и ордовика. М.: Наука. 2000. 239 с. (Труды ГИН РАН. Т. 517).
6. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 21. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ. 1983. 110 с.
7. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 29. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ. 1997. 36 с.
8. International Chronostratigraphic Chart. International Commission on Stratigraphy, www.stratigraphy.org, v2024/12.
9. Стратиграфический кодекс России. 3-е изд. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ. 2006. 96 с.
10. Решения совещания «Модернизация стратиграфических схем фанерозоя Казахстана на основе Международной стратиграфической шкалы 2016-2021» по унификации Стратиграфических схем фанерозоя Казахстана, г. Алматы, 25-29 ноября 2022 г. Алматы. 2021. 236 с.
11. Ergaliev G.K., Zhemchuzhnikov V.G., Popov L.E., Basset M.G., Ergaliev F.G. The auxiliary boundary Stratotype Section and Points (ASSP) of the Jangshanian Stage (Cambrian: Furongian Series) in the Kyrshabakty section, Kazakhstan // Episodes. 2013. V. 37. No. 1. Pp. 41-47.
12. Ергалиев Г.Х. Трилобиты среднего и верхнего кембрия Малого Каратау. Алма-Ата: Наука. 1980. 212 с.
13. Стратиграфия и палеонтология нижнего палеозоя Казахстана. Алма-Ата: Наука. 1983. 177 с.
14. Ергалиев Г.Х., Ергалиев Ф.Г. Агностиды среднего и верхнего кембрия Аксайского геологического заказника в Южном Казахстане (р. Кыршабакты, г. Малый Каратау). Алматы: Гылым. 2008. 376 с.

Секция 5

*Вещественный состав литологических комплексов
эпохи морского и континентального
седиментогенеза. Литостратиграфическое
расчленение отложений*

THE PETROLEUM SYSTEMS OF THE CHU-SARYSU BASIN: THE RELEVANCE OF STRATIGRAPHIC CONTROL

Zhanserkeyeva A.^{1,2}, Aisarov I.³

a.zhanserkeyeva@qq.kz

¹ QazaqGaz Research and Development, Astana, Kazakhstan

² Satbayev University, Almaty, Kazakhstan

³ QazaqGaz JSC, Astana, Kazakhstan

The Chu-Sarysu basin (CSB) is a major composite intracontinental basin in southern Kazakhstan, bounded by late-stage Cenozoic orogenic belts (Figure 1). Regarding the present-day structural configuration, an oroclinal curvature is observed along the collisional Central Kazakhstan fold belt, reflecting strike-slip and rotational deformation. Furthermore, a right-lateral displacement along the Talas–Fergana fault is recognized [2-3]. The structural complexity of the CSB is closely related to the geodynamic evolution of the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) and the development of the Kazakhstan Orocline associated with the subduction and closure of the Paleo-Asian Ocean.

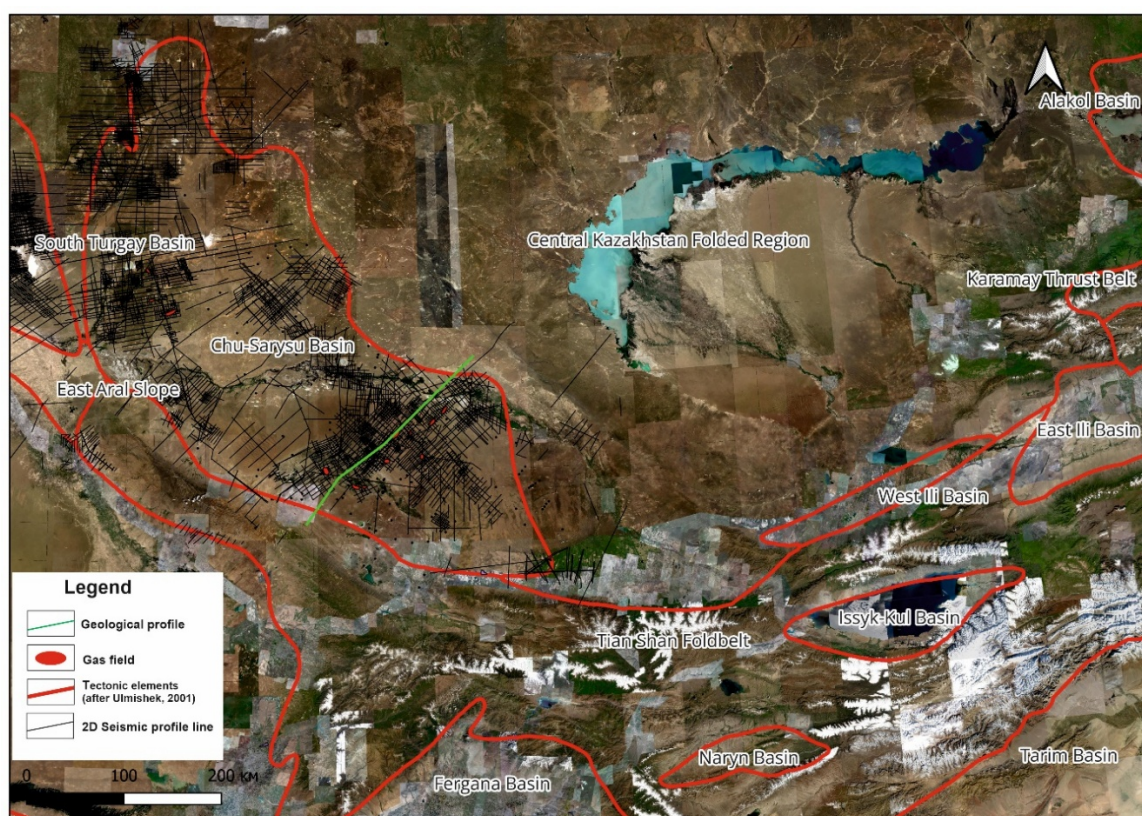


Figure 1 – Location map of Chu-Sarysu basin based on Yandex Satellite data (compiled in QGIS).

Although the exploration history of the Chu-Sarysu basin (CSB) started in the last century and a significant geological database has been collected, its petroleum systems remain poorly understood. The chronostratigraphic control is based mostly on miospore zonation from the sparse exploration wells drilled in the 1960-1980 in different structural domains. Biostratigraphic research needs to be applied to improve the resolution of geological models along with regional structural analysis.

The stratigraphic sedimentary succession comprises Upper Devonian carbonate-clastic-evaporite, Lower Carboniferous clastic-carbonate and Middle-to-Upper Carboniferous continental red bed complexes. These are overlain by Lower Permian clastic-evaporite and Upper Permian clastic-carbonate successions, topped by the Mesozoic–Cenozoic platform cover [1-3].

The regional structure of the CSB is well defined in the gravity field. The Moyynkum and Kokpansor gas provinces (sub-basins) are relatively well explored with proven commercial gas accumulations (Amangeldy and Pridorozhnoe fields). The Tasbulak and Suzak–Baikadam prospective areas are located within the corresponding sub-basins and are characterized by less seismic and well control. Within the Central Tastinskoye uplift, the preservation potential of petroleum system elements is low or completely absent due to intense erosion Early-Middle Carboniferous.

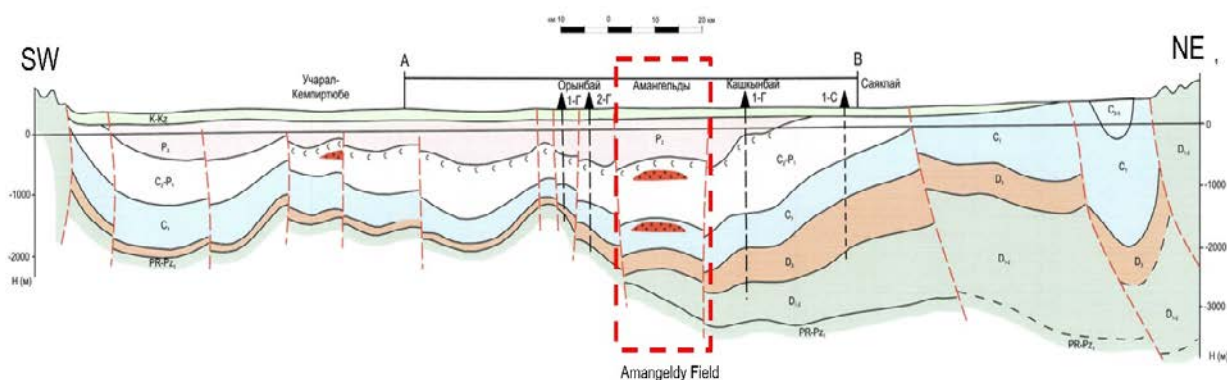


Figure 2 – Geological profile across Moyynkum sub-basin, location shown on figure 1

Within the quasi-platform complex ($D_3\text{fm-P}$), a number of reflecting horizons have been identified based on seismic data. The stratigraphic tie of the seismic horizons has been established using exploration drilling results. Due to high reservoir heterogeneity updated biostratigraphic control is required to revise the subsurface correlation.

Commercial hydrocarbon accumulations are associated with structural and fault-bounded traps within the Moyynkum (Amangeldy group) and Kokpansor (Pridorozhnoye, Tamgalytar, Oppak, Ortalyk) areas. Permian reservoirs are interpreted as secondary accumulations formed due to the vertical migration of hydrocarbons from the underlying Lower Carboniferous kitchen. The formation and preservation of these accumulations are strictly controlled by the development of Lower Permian evaporite sequences acting as regional seal. [1, 4] Nonetheless, small hydrocarbon gas accumulations have been identified in the Lower Carboniferous deposits of the Ucharal, Kumyrlы, and Alimbet structures, with short-term gas shows recorded during drilling in the Toguzken and Kozhekuduk areas.

Geochemical data (Rock-Eval pyrolysis and vitrinite reflectance) indicate that the potential source rocks within the CSB have reached a high level of thermal maturity (catagenesis grades MK_{4-5} ; Ro up to 1.2–1.5%). The organic matter is associated with lagoonal–marine and coastal–continental depositional environments during the Famennian and Early Carboniferous. [1, 2, 3].

In the Moyynkum sub-basin, unpublished reports indicate that the source rocks are characterized by highly mature, predominantly gas-prone Type III kerogen.

In the Kokpansor trough in the north-western part, published data demonstrate that the Visean (C_{1v}) and Serpukhovian (C_{1sr}) source rocks contain organic matter derived from mixed marine and continental facies, with average residual TOC values of 0.79% and 0.50% respectively, predominantly generating gas. [4]

The tectonic history governed this thermal regime: the Early–Middle Carboniferous boundary (~320 Ma) marks the onset of collisional processes along the southern margin of the Paleo-Kazakhstan continent. During the Early Carboniferous, shallow-marine shelf environments prevailed within the open Turkestan Ocean, which subsequently closed during Early Permian (290–270 Ma) collisional uplift.

Present geothermal conditions for the Chu-Sarysu Basin are characterized by a relatively high basal heat flow reaching 55–60 mW/m². These inherited high values indicate sufficient thermal maturation of potential Lower Carboniferous source rocks, with present-day thermal gradients increasing below Permian salts.

Source rocks reached their peak gas generation in the Late Permian. Since the Triassic, the Moyynkum area has been uplifted and eroded, which halted active hydrocarbon generation and expulsion from the C_{1v} and C_{1sr} source rocks (figure 3).

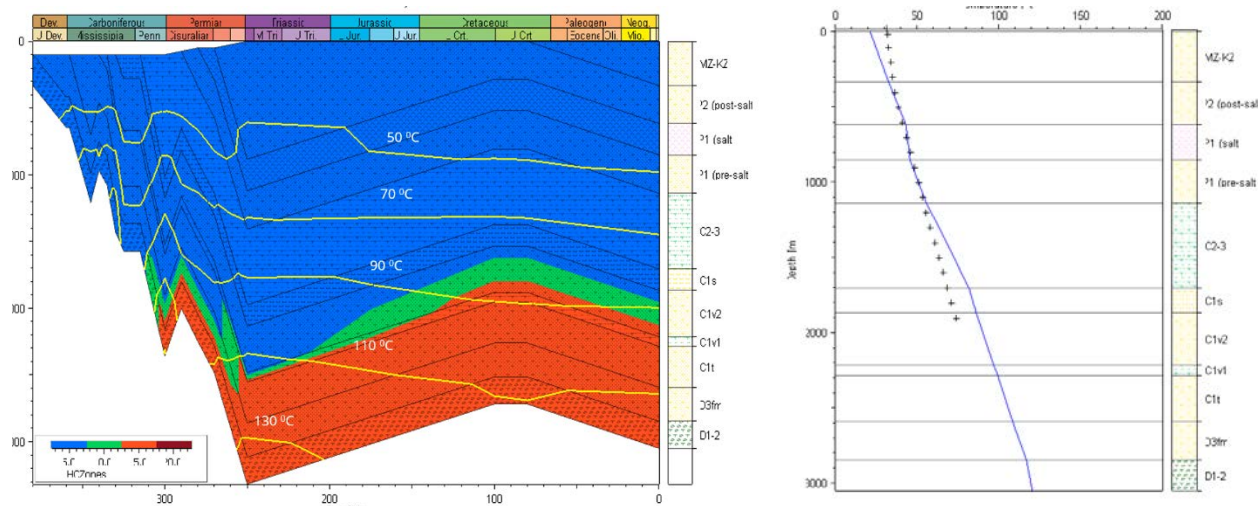


Figure 3 – Burial history graph, 1D model, Amangeldy gas-condensate field

At the present stage of investigation in the Chu–Sarysu Basin, revising and refining stratigraphic charts through modern biostratigraphic and sedimentological studies is essential to substantiate new exploration targets and unlock the basin's hydrocarbon potential. High-resolution biostratigraphic control is crucial for constraining static geological models and predicting highly heterogeneous reservoirs within the Moyynkum sub-basin, as well as in other prospective, less-explored areas.

References

1. Akchulakov, U. et al. Comprehensive study of sedimentary basins of the Republic of Kazakhstan for 2009–2011: Chu-Sarysu Basin. 2012.
2. Alexeiev D.V., Cook H.E., Djenchuraeva A.V., Mikolaichuk A.V. The stratigraphic, sedimentological and structural evolution of the southern margin of the Kazakhstan continent in the Tien Shan Range during the Devonian to Permian // Geological Society, London, Special Publications. 2017. Vol. 427. P. 231–269. DOI: 10.1144/SP427.3.
3. Brunet M.-F., Sobel E., McCann T. Geological evolution of Central Asian Basins and the Western Tien Shan Range // Geological Society, London, Special Publications. 2017. Vol. 427. P. 1–10. DOI: 10.1144/SP427.17.
4. Zhao Zh., Pang X., Li Q., Hu T., Wang K., Li W., Guo K., Li J., Shao X. Depositional environment and geochemical characteristics of the Lower Carboniferous source rocks in the Marsel area, Chu-Sarysu Basin, Southern Kazakhstan // Marine and Petroleum Geology. 2017. Vol. 81. P. 134–148. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2016.12.021.
5. Geothermal Map: Map of the geothermal regime of the Earth's crust of the USSR territory, scale 1:10,000,000. Compiled by the Ministry of Geology of the USSR, 1977. Editor: Smyslov, A.A.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ КОПЕТДАГСКО-ПРЕДКАВКАЗСКОЙ ЗОНЫ КРАЕВЫХ ОПУСКАНИЙ В АЛЬПИЙСКИЙ ЦИКЛ ТЕКТОГЕНЕЗА

Антонов В.А.

antonov-geo@rambler.ru

ООО «Центр совершенствования методов разработки нефтяных месторождений»
при АН РТ, г. Казань, Россия

Формирование структурно-вещественных комплексов в альпийский цикл тектогенеза в пределах Копетдагско-Предкавказской зоны краевых опусканий (КПЗКО) происходило в сложных тектонических условиях, обусловивших поступательно-пульсационный характер процессов осадкообразования. Заложение КПЗКО произошло в позднеэоценовую эпоху на гетерогенном байкальско-герцинском фундаменте в результате приращения Иранского континента к Евразийскому с образованием зоны субдукции и развитием в ее пределах обширной зоны прогибания, включающей с юго-востока на северо-запад Гаурдак-Кугитангскую (ГКЗ) и Копетдагскую (КЗ) зоны опусканий, Терско-Каспийский (ТККП) и Индоло-Кубанский краевые прогибы (ИККП) [1].

В то же время, на рубеже триаса и юры проявились кратковременные, но интенсивные тектонические подвижки в пределах Памиро-Тянь-Шаньского эпиплатформенного орогенного пояса (ПТЭОП), которые, по нашему мнению, привели к возникновению и распространению импульса резонансных возбуждений в северо-западном направлении и определившим волновое развитие земной коры в мезо-кайнозой в пределах КПЗКО.

Дальнейшая эволюция данной структурной зоны, сопровождаемая накоплением определенного ряда формаций, была обусловлена процессами, происходящими на Кавказе и в пределах ПТЭОП, являющегося областью тектонического сжатия орогенных поясов Евразии [2]. Мощные тектонические движения, происходящие в ПТЭОП, сопровождались значительными перестройками структурного плана.

Вспышки тектонической активности распространялись в пространстве в сопряженных ослабленных участках земной коры. Распространение волны прогибаний контролировалось зоной субдукции и ограничивалось с севера жесткими массивами Туранской и Скифской плит (Центральный Каракумский, Средне-Каспийский, Ставропольский своды). Отражением прохождения импульса резонансных возбуждений являлась последовательная смена условий осадконакопления с образованием трансгрессивно-регрессивного (эмерсия, метация, трансгрессия, инундация, регрессия) ряда формаций или структурно-вещественных комплексов [3].

Начальная стадия прохождения импульса фиксируется прогибанием ГКЗ и образованием в ее пределах верхнетриасовой (рэтской) песчано-сланцевой бокситоносной формации (до 40 м).

Отражением начального импульса в Предкавказье может служить верхнетриасово-нижнеюрская лимническая аргиллитовая угленосная формация (рэт-ранний лейас), выделенная в пределах ТККП. Формация общей мощностью до 300 м образована в эмерсивных условиях. На остальной территории КПЗКО осадков, фиксирующих начальную стадию, не отмечено.

Последующее прогибание в ГКЗ привело к образованию метационной нижне-среднеюрской континентально-морской песчано-сланцевой угленосной формации (400-600м), залегающей на интенсивно дислоцированных палеозойских и местами, со следами перерыва, на верхнетриасовых образованиях.

Далее, по латерали, в пределах ТККП образовывалась трансгрессивная среднелейасово-среднеюрская морская песчано-глинистая формация (500-800м).

Наличие в центральной части Предкавказья Ставропольского свода,

являющегося составной частью грандиозного Транскавказского поперечного поднятия и играющего роль своеобразного «буфера», препятствовало прохождению волны прогибаний. Это обусловило формирование в пределах Индола-Кубанского прогиба метационной песчано-глинистой формации мощностью до 2500м[3].

Следующая вспышка тектонической активности в ПТЭОП произошла в конце поздней юры и начале мела. Смещение центра максимального опускания происходит в пределы Восточного и Центрального Копетдага. Здесь, в морских и лагунно-морских условиях шло накопление карбонатных и хемогенных осадков, образовавших кимеридж-титонскую трансгрессивную битуминозно-карбонатную формацию мощностью до 1000м.

Синхронные образования формируются и в ГКЗ, где в условиях регрессивной стадии идет образование карбонатно-сульфатной соленосной формации мощностью 1000-1200м (при мощности соли до 450м).

Прохождение позднеюрской волны прогибания в пределах Предкавказской зоны краевых опусканий выразилось в дальнейшем прогибании ТККП и ИККП.

Условия осадкообразования, существовавшие в позднеюрскую эпоху ТККП, были близки к таковым ГКЗ, что выразилось в образовании здесь верхнеюрской регрессивной карбонатно-сульфатной соленосной формации (мощность до 1500м и более). Постоянное присутствие в разрезах карбонатных пород позволяет отнести данную формацию к галогенно-карбонатному типу разреза.

Далее на запад, в зоне Ставропольского свода и ИККП, прогибание произошло с образованием верхнеюрской (келловей-титонской) регрессивной терригенно-сульфатно-карбонатной формации. Мощность формации (кимеридж-титон) на Ставропольском своде 100-200м. В ИККП мощность морских и лагунных образований, аналогичных одновозрастным образованиям ТККП увеличивается до 1300м. По соотношению пород формация относится к галогенно-терригенному типу.

Раннемеловая эпоха характеризуется дальнейшим смещением центра опускания в северо-западном направлении в пределы Центрального Копетдага. Процесс нарастания во времени импульса прогибания отражается непрерывным формированием трансгрессивных неокомской (валанжин-барремской) морской песчано-глинисто-известняковой и апт-альбской песчано-глинистой глауконит-фосфоритоносной формаций. Суммарная мощность формаций трансгрессивного ряда до 3000м.

На востоке в ГКЗ развивались регрессивная лагунно-континентальная валанжин-нижнеаптская красноцветная терригенная песчано-глинистая сульфатная (350-500м) и морская мергельно-известняково-глинистая (верхний апт-альб) формации(400-550м).

В области западного Копетдага нижнемеловые формации характеризуются незначительным сокращением мощности и опесчаниванием разреза.

Далее на запад, в области Предкавказской зоны опусканий, активно прогибающейся в условиях рифтогенного режима, развивается нижнемеловой комплекс трансгрессивных формаций (песчано-глинисто-известняковая формация до 1400 м) Терско-Каспийского прогиба и Ставропольского свода (150-300м)и песчано-глинистая (до 1300м) Индола-Кубанского прогиба.

Новая волна активизации со смещением зоны прогибания в северо-западном направлении наблюдается в позднемеловую эпоху. Это было вызвано, с одной стороны, вновь проявившимися частыми импульсами тектонических движений с образованием надвигов в верхнемеловое-палеогеновое время в пределах ПТЭПО, а с другой (что особенно четко выразилось в Предкавказской зоне) – наложенными тектоническими процессами со стороны альпийского Кавказского трога.

Область максимального прогибания смещается в зону Западного Копетдага, где развивается сеноман-датская морская глинисто-мергельная формация общей мощностью до 1700м (инундационная стадия).

В Центральном Копетдаге общее строение формации остается таким же, как и в Западном, но происходит уменьшение мощности до 1000м. В Восточном Копетдаге разрез формации характеризуется дальнейшим сокращением мощности (800м), наличием большого количества перерывов, развитием в верхней части (дат) красноцветных глинистых и песчано-глинистых образований, присутствием пластов гипса или ангидрита, указывающих на развитие здесь регрессивных условий. Аналогичные условия сохраняются и в ГКЗ, однако унаследованный характер прогибания обусловил повышение мощности отложений (до 1500 м).

В Предкавказской зоне в условиях накатывающейся волны перикратонных опусканий (инундационная стадия) происходит образование верхнемеловой (сеноман-датской) морской известняково-мергельной формации. Мощность формации достаточно выдержана (600-800 м), сокращается лишь в области Ставропольского свода (до 200м).

Палеогеновый период характеризуется дальнейшей миграцией центра опускания в область сочленения Копетдага и Кавказа, что фиксируется в Западном Копетдаге образованием в условиях нарастания регрессии палеоцен-нижеолигоценовой морской мергельно-глинистой формации мощностью до 2000 м.

Начальная фаза прогибания (палеоцен-средний эоцен) характеризуется накоплением глинистых мергелей, известковистых глин, оливковых и серовато-зеленых глин, конечная (верхний эоцен-нижний олигоцен) – преимущественным развитием гипсовых глин с прослоями глинистых песчаников, наличием сидеритовых конкреций.

В Центральном Копетдаге отмечается значительное сокращение мощности описываемой формации (до 300-400м) с выпадением из разреза отдельных пачек, увеличением количества песчаного материала.

В Восточном Копетдаге развивается типично регрессивная палеоцен-эоценовая терригенно-сульфатная формация (до 1000 м).

В ГКЗ мощность данной формации составляет 400м с развитием в разрезе карбонатных пород.

В Предкавказской зоне в условиях мелководного Терско-Каспийского бассейна происходит образование трансгрессивной палеоцен-эоценовой мергельно-глинистой формации (до 300 м). Нижняя часть формации (палеоцен) характеризуется преобладанием терригенных пород, верхняя (эоцен) – алевролиты, пестроцветные мергели, известняки (нередко битуминозные).

В пределах Ставропольского свода и ИККП палеоцен-эоценовая формация имеет мощность 1000 и 1500м соответственно. Резкое увеличение амплитуды прогибания связано прежде всего с нарастанием влияния смежного Центрально-Кавказского трога.

Последующее развитие в олигоцене-антропогене КПЗКО обусловлено продолжающимся поддвижением Африкано-Аравийской плиты под Евразийскую, что выразилось в проявлении процессов сжатия, горообразования, заложении сети крупных разломов в зоне Средиземноморского пояса и в частности в ПТЭПО. Результат этих процессов – дальнейшая миграция центра опускания на запад и развитие серии эвапоритовых бассейнов в Тянь-Шаньской зоне.

Активное прогибание ТККП обусловило образование здесь в условиях нечетко выраженной трансгрессии олигоцен-миоценовой (майкопской) мергельно-глинистой битуминозной формации (до 1600м).

В пределах Ставропольского свода мощность майкопской формации уменьшается до 1000м без существенных изменений литологического состава (известковистые и не известковистые глины с редкими прослоями песчаников, мергелей и сидеритов).

В области ИККП мощность формации возрастает до 1400м, в разрезе отмечается возрастание роли обломочного материала (наличие конгломератов).

Близость источника резонансных возбуждений, активизация в миоцене-антропогене коллизионных процессов в зоне Тетиса обусловили поднятие территории

Гаурдак- Кугитангской, Копетдагской и большей части Предкавказской зон и накопление в их пределах преимущественно молассовых красноцветных формаций мощностью до 2000м. В зоне Индола-Кубанского прогиба, отвечающего центру максимального прогибания, идет образование терригенно-карбонатных осадков мощностью до 3000м.

Анализ условий образования, состава, мощностей и распространения мезозойско-кайнозойских формаций КПЗКО указывает на волновой характер развития тектонических движений, обусловивших закономерную смену литофаций трансгрессивно-регрессивного ряда во времени и пространстве. Отмечается закономерная связь в развитии типов осадочных бассейнов с определенными частями волнового импульса. Так, возникновение и развитие формаций регрессивного ряда (сульфатных и соленосных) характерно для тыловой части волны, а терригенно-карбонатное и карбонатное осадконакопление, синхронное соответственно сульфатному и соленосному – для фронтальной.

Характер распределения мощностей конкретных формаций в зависимости от стадийности развития процесса осадкообразования позволяет проследить миграцию центра максимального прогибания с развитием морских и прибрежно-морских формаций с юго-востока на северо-запад: J^1_2 - J_2 – Гаурдак-Кугитангская зона, J_3 – Центральный и Восточный Копетдаг, K_1 – Центральный Копетдаг, K_2 – Западный Копетдаг, P_1 - P_3^1 – Терско-Каспийский передовой прогиб, P_3^2 - N_1^1 – Терско-Каспийский и Индола-Кубанский передовые прогибы, N_1^2 - Q – Индола-Кубанский передовой прогиб. Смещение волны прогибания оценивается в 40-50 млн лет и отвечает основным этапам структурных перестроек, происходящих в Памиро-Тянь-Шаньском эпиплатформенном орогенном поясе и в зоне столкновения Иранского континента с Евразийской плитой.

Литература

1. Хаин В.Е. Региональная геотектоника: альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра. 1984. 344 с.
2. Месхи А.М. Памир как область крупного сгущения орогенических поясов Земли // Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука. 1980. С. 210-218.
3. Валеев Р.Н. Тектоника и минералогия рифея и фанерозоя Восточно-Европейской платформы. М.: Недра. 1981. 215 с.
4. Антонов В.А. Осадочные формации Предкавказской зоны краевых опусканий // Стратегия развития минерально-сырьевого комплекса Приволжского и Южного федеральных округов на 2006 и последующие годы. Труды научно-практической региональной конференции, г. Саратов / ФГУП «НВНИИГГ». Саратов. 2005. С. 149-150.

МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ ГИПСА В ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ КЫЗЫЛ-ТОКОЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Бектемирова Т.А.¹, Бакиров А.Б.¹, Хэ Хунпин², Орозбаев Р.Т.¹

tursunay.ba@gmail.com

¹ Институт геологии им. М.М. Адышева НАН КР, г. Бишкек, Кыргызстан

² Китайская академия наук, г. Пекин, Китай

Палеогеновые гипсы распространены в двух слоях, в верхней части исфаринского и в зеленых глинах ханабадского слоя в Кызыл-Токойской впадине. Гипсы зеленовато-прозрачные розетковидные и в плоских формах диаметром 1-20 мм (рисунок 1 а, b). Желтоватые плоские гипсы в основном встречались в трепело-глинистых породах в верхней части исфаринского слоя, а розетковидные гипсы встречались в зеленых глинах ханабадского слоя. Гипсы состоят из линзовидных, пластинчатых, а также удлиненно-призматических кристаллов, ориентированных либо параллельно в виде складирования/укладки, либо беспорядочно, пересекая друг друга (рисунок 1 а, d, e, g). Желтоватые плоские гипсы имеют тенденцию приобретать волокнистую форму (рисунок 1 b). Некоторые особенности роста желтоватого плоского гипса на богатом железом зерне показаны на рисунке 1 с. Также были обнаружены идиоморфные кристаллы гипса. Наблюдения с помощью СЭМ (сканирующий электронный микроскоп) показали, что удлиненные призматические, ромбовидные и трапезиевидные формы были наиболее широко распространены в палеогене (рисунок 1 e, f). Морфология идиоморфных ромбовидных образований имеет заметные пинакоиды и имеет текстуру в виде укладок (рисунок 1 f).

Вместе кристаллами гипса обнаружены агрегаты пирита, связанные с глинистыми минералами (рисунок 1 g). Скопления кристаллов гипса тесно связаны с фрамбоидами пирита, но без парагенетической последовательности (рисунок 1 g). Тем не менее, некоторые из фрамбоидов и гипсовых агрегатов демонстрируют отношения срастания, в которых фрамбоиды зарастают гипсовыми розетками (рисунок 1 h), что указывает на то, что осаждение гипса произошло после образования пирита [10].

Изотопы серы гипса и пирита (верхняя часть исфаринского слоя, и ханабадский слой палеогена). Основными факторами, которые обеспечивают подходящую геохимическую микросреду для образования гипса и контролируют морфологию кристаллов, являются источник сульфата и механизмы образования. Источниками образования гипса в морской среде могут быть сульфаты морской воды ($\delta^{34}\text{S} = 20,3\text{‰}$; $\delta^{18}\text{O} = 9,7\text{‰}$) и сульфидные минералы (пирит), в то время как микробные процессы и окисление сульфидов могут служить механизмами образования, вызывающими изменения изотопный состав серы и кислорода в гипсе [2; 3; 4; 13].

Значения $\delta^{34}\text{S}$ гипса в палеогеновых отложениях в диапазоне от -27,9‰ до -36,8‰ (таблица 1; рисунок 2) демонстрируют значительное обеднение ^{34}S по сравнению с современным сульфатом морской воды ($\delta^{34}\text{S} = 20,3\text{‰}$; [6]), что указывает на существование обедненного ^{34}S источника соединений серы. Этим источником является осадочный сульфидный минерал (пирит). Низкие значения $\delta^{34}\text{S}$ пирита лучше всего объясняются восстановлением органических сульфатов (таблица 1, рисунок 2) [10, 11]. Кроме того, сульфат, полученный в результате окисления пирита, имеет аналогичный изотопный состав серы с пиритом [1], что подтверждается результатами изотопных составов серы образцов гипса и пирита (таблица 1), указывающими на то, что окисление пирита является источником сульфата для образования гипса. Более того, морфологические характеристики кристаллов гипса исфаринского (верхняя часть) и ханабадского слоев соответствуют вторичному аутигенному происхождению. Кроме того, наросты гипса на агрегатах пирита и вокруг них (рисунок 1 с, g, h), позволяют предположить, что гипс образовался после пирита [10].

Изотопный состав кислорода палеогенового гипса. Изотопный состав кислорода сульфата, полученного в результате окисления пирита, может помочь установить источник кислорода (вода или растворенный кислород) и механизм окисления [1, 5]. Соответственно, атомы кислорода, входящие в состав сульфата при окислении пирита, могут происходить либо от молекулярного кислорода, либо от молекулы воды [10, 13]. В морской среде, поскольку пирит окисляется в кислородных условиях или в бескислородных отложениях, когда ионы трехвалентного железа, оксиды марганца или нитраты фиксируются в качестве акцепторов электронов [3, 4], значение $\delta^{18}\text{O}$ сульфата контролируется наличием молекулярного кислорода и процессом окисления, которые вызывают окисление пирита (сульфида в сульфат). Окисление пирита показано следующими реакциями [1, 2, 13, 5]:



Согласно выводам [7, 9, 12], морская вода ($\text{H}_2\text{O} \approx {}^{18}\text{OSMOW}$) имеет значение $\delta^{18}\text{O}$, равное 0 ‰, а атмосферный молекулярный кислород имеет значение $\delta^{18}\text{O}$, равное 23,5 ‰. Окисление пирита кислородом, полученным из воды, приведет к фракционированию с положительным изотопом кислорода от 0 до 4 ‰ [5], в то время как окисление пирита кислородом, полученным из растворенного кислорода, даст отрицательное фракционирование изотопов кислорода около -10. ‰ [1, 7, 9]. Следовательно, сульфат, полученный в результате окисления пирита, будет иметь изотопный состав кислорода от 0 до +5 ‰. Кроме того, если рассматривать фракционирование гипс-вода по ${}^{18}\text{O}$ как 3,5‰, [12], исходный изотопный состав растворенного сульфата колеблется от 1,8‰ до 8,8‰, что ниже значения $\delta^{18}\text{O}$ сульфата морской воды ($\delta^{18}\text{O} = 9,7\text{‰}$, [6]), предполагая истощение ${}^{18}\text{O}$. Значения $\delta^{18}\text{O}$ палеогенового гипса в диапазоне от 2,7 до 5,2 ‰ (таблица 1; рисунок 2) подтверждают, что минерал образовался в результате окисления пирита при взаимодействии воды в системе, что согласуется с результатами анализа состава стабильного изотопа серы (таблица 1; рисунок 2). Таким образом, окисление пирита на большей глубине и более низкие значения сульфата $\delta^{18}\text{O}$ свидетельствуют о преобладании анаэробных процессов окисления [10].

Таблица 1 – Изотопный состав серы палеогенового гипса и палеогенового пирита, а также изотопный состав кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) гипса палеогена

Минералы	$\delta^{34}\text{S}$ (VCDT) Гипс	$\delta^{34}\text{S}$ (VCDT) Пирит	$\delta^{18}\text{O}$ (V-SMOW) Гипс
Палеогеновые гипсы и пирит	-33.76	-39.80	3.20
	-34.22	-42.10	2.90
	-35.59		3.20
	-35.42		4.40
	-35.73	-37.50	4.50
	-35.09	-44.40	3.30
	-36.80		5.20
	-35.35	-37.00	-
	-35.92		2.70
	-35.64	-39.10	3. 00
	-33.86	-36.90	3. 00
	-27.89	-37.80	4.50
		-38.10	
		-33.90	
		-39.20	
		-36.20	
		-39.10	
		-38.10	

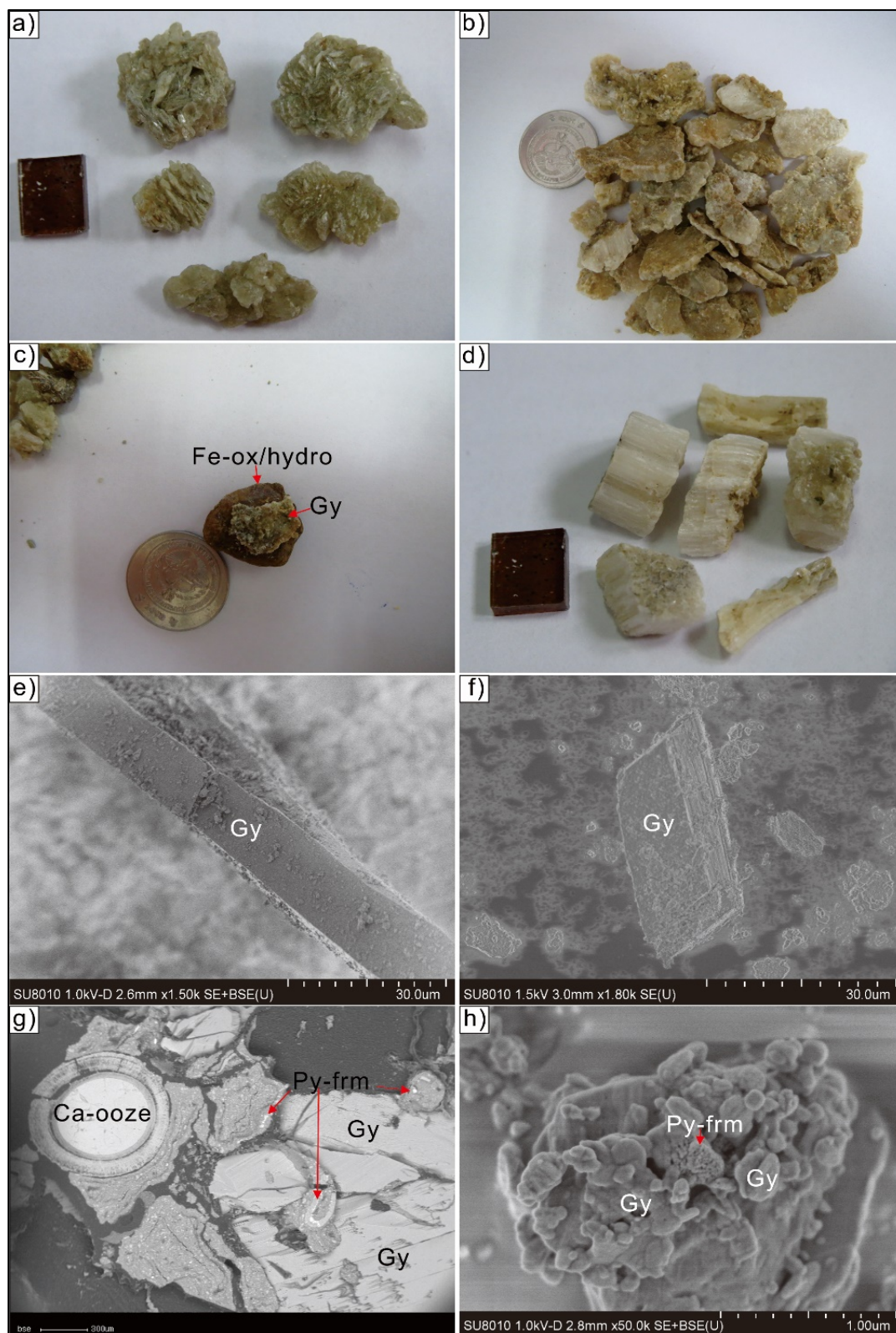
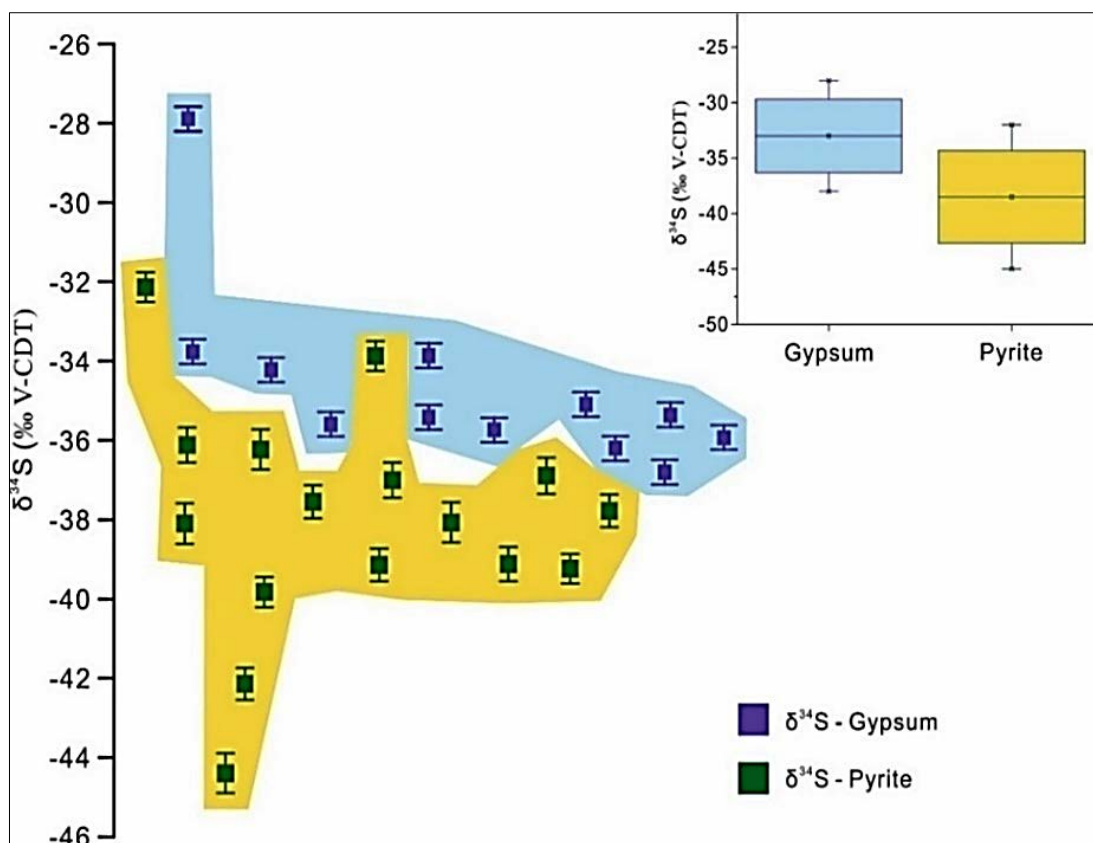


Рисунок 1 – Морфология палеогенового гипса. а) Розеточные кристаллы гипса ханабадского слоя; б) Желтоватые плоские гипсы в верхней части исфаринского и начало ханабадского слоев. в) Кристалл гипса на железисто-окисленном зерне. Fe-ox/hydro – оксид/гидроксид железа. д) Удлиненные белые кристаллы гипса. е) СЭМ-изображение удлиненного гипса. ф) Идиоморфный, трапециевидный кристалл гипса. г) Данные ЭЗМА. Py-frm - пиритовые фрамбоиды; Ги - Гипс; Ca-ooze - кальцитовый ил. х) СЭМ-изображение, показывающее частицы пиритовых агрегатов на кристалле гипса

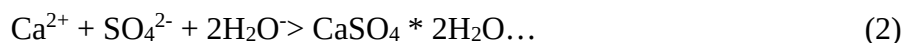


1.

Рисунок 2 – Значения $\delta^{34}\text{S}$ палеогеновых гипсов и пирита (верхняя часть исфаринского слоя и ханабадский слой). Сравнение значений $\delta^{34}\text{S}$ двух минералов показывает аналогичную тенденцию.

Обсуждение и заключение. Стабильный изотопный состав серы и кислорода в гипсе подтверждает, что окисление пирита способствовало образованию гипса. Кроме того, наличие покрытий оксигидроксидов железа на пиритовых агрегатах (рисунок 1) свидетельствует о таком окислении. Таким образом, присутствие аутигенного гипса может служить индикатором процесса диагенетического окисления [13].

Приток морской воды может вызвать окисление сульфидов железа, что привело к подкислению поровой воды и растворению карбонатов [8]. Соответственно, pH поровой воды сильно снижался, в результате чего окисление сульфидов и образование H^+ (снижение pH) вызывали как образование сульфатов, так и повышение концентрации кальция в поровых водах [12, 13]. Обогащение поровой воды ионами кальция и сульфата, приводящее к перенасыщению раствора, привело к осаждению гипса (уравнение (4)) [8, 13].



По составу стабильных изотопов ($\delta^{34}\text{S}$ для пирита, $\delta^{34}\text{S}$ и $\delta^{18}\text{O}$ для гипса) аутигенного пирита и гипса палеогеновых отложений (верхняя часть исфаринского слоя и ханабадский слой) Кызылтокойского бассейна были выявлены следующие: низкосернистый изотопный состав пирита от - 44,4 до -32,1 ‰ свидетельствуют о том, что пирит преимущественно образовался сульфатредуцирующими бактериями на большей глубине; значения $\delta^{34}\text{S}$ гипса в диапазоне от -27,9 до -36,8 ‰, а также его более низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ от 2,7 до 5,3 ‰ показывают, что гипс образовался в результате окисления пирита. В дополнение к источнику ионов сульфата, окисление пирита повлияло на подкисление поровой воды, вызывая

растворение карбоната и, тем самым, высвобождение ионов кальция. Таким образом, окисление пирита анаэробным процессом вызвало увеличение концентраций сульфата и ионов кальция в поровой воде, что привело к перенасыщению поровой воды, что привело к осаждению гипса. Тогда как окисление пирита может быть вызвано притоком морской воды. Таким образом, аутигенный гипс в палеогеновых отложениях приписываются к вторичным диagenетическим процессам, интерпретируя его образование в результате переокисления сульфидных минералов насыщенными кислородом поровыми водами.

Литература

1. Balci N., Shanks III W.C., Mayer B., et al. Oxygen and sulfur isotope systematics of sulfate produced by bacterial and abiotic oxidation of pyrite // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2007. 71. 15. 3796–3811.
2. Bottrell S.H. and Newton R.J. Reconstruction of changes in sulphur cycling from marine sulphate isotopes // *Earth-Sci. Rev.* 2006. 75. 59–83.
3. Butler I.B. and Rickard D. (2000) Framboidal pyrite formation via the oxidation of iron (II) monosulfide by hydrogen sulphide // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2000. 64. 2665-2672.
4. Böttcher M.E. and Thamdrup B. Anaerobic sulfide oxidation and stable isotope fractionation associated with bacterial sulfur disproportionation in the presence of MnO₂ // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2001. 65. 1573–1581.
5. Brunner B., Yu J -Y., Mielke R.E., et al. Different isotope and chemical patterns of pyrite oxidation related a lag and exponential growth phases of *Acidithiobacillus ferrooxidans* reveal a microbial growth strategy // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2008. 270. 63–72
6. Faure G. *Principles of Isotope Geology*. New York: John Wiley and Sons. 1986. 531 p.
7. Kroopnick P. and Craig H. Atmospheric oxygen: isotopic composition and solubility fractionation // *Science*. 1972. 175. 54–55.
8. Ku T.C.W., Walter L.M., Coleman M.L., et al. Coupling between sulfur recycling and syndepositional carbonate dissolution: Evidence from oxygen and sulfur isotope composition of pore water sulfate, South Florida Platform, U.S.A. // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1999. 63. 2529–2546.
9. Lawrence J.R. and Taylor H.P.Jr. Deuterium and oxygen-18 correlation: clay minerals and hydroxides in Quaternary soils compared to meteoric waters // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1971. 35. 993–1003.
10. Lin Zhiyong, Sun X., Yang L., et al. Stable isotope patterns of coexisting pyrite and gypsum indicating variable methane flow at a seep site of the Shenhu area, South China Sea // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2016. 123. 213-223.
11. Lin Qi, Wang J., Algeo T.J., et al. Formation mechanism of authigenic gypsum in marine methane hydrate settings: evidence from the northern South China Sea // *Deep Sea Research Part I Oceanographic Research Papers*. 2016. 115. 210-220.
12. Lloyd R.M. Oxygen isotope behavior in the sulfate–water system // *J. Geophys. Res.* 1968. 73. 6099–6110.
13. Pirlet H., Wehrmann L.M., Brunner B., et al. The matrix of cold-water coral mounds: origin and early-diagenetic interactions: dissertation, Ghent University, Faculty of Sciences. 2010. 179 p.

АГРАДИРУЮЩИЕ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ КАРБОНАТНЫЕ МАССИВЫ КАРТАУСКОГО ОСАДОЧНОГО БАСЕЙНА

Жемчужников В.Г.¹, Жаймина В.Я.², Мусина Э.Ш.², Досан А.Д.¹, Ахметжанова Г.А.¹
v.zhemchugzhnikov@kbtu.kz

¹ Казахстанско-Британский технический университет,
Школа геологии, г. Алматы, Казахстан,

² Институт геологических наук им. К.И. Сатпаева, г. Алматы, Казахстан

Палеозойские карбонаты, обнаженные на северо-западе в горах Каратау (рисунок 1), интерпретируются как изолированные внутриморские отложения карбонатной платформы, сформировавшиеся в конце девона – начале карбона на северо-западе в Большом Каратау [1]. Они образуют карбонатные массивы, которые характеризуются большей толщиной мелководных отложений по сравнению с одновозрастными тонкозернистыми отложениями глубоководного бассейна, а также узкой переходной зоной между ними, где отложения, отрывающиеся от платформы, образуют крутопадающие клиновидные отложения, называемые карбонатными склонами [2].

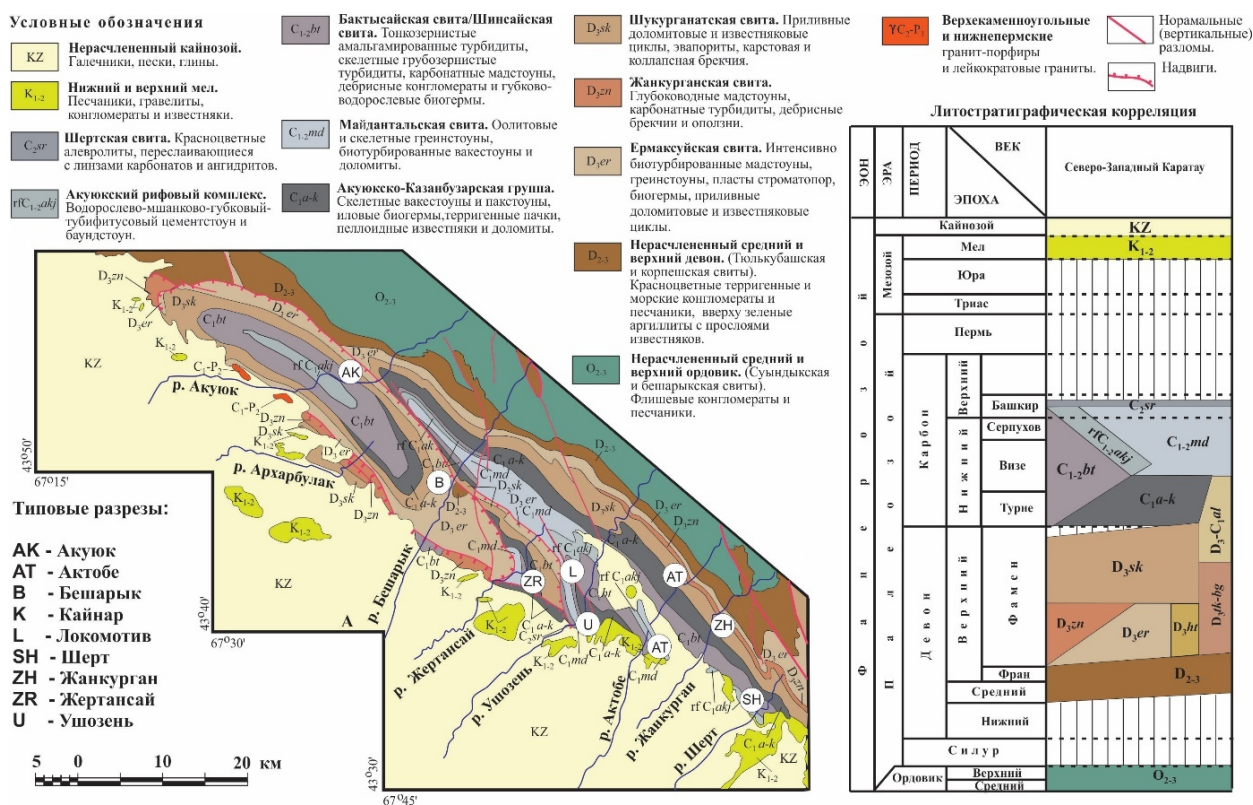


Рисунок 1 – Схематическая геологическая карта северо-запада Большого Каратау

Сами карбонатные массивы почти полностью состоят из разнофациальных известняков и, в меньшей степени, из доломитов и других обычно светлых карбонатов [3]. Синхронные глубоководные карбонаты, представляющие собой тонкослоистые илистые карбонатные сланцы, обычно имеют темный цвет из-за органического вещества океанического происхождения в глубоководных условиях. Склоновые отложения обычно характеризуются чередованием светлых и темных цветов, что отражает изменения между штормами, когда образуются биокластические породы платформенного происхождения, и периодами, когда из водной толщи накапливаются глубоководные осадки (рисунок 2).

Карбонатный массив эволюционировал от плоского карбонатного шельфа, до

изолированного шельфового массива, характеризующегося краевыми оолитовыми песчаными отмелями, состоящими из наслоений зернистого известняка и глубоководных рифовых холмов, образовавшихся на склонах (рисунок 3i) [4].

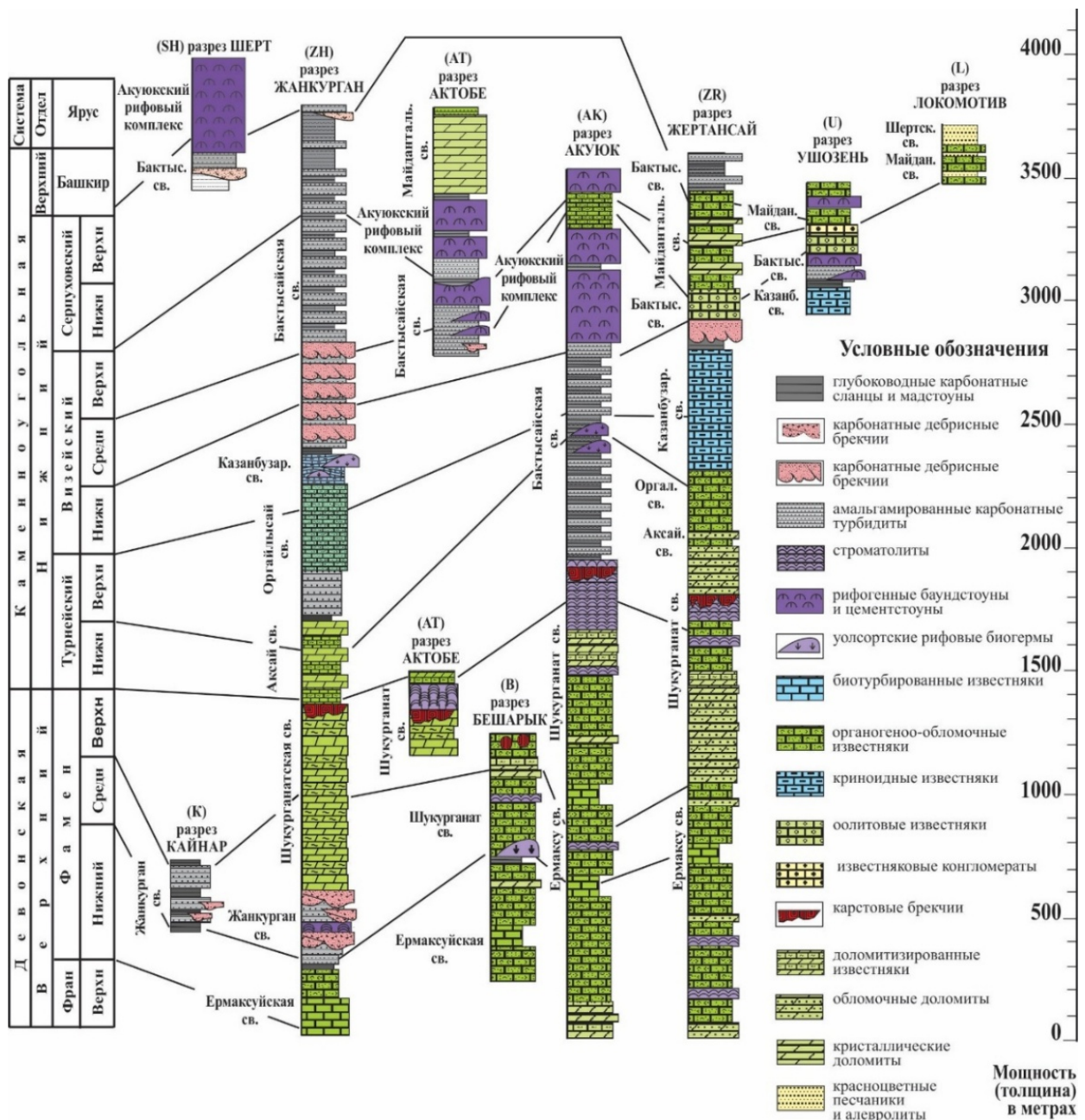


Рисунок 2 – Корреляция разрезов верхнедевонско-нижнекаменноугольных карбонатных отложений северо-запада Большого Каратау [3].

Из-за проседания фундамента и связанного с этим относительного повышения уровня моря карбонатный массив нарастает сверху, постоянно обеспечивая поступление осадочного материала для склона и глубоководного бассейна. Эти осадки накапливались в результате дебрисных потоков и турбидитов. Фации карбонатных массивов широко распространены в Большом Каратау. Эти карбонатные массивы подверглись минералогическим преобразованиям, вызванным ранним морским диагенезом и поверхностным карстом, что привело к заполнению пустот морским цементом и карстовым заполнителем, а также к ранней доломитизации карбонатных отложений. При погружении на глубину на некоторых горизонтах проявилась термическая сульфат-редукция, и в результате

глубинного диагенеза карбонатные пласты подверглись дедоломитизации (рисунок 3ii). Они хорошо различаются как по минералогическому составу, так и по значениям стабильных изотопов $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$, а также по соотношению изотопов стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [5]. Фаменский-нижнекарбонный бассейн, был тектонически растащен на расстояние до 200 км в результате правосторонних сдвиговых деформаций в течении пермско-мезозойского и кайнозойского периодов [6].

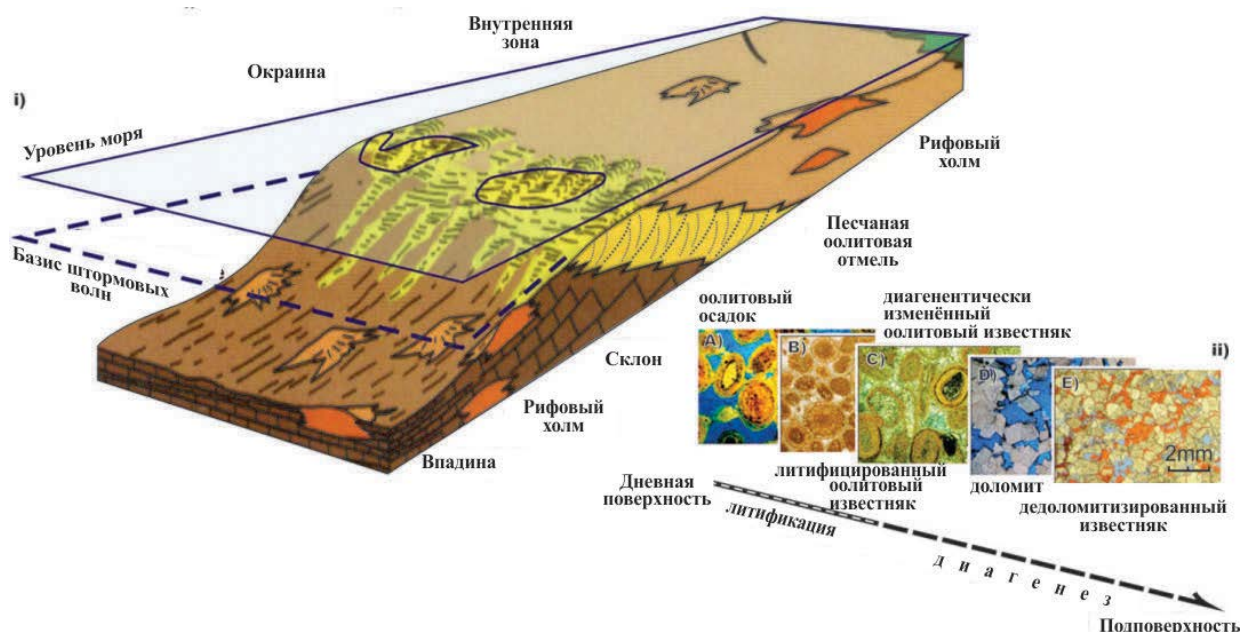


Рисунок 3 – Геологическая модель Каратауских гор фаменско-раннекарбонной карбонатной платформы: i) Схематическая модель осадконакопления Каратауских гор, фаменско-раннекарбонной карбонатный массив, включающая ii) типичные осадочные и диагенетические микрофации [5]

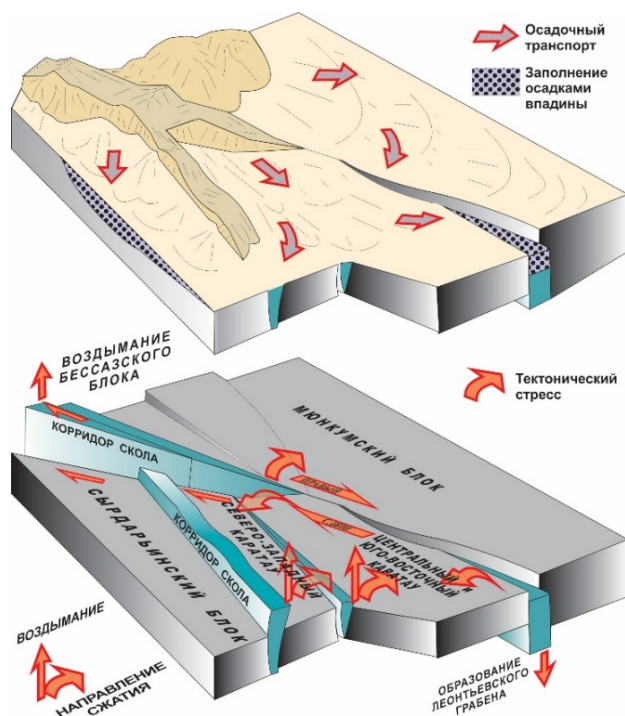


Рисунок 4 – Палеогеографическая реконструкция Каратау для мезозойского этапа

Кроме того, карбонатные толщи разбиты на множество изолированных гигантских тектонических блоков с различным сдвиговым смещением (рисунок 4). Однако эти блоки сохраняют вертикальную непрерывность фаций, что позволяет проводить анализ осадочных и диагенетических фаций.

Несмотря на разномасштабные перемещения и деформации в результате транспрессивной тектоники [7], карбонатные толщи Каратау служат хорошим инструментом для выполнения палинспастических и палеогеографических реконструкций осадочных бассейнов Центральной Азии.

В конце палеозоя Каратау пережил герцинский тектогенез и в результате сдвиговых деформаций подвергся складчатости.

Литература

1. Жемчужников В.Г., Ергалиев Г.Х. Геология осадочных бассейнов хребта Каратау (Южный Казахстан) // Изв. НАН РК. Геологическая серия. 2010. № 1 423), с. 4-23.
2. Cook H.E., Zhemchuzhnikov V.G., Buvtyshkin V.M., Golub L.Ya., Gatovsky Yu.A., Zorin A.E. Devonian and Carboniferous passive-margin carbonate platform of southern Kazakhstan: Summary of depositional and stratigraphic models to assist in the exploration and production of coeval giant carbonate platform oil and gas fields in the North Caspian Basin, Western Kazakhstan // *Pangea: Global Environments and Resources*. Canadian Society of Petroleum Geology, Memoir 17, 1994, p.363-381.
3. Жемчужников В.Г., Жаймина В.Я., Кук Г.Е., Земполик В.Г. и др. Стратиграфия верхнедевонско-карбоновых карбонатных отложений северо-западной части Большого Каратау, Южный Казахстан // *Состояние, перспективы и задачи стратиграфии Казахстана: Материалы Международной конференции*. Алматы. 2022. С. 60-62.
4. Жемчужников В.Г., Бувтышкин В.М., Голуб Л.Я., Зорин А.Е. Палеогеографическая реконструкция отложений позднего девона и раннего карбона на северо-западе Большого Каратау в Южном Казахстане // *Геология, минерагения и перспективы развития минеральных ресурсов Республики Казахстан*. Алматы. 2015. С. 98-106.
5. Zempolich W.G., Cook H.E., Zhemchuzhnikov V.G., Zhaimina V.Ya. and others. Biotic and abiotic influence of the stratigraphic architecture and diagenesis of middle and upper Paleozoic carbonates of the Bolshoi Karatau Mountains, Kazakhstan and Southern Urals, Russia: implication for the distributioun of early marine cement and reservoir quality in subsurface reservoirs // Zempolich W.G. and Cook H.E. (Eds): *Paleozoic Carbonates of the Commonwealth of Independent States (CIS): Subsurface Reservoirs and Outcrop Analogs* SEPM Special Publication No. 74. 2002.
6. Zhemchuzhnikov V.G., and Sirazhev A.N. Geology and depth structures of the Main Karatau strike-slip fault, Southern Kazakhstan // *Geodynamics and Geoecology*. IOP Conf.Series: Earth and Environment Scienccees. 2021. 929. Doi: 10.1088/1755-1315/929/1/01/012011.
7. Zhemchuzhnikov V.G., Fustic M., Akhmetzhanov A.Z., Dossan A.D., Kurbaniyazov S.K. Aggrading Palaeozoic Carbonate Massifs as A Basis for Forecasting and Exploration of Hydrocarbons in Superdeep of The Central Asian Sedimentary Basin // *Kazakhstan journal for oil & gas industry*. 2026. 8 (1). 128–154. Doi: 10.54859/kjogi108940.

Секция 6

*Океанические, островодужные и континентальные
магматические комплексы, сформированные на
различных этапах эволюции Тянь-Шаня*

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДНЫЕ СЕРИИ ЮЖНО-ГИССАРСКОЙ ЗОНЫ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ (ТАДЖИКИСТАН): ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И РУДОНОСНОСТЬ

Мамаджанов Ю.¹, Ходжиев А.К.², Шатова Н.В.³, Египбеков Дж.Ш.⁴, Джабиров А.А.²
petrology@mail.ru

¹ Научно-исследовательский центр экологии и окружающей среды Центральной Азии НАН Таджикистана, г. Душанбе, Таджикистан

² Институт геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии НАН Таджикистана, г. Душанбе, Таджикистан

³ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург, Россия

⁴ Научно-исследовательский центр минеральных ресурсов Синьцзянского института экологии и географии Китайской академии наук, г. Урумчи, Китай

Южно-Гиссарская тектоническая зона, являясь составной частью палеозойской Южно-Тянь-Шанской аккреционно-коллизийной орогенной области, характеризуется сложным геологическим строением, обусловленным эволюцией геодинамических режимов осадконакопления, магматизма и метаморфизма. Для Южно-Гиссарской зоны характерно широкое проявление позднепалеозойских (C_{1-2} - P_1) гранитоидных серий различной формационной и генетической принадлежности. Известные в пределах Южно-Гиссарской зоны месторождения железа, вольфрама, олова, полиметаллов, урана, а также флюорита с сульфидами Pb и Zn генетически тесно связаны с каменноугольно-пермскими гранитоидами, слагающими крупнейший в Западном Тянь-Шане полихронный Гиссарский гранитоидный батолит общей площадью более 5000 км² [1].

Позднепалеозойские гранитоиды Южно-Гиссарской зоны подразделяются на четыре серии: габбро-плагиогранитоидную (C_{1-2}), габбро-гранитоидную (C_2), гранит-лейкогранитную (C_3 - P_1) и монцонитоидную (P_1). Каждая из них отличается геологическим положением, петролого-геохимическими особенностями, формационно-генетической принадлежностью, геодинамическими условиями формирования и потенциальной рудоносностью. Выделенные гранитоидные серии отражают проявление субдукционного, коллизийного и постколлизийного геодинамических режимов позднепалеозойского магматизма и являются плутоническими аналогами комагматичных вулканитов толеитовой, известково-щелочной и щелочно-известковой серий соответственно.

Габбро-плагиогранитоидная серия. Полифазная интрузивная серия низкокалиевых гранитоидов - плагиогранитоидов с габбро ранней фазы внедрения включает Харангонский, Ходжамафрачский, Ходжабедский, Гафилабадский и Ханакинский плутоны, локализованные к северу от Богаинского глубинного разлома и пространственно-генетически связанные с базальтами каратагской серии возраста C_{1-2} . U-Pb-возраст цирконов из габбро, тоналитов и плагиогранитов составляет $323-316 \pm 2.0$ млн лет, что соответствует позднесерпуховско-башкирскому времени формирования габбро-плагиогранитоидной серии.

Габбро-плагиогранитоидная серия отличается полифазным строением и включает пять последовательных интрузивных фаз: габбро (I), диориты и кварцевые диориты (II), тоналиты (III), плагиограниты (IV) и лейкоплагиограниты (V). Дайковые производные представлены габбро-порфиритами, плагиоаплитами и спессартитами. Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз (40–70 %), кварц (0.0–45 %), амфибол (0–30 %), биотит (0.0–15 %) и калиевый полевой шпат (ортоклаз, от 0.0 до 5.0 %). В процессе кристаллизационной дифференциации состав плагиоклаза закономерно изменяется от битовнита-лабрадора в габбро до олигоклаза-альбита в лейкоплагиогранитах, отражая эволюцию магматического расплава. Амфибол представлен магнезиальной роговой обманкой, а биотит относится к железистому ряду. Породы серии образуют единый петрохимический ряд от габбро до лейкоплагиогранитов. Содержание SiO₂ возрастает от 50.90 % в габбро до 73.61 % в

лейкоплагиигранитах, тогда как сумма щелочей (K_2O+Na_2O) увеличивается от 3.16 до 5.08 %. Для всех пород серии характерны низкие значения отношения K_2O/Na_2O (0.25–0.42), что позволяет отнести их к натриевой известковистой петрохимической серии. По мере увеличения в породах содержания SiO_2 закономерно снижаются концентрации TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO и P_2O_5 , а индекс дифференциации возрастает ($DI = -7,70...+23,90$), отражая глубокую кристаллизационную дифференциацию исходной базитовой магмы.

Геохимическая специфика пород серии выражается пониженными содержаниями F (100-150), Li (2.46-16.2), Rb (7.0-46.6), Ba (66-250), Sr (95.9-202), Be (0.48-0.96), Y (11.6-45.2), Zr (19.4-128), Hf (0.70-3.63), Nb (0.88-3.34), Ta (0.07-0.18), U (0.45-1.92), Th (1.68-7.15), а также Sn (0.61-3.30), W (<0.5-1.7), Pb (2.27-5.70), Zn (15-88.8) и Cu (1.19-82.8). Максимальные количества V (159-365 г/т), Cr (80-96.1 г/т), Co (14.3-30.5 г/т) и Ni (1.4-19.3 г/т) характерны для основных и средних пород, а минимальные для плагиигранитов. Суммарное содержание редкоземельных элементов в породах габбро-плагиигранитоидной серии невелико ($\Sigma REE=24.5-112.1$ г/т). Спектры распределения редкоземельных элементов характеризуются преобладанием лёгких лантаноидов над тяжёлыми ($LREE/HREE = 2.03-4.68$; $La/Yb = 1.42-6.23$), что типично для магматических серий островных дуг и активных окраин континентов. На тектонических диаграммах Rb–Y+Nb, La/Yb–Tb/Yb и Th/Yb–Ta/Yb составы пород серии попадают в поля гранитоидов островных дуг и относятся к надсубдукционным магматическим образованиям. Положительные характеристики ϵNd (+1,5...+2,3), $\epsilon Hf(t)$ (+9,2...+12,6) и низкие отношения $^{87}Sr/^{86}Sr(t)=0.7047-0.7056$ свидетельствуют о формировании первичной базитовой магмы из деплетированного мантийного источника при незначительном участии корового вещества [2]. Источником базитовых магм являлись шпинелевые лерцолиты деплетированной мантии при степени плавления около 15-20 %. С низкокалиевыми базальтами каратагской серии габбро-плагиигранитоиды формирует раннеостроводужную вулcano-плутоническую ассоциацию.

С плутонами габбро-плагиигранитоидной серии генетически и пространственно связаны скарново-магнетитовые месторождения бассейна реки Харангон и колчеданно-полиметаллическое рудопроявление Шамол, что подчёркивает их важное металлогеническое значение в геологической эволюции Бухара–Южно-Гиссарской палеоостровной дуги.

Габбро-гранитоидная серия. Производные габбро-гранитоидной серии представлены дифференцированным рядом известково-щелочных плутонических пород: от мелагаббро (I фаза), диоритов и кварцевых диоритов (II фаза), гранодиоритов (III фаза) и гранитов (IV фаза) до лейкогранитов (V фаза), а также генетически связанных с ними дайковых образований - габбро- и диорит-порфиритов, гранодиорит- и гранит-порфиров, аплитов, пегматитов и лампрофиров кersантит-спессартитового состава. Плутонические образования габбро-гранитоидной серии занимают более 80 % площади Гиссарского полихронного батолита. U–Pb возраст цирконов из гранитоидов главной фазы составляет $313-303 \pm 1$ млн лет [2-4].

Для пород габбро-гранитоидной серии характерен биотит-амфиболовый парагенезис тёмноцветных породообразующих минералов. Состав плагиоклаза изменяется от битовнита и лабрадора в мелагаббро и габбро до андезина в диоритах и гранодиоритах и олигоклаза в гранитах и лейкогранитах. Калиевый полевой шпат представлен ортоклазом и микроклином, амфибол - роговой обманкой, биотит относится к железистым разностям. Основными аксессуарными минералами габбро-гранитоидов являются апатит, циркон, магнетит и сфен.

Содержание SiO_2 в породах серии варьирует от 43.30 % в мелагаббро до 74.80 % в лейкогранитах. Суммарное содержание щелочей (K_2O+Na_2O) возрастает от 1.82 % в мелагаббро до 7.68 % в лейкогранитах. По соотношению K_2O и SiO_2 породы относятся к высококалиевой известково-щелочной серии. Плутониты серии характеризуются широким диапазоном содержаний редких и рудных элементов (г/т): F (400–600), Rb (11–242), Ba (239–1786), Sr (282–787), Y (8.6–46.4), Zr (4.9–436), Nb (2.66–25.8), Ta (0.13–1.19), Ga (14.5–20.8), Hf (1.24–12.2), U (0.34–7.27), Th (1.12–28.7), Cu (5.5–77.4), Pb (3.66–24.0) и Zn (35–119). Для гранитоидов характерны повышенные содержания W (2.0–12.6 г/т), Sn (4.1–6.57 г/т) и Mo (1.34–4.29 г/т). Суммарное содержание редкоземельных элементов составляет: в мелагаббро – 57.66–77.21 г/т, в габбро – 130.89 г/т, в гранодиоритах – 146.39–350.55 г/т и в гранитах – 116.00

-144.13 г/т. В спектрах распределения редкоземельных элементов наблюдается устойчивое преобладание лёгких лантаноидов над тяжёлыми. Отношение LREE/HREE увеличивается от 5.29–5.71 в мелагаббро до 13.43–19.74 в гранитах. Значения La/Yb изменяются от 7.68–9.24 в породах ранних фаз до 25.70–38.28 в гранитах поздних фаз внедрения. По особенностям редкоэлементного состава габбро-гранитоидная серия соответствует геохимическому типу гранитоидов андезитового ряда. Её формирование рассматривается как результат эволюции корово-мантийной базальтоидной магмы, что подтверждается изотопно-геохимическими характеристиками пород: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t) = 0.70580\text{--}0.70612$ и $\epsilon\text{Nd}(t) = -3.0\text{--}-3.2$ [2].

По петролого-геохимическим характеристикам породы габбро-гранитоидной серии соответствуют гранитоидам I-типа. С андезитами шамольской свиты (311 млн лет, U–Pb, циркон) они формируют вулcano-плутоническую ассоциацию позднеостроводужной стадии развития Гиссарского палеоокеана тетического семейства. С габбро-гранитоидной серией генетически связаны скарново-магнетитовые рудопоявления Кафандарской группы (бассейн реки Сардаи Миёна), а также скарново-шеелитовые месторождения Майхура, Кабуты и Каняз.

Гранит-лейкогранитная серия. Интрузивы гранит-лейкогранитной серии являются комагматами лючобской риолитовой свиты (300 млн лет, U–Pb, циркон) и слагают Южно-Варзобский, Рамитский, Лючоб-Ханакинский и Обисафед-Обиборикский плутоны в центральной части Южно-Гиссарской зоны. Плутоны сложены гранитами главной фазы (ГФ) и лейкогранитами фазы дополнительных интрузии (ФДИ). В эндоконтактных частях выделяются мелаграниты, обогащенные биотитом. Дайковые производные представлены аплитами, пегматитами, гранит-порфирами и лампрофирами. U–Pb-конкордантный возраст цирконов из гранитов Южно-Варзобского и Рамитского плутонов составляет 301–297 млн лет, что соответствует гжельско-ассельскому этапу магматизма ($C_3\text{--}P_1$) [3]. Среди интрузивов серии типоморфным и наиболее крупным является Южно-Варзобский плутон площадью более 350 км². Он имеет форму вытянутого в северо-западном направлении эллипсоидального тела, расположенного в бассейнах рек Варзоб и Кафирниган среди допермских магматических образований. В строении Южно-Варзобского плутона участвуют меланократовые граниты эндоконтактной фации, порфировидные граниты ГФ и лейкограниты ФДИ. Граниты главной фазы представлены светло-серыми и светло-розовыми крупно- и среднезернистыми порфировидными породами, состоящими из калиевого полевого шпата (25–35 %), кварца (25–30 %), плагиоклаза (20–30 %), биотита (5–10 %) и акцессорных минералов - апатита, циркона, ортита, сфена, монацита, флюорита, магнетита и ильменита. С гранитами пространственно и генетически связаны жилы и шпильи пегматитов, содержащие редкоземельный минерал гадолинит (пегматитовые поля бассейны рек Пугус, Оджук и Магов) [5].

Содержание SiO₂ в гранитах варьирует от 68.34 до 76.92 %, а сумма щелочей - от 7.65 до 8.80 %. Отношение K₂O/Na₂O составляет 1.19–2.05. На диаграммах TAS и K₂O–SiO₂ составы пород соответствуют щелочно-известковым гранитам и магматитам шошонитовой серии. Граниты относятся к высокоглиноземистым и высокожелезистым коровым породам S-типа. Для них характерны следующие содержания редких элементов (г/т): F (800–1000), Li (38–70), Rb (180–379), Ba (83–838), Sr (31.3–172.6), Ga (14.5–21.7), Y (12.1–47.2), Zr (52.2–119), Nb (11.4–18.7), Ta (1.2–3.7), Hf (2.4–4.3), Th (4.0–29.7) и U (2.6–9.8). Суммарное содержание редкоземельных элементов в гранитах и лейкогранитах составляет 46.89–141.46 г/т. Спектры распределения характеризуются преобладанием лёгких лантаноидов над тяжёлыми (LREE/HREE = 2.80–10.19). Особого внимания заслуживают биотитовые граниты Sn–W месторождения Майхура (SiO₂ - 71.91 %, Al₂O₃ - 13.82 %, Na₂O - 3,24 %, K₂O - 5.16 %), характеризующиеся повышенными содержаниями Rb (473 г/т), Ba (1103 г/т), Y (49 г/т), Zr (350 г/т), Nb (30,2 г/т), Hf (10,5 г/т), Sn (16,8 г/т), Th (68,7 г/т), U (11,7 г/т) и ΣREE (420,38 г/т) [4].

По геохимическим особенностям гранит-лейкогранитная серия приближается к типу редкометальных плюмазитовых лейкогранитов. С гранитами и лейкогранитами Южно-Варзобского плутона генетически связаны хрусталеносные и редкометальные пегматиты с гадолинитовой, ферберитовой и касситеритовой минерализацией, а также грейзеновые касситерит-шеелит-вольфрамитовые проявления Звёздное, Голубое, Калонсайское и Южное.

Оловянная (SnO_2) минерализация грейзеновой стадии формирования скарново-шеелитового месторождения Майхура также связана с гранитами Обисафед-Обиборикского плутона южноварзобского комплекса, развитого в южной части вольфраморудного поля. С гранитными плутонами серии связаны месторождения сульфидно-флюоритовой и кварц-флюоритовой рудной формаций, объединяемые в Варзобскую (Такоб, Кондара, Оджук), Маговскую (Магов, Калондара, Можурское, Хонако) и Рамитскую (Рамит, Кальтуч, Комсомольское) группы месторождений.

Монцонитоидная серия. Гипабиссальные плутоны высококалиевых гранитоидов - монцонитов, монцодиоритов, кварцевых монцонитов и монцогранитов, выделяемые в составе курук-джавонинского комплекса, отражают проявление постколлизиионного магматизма пермского этапа геологического развития Южно-Гиссарской зоны. Монцониты, генетически связанные с калиевыми вулканитами шошонит-латитовой серии, слагают Курукский (0.9 км^2) и Южно-Курукский (0.2 км^2) массивы в верховьях р. Лючоб. Монцонитоиды Джавонинского (24 км^2), Куальтучского (5.4 км^2), Пионерабадского (3.2 км^2) и ряда других интрузивов восточной части Южно-Гиссарской зоны отнесены к джавонинскому комплексу пермского возраста (В.А. Кутенец, В.С. Лутков). В составе серии выделяются монцодиориты (ранняя фаза), кварцевые монцониты и монцогранодиориты (главная фаза), а также монцограниты (поздняя фаза) и связанные с ними дайки монцодиорит-порфириров, аплитов и лампрофиров.

Для монцонитоидов характерен пироксен-амфибол-биотитовый ($\pm$ оливин) парагенезис тёмноцветных породообразующих минералов. Основными породообразующими минералами являются плагиоклаз (20-45 %), калиевый полевой шпат (35-50 %), кварц (1.0-25 %), авгит (до 11 %), кальциевая роговая обманка (1.0-4.0 %) и биотит (4.0-9.0 %). Среди аксессуарных минералов широко распространены циркон, апатит, сфен, ортит, монацит и магнетит.

Содержание SiO_2 породах серии варьирует от 52.88 % в монцонитах и 57.93 % в монцодиоритах до 71.43 % в монцогранитах. Сумма щелочей ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) в монцонитоидах составляет 7.15-10.16 %, а отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ изменяется от 0.93 до 2.14. По соотношению K_2O и SiO_2 монцонитоиды относятся к образованиям шошонитовой серии. Монцонитоиды представлены умеренно-глиноземистыми и глиноземистыми породами. Для них характерны следующие концентрации редких элементов (г/т): F (400-800), Rb (112-176), Sr (240-1026), Be (2.8-4.8), Zr (300-483), Nb (16-34), Y (21-33), Th (13-26) и U (1.2-6.7). По геохимическим характеристикам монцонитоиды изученной зоны соответствуют типу мантийных гранитоидов латитового ряда. С монцонитоидами генетически связаны гидротермальные медно-молибден-порфировые и кварц-золото-сульфидные рудопроявления, контролируемые зоной Шираталинского разлома северо-западного простирания.

Литература

1. Мамаджанов Ю., Ходжиев А.К., Аминов Дж.Х. Тектоническая эволюция и магматические процессы в палеозойской истории Южно-Гиссарской зоны Южного Тянь-Шаня // Тектоника и геодинамика земной коры и мантии: фундаментальные проблемы – 2025. Материалы LVI (56) Тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2025. С. 353-357.
2. Konopelko D., Seltman R., Mamadjanov Yu., Romer R.L., Rojas-Agramonte Y., Jeffries T., Fidaev D., Niyozov A. A geotraverse across two paleo subduction zones in Tien Shan, Tajikistan // Gondwana Research. 2017. V. 47. P. 110-130.
3. Worthington J.R., Kapp P., Minaev V.E. et al. Birth, life, and demise of the Andean syn-collisional Gissar arc: Late Paleozoic tectono-magmatic-metamorphic evolution of the southwestern Tian Shan, Tajikistan // Tectonics. 2017. V. 36. P. 1-52. doi: 10.1002/2016TC004285.
4. Соловьев С.Г., Кряжев С.Г., Семенова Д.В., Калинин Ю.А. Близкие по возрасту, но металлогенически различные вольфрамоносные интрузивные комплексы в Южном Тянь-Шане (Таджикистан): первые данные изотопного U-Pb-датирования циркона (метод LA-

ICP-SM) из интрузивных пород скарновых вольфрамовых месторождений Майхура и Кабуты // Доклады РАН. Науки о земле. 2025. Т. 523. № 1. С. 34–46.

5. Баратов Р.Б. Интрузивные комплексы южного склона Гиссарского хребта и связанное с ними оруденение. Душанбе: Дониш. 1966. 335 с.

ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ КИСЛЫЙ ВУЛКАНИЗМ И ЕГО РУДОНОСНОСТЬ ЮГО-ЗАПАДНЫХ ОТРОГОВ ГИССАРА (ЮЖНЫЙ УЗБЕКИСТАН)

Саитов Н.Э.¹, Мамарозиков У.Д.²

saitov_nuriddin@mail.ru, udmamarozikov@rambler.ru

¹ Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева, г. Ташкент, Узбекистан

² Университет геологических наук, г. Ташкент, Узбекистан

В Южном Узбекистане, особенно в юго-западных отрогах Гиссарского хребта изучение закономерностей эволюции вулканизма и связанного с ним оруденения остается важной проблемой. При этом особую актуальность играют вопросы, связанные с разработкой минералогических критериев металлогенической специализации пород околожерловых и жерловых фаций нижекарбонатовых палеовулканов. Последнее очень остро стоит для относительно слабо изученных Ходжабарку-Малянгурского (Вахшиварского), Кызыльмечетского и Карасанского палеовулканов в связи с тем, что на сегодня устанавливается высокая перспективность их в отношении полезных ископаемых [1-2].

Вулканогенные формации Ходжабарку-Малянгурского (Вахшиварского), Кызыльмечетского, Карасанского и других палеовулканов формировались в условиях, близких к условиям вулканических островов, о чем свидетельствует наличие в них морских терригенных и карбонатных пород. Многообразие форм проявления вулканической деятельности выразилось в неодинаковом фациальном составе вулканитов, представленных туфами, туфобрекчиями, агломератами (эксплозивная фация), лавами и лавобрекчиями (эффузивная фация), эруптивными дайками и инъекционными туффизитами (экструзивная фация). Наряду с породами, сформировавшимися в результате выброса или излияния на поверхность глубинного материала, широко распространены вулканиты, не выходящие на поверхность (субвулканическая фация). Многочисленные силлообразные залежи и крупные лакколитоподобные тела андезито-дацитовых и риолитовых порфиров отмечаются на всех палеовулканических сооружениях региона [3].

К настоящему времени здесь зафиксировано более 200 месторождений и рудопроявлений. В вулканогенных образованиях ниже-среднекарбонатового возраста локализуется около одной трети всех эндогенных проявлений. При этом наибольшее количество рудопроявлений установлено в нижекарбонатовых вулканогенно-осадочных образованиях. Они тяготеют к различным фациям глубинности – близповерхностным и поверхностным продуктам вулканической деятельности, вулканическим аппаратам, субвулканическим образованиям – экструзиям и эруптивным дайкам [4]. По мнению П.В. Панкратьева [5], главный тип месторождений соответствует колчеданно-полиметаллическому или алтайскому (или подкласс Куроко).

По осовремененным представлениям колчеданные месторождения алтайского типа представлены богатыми свинцово-цинково-медными рудами, связанными с полно дифференцированной известково-щелочной базальт-андезит-дацит-риолитовой формацией. Месторождения приурочены к зрелым энсиалическим (формируются над зонами субдукции на гранитогнейсовой коре) островным дугам и локализованы в пределах подвижных поясов, например, месторождения Куроко и Шаканаи в Японии; Корбалихинское, Зыряновское - Россия (Рудный Алтай). Из колчеданных месторождений добывается не только подавляющее количество меди, цинка и свинца (10–15 % мировой добычи), но и существенные объемы золота, серебра и редкоземельных металлов [6].

В зонах измененных пород жерловой, околожерловой и субвулканической фаций количество Ходжабарку-Малянгурского (Вахшиварского), Кызыльмечетского и Карасанского палеовулканов концентрация этих элементов резко возрастает, что дает основание считать породы названных фаций благоприятными для накопления меди, свинца и цинка (таблица 1).

Таблица 1 – Содержание меди, свинца, цинка, золота, серебра и элементов-примесей в вулканогенно-осадочных породах Ходжабарку-Маянгурского (Вахшиварского), Кызылмечетского и Карасанского палеовулкана, г/т

Элемент	Кэ*	Юго-западные отроги Гиссарского хребта (Южный Узбекистан)								
		Кызылмечетское				Карасанское		Ходжабарку- Маянгурское (Вахшиварское)		
		Км71	Км207	Км219	Км220	Кн82	Кн83	Вх180	Вх236	Вх260
Cu	53	1600	1700	7446	13425	4000	4000	59	2000	21
Pb	13	51	>4000	32	24	4000	4000	570	2,14	70
Zn	68	1900	280	177	151	4000	4000	204	5,57	196
Au	0,0035	<0,05	0,07	н.о.	н.о.	0,05	3,62	0,05	0,05	0,02
Ag	0,073	0,67	3,30	3,34	1,30	80	210	9,60	0,04	2,98
As	1,8	88	24	6,70	3,68	427	939	69	1,34	58
Se	0,073	1,60	14	1,05	1,22	0,5	100	7,39	0,16	0,17

Примечание: Кэ* – кларки элементов по Л.Н. Овчинникову (1990).

Установлено, что положение рудных залежей в разрезе осадочно-вулканогенной толщи обусловлено не только структурно-тектоническими и магматическими факторами, но также составом слагающих пород. На юго-западных отрогах Гиссарского хребта колчеданно-полиметаллическое оруденение отчетливо ассоциирует с вулканическими телами риолитовой формации нижнего карбона [7].

По сумме щелочей в вулканитах ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) они относятся к нормально-щелочному (известково-щелочному) петрохимическому ряду. По соотношению щелочных компонентов ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$) установлена их принадлежность к калиевой и калий-натриевой сериям. Кроме того, в них выявлено наличие нормативного корунда (1,66–5,24), а также высокие (al' 1–2) и очень высокие (al' 2–10) значения коэффициента глинозёмистости. Это свидетельствует об участии коровых компонентов в генерации магмы, сформировавшей породы палеовулкана. Обычно подобные характеристики типичны для субдукционных зон активных континентальных окраин или островных дуг.

Кислые вулканиты палеовулкана, характеризуются ярко выраженной геохимической специализацией на Cu, Pb, Zn, Au, Ag, As, Se и др. При этом установленные геохимические особенности этих пород позволяют использовать их в качестве надёжных индикаторов геотектонической обстановки формирования вулканической структуры.

Для определения геотектонических условий формирования складчатых регионов были использованы дискриминантные диаграммы, предложенные для гранитоидов: Y–Nb и (Y+Nb)–Rb, Yb–Ta и (Yb+Ta)–Rb (по Pearce et al., 1984, с последующими модификациями) [8]. Результаты размещения составов пород палеовулкана на этих диаграммах показывают их положение в полях, характерных для вулканитов вулканических островных дуг (volcanic island arcs) и частично синколлизионных (syn-collisional) обстановок (рисунок 1).

Вышеизложенные данные указывают на парагенетическую связь с породами околосерловых и серловых фаций палеовулканов Южного Узбекистана колчеданно-полиметаллического оруденения с золото-серебро-платиноидной нагрузкой (Cu–Pb–Zn–Au–Ag–платиноиды). Породы Ходжабарку-Маянгурского (Вахшиварского), Кызылмечетского, Карасанского и других палеовулканов Южного Узбекистана сформировались в результате вулканизма, обусловленного столкновением вулканических островных дуг с активной континентальной окраиной. На дополнительных дискриминантных диаграммах Ta/Yb–Th/Yb, Ta/Hf–Th/Hf, Ta–Th и Yb–Th/Ta [9] положение полей, занимаемых породами данного палеовулкана, также подтверждает их принадлежность к продуктам вулканизма активных континентальных окраин (active continental margins).

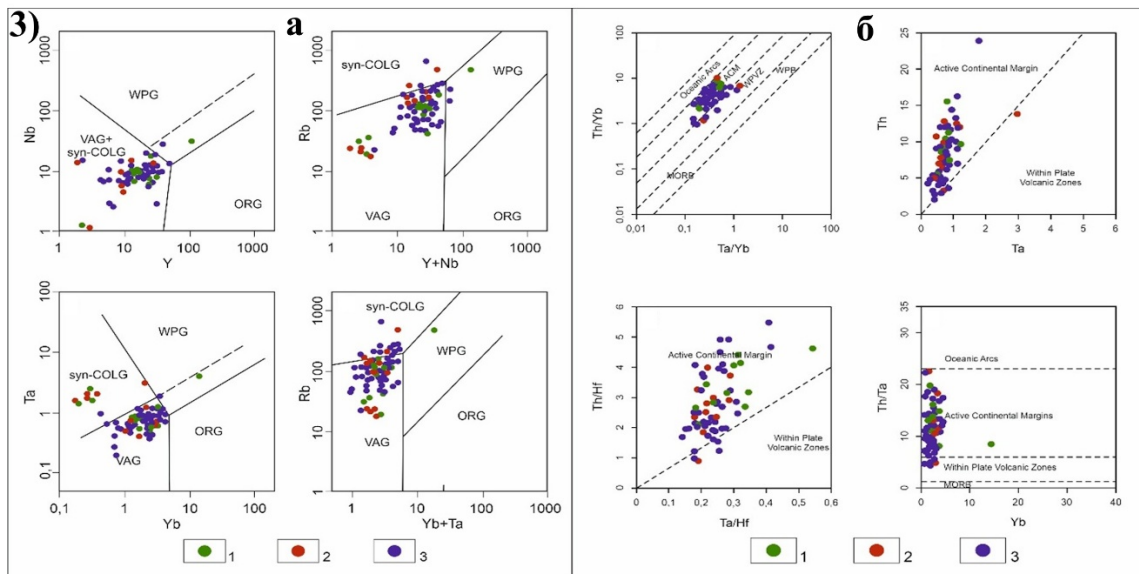
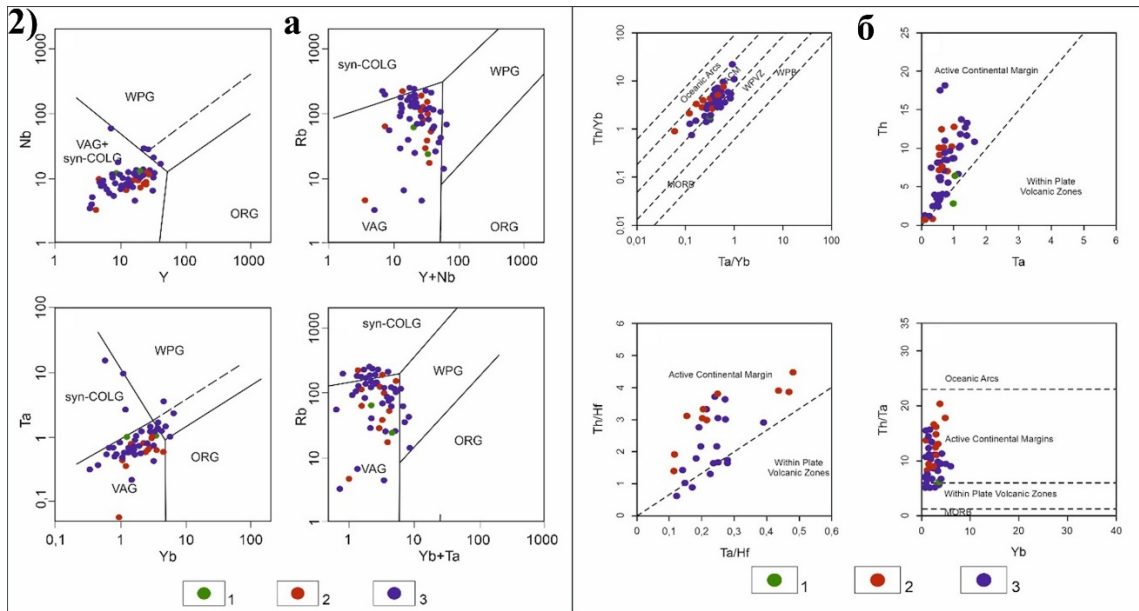
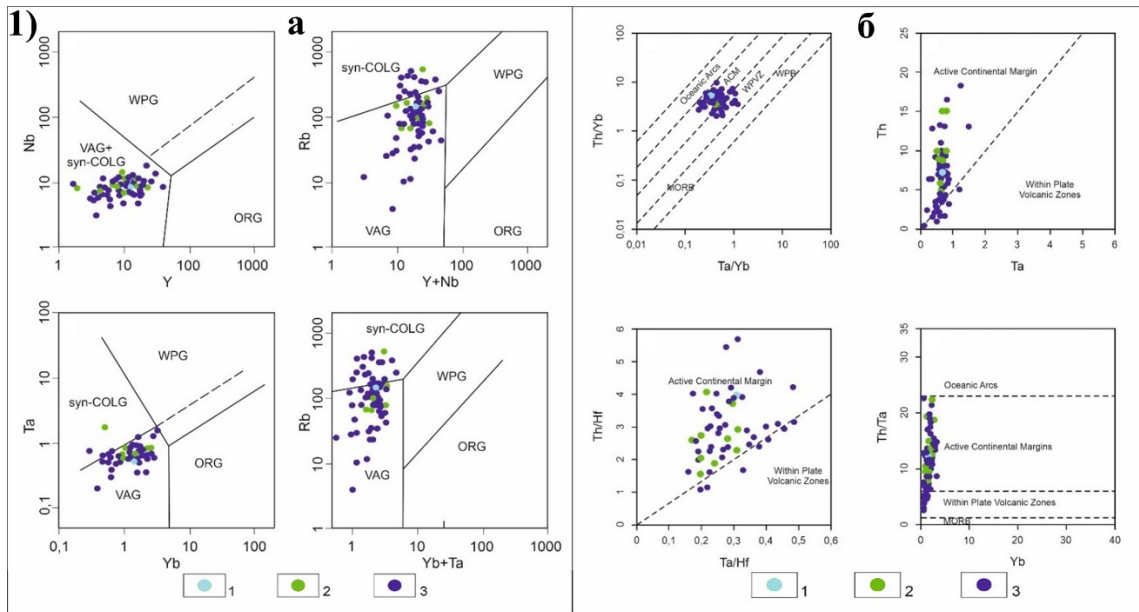


Рисунок 1 – Расположение кислых вулканитов: **1)** Кызылмечетского, **2)** Карасанского, **3)** Ходжабарку-Маянгурского (Вахшиварского) палеовулканов на дискриминантных диаграммах **а** – Y-Nb и (Y+Nb)-Rb, Yb-Ta и (Yb+Ta)-Rb (Harris et al., 1986); **б** – Ta/Yb-Th/Yb и Ta/Hf-Th/Hf, Ta-Th и Yb-Th/Ta (Schandl and Gorton, 2002). Условные обозначения: **1** – дациты и риодациты, **2** – риолитов калиевой серий, **3** – риолитов калий-натриевой серий

Литература

1. Далимов Т.Н., Кустарникова А.А., Ярмухамедов А.Р. и др. Вулканогенные формации Узбекистана. Ташкент: Фан. 1971. 280 с.
2. Мамарозиков У.Д., Норматов У.А., Хамраев А.Х., Саитов Н.Э., Суюндинова Г.М. К проблеме выявления металлогенической специализации палеовулканов Южного Узбекистана // Геология и минеральные ресурсы. 2022. № 4. С. 16-21.
3. Шаякубов Т.Ш., Далимов Т.Н., Арапов В.А., Шпотова Л.В., Коржаев В.П. Вулканизм Западного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан. 1988. 328 с.
4. Панкратьев П.В., Михайлова Ю.В. Колчеданно-полиметаллическое оруденение Южного Узбекистана // Ташкент: Фан. 1971. 187 с.
5. Панкратьев П.В., Михайлова Ю.В. Рудные формации стратиформных свинцово-цинковых месторождений Узбекистана. Ташкент: Фан. 1981. 254 с.
6. Викентьев И.В., Дамдинов Б.Б., Минина О.Р., Спирина А.В., Дамдинова Л.Б. Классификация процессов полиметаллического рудообразования и переходный VMS–SEDEX–MV-тип – пример гигантского Озерного месторождения в Забайкалье, Россия // Геология рудных месторождений. 2023. Т. 65. № 3. С. 201–236. DOI: 10.31857/S001677702303005X.
7. Рудные месторождения Узбекистана / Отв. ред. Голованов И.М. Ташкент: ГИДРОИНГЕО. 2001. 611 с.
8. Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. Geochemical characteristics of collision- zone magmatism // Coward M P, Ries A C (eds) Collision Tectonics. Geological Society London Special Publication. 1986. 19. P. 67-81.
9. Schandl E.S. and Gorton M.P. Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments // Economic Geology. 2002. V. 97. P. 629–642.

Секция 7

*Тектонические процессы, приведшие к
формированию Тянь-Шанского орогена.
Континентальный и океанический рифтогенез,
субдукция и коллизия. Процессы транспрессивной
тектоники*

TECTONIC STRUCTURE OF THE TIAN SHAN OROGENIC ZONE AND METALLOGENIC AS WELL AS MINERAL DEPOSIT CHARACTERISTICS OF THE EASTERN BUKANTAU REGION

Abdugaffarova Sh.A., Zayniddinov F.A.

abdugaffarovashahzodabonu@gmail.com, zayniddinovfazliddin93@gmail.com

National University of Uzbekistan named after Mirzo Ulugbek, Tashkent, Uzbekistan

The Tian Shan is a major Paleozoic folded mountain system in Central Asia. The formation of this orogenic zone is associated with the closure of paleo-oceanic basins, subduction, and continental collision processes [3]. The Central Kizilkum and Bukantau Mountains within the territory of Uzbekistan are considered a continuation of the Southern Tian Shan structure. The Eastern Bukantau region is regarded as one of the most important ore-bearing regions of Uzbekistan in geological and metallogenic terms. Deep tectonic dislocations, magmatic intrusions, and hydrothermal alterations are widely developed in the region, serving as the principal factors in the formation of mineral resources [4].

Structural-geological, metallogenic, and geodynamic analysis methods were employed in the study. Geological maps of the Eastern Bukantau region, monographic data, and scientific works of Uzbek geologists were used to analyze tectonic structures and mineralization zones [5].

The research results revealed that the Eastern Bukantau region is an important element of the Southern Tian Shan metallogenic belt (figure1). Tectonic faults trending northwestern and submeridional directions are widely developed in the area and represent the main structures controlling ore mineralization [6]. Geologically, the region consists of Paleozoic volcanogenic-sedimentary strata, metamorphic rocks, and granite-diorite intrusive massifs. During the Hercynian tectonic activity, intense magmatism occurred, resulting in the formation of hydrothermal solutions and ore-bearing mineral deposits [7]. Several large deposits are located within the Eastern Bukantau region and adjacent territories:

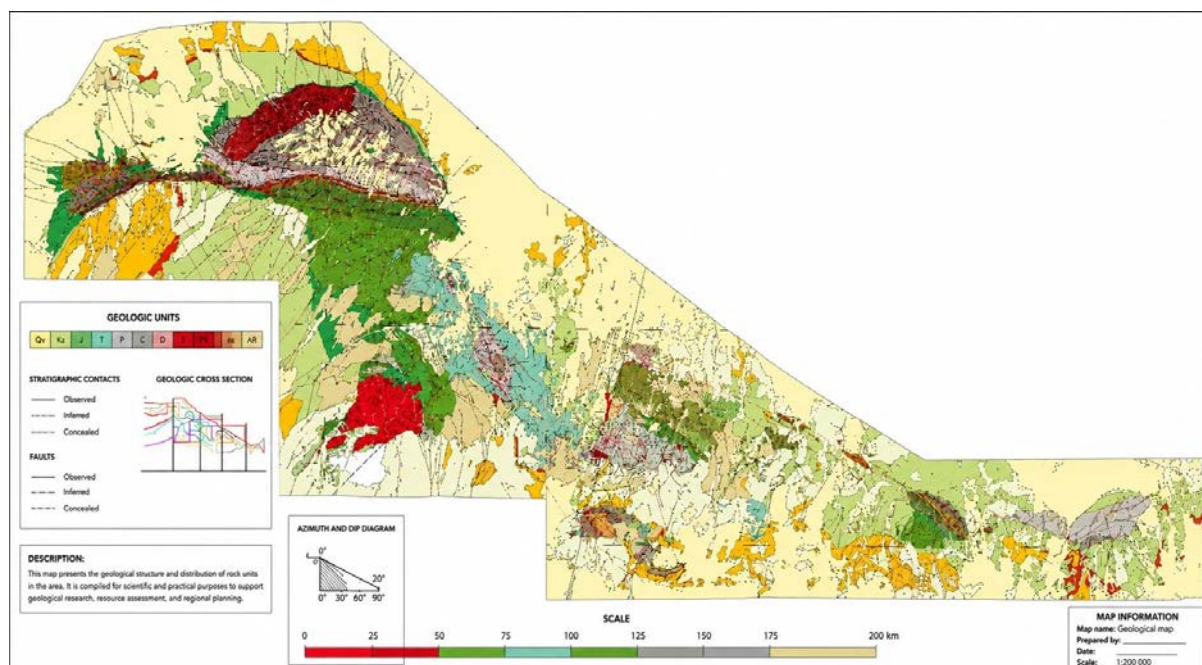


Figure1 – Geological maps of the central and Eastern Bukantau region. At a scale of 1:200 000 (on materials by L.I. Dementenko)

The Muruntau gold deposit is one of the largest gold deposits in the world and belongs to the Central Kizilkum gold-ore province. The deposit is characterized by a gold-quartz-sulfide formation [8].

The Kokpatas deposit is rich in gold mineralization and is associated with tectonic faults and metasomatic alterations [9].

The Sautboy deposit is characterized by tungsten and gold mineralization. Skarn and hydrothermal mineralization are widely developed in this area [1].

The Daugiztau ore field is well known for gold-polymetallic mineralization and is genetically related to granitoid intrusions [4].

The Uchquduq uranium deposits are characterized by infiltration-type uranium mineralization and belong to the important uranium region of the Central Kizilkum [5].

The formation of mineral deposits in the region is closely related to the geodynamic evolution of the Southern Tian Shan. Tectonic dislocations enabled the ascent of magmatic melts into upper strata and contributed to the formation of hydrothermal mineralization zones [2]. Gold deposits such as Muruntau and Kokpatas are mainly associated with quartz-sulfide veins and metasomatically altered rocks. In the Sautboy deposit, skarn-tungsten mineralization developed under the influence of granitoid intrusions [7]. The metallogenic characteristics of the region indicate the high prospectivity of the Central Kizilkum as a gold-ore province. This allows the Eastern Bukantau region to be evaluated as one of the important territories for geological exploration activities [10].

In conclusion, the Eastern Bukantau region represents an important structural and metallogenic part of the Southern Tian Shan orogenic zone. The mineral deposits of the region were formed in connection with Paleozoic tectono-magmatic processes, deep faults, and hydrothermal activity. Deposits such as Muruntau, Kokpatas, Sautboy, and Uchquduq demonstrate the high metallogenic potential of the region. The obtained results provide an important scientific basis for the further development of geological exploration activities and the search for and investigation of new prospective deposits within the region.

References

1. Goipov A.B., Akhmadov Sh.I., Yusupov V.R. Characteristics of geophysical fields and geophysical signs of mineralization in the Bukantau Mountains in the Southern Tien-Shan // ANAS Transactions, Earth Sciences. 2024. No. 2. P. 77-91.
2. Razikov O.T., Akbarov Ch.A. Metallogeny of polymetallic mining of Tian-Shan // Web of Scientist: International Scientific Research Journal. 2021. Vol. 2. Iss. 5. P. 782-799.
3. Xamrabaev I.Ch. Magmatism and Postmagmatic Processes in Western Uzbekistan. Tashkent: Fan. 1958. 571 p.
4. Klerpert S.Ya. Geology and Metallogeny of the Central Kizilkum. Tashkent. 1989.
5. Djalilov X.D. Metallogeny of Uzbekistan. Tashkent: Fan. 2005.
6. Rakhimov A., Sadikova L., Azamov F. Tectonic-statistical metallogenic analysis on the example of the Zirabulak-Ziyaetdin region (Southern Tien Shan, Uzbekistan) // International Journal of Geology, Earth & Environmental Sciences. 2023. V. 13. P. 9-12.
7. Movlanov J.J., Koloskova S.M. Main Features of the Geodynamic Evolution of Endogenous Gold Mineralization of the Tien-Shan Orogenic System // The American Journal of Applied Sciences. 2020. Vol. 2. No. 10. P. 70-82.
8. Koneev R.I. Geology of the Muruntau Gold Deposit. Tashkent. 1998.
9. Muminov A.A. Geological Structure and Ore Formation of the Kokpatas Deposit. Tashkent. 2004.
10. Abdullaev R.N. Ore Deposits of the Central Kizilkum. Tashkent. 1998..

TECTONIC STRUCTURE AND GEODYNAMIC EVOLUTION OF THE WESTERN AND MIDDLE TIEN SHAN

Egamberdieva R.A.

egamberdiyevaryakhona@gmail.com

National University of Uzbekistan, Tashkent, Uzbekistan

The Tien Shan is one of the largest and most structurally complex intracontinental orogenic systems in Asia. It forms an important segment of the Central Asian Orogenic Belt (CAOB), which developed as a result of the closure of the Paleo-Asian Ocean and subsequent accretionary-collisional processes during the Phanerozoic [1]. The Tien Shan extends for more than 2000 km from Uzbekistan eastward to China and represents one of the most actively reactivated mountain systems in the world [2]. The region is characterized by complicated tectonic structure, high seismic activity, active deformation, and the presence of world-class ore deposits [3, 8].

The geological evolution of the Western and Middle Tien Shan was controlled by prolonged subduction, terrane accretion, continental collision, and post-collisional tectonic reactivation [3]. Particularly, the Western and Middle Tien Shan constitute an important natural laboratory for investigating intracontinental geodynamics, active tectonics, and neotectonic deformation associated with the far-field effects of the India-Eurasia collision [2, 9].

The tectonic structure of the region includes folded mountain systems, intermontane depressions, major fault zones, suture belts, and magmatic arcs formed during Paleozoic convergence processes. The principal structural units comprise the Chatkal, Kurama, Pskem, Ugam, and Fergana ranges, together with the Fergana Basin and adjacent tectonic depressions [5]. These structures represent fragments of ancient terranes and continental-margin complexes formed under different geodynamic conditions [1, 3].

One of the most significant tectonic elements of the region is the Talas-Fergana Fault, a major dextral strike-slip fault separating the tectonic domains of the Western and Eastern Tien Shan. The fault originated during the Paleozoic and continues to remain tectonically active at present. It plays a fundamental role in controlling lateral block displacements, crustal deformation, seismicity, and the localization of magmatic and hydrothermal processes [3].

Another important structural feature is the South Tien Shan suture zone (Turkestan Suture), representing the remnant of the ancient Turkestan Ocean that separated the Kazakhstan and Tarim continental blocks. Ophiolite complexes, deep-water flysch deposits, accretionary prisms, and volcanic arc assemblages occurring within this zone provide evidence of Paleozoic oceanic subduction and continental collision [1, 6].

Within the Chatkal-Kurama terrane, Neoproterozoic basement rocks are overlain by Ordovician-Silurian volcano-sedimentary formations and Devonian-Carboniferous magmatic complexes. During the Silurian and Early Devonian, the region evolved as an active continental margin characterized by intensive subduction-related volcanism. In the Middle Devonian-Early Carboniferous, temporary reduction of subduction activity allowed carbonate platforms to develop. Later, renewed subduction generated extensive Andean-type magmatism and granitoid intrusions [3, 7].

The Western and Middle Tien Shan are also distinguished by exceptional metallogenic specialization. Large granitoid intrusions and volcanic complexes are closely associated with economically important mineral deposits, including the Kalmakyr porphyry Cu-Au deposit, the Muruntau giant gold deposit, and the Zarmitan orogenic gold system. Their formation is genetically related to subduction, collision, and post-collisional magmatic processes [3, 7].

Early Paleozoic. During the Early Paleozoic, the Paleo-Asian Ocean occupied the territory of the present-day Tien Shan. Accretion of island arcs, oceanic fragments, and microcontinents occurred along active continental margins. Subduction of oceanic lithosphere resulted in the formation of volcanic arcs, accretionary wedges, and oceanic crust remnants preserved today as ophiolite assemblages [1, 6].

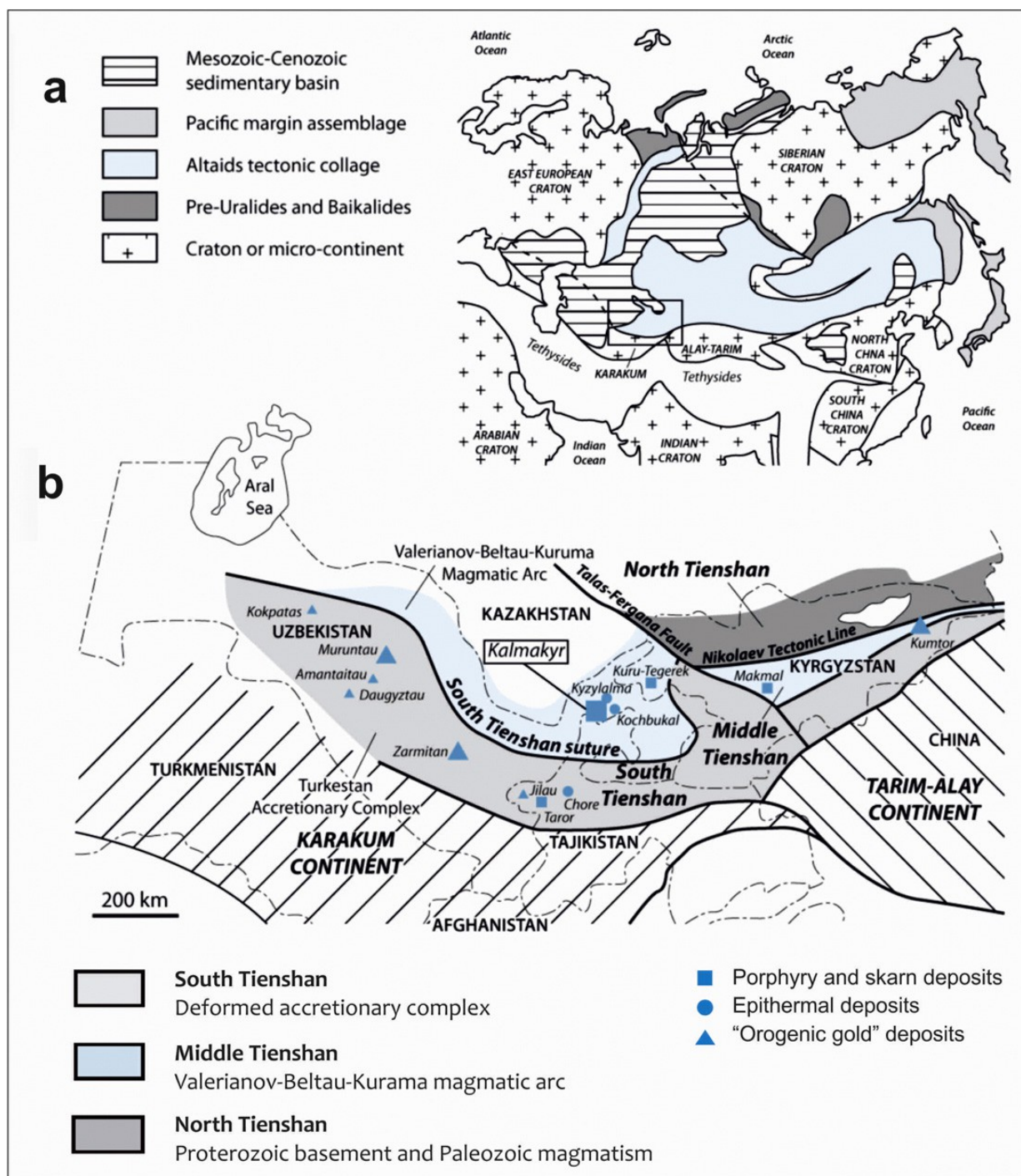


Figure 1 – (a) Tectonic setting of the Altaid collage; (b) Location of key mineral deposits in the Western and Middle Tien Shan in relation to the major terranes (after Seltnann et al., 2014)

Middle-Late Paleozoic. In the Middle Paleozoic, the Turkestan Ocean progressively narrowed due to ongoing subduction beneath the Chatkal-Kurama continental margin. This stage was accompanied by intensive magmatism, flysch sedimentation, crustal thickening, and formation of continental magmatic arcs. Devonian and Carboniferous granitoid belts formed the structural basis of the Middle Tien Shan [3].

During the Late Carboniferous-Permian, final collision between the Kazakhstan and Tarim continental blocks resulted in the Hercynian orogeny, which represents the most important tectonic stage in the formation of the Tien Shan. Strong folding, regional metamorphism, granitoid emplacement, and crustal shortening occurred during this period [5, 6]. The South Tien Shan suture

zone developed as the principal collisional boundary marked by ophiolitic melanges and high-pressure metamorphic rocks [1].

Post-collisional tectonics during the Permian were characterized by shoshonitic magmatism, transpressional deformation, and large-scale strike-slip faulting. Major fault systems controlled magma emplacement and ore localization throughout the Western and Middle Tien Shan [4].

Mesozoic-Early Cenozoic. During the Mesozoic and Early Cenozoic, tectonic activity significantly decreased. Regional denudation and peneplanation processes dominated the landscape evolution, while platform sedimentary sequences accumulated within basins and depressions. Despite tectonic quiescence, inherited Paleozoic structures remained preserved within the crust [2].

Late Cenozoic. Renewed tectonic activity began during the Late Cenozoic as a consequence of the collision between the Indian and Eurasian plates within the Alpine-Himalayan orogenic system. Compressional stresses were transmitted far into the interior of Central Asia, causing reactivation of ancient Paleozoic fault systems and formation of the modern mountainous relief of the Western and Middle Tien Shan [2, 8].

The reactivation process involved crustal shortening, thrust faulting, uplift of tectonic blocks, and strike-slip displacements along inherited structures such as the Talas-Fergana Fault. Neotectonic deformation fragmented the Mesozoic sedimentary cover and produced the present-day high-relief intracontinental orogen [8].

At present, the Western and Middle Tien Shan represent one of the most active intracontinental deformation zones in Eurasia. The region experiences ongoing north-south compression caused by the continuing convergence between the Indian and Eurasian plates. This tectonic regime generates active crustal shortening, reverse faulting, thrust tectonics, and block uplift [2, 8].

Modern deformation is strongly associated with active fault systems located within the Pskem, Karjantau, Chatkal, Kurama, and Fergana tectonic zones. Strong and moderate earthquakes frequently occur along these faults, indicating continued tectonic instability and active seismogenesis [8].

Geodetic investigations based on GPS and InSAR data demonstrate that crustal shortening rates in the Western Tien Shan reach approximately 20 mm/year, while local vertical uplift rates attain 2-4 mm/year in certain mountain ranges [8]. These values confirm that the Western and Middle Tien Shan remain actively developing young intracontinental orogens.

Modern geodynamic processes also play a major role in controlling hydrothermal circulation, ore localization, and the redistribution of tectonic stresses. Therefore, investigation of active deformation processes is essential for seismic hazard assessment, geodynamic modeling, and metallogenic forecasting [8].

Conclusion. The Western and Middle Tien Shan constitute a highly complex intracontinental orogenic system formed through prolonged Paleozoic subduction, accretion, and continental collision processes followed by intense Cenozoic tectonic reactivation. The geological structure of the region reflects the interaction of terranes, magmatic arcs, suture zones, and major strike-slip fault systems produced during the closure of the Paleo-Asian and Turkestan oceans.

Modern geodynamic activity of the region is controlled primarily by the ongoing India-Eurasia convergence, which causes active crustal shortening, block deformation, uplift, and high seismicity. Reactivation of inherited Paleozoic structures continues to shape the tectonic evolution of the Western and Middle Tien Shan.

The region is of exceptional scientific and practical importance for understanding intracontinental orogenesis, active tectonics, seismic hazard, and metallogenic evolution within the Central Asian Orogenic Belt.

References

1. Sengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // *Nature*. 1993. Vol. 364. Pp. 299-307.
2. Dolgoplova A., Seltmann R., Konopelko D., Biske Yu.S., Shatov V., Armstrong R., Belousova E., Pankhurst R., Koneev R., Divaev F. Geodynamic evolution of the Western Tien Shan,

- Uzbekistan: Insights from U-Pb SHRIMP geochronology and Sr-Nd-Pb-Hf isotope mapping of granitoids // *Gondwana Research*. 2017. Vol. 47. Pp. 76-109.
3. Dzhamalov D.B., Abdullaev R.N., Tulyaganova N.Sh. Paleo-transform faults and their role in the formation of the Earth's crust of the Tien Shan // *Geology and Mineral Resources*. 2016. No. 5. Pp. 3-10 (in Russian).
 4. Golonka J. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic // *Tectonophysics*. 2004. Vol. 381. Pp. 235-273.
 5. Akhmedzhanov M.A., Borisov O.V. Tectonics of the Premesozoic Formations of the Central and Southern Tien Shan. Tashkent: Fan. 1977. 183 p. (in Russian).
 6. Burtman V.S. Tien Shan, Pamir, and Tibet: History and Geodynamics of Phanerozoic Oceanic Basins. Boulder: Geological Society of America. 2010. 197 p.
 7. Dalimov T.N., Ganiev I.N., Shpotova L.V., Kadyrov M.Kh. Geodynamics of the Tien Shan. Vol. 1: Magmatism and Geodynamic Settings of the Paleozoic. Tashkent: University Publ. 1993. 208 p.
 8. Umurzakov R.A., 2023. Deformation regimes and low-rank paleotectonic stresses of the Western Tien Shan in the Mesozoic-Cenozoic // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2023. Vol. 14 (1). Article 0687 (in Russian). DOI: 10.5800/GT-2023-14-1-0687.

МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ ПРЕДВЕСТНИКОВ В УСЛОВИЯХ АЛМАТИНСКОГО ПРОГИБА

Акылбекова И.Д.

indi.beka@bk.ru

Национальный научный центр сейсмологических наблюдений и исследований
МЧС РК, г. Алматы, Казахстан

Алматинский прогиб — активная предгорная депрессия юго-востока Казахстана, где разломы управляют проницаемостью, смешением вод и дегазацией, формируя потенциальные предсейсмические гидрохимические сигналы.

Гидрохимические «предвестники» (аномальные изменения состава/свойств подземных и родниковых вод, а также почвенного/подземного радона) в таких условиях наиболее правдоподобно формируются как отклик гидрогеологической системы на предсейсмические изменения напряжённо-деформированного состояния: раскрытие/закрытие трещин, перераспределение проницаемости, изменение доли глубинных и метеорных компонентов и режимов фильтрации. Для Северного Тянь-Шаня показано, что вариации радона (в почвенном газе и/или эксхалляции) могут демонстрировать характерные изменения за ~90–100 суток и за ~3–5 суток до сейсмического события, а модель радоновой эксхалляции подчёркивает нелинейную зависимость сигнала от режима сжатия/растяжения и положения точки наблюдения относительно зон деформации [1].

Предсейсмические деформации в зоне фронта Заилийский Алатау изменяют трещиноватость и проницаемость, вызывая перераспределение напоров и путей фильтрации и, как следствие, изменения pH, Eh, электропроводности или минерализации, соотношений Na–K–Ca–Mg и Cl–SO₄–HCO₃, а также Rn. Региональный контекст: прогиб асимметричен, выполнен олигоцен-четвертичными континентальными отложениями до 2,5–3 км; поверхность фундамента разломами субширотного и СВ простираний расчленена на блоки, погружающиеся к Заилийскому глубинному разлому; в районе Алматы глубина фундамента достигает до 3,5 км [3]. InSAR-наблюдения (2017–2023) фиксируют вертикальные скорости –95...+52 мм/год и резкий переход вдоль центрального Алматинского разлома, разделяющий зоны поднятия и просадки [2]. Для Алматинского артезианского бассейна (термальные воды неоген-палеогеновых комплексов) характерны Na-доминированные типы (от HCO₃-Cl/SO₄-Cl до NaCl), температуры до 75–84 °C на глубинах до 2600–3000 м и минерализация до 18,8 г/л [4]. Радоновый мониторинг в Северном Тянь-Шане демонстрирует интервалы аномалий 90–100 и 3–5 суток до событий [2]. Профильные измерения почвенного радона в городской агломерации (2014–2015, до 90 км профилей) показали пригодность метода для выявления активных разломных зон [5].

Прикладная значимость — повышение достоверности мониторинга сейсмической опасности и защита ресурса подземных вод (качество и устойчивость водоснабжения) при одновременном учёте техногенных факторов. Фоновые значения Eh, B, Li, As, Hg, Rn (в воде) и типизация верхних четвертичных вод по прогибу: не указано.

Литература

1. Bayramov E. [и др.]. Advanced Spaceborne InSAR for monitoring tectonic and anthropogenic ground deformation in the seismically sensitive Almaty region, Kazakhstan // *Advances in Space Research*. 2026. № 1 (77). С. 118–146.
2. Utkin V.I. [и др.]. Radon monitoring in the Northern Tien Shan with application to the process of tectonic earthquake nucleation // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2006. № 9 (42). С. 775–784.
3. Тулемисова Ж.С. Специфика геодинамического и структурного развития осадочных бассейнов Южного Казахстана и критерии их нефтегазоносности на основе комплексного геолого-геофизического анализа. Дис. ... д-ра философии. Алматы. 2020. 174 с.

4. Жексембаев Е.Ш., Плотникова Р.И. Термоминеральные воды Балхаш-Алакольского региона (Юго-Восточный Казахстан) // Отечественная геология. 2017. № 2. С. 68-75.
5. Абдуллаев А.У., Лагутин Е.И., Тукешова Г.Е. и др Первые результаты геохимического зондирования тектонических разломов на основе профильных измерений объемной активности почвенного радона на территории Алматинского мегаполиса // Известия Национальной академии наук Республики Казахстан. Сер. геологии и технических наук. 2016. Т. 5. № 419. С. 79-91.

АЛЬПИЙСКАЯ ТЕКТНИКА В СТРУКТУРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУМТОР

Горшков А.А., Айдаркулов Т.Н., Шевкунов А.Г.

anton.gorshkov88@mail.ru

ЗАО «Кумтор Голд Компани», г. Бишкек, Кыргызстан

Эпиплатформенный орогенез на Тянь-Шане проявился в новейшее, олигоцен-антропогеновое время. Характерна север-северо-западная ориентировка основного направления сжатия палеоген-неогеновых осадков восточной части Срединного и Северного Тянь-Шаня, приведшего к образованию в них складчатости с падением шарниров складок к северо-востоку ($50-70^{\circ}$) и к юго-западу ($240-250^{\circ}$).

Подобно палеогеновым отложениям, сильнейшие тектонические напряжения в Альпийское время испытали и консолидированные древние до-мезозойские горные породы, что выразилось в образовании складчатых и разрывных нарушений, и в развороте отдельных тектонических блоков. Но если альпийские складчатые структуры в консолидированных жёстких породах протерозоя и палеозоя диагностировать сложно, то разрывные нарушения в приповерхностных условиях и по керну скважин наблюдаются довольно часто в виде мощных зон будинажа и хрупких деформаций, заполненных рыхлыми тектонитами и глинами трения.

По мнению Бискэ Ю.С. [1] и др., в Альпийский орогенез на Тянь-Шане не были сформированы надвиговые системы, подобные палеозойским. Имело место лишь дробление до-мезозойской поверхности выравнивания с выжиманием кверху клиньев – хребтов, и «задавливанием» депрессий, вплоть до исчезновения некоторых из них [2]. По результатам наших исследований, в пределах структуры месторождения Кумтор и хр. Акшийрак, наблюдаются пакеты надвиговых чешуй альпийского возраста с мощными зонами рыхлых тектонических пород и будинажа в подошвах надвигов.

Основной структурой месторождения Кумтор является чешуйчато-надвиговой пакет различных структурно-формационных единиц, формировавшийся с до-палеозоя до настоящего времени. Такие взгляды на строение территории хребта Акшийрак впервые были высказаны после проведения геолого-съёмочных и геологоразведочных работ [3]. В чешуйчато-надвиговом пакете в структуре месторождения самые древние породы, представленные гнейсами свиты Куйлю и гранитоидами Сарыджазского комплекса, находятся в самом верху геологического разреза (рисунок 1). Они по надвигу перекрывают метаморфизованные терригенно-вулканогенные отложения верхнего рифея (джергалацкая и кашкауйская свита). Верхнерифейские отложения перекрывают по надвигу толщу филлитов венда (с фрагментами Є-O_2), которые являются рудовмещающими. Последние, в свою очередь, надвинуты на толщу нижнего карбона и палеоген-неогеновые отложения. Таким образом, по геологическим данным можно предположить не менее трёх тектонических эпизодов, в процессе которых произошло образование разновозрастных покровов (S-D_3 , $\text{C}_3\text{-P}$, $\text{Q}_2\text{-Q}_4$) в пределах месторождения Кумтор и хр. Акшийрак.

Деформации Альпийского этапа привели к формированию современного рельефа, а также к осложнению и деструкции первоначальной структуры месторождения Кумтор. К структурному ансамблю Альпийского этапа отнесены открытые формы мезо-складок в палеоген-неогеновых отложениях, надвиги, многочисленные пологие зоны будинажа пород и руд, зоны “тектонического меланжа”, выполненные рыхлым несцементированным материалом. Надвиги пород происходили на небольшой глубине, о чём и свидетельствует преобладание хрупких деформаций.

В подошве рудоносной структуры месторождения Кумтор прослеживается, на всём её протяжении, мощный надвиг альпийского возраста, по которому рудные зоны месторождения, образовавшиеся на глубинах более ~ 5 км, были выдвинуты к поверхности.

Во фронтальной части альпийского надвига выделяется зона “тектонического меланжа” (рисунок 1). Матриksom этой зоны являются тектонические глины и в разной степени тектонизированные филлиты венда. В виде закатанных обломков и глыб в этом

матрике (рисунок 2), на ограниченном пространстве встречается весь спектр вышеупомянутых пород - от R_2 до C_1 . Зона альпийского “тектонического меланжа” вверх по разрезу сменяется зоной рыхлых тонкообломочных тектонических брекчий по серым и чёрным углистым филлитам венда. Среди них встречаются небольшие валуны и закатанные глыбы рудоносных метасоматитов.

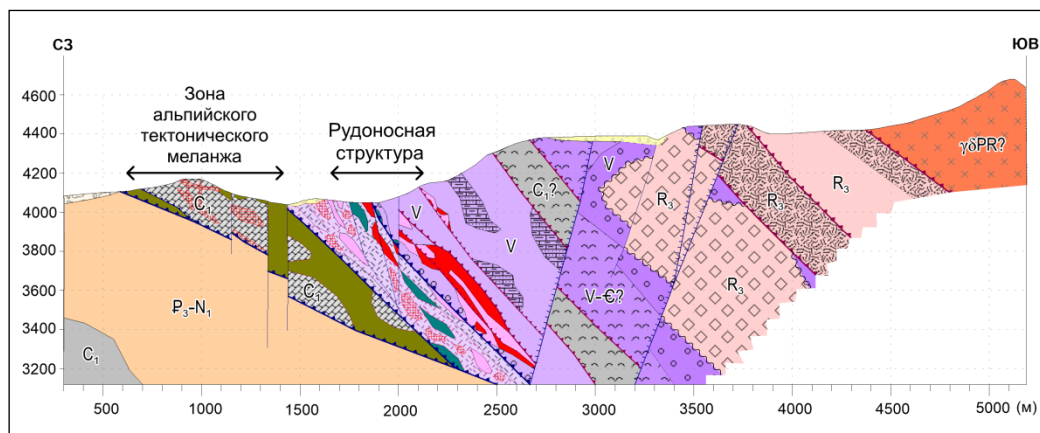


Рисунок 1 – Месторождение Кумтор, схематический геологический разрез Центрального участка (взгляд на северо-восток)



Рисунок 2 – Зона альпийского тектонического меланжа. Тектоническая брекчия по филлитам с обломками, глыбами минерализованных зон и гранитоидов. Участок Северо-Восточный

Мощность тектонитов по разрезу альпийского надвига составляет до 200-300 м и более. Внутреннее строение его и состав пород очень пёстрые – это набор чечевицеобразных структур, которые сменяют друг друга по простиранию. Внутреннее наполнение зон альпийских надвигов представлено полосчатыми тектоническими брекчиями, сложенными рыхлым дробленным материалом и глинами трения (рисунок 3). В северо-восточной части месторождения Кумтор докембрийские рудовмещающие породы по альпийскому надвигу перекрывают каменноугольные терригенные отложения; на Центральном участке и далее к юго-западу в подошве этого же надвига лежат красноцветные глины и конгломерато-брекчии палеогена-неогена. Достоверно установленная, по данным бурения, амплитуда альпийского надвига на месторождении Кумтор составляет не менее 1.5 км.



Рисунок 3 – Альпийские тектониты, представленные несцементированным дроблённым материалом и полосчатыми рыхлыми тектоническими брекчиями в основании Альпийского тектонического меланжа. Месторождение Кумтор, Центральный участок, скважина D979 – фото керна; 1/5 нат. величины

Альпийские разрывные структуры, суб-параллельные основному альпийскому надвигу, но гораздо меньшей мощности (до первых десятков метров), широко распространены и в пределах рудоносной зоны (рисунок 4), образуя тектонические мега-брекчии с цементом “контактного типа”. Эти структуры развиваются часто по структурным швам надвигов более раннего (палеозойского) возраста, ре-активизируя их. К таким структурам отнесены разлом Лысый, ограничивающий основную рудоносную структуру висячем боку, Верхний Кумторский надвиг, ограничивающий рудоносную структуру по подошве, и др. По мере приближения к висячему боку рудоносной структуры, и в висячем боку мощность альпийских разрывных нарушений уменьшается до первых метров.



Рисунок 4 – Альпийские тектониты, представленные несцементированным дроблённым материалом и полосчатыми рыхлыми тектоническими брекчиями по пирит-карбонатным метасоматитам в рудной зоне. Месторождение Кумтор, Центральный участок, скважина D1136 – фото керна; 1/5 нат. величины

Рыхлые тектонические брекчии выполняют также крутопадающие зоны разломов – от нормальных сбросов и взбросов до сдвигов. Одна из самых мощных – зона крутопадающего альпийского Кумторского разлома (рисунок 5). Это долгоживущая транзитная структура, которая в разные периоды была взбросом, сбросом, сдвигом.



Рисунок 5 – Фрагмент тектонической брекчии зоны крутопадающего Кумторского разлома (с субвертикальной тектонической полосчатостью) по долине руч. Муздусуу

При анализе морфоструктур рельефа и изучении распространения различных типов разреза хр. Акшийряк возникают вопросы касательно процессов новейшей тектоники, проявленных в районе. Всем известно о преобладающем субширотном линейном расположении большинства хребтов Тянь-Шаня (хр.Джетымтоо, хр.Суек, хр. Терской-Алатоо). На фрагменте цифровой модели поверхности видно, что линейное субширотное простираие “тянь-шаньских” орографических единиц (хребтов и межгорных впадин) Срединного Тянь-Шаня прерывается в радиусе более 30 км вокруг Кумторского рудного поля. Здесь развиты изометричные долины и совокупность разно ориентированных хребтиков (массив Акшийряк). Форма и взаиморасположение этих хребтиков, а также рядом расположенных массива Ачикташтёр и хр. Бешмойнок наталкивают на мысль, что это отдельные части ранее единого субширотного хребта, претерпевшего тектонический коллапс в Альпийское время: части единого хребта сгружены в кучу, с перемещениями по надвигам и сдвигам, при амплитуде горизонтальных перемещений крупных блоков от предполагаемых их первичных местоположений 10-15 км [4].

Для Тянь-Шаня, который является до сих пор сейсмически активной территорией, изучение процессов Альпийской тектоники является одним из приоритетных направлений. Своевременная диагностика Альпийских структур и их параметров способствует минимизации затрат на разведку полезных ископаемых в пределах конкретных месторождений, а также позволяет предусмотреть своевременные мероприятия горнотехнического характера при разработке месторождений полезных ископаемых.

Литература

1. Бискэ Ю.С. Складчатые области Северной Евразии. Тянь-Шаньская складчатая система. Учеб. пособие. СПб. 2006. 56 с.
2. Лемзин И.Н. Разломы кыргызской части Тянь-Шаня. Бишкек: Илим. 2005. 60 с.
3. Никоноров В.В. Новый тип золотого оруденения в Кыргызстане // Геология рудных месторождений. 1993. Т. 35. № 5. С. 450-454.
4. Шевкунов А.Г. Анализ геолого-структурных данных по восточной части Срединного Тянь-Шаня (Кыргызстан) // Материалы научно-технической конференции / ГП “НИИМР”. Ташкент. 2014. С. 189-192.

ОПЫТ МОНИТОРИНГА НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ГЕОМЕХАНИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ РЕГИОНАЛЬНОГО МАСШТАБА

Гохберг М.Б., Гарагаш И.А., Алексеев Д.А.

ada@ifz.ru

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

В качестве перспективного направления в решении проблемы краткосрочного прогноза катастрофических землетрясений рассматривается подход, основанный на прямых количественных расчётах пространственно-временного распределения глубинных напряжений и деформаций, связанных с процессом разрушения земной коры перед землетрясениями. Такие расчёты проводятся с использованием детальных геомеханических моделей, в которых максимально подробно учитываются свойства земной коры и известные тектонические воздействия, влияние собственного веса, рельефа и теплового режима [1, 2], а также данные прямых геодезических наблюдений на поверхности. Моделирование напряженно-деформированного состояния (НДС) земной коры осуществляется в рамках предельного условия прочности Мора-Кулона. Область моделирования дискретизируется прямоугольными элементами и включает рельеф дневной поверхности, подошву осадочной толщи, границы внутри корового слоя, границу Мохо. Каждому элементу сетки присваиваются определенные значения геомеханических параметров: модуля всестороннего сжатия, модуля сдвига, плотности, сцепления и угла внутреннего трения, рассчитываемые на основе имеющихся геофизических данных, и опубликованных региональных моделей плотности и скорости продольных волн. Зоны разломов рассматриваются как области с некоторой первичной поврежденностью, обуславливающей снижение прочностных характеристик среды. На первом этапе геомеханического моделирования выполняется расчет “стационарного” (начального) напряженного состояния модели, отражающего ее начальную поврежденность, связанную с разломно-блоковой тектоникой, учитывающего собственный вес и действие региональных тектонических сил, порождаемых движением тектонических плит. Последние задаются в виде кинематического граничного условия на дневной поверхности на основе распределения скоростей движения плит по данным космической геодезии. Последующее моделирование выполняется итерационно с включением (в скользящем временном окне) экспериментальных данных по текущей сейсмичности (из сейсмических каталогов), которая и характеризует процесс разрушения земной коры перед каждым крупным событием. При этом каждое землетрясение рассматривается как новый дефект земной коры, приводящий к перераспределению НДС. Результаты численного моделирования параметров НДС с динамикой во времени позволяют получать карты смещений, интенсивности деформации сдвига, энергии сдвига, параметра приближения среды к пределу прочности и ряд других величин для набора слоев геомеханической модели, включая осадочную толщу, среднюю и нижнюю земную кору с последующим выделением аномальных паттернов. На основе последних могут быть выявлены и описаны пространственно-временные закономерности распределения параметров НДС. В докладе представлены некоторые результаты геомеханического моделирования для территорий Южной Калифорнии и Анатолийского полуострова.

Литература

1. Бондур В.Г., Гарагаш И.А., Гохберг М.Б. Крупномасштабное взаимодействие сейсмоактивных тектонических провинций. На примере Южной Калифорнии // Доклады академии наук. 2016. Т. 466. № 5. С. 598-601.
2. Bondur V.G., Gokhberg M.B., Garagash I.A., Alekseev D.A. Features of the modelled stress-strain state dynamics prior to the M 7.1 2019 Ridgecrest earthquake in Southern California // Russian Journal of Earth Sciences. 2022. V. 22. ES5002.

К ВОПРОСУ О ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРАХ ОЧАГОВ СИЛЬНЕЙШИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Литовченко И.Н., Лютикова В.С.

litovira@rambler.ru, nikki.valo@gmail.com

Национальный научный центр сейсмологических наблюдений и исследований МЧС РК,
г. Алматы, Казахстан

В статье представлен анализ физико-механических параметров очагов сильнейших землетрясений Северного Тянь-Шаня за последние 150 лет, включая Кеминское (1911), Верненское (1887), Чаткальское (1946) и Сусамырское (1992) события. Используются данные каталогов: региональный, мировой (USGS), исторические источники и современные сейсмологические исследования. Рассмотрены параметры: магнитуда, глубина очага, длина разлома, подвижка и сейсмический момент, напряжения, вязкость и другие. Проведен сравнительный анализ очаговой механики, выявлены закономерности распределения напряжений и типов разломов в пределах Северного Тянь-Шаня. Полученные результаты имеют значение для оценки сейсмического риска и сейсмостойкого проектирования в регионе. Северный Тянь-Шань является одной из наиболее активных внутриконтинентальных зон сжатия Евразийской плиты. Исторические землетрясения региона - Кеминское, Верненское, Чаткальское и Сусамырское - характеризуются высокими магнитудами (M_w 7.2-8.1) и сильными разрушительными последствиями. Расчет и понимание физико-механических параметров очагов критично для сейсмологического мониторинга и прогнозирования. Цель работы - систематизировать существующие данные по сильнейшим землетрясениям Северного Тянь-Шаня, провести сравнительный анализ их очаговых параметров и выявить закономерности механизма источников. Работы последних десятилетий показали, что землетрясения региона связаны с взбросовыми и взбросо-сдвиговыми разломами на глубине 20–30 км. Исследования авторов [1-6] предоставляют данные по расчету физико-механических параметров и их распределению. Например, Кеминское землетрясение (1911): $M_w \approx 8.0$, длина разлома ~155–195 км, максимальная подвижка ~14 м; Верненское землетрясение (1887): $M_w \approx 7.3-7.8$, очаг ~20 км, тип механизма – взброс; Чаткальское (1946) и Сусамырское (1992): $M_w \approx 7.2-7.6$, глубина очага ~25 км, подвижка 4-7 м, механизмы - обратные/взбросо-сдвиговые. Эти данные позволяют провести сравнительный анализ энергетики событий, интенсивности разломов и характера сейсмических смещений. Каталоги региональный (ННЦСНИ) и международные сейсмологические базы данных (USGS); исторические материалы по 1887, 1911, 1946 годам; современные публикации [7-11]. Отметим, что механизмы разломов: большинство крупных событий - взбросовые или взбросо-сдвиговые, отражающие континентальное сжатие. Разница Кеминского события: уникальная длина разлома и максимальные подвижки, что объясняет высокую интенсивность разрушений. Прогноз сейсмической активности: данные о физико-механических параметрах очагов позволяют оценивать накопление напряжений и потенциальные сценарии будущих землетрясений в Северном Тянь-Шане. Сейсмический момент Кеминского события оценивается как $4.6-7.4 \times 10^{20}$ Н·м, Сусамырского - $\sim 4 \times 10^{19}$ Н·м. Очаги всех событий располагаются в верхней коре (20–30 км), что характерно для внутриконтинентальных горных областей. Подвижки и длины разломов коррелируют с магнитудой землетрясений и распределением энергии по афтершокам. Систематизированы физико-механические параметры очагов крупнейших землетрясений Северного Тянь-Шаня. Показано, что длина разломов, глубина очага и подвижка определяют энергетический потенциал события [7-11]. Полученные результаты полезны для сейсмического прогнозирования и инженерного проектирования в регионе. В качестве примера, на рисунке 1 представлены 2-D и 3-D проекции параметра температуры (T) в очагах сильнейших землетрясений региона за 1900-2026 гг. (см. рисунок 1).

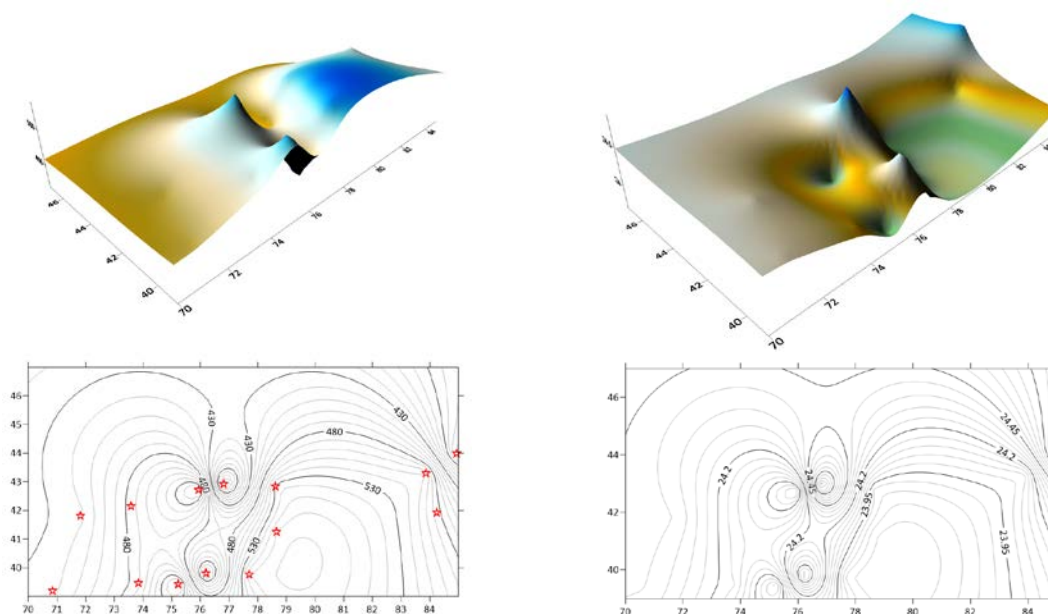


Рисунок 1 – 2D и 3D проекции физико-механических параметров: температуры (Т) и логарифма вязкости ($\lg\eta$) в очагах сильнейших землетрясений региона исследования за период 1900–2026 гг. (звездочками показаны эпицентры землетрясений)

Анализ физико-механических параметров очагов

Физико-механические параметры очагов землетрясений позволяют количественно оценить условия накопления и высвобождения упругой энергии в земной коре. Для сильнейших землетрясений Северного Тянь-Шаня характерны близкие глубины формирования очагов (20–30 км), что свидетельствует о локализации основных сейсмогенерирующих процессов в пределах верхней и средней континентальной коры. При этом величина сейсмического момента определяется не только магнитудой события, но и площадью разрыва, средней величиной смещения по разлому и модулем сдвига горных пород. Выполненный анализ показывает устойчивую зависимость между магнитудой землетрясения и линейными размерами очага. Для событий с $M_w > 7,5$ длина активизированного разлома превышает 100 км, а максимальная величина смещения достигает 10–14 м. Землетрясения меньшей магнитуды (M_w 7,2–7,6) характеризуются длиной разломов порядка 40–90 км и смещениями 3–7 м. Такие закономерности согласуются с известными мировыми эмпирическими зависимостями между магнитудой, длиной разрыва и величиной подвижки. Сопоставление параметров показывает, что Кеминское землетрясение 1911 г. существенно отличается от остальных рассматриваемых событий не только величиной магнитуды, но и масштабами разрыва, продолжительностью процесса разрушения и объемом вовлеченной горной массы. Это свидетельствует о накоплении значительного уровня тектонических напряжений в пределах Чилик-Кеминской зоны, обусловленного длительным взаимодействием структур Северного Тянь-Шаня с Казахским щитом и Таримским блоком. Одним из важных физических параметров является эффективная вязкость среды (η), характеризующая сопротивление горных пород пластическому течению. Расчеты показывают, что в очаговых областях сильнейших землетрясений значения $\lg\eta$ изменяются в пределах 18–22 (Па·с), отражая неоднородность реологических свойств земной коры. Наименьшие значения вязкости приурочены к зонам активных глубинных разломов, где наблюдается повышенная трещиноватость, флюидонасыщенность и интенсивное развитие деформационных процессов. Температурный режим очаговой зоны также оказывает существенное влияние на процессы разрушения. Согласно выполненным расчетам, температуры в пределах сейсмоактивного слоя Северного Тянь-Шаня возрастают с глубиной

и достигают приблизительно 250–600 °С на глубинах формирования рассматриваемых очагов. Повышенная температура способствует уменьшению прочности горных пород и снижению их эффективной вязкости, что облегчает развитие разрывных нарушений при достижении критического уровня напряжений. Совместный анализ распределений температуры и логарифма вязкости показывает наличие выраженной обратной зависимости между этими параметрами. Участки с повышенными температурами характеризуются пониженными значениями вязкости и совпадают с зонами максимальной современной сейсмической активности. Полученные результаты подтверждают важную роль термореологических условий в формировании очагов сильных землетрясений Северного Тянь-Шаня. На рисунках 2-4 представлены некоторые другие физико-механические параметры в очагах сильнейших землетрясений: $\tau_{кр}$, G , α_v .

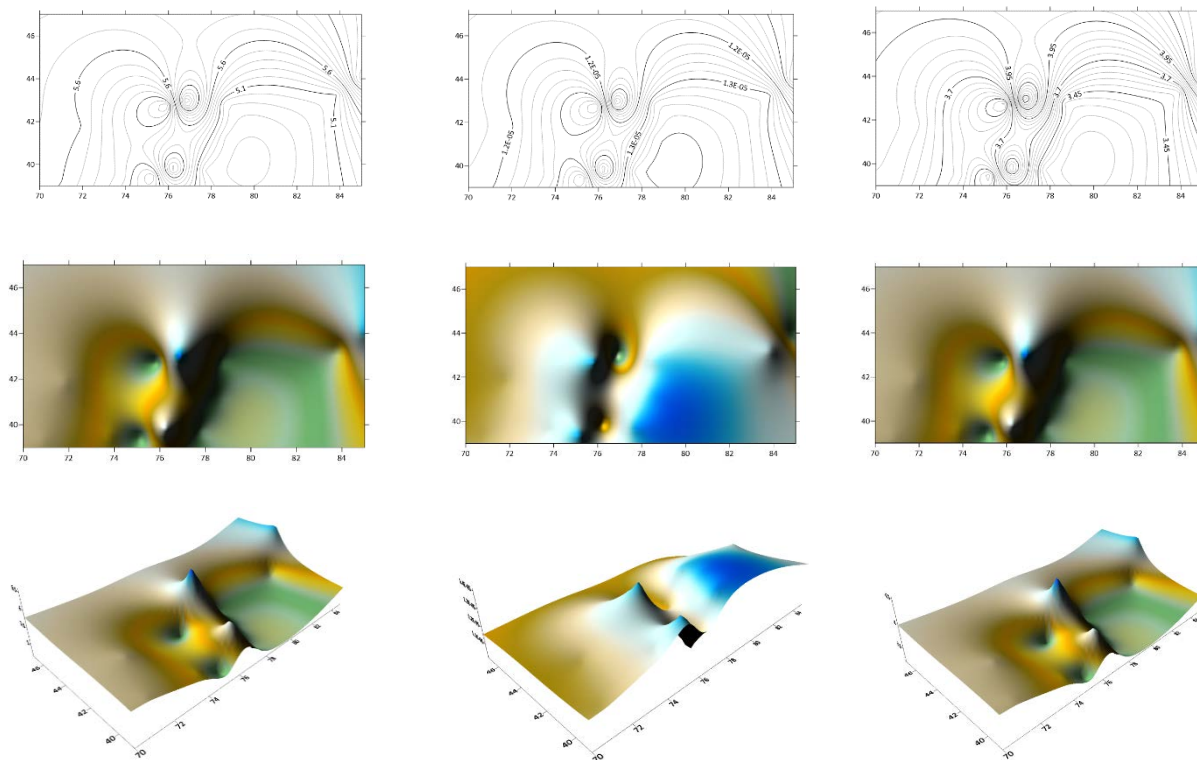


Рисунок 2 – Контуры пространственно-временного распределения параметра $\tau_{кр}$ сильнейших землетрясений на территории Северного Тянь-Шаня за 1900-2026 гг. в цвете: 2D, 3D проекции параметра $\tau_{кр}$ в очагах сильнейших землетрясений

Рисунок 3 – Контуры пространственно-временного распределения параметра G сильнейших землетрясений на территории Северного Тянь-Шаня за 1900-2026 гг. в цвете: 2D, 3D проекции параметра G в очагах сильнейших землетрясений

Рисунок 4 – Контуры пространственно-временного распределения параметра α_v сильнейших землетрясений на территории Северного Тянь-Шаня за 1900-2026 гг. в цвете: 2D, 3D проекции параметра α_v в очагах сильнейших землетрясений

Обсуждение результатов

Полученные результаты свидетельствуют о том, что крупнейшие землетрясения Северного Тянь-Шаня являются проявлением единого геодинамического процесса, обусловленного продолжающимся северным продвижением Индийской плиты и последующим внутриконтинентальным сжатием Центральной Азии. В этих условиях происходит накопление упругих деформаций вдоль крупных региональных разломов с их последующей разрядкой в виде сильных землетрясений. Несмотря на различия в магнитурах и протяженности разрывов, все рассмотренные события обладают сходными очаговыми механизмами, для которых характерно преобладание взбросовых и взбросо-сдвиговых

смещений. Это подтверждает современный режим горизонтального сжатия, установленный как по данным механизмов очагов, так и по результатам GPS-наблюдений и тектонофизических исследований. Практическая значимость полученных результатов заключается в возможности использования физико-механических параметров при уточнении моделей сейсмической опасности. Комплексное использование информации о температуре, вязкости, напряженно-деформированном состоянии среды, параметрах разломов и механизмах очагов позволяет более достоверно оценивать потенциальную энергию активных разломов и разрабатывать сценарии возможных сильных землетрясений для территории Северного Тянь-Шаня.

Заключение

Проведенный сравнительный анализ показал, что сильнейшие землетрясения Северного Тянь-Шаня характеризуются сходными глубинами формирования очагов и единым геодинамическим механизмом, обусловленным современным режимом внутриконтинентального сжатия. Установлено, что основными параметрами, определяющими энергетический потенциал землетрясений, являются размеры очаговой зоны, величина смещения по разлому, сейсмический момент и напряженно-деформированное состояние земной коры. Анализ температурного режима и распределения вязкости свидетельствует о существенном влиянии термореологических свойств среды на процессы подготовки и реализации сильных землетрясений. Полученные закономерности могут использоваться при построении трехмерных моделей литосферы, оценке сейсмической опасности, совершенствовании методов среднесрочного прогноза и разработке инженерно-сейсмологических рекомендаций для территорий Северного Тянь-Шаня и сопредельных районов Центральной Азии. Перспективным направлением дальнейших исследований является интеграция сейсмологических, геодезических, геофизических и геотермических данных с использованием современных методов математического моделирования и технологий машинного обучения.

Литература

1. Литовченко И.Н. О связи сейсмотектоники очагов сильных землетрясений в некоторых сейсмоактивных регионах Земли // Проблемы сейсмотектоники. Материалы XVII Всерос. конф. с международ. участием (20–22 сент. 2011, г. Москва). М. 2011. С. 308–314.
2. Литовченко И.Н. О сильных и разрушительных землетрясениях в некоторых сейсмоактивных регионах Земли и механизмы их возникновения: краткий обзор / Институт сейсмологии МЧС РК. Алматы. 5 с.
3. Литовченко И.Н. О физических характеристиках очаговых зон сильных землетрясений в земной коре Северного Тянь-Шаня // Журнал проблем эволюции открытых систем. 2006. Вып 8. Т. 2. С. 63–72.
4. Литовченко И.Н. Физические параметры очаговых зон сильных землетрясений земной коры Северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий // Известия НАН РК. Серия геологическая. 2009. № 5. С. 59–67.
5. Курскеев А.К., Колумбетова К.К., Литовченко И.Н., Амиров Н.Б., Лютикова В.С. О физической природе магнитуды землетрясений // Современные методы оценки сейсмической опасности и прогноз землетрясений для территории Республики Казахстан. Материалы конференции (16–18 июня 2022, г. Алматы). Алматы. 2022. С. 141–148.
6. Абдуллаев А.У., Лютикова В.С., Литовченко И.Н. Машинное обучение и интеллектуальные методы распознавания образов для обеспечения сейсмической безопасности (на примере роев землетрясений) // SEISMOPROGNOSIS OBSERVATIONS IN THE TERRITORY OF AZERBAIJAN. 2025. V. 27. NO. 1. Pp. 3-9. <https://DOI.org/10.59849/2219-6641.2025.1.3>

7. Rebetsky Yu.L., Kuchai O.A., Sycheva N.A., & Tatevossian R.A. Active faults of the northern Tien Shan: tectonophysical zoning of seismic risk // *Russian Geology and Geophysics*. 2016. 57 (6). 967–983. DOI: 10.1016/j.rgg.2016.05.004
8. Sycheva N.A. The source parameters of earthquakes of Bishkek geodynamic proving ground (Northern Tien Shan) // *EPJ Web of Conferences*. 2021. 254. 02016. DOI: 10.1051/epjconf/202125402016
9. Sychev V., & Sycheva N.A. Analysis of the seismic process of the Bishkek geodynamic test site (Northern Tien Shan) // *E3S Web of Conferences*. 2020. 196. 02006. DOI: 10.1051/e3sconf/202019602006
10. Mikolaichuk A.V., Kalmetyeva Z.A., Burg J.-P., Fossati D., & Gordeev D.V. Seismotectonics of the Inner Tien Shan: Suusamyр basin and adjacent areas // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2020. 11 (1). 39–52. DOI: 10.5800/GT-2020-11-1-0461
11. Feld C., Haberland C., Schurr B., Sippl C., Wetzell H.-U., Ickrath M., Abdybachaev U.A., & Orunbaev S. Seismotectonic study of the Fergana Region (Southern Kyrgyzstan): distribution and kinematics of local seismicity // *Earth, Planets and Space*. 2015. 67. 19. DOI: 10.1186/s40623-015-0195-1

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ НАПРЯЖЁННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА ПОД ВЛИЯНИЕМ ПАЛЕОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА

Мягков Д.С.

dsm@ifz.ru

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

В работе представлены численные геодинамические модели нагружения Земной коры при формировании интрузивных тел различной геометрии. Показан механизм возникновения аномального нагружения земной коры при проникновении и формировании интрузий, показаны разнообразные модели для протяжённых интрузий типа дайки и изометричных (лакколлит, шток, вторичный очаг). Основной целью исследования является моделирование влияния крупных магматических тел, включая транскоровые интрузии и магматические пояса в целом. Показана зона влияния интрузии на тип напряжённого состояния коры, находящейся изначально в литостатическом напряжённом состоянии.

Представлена математическая модель формирования напряжённо-деформированного состояния земной коры Центрально-Азиатского складчатого пояса за счёт внедрения интрузий магматических поясов позднего палеозоя-раннего мезозоя. В численной модели представлены магматические пояса девон-юрского возраста, формирование которых связано с действием Алтайской, Селенгинской и Южно-Монгольской вулканических дуг.

Для численного расчёта применялась явная конечно-разностная схема, разработанная Уилкинсом для исследования упруго-пластических тел [1] и усовершенствованная Стефановым [2] для применения в геомеханике. Тела модели рассматриваются как упругопластические. В отличие от классического подхода Уилкинса, в данном подходе берётся более сложная и подходящая для геосреды модифицированная модель Друккера-Прагера-Николаевского.

Уровень напряжений близ интрузий связан как давлением магмы в интрузиях, так с геометрией и взаимным расположением поясов. Так, к северу от западной части Алтайского пояса наблюдается несколько пониженный уровень напряжений из-за положительной кривизны этого участка (1.38 КБар на 5 км, 2.67 Бар на 10 км и 3.98 КБар на 15 км), тогда как к северу от южной части за счёт отрицательной кривизны происходит концентрация напряжений и уровень давления близ интрузии 1.47, 2.84 и 4.3 КБар соответственно). Для хребтов Алтае-Саян полученное поле напряжений имеет тип сжатие со сдвигом, тогда как для котловин получено преимущественно сдвиговое поле напряжений или поле растяжения. Общий уровень напряжений (первые десятки КБар) также соответствует данным о сброшенных напряжениях.

Работа выполнена в рамках Госзадания ИФЗ РАН.

Литература

1. Уилкинс М.Л. Расчёт упруго-пластических течений // Вычислительные методы в гидродинамике. М.: Мир. 1967. С. 212-263.
2. Стефанов Ю.П. Некоторые особенности численного моделирования поведения упруго-хрупкопластичных материалов // Физическая мезомеханика. 2005. Т. 8. № 3. С. 129–142.

ЧИСЛЕННЫЕ И АНАЛИТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ НАПРЯЖЁННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ТЯНЬ-ШАНЯ ЗА СЧЁТ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Мягков Д.С.

dsm@ifz.ru

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

В данной работе представлены различные математические модели формирования напряжённо-деформированного состояния формирующегося в условиях потери устойчивости и последующей активной деформации Земной коры в условиях горизонтального сжатия, под влиянием мелкомасштабной конвекции и, отдельно, за счёт денудационно-аккумулятивных процессов. Рассматриваются 2 основные модели: модель формирования эпиплатформенных орогенов под действием мелкомасштабной термогравитационной астеносферной конвекции и модель, где основным источником деформации является латеральное сжатие (модель общелитосферной складки). В качестве основных результатов моделирования рассматривается структура напряжённо-деформированного состояния. Также отдельно изучается уровень влияния на напряжённое состояние экзогенных (эрозионно-аккумуляционных) процессов, изучается вопрос о формировании состояния изостатического равновесия в моделях. Рассматриваются принципиальные особенности не только формирующейся структуры напряжённого состояния и уровня напряжений, но и некоторые кинематические особенности формирования в рассматриваемых условиях складчатых поясов. Как аналитический, так и численный расчёт показывает, что полученная в моделях формирования напряжённого состояния за счёт горизонтального сжатия, вызванного давлением со стороны Индийской плиты, структура напряжённого состояния не соответствует природным данным для орогенов Центральной Азии (Тянь-Шань, Алтае-Саяны), где изначально подобные геодинамические модели являлись основными, но, может быть использована для решения широкого круга обратных задач геодинамики. Модель с астеносферной конвекцией совместно с учётом денудационных процессов даёт наибольшее соответствие тектонофизическим данным.

Для численного расчёта применялась явная конечно-разностная схема, разработанная Уилкинсом для исследования упруго-пластических тел [1] и усовершенствованная Стефановым [2] для применения в геомеханике. Тела модели рассматриваются как упругопластические. В отличие от классического подхода Уилкинса, в данном подходе берётся более сложная и подходящая для геосреды модифицированная модель Друккера-Прагера-Николаевского.

Работа выполнена в рамках Госзадания ИФЗ РАН.

Литература

1. Уилкинс М.Л. Расчёт упруго-пластических течений // Вычислительные методы в гидродинамике. М.: Мир. 1967. С. 212-263.
2. Стефанов Ю.П. Некоторые особенности численного моделирования поведения упруго-хрупкопластичных материалов // Физическая мезомеханика. 2005. Т. 8. № 3. С. 129–142.

ФОКАЛЬНЫЕ МЕХАНИЗМЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ПОЛЯРНОМ И ПРИПОЛЯРНОМ УРАЛЕ

Носкова Н.Н., Габсатарова И.П.

noskovann@gsras.ru

Федеральный исследовательский центр «Единая геофизическая служба РАН»,
г. Обнинск, Россия

Тянь-Шанский и Уральский орогены являются фрагментами единого Урало-Монгольского (Центрально-Азиатского) складчатого пояса. Сейсмичность Урало-Монгольского пояса крайне неоднородна из-за разного строения и современной активности его участков. Южные и восточные сегменты пояса – Тянь-Шань и Памир являются самыми высокосейсмичными. Здесь происходят разрушительные землетрясения магнитудой (M) 8.0 и выше. Урал является крайним северо-западным и относительно стабильным звеном подвижного пояса. Подавляющее большинство землетрясений ($ML=3.0-4.5$) фиксируется в пределах Средне-Уральской области повышенной сейсмичности и чаще связаны с техногенной деятельностью.

Самая северная часть Уральской складчато-надвиговой области, представленная Полярным и Приполярным сегментами, ранее считалась асейсмичной и поэтому слабо освещена в работах исследователей. Сведения о природной сейсмичности данной площади появились не так давно. Тектонические землетрясения здесь произошли в 2012 г. ($ML=4.1$) на Полярном Урале и в 2015 г. ($ML=4.8$) на Приполярном Урале [1]. Цель работы заключалась в определении фокальных механизмов этих землетрясений для выяснения действующих тектонических движений на данной территории.

Землетрясение 24 декабря 2012 г. приурочено к северной части Войкаро-Сынинского офиолитового аллохтона, к зоне Главного Уральского надвига (ГУН). Механизм очага землетрясения построен по знакам первого движения в P -волне, которые были выделены по записям 18 сейсмических станций на расстояниях от 3.2° до 22.1° . В результате получен тип движения сдвиго-сброс. Одна нодальная плоскость $NP1$ имеет меридиональное простирание, по ней установлен правосторонний сдвиг и сброс. Движение по второй нодальной плоскости $NP2$, субширотного простирания – левосторонний сдвиг со сбросовой компонентой.

Землетрясения 4 января 2015 г. произошло в присутурной зоне ГУН. Механизм очага построен по знакам первого движения в P -волне на 34 сейсмических станциях с эпицентрными расстояниями от 3.9° до 21.5° и определяется как сбросо-сдвиговый. Нодальная плоскость $NP1$ юго-восточного простирания с левосторонним сдвигом, $NP2$ – субширотная с правосторонним сдвигом со сбросовой компонентой.

Рассчитанные нами фокальные механизмы землетрясений 2012 и 2015 гг. являются сбросо-сдвигами. Субширотные нодальные плоскости представлены левосторонним сдвигом со сбросовой компонентой. Такой горизонтально-сдвиговый тип неотектонического напряженного состояния обусловлен обстановкой косой коллизии под влиянием соседних платформ (ВЕП и ЗСП), что способствуют левосдвиговым перемещениям вдоль всей Уральской структуры [2]. Таким образом, на территории северной части Урала на новейшем этапе доминирующую роль играет региональное сдвиговое поле тектонических напряжений. Неотектонические движения происходили по ранее заложенным надвиговым структурным комплексам уралид, что спровоцировало возникновение землетрясений 2012 и 2015 гг.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 25-17-00106).

Литература

1. Носкова Н.Н. Новые данные о сейсмичности северной части Урала // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2016. 3 (255). С. 3–12. DOI: 10.19110/2221-1381-2016-3-3-12.
2. Сим Л.А., Маринин А.В., Брянцева Г.В., Гордеев Н.А. Результаты изучения тектонических напряжений в регионах Северной Евразии // Геодинамика и тектонофизика. 2018. 9 (3). С. 771–800. <https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-3-0371>

МЕТАМОРФИЗМ И ВОЗРАСТ МАКБАЛЬСКОГО УНР ТЕРРЕЙНА, СЕВЕРНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ

Орозбаев Р.Т., Бакиров А.Б., Касымбеков А.М., Тогонбаева А.А., Сатыбаев М.М.

r.t.orozbaev@gmail.com, apasbek@mail.ru

Институт геологии им. М.М. Адышева НАН КР, г. Бишкек, Кыргызстан

НР (высокого давления) и УНР (сверхвысокого давления) террейны представлены разнородными по составу, генезису и возрасту породами, объединёнными высокой степенью метаморфизма и интенсивной деформацией. Эти комплексы являются ценными геологическими объектами для изучения зон субдукции, особенно их глубинных частей, недоступных прямому наблюдению, а также дают дополнительные сведения о связанных с ними палеоокеанах и палеоконтинентах. В таких уникальных геологических структурах смешивается вещество континентальной и океанической коры, происходит его преобразование в мантийное вещество, а также формирование и рост континентальной коры за счёт пород океанической коры и верхней мантии. Особый интерес представляет метаморфизм сверхвысоких давлений (УНРМ) – специфический тип регионального метаморфизма пород континентальной коры, при котором давление достигает 27–90, а иногда и 125 кбар (что соответствует глубинам 90–~380 км, а температура составляет 550–1400 °С. Индекс-минералами УНРМ являются коэсит и метаморфический алмаз. Граница между метаморфизмом высоких и сверхвысоких давлений проводится по линии реакции полиморфного перехода кварца в коэсит.

В пределах Кыргызского Тянь-Шаня НР-УНР террейны известны в трёх районах: Актюзском в Заилийском, Макбальском в Кыргызском и Чолокторском в Атбашинском хребтах. Первые два расположены в пределах каледонид Северного Тянь-Шаня, третий – в пределах варисцид Южного Тянь-Шаня. Систематическое изучение метаморфических пород Тянь-Шаня началось в 1960-х годах в Институте геологии АН Киргизской ССР. Уже в работах А. Бакирова и Н. Добрецова были выделены актюзский, макбальский и чолокторский эклогитоносные метаморфические комплексы высоких давлений. На наличие пород метаморфизма сверхвысоких давлений в Тянь-Шане впервые указал А. Бакиров. в западной части Кыргызского хребта, в макбальском комплексе, впервые была установлена псевдоморфоза кварца по коэситу – индикатор сверхвысоких давлений [1]. Сам коэсит обнаружен в гранатах тальк-хлоритоид-гранатовых сланцев и кварцитов макбальского комплекса.

Макбальский УНР террейн сложен двумя комплексами (акджонский надкомплекс) – макбальским и нельдинским, залегающими снизу вверх и содержащими эклогиты и амфиболиты [2]. *Макбальский комплекс* составляет основание видимого разреза одноимённого (У)НР террейна. Он выходит в осевой части Кыргызского хребта и представлен главным образом кварцитами, гранат-мусковито-кварцито-сланцами, гранат-хлоритоид-фенгит-тальковыми сланцами, мраморами и амфиболитами с реликтами эклогитов. *Нельдинский комплекс* представлен преимущественно метапелитами, кварц-гранат-мусковит-биотитовыми и мусковит-гранат-стильпномелан-биотитовыми сланцами, кварцитами и мраморами.

Макбальский террейн характеризуется сочетанием метаморфических пород, сформированных на разных глубинах и при различных P – T условиях [2], что позволяет рассматривать его как глубинный тектонический меланж. УНР-метаморфизму (>35 кбар) подвергались как первично-осадочные породы – кварциты и метапелиты, так и первично-магматические образования ложа и островов палеоокеана. В то же время среди них встречаются экзотические блоки метапелитов и силикатно-карбонатных пород средних давлений эпидот-амфиболитовой фации. Температурные условия метаморфизма в террейне в целом не превышали 570 °С, оставаясь ниже линии солидуса пелитов.

Изучение протолитов пород макбальского (U)HP террейна показало, что эклогиты и гранат-талък-хлоритоидные сланцы, играющие важную роль в строении комплекса, соответствуют базальтам срединно-океанических хребтов, океанских островов (ОИВ), реже – островных дуг. Они сформировались на дне древнейшего океана, названного А. Бакировым Сакским.

Для пород акджонского надкомплекса получены разные абсолютные геохронологические даты, вероятно отражающие отдельные термальные события в истории его формирования. Приведённые ниже датировки даны по [3-8]. Детритовые цирконы кварцитов макбальского террейна имеют возраст 3,81–1,45 млрд лет; циркон с возрастом 3,81 млрд лет кристаллизовался из магмы, образованной при плавлении континентальной коры возрастом около 4 млрд лет. Цирконы моложе 1450 млн лет в этих породах отсутствуют. В сланцах нельдинского комплекса возраст детритовых цирконов достигает 2500 млн лет, при этом цирконы моложе 1750 млн лет также не установлены. Эти данные указывают на закрытие осадочного бассейна и могут отражать возраст вмещающих осадков.

В первично-магматических породах, сформировавшихся на дне древнего океана (эклогитах и гранат-талък-хлоритоидных сланцах), выявлены цирконы возрастом 1900–1800 млн лет. Эти породы испытали многочисленные наложенные преобразования вплоть до 480 млн лет, что указывает на ранние этапы формирования океанической обстановки.

События до 1900 млн лет. Протолитами кварцитов макбальского комплекса были аркозовые песчаники – продукты размыва пород континентальной коры. Вероятно, этот континент представлял собой сильно аккретированный коллаж разновозрастных образований, охватывающих, по установленным датам, все подразделения архея: эоархей (3810), палеоархей (3300–3250), мезоархей (3100–2800), неоархей (2800–2500), а также палеопротерозой (2500–1600) и первую треть мезопротерозоя (1600–1450 млн лет). Продукты этих длительных событий в течение около 2,5 млрд лет сближались, накапливались, выходили на поверхность и подвергались размыву. По-видимому, до 1900 млн лет назад в регионе существовал суперконтинент, соответствующий второму в истории Земли суперконтиненту – «Карелию» или «Колумбии».

Рубеж 1900–1800 млн лет назад. Наиболее древние цирконы первично-магматических пород – эклогитов и гранат-талък-хлоритоидных сланцев – имеют возраст 1800–1900 млн лет. Эти породы соответствуют образованиям срединно-океанического хребта и океанских островов, что позволяет связывать начало раскрытия Сакского праокеана с указанным интервалом.

Развитие океана сопровождалось многочисленными термо-механическими преобразованиями в пределах самого бассейна, о чём свидетельствует образование новых генераций циркона с возрастными 1751, 1650, 1450, 1174, 982 и 885 млн лет. Эти процессы протекали в условиях существования и расширения палеоокеана, который с одной стороны был ограничен Нарынским, а с другой – Иссык-Кульским палеоконтинентами. Их принадлежность к более крупным палеоконтинентальным блокам пока остаётся неясной.

Интервал 1750–1400 млн лет характеризуется накоплением осадков на континентальных окраинах, обрамлявших Сакский праокеан. Самый молодой детритовый циркон нельдинского комплекса датирован 1750 млн лет, а макбальского комплекса – 1450 млн лет, что косвенно указывает на возраст накопления протолитов этих комплексов.

Протолиты пород макбальского комплекса представляли собой преимущественно терригенные отложения – аркозовые песчаники и, в меньшей степени, карбонатные осадки пассивной окраины континента. Вероятно, они формировались на пассивной окраине Нарынского палеоконтинента. На противоположной окраине Сакского праокеана накапливались осадки островных дуг континентального типа – протолиты нельдинского комплекса.

Интервал 1400–1300 млн лет практически не представлен данными. Однако субдукционные процессы предыдущего этапа могли завершиться закрытием океана и коллизией обрамлявших его континентов; поэтому закрытие Сакского праокеана и

формирование единого древнего континента предполагаются с большой долей неопределённости. В интервале 1300–1000 млн лет Сакский праокеан, вероятно, испытал повторное раскрытие и достиг максимального расширения. В его пределах происходили термальные события, сопровождавшиеся образованием новых генераций циркона в базальтах – протолитах эклогитов. К этой группе дат относятся также цирконы внутриплитных караджилгинских (1131 ± 4 млн лет) и кызылташских (1133 ± 9 млн лет) гранитоидов [3] и их аналогов. Гранитоиды этого возраста широко распространены в соседних палеоконтинентах. Их внутриплитный характер, а также преобладание рифтогенных обстановок с характерными осадками и вулканитами возрастом 1320 ± 20 и 1100 ± 10 млн лет свидетельствуют о тангенциальном растяжении земной коры как в пределах Сакского палеоокеана, так и на соседних континентах.

Наиболее интенсивные и кратковременные процессы происходили в интервале 540–480 млн лет. Субдукционная обстановка подтверждается образованием эклогитов с Sm-Nd возрастом 526 ± 10 млн лет [2], а также коэситсодержащих гранат-талк-хлоритоидных сланцев, отражающих УНР-метаморфизм на глубинах около 120 км. По данным PbO-ThO₂-датирования монацита из этих сланцев и K-Ar-датирования фенгита и парагонита из эклогитов и метапелитовых сланцев, возраст проявления УНРМ составляет 510–480 млн лет [5].

УНРМ пород происходил при температуре около 570 °С, значительно ниже линии солидуса метапелитов. Минеральные ассоциации метаморфических пород макбальского (У)НР террейна, включающие лавсонит и хлоритоид, указывают на холодную субдукцию океанической литосферы при геотермическом градиенте ниже 5 °С/км [9]. Это свидетельствует о длительном перемещении океанической литосферы от горячего срединно-океанического хребта: нагретая в зоне СОХ масса успела остыть, а в нижней части литосферы кристаллизовались гранаты, что увеличило её плотность, способствовало погружению и затягиванию океанической плиты вниз.

Эксгумация макбальского (У)НР террейна происходила на фоне продолжающихся процессов островной дуги и фиксируется рядом событий. Верхняя возрастная граница метаморфизма сверхвысоких давлений определяется датой 481 млн лет. В междуречье Ачик-Таш и Коргон-Таш установлено, что сильно вытянутое тело амфиболизированных диабазов (метабазит II) пересекает сжатые линейные складки пород акджонского и шаркыракского надкомплексов. Севернее, в том же районе, два вытянутых параллельных дайкоподобных тела диабазов пересекают эти надкомплексы поперёк простираения, что указывает на постскладчатое внедрение диабазов.

Таким образом, выжимание пород акджонской серии – макбальского (У)НР террейна – из глубин около 120 км, соответствующих давлению 33 кбар и температуре 550 °С [9], в верхние уровни земной коры, до глубин 20–30 км, где преобладали условия высокотемпературной субфации зелёносланцевой фации, происходило в интервале 481–478,6 млн лет. Расчётная скорость выжимания составляет около 4 см/год. Вероятно, эта оценка занижена, поскольку геологические данные указывают на более высокие темпы подъёма вещества УНР-террейна.

Кислые магматические породы внедрились в виде гранодиоритов Канджайляуского массива.

Со среднего ордовика в районе формировалась орогенная обстановка, сопровождавшаяся накоплением моласс и внедрением гранитоидов возрастом около 465 млн лет.

Для макбальского УНР-комплекса наиболее приемлема модель эксгумации комплексов сверхвысоких давлений в виде диапирового потока через мантийный клин, происходящего одновременно с субдукцией [2]; эта модель показана на рисунке 1.

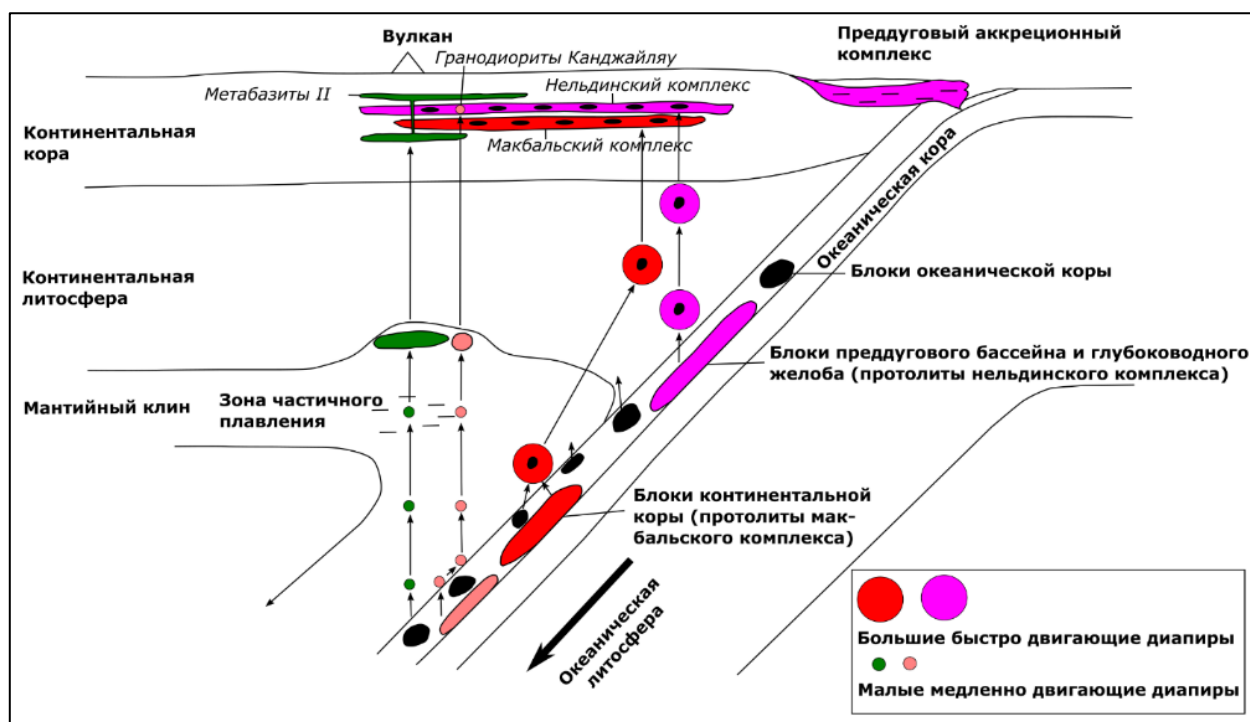


Рисунок 1 – Схема формирования макбальского (U)HP террейна [2].

Литература

1. Tagiri M., Bakirov A.B. Quartz pseudomorph after coesite in garnet from a garnet-chloritoid-talc schist, northern Tien-Shan, Kirghiz SSR // Proc. of Japan Acad. Ser. B: Physical And Biological Sciences. 1990. 66. 135–139.
2. (U)HP террейны Тянь-Шаня / Бакиров А.Б., Тагири М., Такасу А. и др. Бишкек: Илим. 2017. 232 с.
3. Degtyarev K.E., et al. Neoproterozoic-Early Paleozoic tectonic evolution of the western part of the Kyrgyz Ridge (Northern Tien Shan) caledonides // Geotectonics. 2013. 47. 377–417.
4. Konopelko D., Klemm R. Deciphering protoliths of the (U)HP rocks in the Makbal metamorphic complex, Kyrgyzstan: geochemistry and SHRIMP zircon geochronology // European Journal of Mineralogy. 2016. 28. 1233–1253.
5. Togonbaeva A., et al. CHIME monazite ages of garnet-chloritoid-talc schists in the Makbal Complex, Northern Kyrgyz Tien-Shan: First report of the age of the UHP metamorphism // Journal of Mineralogical and Petrological Sciences. 2009. 104. 2. 77–81.
6. Rojas-Agramonte Y., et al. Early Palaeozoic deep subduction of continental crust in the Kyrgyz North Tianshan: evidence from Lu–Hf garnet geochronology and petrology of mafic dikes // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2013. 166. 2. 525–543.
7. Alexeiev D.V., et al. Paleoproterozoic and Neoproterozoic Quartzites of the Kyrgyz North Tianshan: Age Determination according to the Results of Detrital Zircon Dating // Doklady Earth Sciences. 2020. 491. 2. 191–194.
8. Meyer M., et al. Subduction and exhumation mechanisms of ultra-high and high-pressure oceanic and continental crust at Makbal (Tianshan, Kazakhstan and Kyrgyzstan) // Journal of Metamorphic Geology. 2014. 32. 8. 861–884.
9. Orozbaev R., et al. Trace element characteristics of clinozoisite pseudomorphs after lawsonite in talc-garnet-chloritoid schists from the Makbal UHP Complex, northern Kyrgyz Tian-Shan // Lithos. 2015. 226. 98–115.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ ЗАПАДНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И ЕЕ ПРОЯВЛЕНИЕ В ПАРАМЕТРАХ СОВРЕМЕННОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА

Ребецкий Ю.Л.¹, Сычева Н.А.¹, Ибрагимова Т.Л.², Ибрагимов Р.С.², Мирзаев М.А.²,
Алимов Б.Г.²

murod1984@mail.ru

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

² Институт сейсмологии им. Г.А. Мавлянова АН Республики Узбекистан, г. Ташкент,
Узбекистан

Территория Узбекистана расположена в пределах зоны взаимодействия платформенных структур Туранской плиты и активных орогенных сооружений Тянь-Шаня, формирующихся под воздействием продолжающейся коллизии Индийской и Евразийской плит. Современная геодинамика региона определяется сложным сочетанием процессов горизонтального сжатия, сдвиговых деформаций и внутриконтинентальной перестройки напряженного состояния земной коры. В результате на сравнительно ограниченной территории сочетаются области с существенно различающимися тектоническими условиями и уровнями современной сейсмической активности. Особое значение для геодинамической организации территории имеют Западно-Тянь-Шаньский линеамент, традиционно рассматриваемый как граница между платформенными и орогенными структурами, а также Таласо-Ферганский разлом — одна из крупнейших разломных систем Тянь-Шаня, разделяющая Западный и Центральный Тянь-Шань и играющая важную роль в перераспределении деформаций в пределах региона.

Несмотря на большое количество исследований, посвященных современной тектонике и сейсмичности Тянь-Шаня, пространственная организация современного напряженного состояния территории Узбекистана остается изученной недостаточно полно. Большинство существующих работ посвящено либо анализу отдельных механизмов очагов землетрясений, либо реконструкции региональных стресс-полей без сопоставления с геодинамической дифференциацией территории и параметрами современного сейсмического режима. Целью настоящей работы является анализ пространственной неоднородности современного напряженного состояния территории Узбекистана и сопоставление результатов реконструкции с параметрами современного сейсмического режима в пределах выделенных геодинамических доменов.

Основой исследования послужил сводный каталог механизмов очагов землетрясений территории Узбекистана и прилегающих районов, сформированный на базе данных Института физики Земли РАН, Harvard CMT, опубликованных каталогов механизмов очагов землетрясений Средней Азии и Казахстана, а также решений, полученных Республиканским центром сейсмопрогностического мониторинга МЧС Республики Узбекистан [1, 2]. Итоговый каталог включает более 1600 механизмов очагов землетрясений.

Реконструкция напряженного состояния выполнена методом катакластического анализа разрывных смещений (МКА) Ю.Л. Ребецкого [3]. Для каждого расчетного окна определялись ориентировки главных осей напряжений σ_1 и σ_3 , коэффициент Лоде–Надаи μ и геодинамический тип напряженного состояния. Расчеты проводились для полного сейсмоактивного слоя, а также отдельно для верхней ($H \leq 10$ км) и нижней ($H \geq 11$ км) частей земной коры. Для анализа пространственной организации напряженного состояния территория исследования была разделена на четыре геодинамических домена: платформенный, переходный, Таласо-Ферганский и орогенный. Выделение доменов выполнялось независимо от результатов реконструкции напряжений и основывалось на геодинамическом положении территории, распределении сейсмичности и положении крупнейших региональных структур.

Проведенный анализ показал, что для большей части территории Узбекистана характерно сочетание субгоризонтальной оси максимального сжатия σ_3 и наклонной либо субвертикальной оси минимального сжатия σ_1 , что соответствует преобладанию режимов горизонтального сжатия и сдвигово-компрессионного деформирования. Наиболее упорядоченное напряженное состояние установлено для платформенного домена. Для него характерны сравнительно устойчивые ориентировки главных осей напряжений, преобладание режимов горизонтального сжатия и относительно однородное распределение коэффициента Лоде–Надаи. Особенно отчетливо данная особенность проявляется в нижней части сейсмоактивного слоя. Наиболее сложной областью оказалась переходная зона, расположенная между платформенными и орогенными структурами. Для нее характерны максимальное рассеяние ориентировок осей σ_1 и σ_3 , наиболее мозаичное распределение коэффициента μ и широкий спектр геодинамических типов напряженного состояния. Полученные результаты свидетельствуют о взаимодействии нескольких деформационных режимов в пределах данного домена. Таласо-Ферганская область демонстрирует собственный характер распределения параметров напряженного состояния. Во всех вариантах реконструкции данный домен сохраняет специфическую систему ориентировок главных осей напряжений и отличается как от орогенной, так и от платформенной областей. Это позволяет рассматривать Таласо-Ферганскую зону как самостоятельный кинематический элемент современной геодинамической структуры Западного Тянь-Шаня. Орогенный домен характеризуется сочетанием регионального горизонтального сжатия, широкого развития сдвигово-компрессионных режимов и сравнительно высокой пространственной изменчивости параметров напряженного состояния. Одновременно именно здесь наблюдается максимальная концентрация современной сейсмичности.

Для независимой проверки полученных результатов были проанализированы параметры современного сейсмического режима. Использовался региональный каталог землетрясений Узбекистана за период 1975–2024 гг. Для периода 1975–1984 гг. принималась представительная магнитуда $M_c = 3.5$, а для периода 1985–2024 гг. — $M_c = 2.7$. Параметры повторяемости рассчитывались методом Аки–Утсу–Кийко. Для обеспечения статистической устойчивости оценок использовался адаптивный радиус осреднения с минимальным числом событий $N \geq 40$. По полученным значениям параметров повторяемости определялись сейсмическая активность $A(M \geq 3.3)$, параметр b и толщина сейсмоактивного слоя. Толщина сейсмоактивного слоя определялась в том же адаптивном радиусе как разность между 95-м и 5-м перцентилями распределения глубин гипоцентров:

$$H = D_{95} - D_5.$$

Анализ проводился только для узлов, попадающих внутрь выделенных геодинамических областей.

Максимальные значения медианной активности отмечены для орогенного домена, повышенные — для Таласо-Ферганской области; платформенная и переходная области характеризуются более низкими значениями. Распределение параметра b также демонстрирует различия между выделенными доменами. Наиболее низкие медианные значения характерны для Таласо-Ферганской области ($b \approx 0.88$). Для платформенного, переходного и орогенного доменов медианные значения составляют соответственно 0.92, 0.91 и 0.95. При этом переходная зона характеризуется наиболее контрастным пространственным распределением параметра b . Толщина сейсмоактивного слоя также обнаруживает отчетливую геодинамическую дифференциацию. Медианная мощность слоя составляет около 16 км в платформенной области, 18 км в переходной зоне, 20 км в Таласо-Ферганской области и 21 км в орогенном домене.

Сопоставление результатов реконструкции напряженного состояния с параметрами современного сейсмического режима показывает их согласованную пространственную изменчивость. Области с наиболее сложным и неоднородным напряженным состоянием характеризуются повышенной сейсмической активностью, большей мощностью сейсмоактивного слоя и более контрастным пространственным распределением параметра b .

Напротив, платформенная область отличается наиболее упорядоченным напряженным состоянием и сравнительно низкой интенсивностью современного сейсмического процесса. Полученные результаты представляют особый интерес в связи с тем, что геодинамическое районирование выполнялось независимо от параметров напряженного состояния и характеристик сейсмического режима. Тем не менее выделенные домены статистически различаются как по ориентировкам главных осей напряжений, коэффициенту Лоде–Надаи и геодинамическим типам напряженного состояния, так и по параметрам современной сейсмичности.

Таким образом, проведенные исследования подтверждают существование на территории Узбекистана четырех геодинамически различных областей. Наиболее неоднородным доменом является переходная зона между платформой и орогеном, тогда как Таласо-Ферганская область проявляет признаки самостоятельного кинематического блока. Параметры современного сейсмического режима дают независимое подтверждение геодинамической неоднородности территории и позволяют уточнить физическую интерпретацию результатов реконструкции современного напряженного состояния земной коры.

Литература

1. Rebetsky Yu.L., Ibragimova T.L., Ibragimov R.S., Mirzaev M.A. Stress State of Uzbekistan's Seismically Active Areas // Seismic instruments. 2020. 56. 679–700. <https://doi.org/10.3103/S0747923920060079>.
2. Ibragimova T.L., Ibragimov R.S., Mirzaev M.A., Rebetsky Yu.L. The current stress of earth's crust in the territory of Uzbekistan according to focal earthquake mechanisms // Geodynamics & Tectonophysics. 2021. 12 (3). 435-454. (In Russ.) <https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-3-0532>
3. Ребецкий Ю.Л. Напряженное состояние, благоприятное для крупномасштабного хрупкого разрушения горных пород // Доклады РАН. 2007. Т. 416. № 5. С. 106–109.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА ОСНОВЕ ГНСС-НАБЛЮДЕНИЙ ПО РАЗНОВОЗРАСТНЫМ ГЕОЛОГИЧЕСКИМ ПОЛЯМ

Саламатина Ю.М., Кузиков С.И.

salam_yuliya13@mail.ru

Научная станция РАН, г. Бишкек, Кыргызстан

На Тянь-Шане и прилегающих территориях с 1992 года стала разворачиваться Центрально-Азиатская GPS-сеть [1]. Кыргызстан наиболее охвачен пунктами региональных наблюдений – более 350 регулярно наблюдаемых ГНСС пунктов в эпизодическом режиме со средней удаленностью друг от друга на 35 км и максимальной дистанцией до 200 км.

Многолетние регулярные наблюдения на пунктах Центрально-Азиатской GPS-сети позволили с высокой точностью определить их координаты и скорости. Полученные векторы скоростей отражают современные движения земной коры и являются эффективным инструментом для решения задач при изучении не только внутриконтинентального горообразования и коллизии Индийской и Евразийской литосферных плит, но и современной динамики отдельных территорий Тянь-Шаня. А также позволяют исследовать современные деформации земной коры в связи с тектонической зональностью, блочной структурой литосферы и с фрагментами геологической структуры. Результаты исследований, выполненных для сочленения Киргизского хребта и Чуйской впадины, показали существенное влияние геологического строения территории на характер современных движений и деформаций земной коры [2]. Это послужило основанием для развития гипотезы о влиянии геологического строения территории на характеристики современных движений земной коры Тянь-Шаня на основе ГНСС наблюдений.

Были рассчитаны скорости более 350 пунктов ГНСС наблюдения в системе отсчета ITRF-EURA2020. На основании анализа геологической карты Кыргызской Республики [3] было определено геологическое положение каждого пункта наблюдений. В зависимости от возраста пород, на которых расположены ГНСС пункты, были выделены четыре крупные группы геологических образований: четвертичные (Q), кайнозойские (KZ), мезозойские (MZ) и палеозойские (PZ). Первым этапом исследования был проведен статистический анализ, который показал, что распределение пунктов по выделенным группам оказалось неравномерным: на Q расположено 23 пункта (6,5 %), на KZ – 103 (28,9 %), на MZ – 15 пунктов (4,2 %), а больше всего ГНСС пунктов установлено на PZ – 215 пунктов (60,4 %). Интервалы вариации горизонтальных компонент скорости пунктов различаются для геологических образований разного возраста. Наибольший диапазон изменения восточной компоненты скорости наблюдается на PZ и составляет 10,3 мм/год (от -7,1 до 3,2 мм/год), тогда как на Q он почти в 2,5 раза меньше и равен 4,3 мм/год (от -3,4 до 0,9 мм/год). Аналогичная закономерность прослеживается и для северной компоненты скорости. Максимальный размах характерен для PZ и достигает 12,5 мм/год (от 0,2 до 12,7 мм/год), в то время как минимальный отмечен на MZ 7,3 мм/год (от 3,7 до 11,0 мм/год).

Литература

1. Макаров В.И., Трапезников Ю.А. Изучение современных деформаций земной коры методами космической геодезии // Геоэкология. 1996. № 3. С. 70-85.
2. Кузиков С.И., Прохоров О.А. Тектонические движения и деформации в пределах Бишкекской локальной GPS-сети (Северный Тянь-Шань) по данным многолетних космогеодезических наблюдений // Геосистемы переходных зон. 2024. Т. 8. № 4. С. 298–312. DOI: 10.30730/gtrz.2024.8.4.298-312.
3. Геологическая карта Кыргызской Республики. Масштаб 1:500 000 / Отв. ред. О.В. Петров. СПб: ВСЕГЕИ. 2008. 1 л.

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ВЫСОКОБАРИЧЕСКИЙ МЕТАМОРФИЗМ ДОКЕМБРИЙСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА И ЕГО РОЛЬ В ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА

Скобленко А.В., Каныгина Н.А.

an.pilitsyna@gmail.com, kanygina.nadia@gmail.com

Геологический институт РАН, г. Москва, Россия

В юго-западной части Центрально-Азиатского орогенного пояса в пределах Жельтавского массива в Южном Казахстане (кояндинский комплекс) и юго-восточной части Чуйско-Кендыктасского массива в Северном Тянь-Шане (актюзский, кеминский и кокдзонский комплексы) были охарактеризованы эпизоды позднекембрийского высокобарического метаморфизма фрагментов докембрийской континентальной коры, представленных разнообразными пара- и ортогнейсами высоких ступеней метаморфизма.

Высокобарические кварц-полевошпатовые породы кояндинского комплекса Жельтавского массива представлены мигматизированными кианитсодержащими гранат-слюдяными парагнейсами, гранат-кианитовыми парагнейсами и их производными в ассоциации с эклогитами. Парагнейсы, содержащие ассоциации магнезиального граната, кианита и мезопертита, были сформированы на околопиковой стадии метаморфизма в процессе субдукции при давлениях 15–18.5 кбар и температурах 800–870°C. Развитие мусковита и биотита в этих породах происходило в условиях ретроградного метаморфизма при оцененных параметрах $P = 10\text{--}12$ кбар и $T = 720\text{--}770^\circ\text{C}$. Распределение возрастов ядер обломочных зёрен цирконов из парагнейсов свидетельствует о преобладании популяции неопротерозойского возраста; в меньшей степени выражены кластеры мезопротерозойского и палеопротерозойского возраста. Оценки возраста $\sim 487\text{--}485$ млн лет (рисунок 1), полученные для кайм цирконов из кианитсодержащих парагнейсов, отражают время их формирования в условиях высокобарического метаморфизма и свидетельствуют об участии метаосадочных докембрийских коровых комплексов в раннепалеозойских субдукционных процессах.

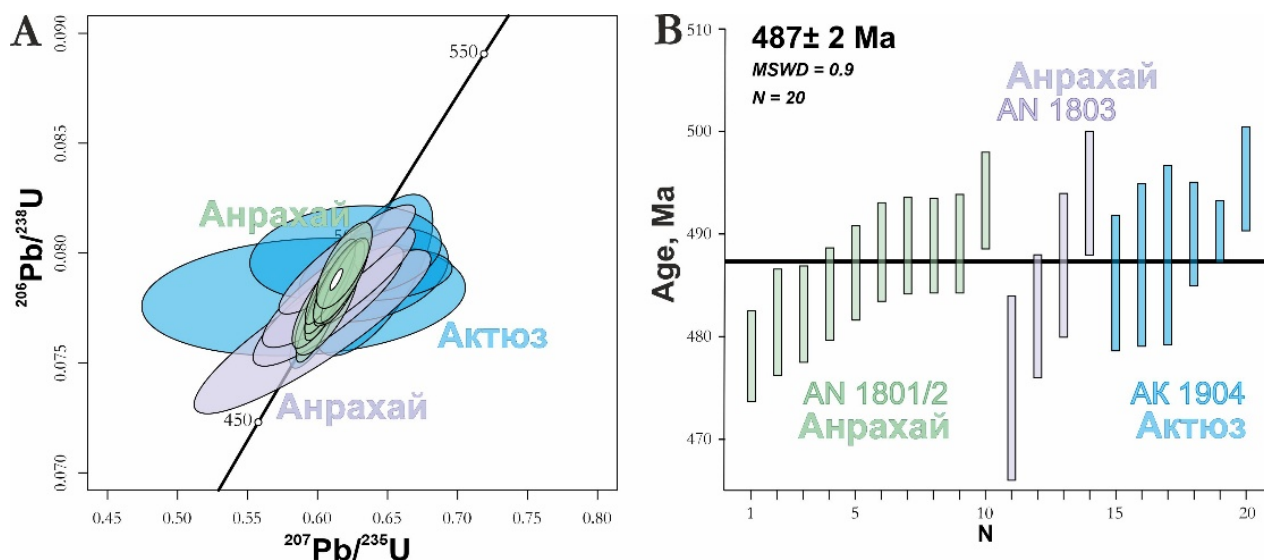


Рисунок 1 – Диаграмма Конкордии (А) и график распределения (В) для возрастов кайм цирконов, маркирующих эпизод раннепалеозойского высокобарического метаморфизма, для кианитсодержащего парагнейса AN1803 (кояндинский комплекс, Жельтавский массив), гранитоидной лейкосомы гранат-слюдяного парагнейса с реликтами кианита AN1801/2 (кояндинский комплекс, Жельтавский массив) и гранат-слюдяного гнейса АК1904 в ассоциации с эклогитами (актюзский комплекс, Чуйско-Кендыктасский массив)

Метаморфизованные коровые образования Актюзского блока (юго-восточная часть Чу-Кендыктасского массива, Северный Тянь-Шань) представлены гранатсодержащими ортогнейсами и гнейсогранитами актюзского комплекса, гранатсодержащими орто- и парагнейсами кеминского комплекса, а также парагнейсами и сланцами кокджонского комплекса (рисунок 2). Гнейсы актюзского и кеминского комплексов находятся в ассоциации с интенсивно амфиболитизированными эклогитами и гранатовыми амфиболитами, и относятся к высокobarическим кислым гранулитам, которые, по всей видимости, испытали метаморфизм в условиях эклогитовой фации и частичное плавление.

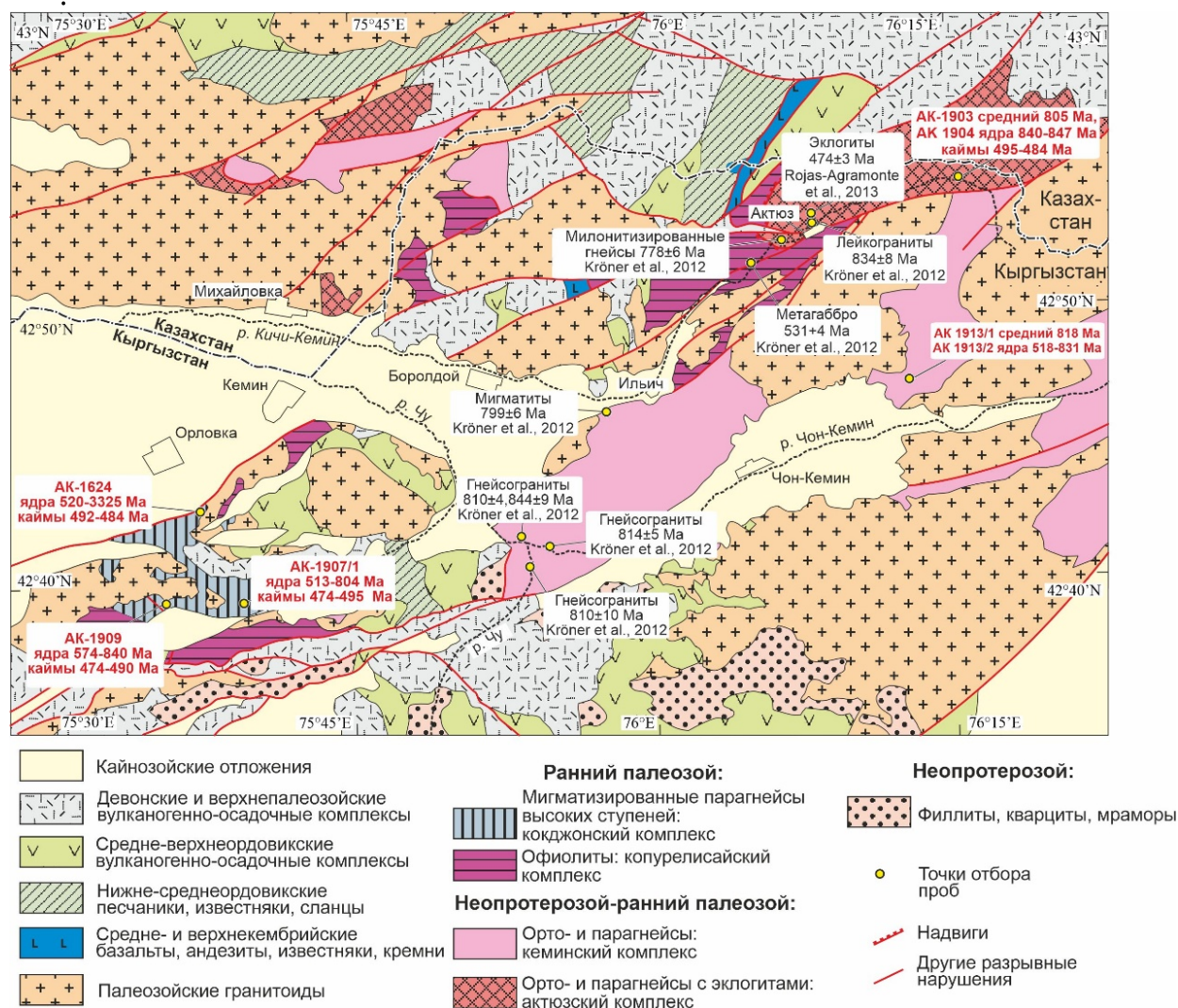


Рисунок 2 – Схема геологического строения Актюз-Бородинского района (Северный Тянь-Шань) по [1] с изменениями и дополнениями

Эклогитсодержащие гранат-слюдяные гнейсы актюзского комплекса содержат цирконы, в которых сохраняются магматические ядра, обрастающие каймами с низкими отношениями $\text{Th/U} = 0,005-0,05$. Полученные возрастные кластеры ~844 млн лет для ядер циркона и ~490 млн лет для кайм характеризуют два этапа эволюции метаморфизма кварц-полевошпатовых пород: позднепротерозойский (формирование протолитов гнейсов) и позднекембрийский (время проявления высокobarического метаморфизма). Для гранат-эпидотовых гнейсогранитов актюзского комплекса и гранатсодержащих хлоритизированных ортогнейсов кеминского комплекса были получены позднепротерозойские (тонийские) возрасты кристаллизации протолитов 820–805 млн лет, однако эти породы не обнаруживают

признаков проявления в них высокобарического метаморфизма. Таким образом, протолиты ортогнейсов, представленные анорогенными гранитоидами, по-видимому, участвовали в строении докембрийского фундамента Актюзского блока, а часть гранитоидов была вовлечена в раннепалеозойские субдукционные процессы.

Распределение возрастов обломочных цирконов из метаосадочных пород кокдзонского и кеминского комплексов Актюзского блока демонстрирует максимумы на этапах ~600, 800, 1000 млн лет, и слабовыраженные пики на ~1,5 и 2,5 млрд лет. Протолиты парагнейсов и сланцев представляли собой терригенные образования, в источнике которых преобладали породы кислого состава преимущественно эдиакарского, позднепротерозойского, мезопротерозойского и в меньшей степени палеопротерозойского и неоархейского возраста, которые накапливались в течение кембрия. Эти породы, по всей видимости, участвовали в строении осадочного чехла Чуйско-Кендыктасского массива. Присутствие разновозрастных кайм с возрастными 495–471 млн лет в обломочных цирконах метаосадочных образований кокдзонского и кеминского комплексов согласуется с околосланцевыми и ретроградными стадиями позднекембрийско-среднеордовикской метаморфической эволюции пород.

Таким образом, оценки возраста, полученные для докембрийских высокобарических кварц-полевошпатовых комплексов Актюзского блока в Северном Тянь-Шане и Жельтавского массива в Южном Казахстане, интерпретируются как надежные свидетельства участия различных горизонтов докембрийской континентальной коры (как комплексов чехла, так и фундамента) в позднекембрийских субдукционных процессах, связанных с закрытием океанических бассейнов Палеоазиатского океана.

Литература

1. Kröner A., Alexeiev D.V., Hegner E., Rojas-Agramonte Y., Corsini M., Chao Y., Wong J., Windley B.F., Liu D., Tretyakov A.A. Zircon and muscovite ages, geochemistry, and Nd-Hf isotopes for the Aktyuz metamorphic terrane: evidence for an Early Ordovician collisional belt in the northern Tianshan of Kyrgyzstan // *Gondwana Res.* 2012. V. 21. P. 901–927.

Секция 8

*Месторождения полезных ископаемых, разведанные
и изученные в Тянь-Шане*

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ЦЕНТРАЛЬНОГО УЧАСТКА В СТРУКТУРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУМТОР

Айдаркулов Т.Н.¹, Пак Н.Т.², Тегизбеков А.Ч.¹, Шевкунов А.Г.¹

aidarkulov_t@mail.ru

¹ ЗАО «Кумтор Голд Компани», г. Бишкек, Кыргызстан

² Институт геологии им. М.М. Адышева НАН КР, г. Бишкек, Кыргызстан

Исследование выполнено по результатам изучения геохимической зональности рудоносной структуры Центрального участка месторождения Кумтор (зоны Южного Раздува - South Blob, Седловины - Saddle, Штокверка - Stockwork и Северного Раздува - North Blob) и субпараллельной ей окисленной структуры участка Муздусуу. Использованы ICP-анализы проб кернa по 16 профилям-разрезам северо-западного простирания (319°): зона Южного Раздува - 9 профилей («-10», «2», «14», «18», «22», «26», «34», «46», «58»), Седловина - 4 («74», «86», «98», «118»), Штокверк - 2 («138», «154»), Северный Раздув - 1 («166»); участок Муздусуу - профили «74» - «154». Рудоносная зона оконтурена по Au>1 г/т; падение 40–50° на юго-восток.

В структуре месторождения выделены три уровня: Висячий бок, собственно Рудоносная зона и Лежащий бок, разделённые надвигами [1]. Коэффициенты зональности и «вес» элементов рассчитаны методом двойного нормирования по средним содержаниям в пробах каждого структурного уровня. Получены ассоциации поперечной зональности верхнего (Висячий бок), среднего (Рудоносная зона) и нижнего (Лежащий бок) уровней, затем расположенные по высотным горизонтам для выявления продольной (осевой) зональности по падению. Обработка и обобщение всех полученных результатов по рядам зональности и поэлементным геохимическим ореолам выполнены с применением большой языковой модели (LLM-ассистента). Модель использована для структурирования первичных данных по структурным уровням и высотным горизонтам, синтеза ассоциаций поперечной и осевой зональности, сведения поэлементных ореолов в единую характеристику и автоматической перекрёстной сверки двух независимых методов - рядов зональности и поэлементных ореолов - с построчным контролем числовых значений по исходному тексту. Такой подход обеспечил воспроизводимость и полноту охвата всех профилей при сохранении геологической интерпретации за авторами.

Анализ поперечных рядов зональности по всем 16 профилям показывает устойчивое, контрастное разделение элементов на три ассоциации, закономерно повторяющееся от скважины к скважине и от профиля к профилю.

Средний уровень (Рудоносная зона). Наиболее устойчивым и надёжным маркером Рудоносной зоны по всему Центральному участку является «коренная» ассоциация Au-W-Te-Ag-Sr, образующая аномальные концентрации строго в пределах рудного тела и практически не выходящая за его контуры. Эти пять элементов присутствуют в средней ассоциации практически на каждом профиле и сечении (от «-10» до «166»), что делает их главными индикаторными элементами оруденения. К ним устойчиво примыкает Sb (особенно на профилях «18», «22», «26», «34», «46», «58», «98»), а на верхних горизонтах ряда профилей - Cu и Mn. Таким образом, золото-вольфрам-теллур-серебро-стронциевая ассоциация с сурьмой - главный геохимический признак рудоносной зоны Центрального участка.

Верхний уровень (Висячий бок, маркеры надрудной обстановки). Висячий бок устойчиво маркируется литофильно-халькофильной ассоциацией вмещающих филлитов: Ba, Zn, Cu, As, Co, Ni, Tl, Mn, Cr, Pb. Наиболее надёжными и сквозными маркерами надрудного уровня являются Ba, Zn и Cu (с участием As, Co, Ni, Tl), которые занимают головные позиции рядов почти на всех профилях. Эти элементы образуют широкие ореолы, нередко более интенсивные именно в висячем боку, чем в самом рудном теле (особенно Ba и Zn).

Нижний уровень (Лежащий бок, маркеры подрудной обстановки). Лежащий бок устойчиво маркируется ассоциацией Mo-Se-Bi-Cr-Ni-Co-As, к которой на флангах

присоединяется Pb. Наиболее надёжные индикаторы подрудного уровня - Mo, Se и Bi, занимающие хвостовые позиции рядов поперечной зональности практически повсеместно. Их появление в составе или ниже рудной ассоциации служит признаком приближения к подошве рудного тела.

Изменение элементов с глубиной (осевая зональность по падению). По падению рудоносной структуры состав средней ассоциации закономерно эволюционирует. Содержания Au, Ag, Te, W и Sb растут от поверхности до средних горизонтов (ориентировочно 3700-3500 м), после чего снижаются. Sr образует наиболее интенсивные ореолы в осевой части и обычно скачкообразно убывает с глубиной (на ряде профилей, напротив, нарастает к низам - «86», «98»). Главная закономерность глубинной зональности - появление в нижней половине и в корневых частях рудной зоны полиметаллической группы Pb-Cu-Zn (профили «34», «46», «58», «98», «138») и тыловой ассоциации Mo-Bi-Se (профили «-10», «22», «26», «166»). Таким образом, сверху вниз ведущий «вес» смещается от Au-Ag-Te-Sr-Sb (верх и середина) к W, затем к Pb-Zn-Cu и Mo-Bi-Se (низ), что отражает классический переход от верхне- к нижнерудному и подрудному срезам.

Результаты расчёта поперечной зональности (ассоциации верхнего/среднего/нижнего уровней) хорошо согласуются с независимо построенными поэлементными ореолами, что подтверждает корректность выделения структурных уровней.

- Верхний уровень поперечных рядов (Ba-Zn-Cu-As-Co-Ni-Tl-Mn) полностью отвечает ореольной картине Висячего бока, где именно Ba, Zn, Cu и As образуют наиболее интенсивные и широкие ореолы.
- Средний уровень (Au-W-Te-Ag-Sr-Sb) точно совпадает с осевыми ореолами рудных элементов, строго локализованными в контурах рудного тела.
- Нижний уровень (Mo-Se-Bi-Cr-Ni-Co, с Pb на флангах) соответствует подошвенным ореолам Mo, Bi, Se и полиметаллов в Лежащем боку.

Несоответствия носят закономерный характер и информативны: «сквозные» элементы (Sr, Mn, реже Cu, Sb), образующие аномалии на нескольких уровнях, в поперечных рядах фиксируются то в средней, то в нижней ассоциации - это отражает их реальную многоуровневую ореольную картину. В целом совпадение двух независимых методов (рядов зональности и ореолов) подтверждает трёхчленное строение рудоносной структуры и устойчивость рудной ассоциации Au-W-Te-Ag-Sr.

При движении по простиранию структуры с юго-запада на северо-восток - от Южного Раздува через Седловину и Штокверк к Северному Раздуву - «коренная» ассоциация Au-W-Te-Ag-Sr сохраняется как сквозной признак, однако её спутники и глубинная эволюция закономерно меняются.

Объединяет все зоны:

- Единый ведущий рудный комплекс Au-W-Te-Ag-Sr на всех профилях, образующий аномалии только в пределах рудного тела.
- Единая трёхчленная поперечная зональность Висячий бок (Ba-Zn-Cu-As-Co-Ni-Tl) → Рудоносная зона (Au-W-Te-Ag-Sr-Sb) → Лежащий бок (Mo-Se-Bi-Cr-Ni-Co).
- Общая тенденция появления полиметаллов (Pb-Cu-Zn) и тыловых Mo-Bi-Se на нижних и корневых горизонтах.

При этом наблюдаются специфические особенности по рудоносным зонам:

- Южный Раздув (SB, профили «-10» 58») — наиболее «полнопрофильное» и глубокое (600–800 м) оруденение с эталонной ассоциацией Au-W-Te-Ag-Sr(Sb). На северо-восточных профилях («34», «46», «58») в корневых частях резко усиливается полиметаллическая Pb-Cu-Zn нагрузка (Pb до 89-223 ppm, Zn до 245-342 ppm), что указывает на повышенную роль сульфидов полиметаллов на глубине северо-восточного фланга Южного Раздува.
- Седловина (Saddle, «74» - «118») - сохраняется Au-W-Ag-Sr-(Te), но усиливается роль Mn и Ba на верхних горизонтах; в корневых частях («98») вновь появляется

полиметаллическая группа Cu-Zn-Pb-Mn. По «118» рудная зона выклинивается с глубиной (ассоциация Au-W-Te-Bi-Mo-Se с ростом Bi и Se книзу).

- Штокверк-Северный Раздув («138», «154», «166») - единое тело, выше 3800 м относимое к Штокверку, ниже - к Северному Раздуву. Здесь ассоциация упрощается до Au-W-Te (с присоединением Ag-Sr на средних горизонтах), усиливаются Ba и Mn вверху, а к низам нарастают Mo-Bi-Se; наблюдается выклинивание зоны с глубиной.

Общий вектор изменения по простиранию SW→NE - от глубокой полно профильной полиметалльно нагруженной структуры Южного Раздува к более «короткой» по падению, выклинивающейся книзу и обеднённой серебром структуре Штокверк-Северного Раздува; роль Ba и Mn в надрудно-рудной обстановке возрастает к северо-востоку.

Участок Муздусуу изучен по профилям «74» - «154» как окисленная (OX) и частично сульфидная (S) рудоносная зона в тектонической чешуе, полого (20-40°) погружающейся к юго-востоку, субпараллельно основной структуре Центрального участка. Сквозным «корневым» признаком оруденения остаётся пара Au-W, общая для Муздусуу и Центрального участка. Связующими элементами между двумя структурами выступают Bi и Mo, фиксируемые в повышенных содержаниях.

Различия и собственная специфика Муздусуу:

- Ведущая ассоциация Муздусуу - Au-W-Bi-As-Mo, отличающаяся от центральной отсутствием Te и Sr и присутствием As, Bi, Mo. Это указывает на иной, более «надрудно-окисленный» геохимический облик минерализации.
- В окисленной части к ассоциации присоединяются Pb и Cu (верх), Te появляется лишь на нижних горизонтах при переходе к сульфидным рудам.
- По падению наблюдается рост Au и Bi до горизонта ~3970 м с последующим резким падением и выклиниванием зоны; W, As и Mo убывают с глубиной - то есть зона имеет ограниченный размах оруденения по падению.
- При смыкании с основной сульфидной зоной (Северный Раздув, «154») ассоциация приобретает вид Au-W-Te-Sr, практически совпадая с типичной центральной - то есть Муздусуу является верхним/фланговым окисленным аналогом единой рудообразующей системы.

Сводный анализ поэлементных ореолов (по 16 профилям) с учётом сульфидной зоны и зоны окисления выявляет следующие закономерности их пространственного размещения относительно рудного тела (таблица 1).

Таблица 1 – Поэлементная характеристика геохимических ореолов рудоносной структуры Центрального участка месторождения Кумтор

Элемент	Положение и характер ореола	Изменение с глубиной
Au, W, Te	Только в контурах рудного тела; W до 1000-8500 ppm и Te до 30-270 ppm в осевой части	W и Te максимальны в верхней-средней части, убывают книзу
Sr	Осевая часть рудной зоны, 1000-3000 (до 7000-15000) ppm	На ряде профилей убывает с глубиной, на «86», «98» - нарастает
Ag	Слабый сквозной ореол по рудной зоне (0.5-2 ppm)	Стабилен, локально до 5-18 ppm
Ba	Максимум в Висячем боку (1000-3000, до 25000 ppm)	Резко убывает с глубиной по рудной зоне
Zn	Висячий бок структуры (50-100, >100 ppm)	Полиметалльные всплески в корнях SB («34», «46», «58»)
As	Низкий в руде (10-30 ppm); ореолы 30-100 ppm - в боках	Стабильно низкий в руде
Sb	В руде >3-10 ppm; максимум в средней части	На юге убывает книзу, на «58» - нарастает

Mn	Аномалии в средне-нижней части руды и Висячем боку	Нарастает к низам ряда профилей
Mo, Bi, Se	Подошва (Лежащий бок) и корневые части руды	Нарастают с глубиной
Cu	Висячий бок (50-300 ppm); в руде - полиметалльные всплески	Усиление в корнях СВ на глубине
Pb	Фон по руде; полиметалльные всплески в корнях	Резко нарастает на глубине южного фланга

Главная закономерность: наблюдается концентрическая надрудно-подрудная зональность ореолов - надрудные/фланговые элементы (Ba, Zn, As, Cu, Sb, Mn, Pb) обрамляют рудное тело сверху и с боков, рудные (Au, W, Te, Ag, Sr) строго локализованы в его осевой части, подрудные (Mo, Bi, Se, отчасти Cr-Ni-Co) тяготеют к подошве и корням. На участке Муздусуу в окисленных частях профилей рудный «срез» обеднён Te, Ag и Sr и обогащён As, Bi, Mo, Ba - то есть отвечает более верхнему (надрудному) и преобразованному окислением уровню единой системы.

Основные выводы о геохимической зональности в объёме Центрального участка:

- Рудоносная структура Центрального участка обладает устойчивой трёхчленной поперечной зональностью: комплекс Висячего бока (Ba-Zn-Cu-As-Co-Ni-Tl-Mn), рудная ассоциация (Au-W-Te-Ag-Sr-Sb) и комплекс Лежащего бока (Mo-Se-Bi-Cr-Ni-Co-Pb).
- Главный, сквозной по простирацию и падению индикатор оруденения — ассоциация Au-W-Te-Ag-Sr; именно она задаёт «коренной» геохимический облик месторождения от Южного Раздува до Северного Раздува.
- По падению фиксируется закономерная вертикальная зональность: верхне-среднерудный срез (Au-Ag-Te-Sr-Sb-W) сменяется книзу нижнерудным полиметаллическим (Pb-Zn-Cu) и подрудным тыловым (Mo-Bi-Se-As). Это даёт надёжный геохимический критерий оценки уровня эрозионного среза и перспектив на глубину.
- По простирацию SW→NE рудная система эволюционирует от глубокой, полнопрофильной, полиметалльно нагруженной структуры Южного Раздува к выклинивающейся книзу, обеднённой Ag структуре Штокверк-Северного Раздува с возрастающей ролью Ba и Mn.
- Участок Муздусуу - окисленный фланговый аналог единой рудообразующей системы: ведущая ассоциация Au-W-Bi-As-Mo (без Te и Sr) при смыкании с сульфидной зоной восстанавливается до типичной Au-W-Te-Sr. Связующие элементы между Муздусуу и Центральным - Bi и Mo.
- Совпадение результатов двух независимых методов (поперечных рядов зональности и поэлементных ореолов) подтверждает реальность выделенной зональности и пригодность ассоциации Au-W-Te-Ag-Sr и тылового комплекса Mo-Bi-Se как поисково-оценочных индикаторов в объёме Центрального участка и Муздусуу.

Литература

1. Шевкунов А.Г., Корницкий А.И., Башкиров А.П., Айдаркулов Т.Н. Месторождение золота Кумтор (Срединный Тянь-Шань, Кыргызстан) и применение трёхмерного моделирования в программе Leapfrog Geo (Seequent) при проведении геологоразведочных работ // Руды и металлы. 2023. № 2. С. 18-43.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКИХ ГОР

Дунин-Барковская Э.А., Умаров А.З., Булина Н.В.

uakrom@mail.ru

Национальный университет Узбекистана им. М. Улугбека, г. Ташкент, Узбекистан

Выделение геохимических типов золоторудных месторождений позволяет акцентировать внимание не только на главные рудообразующие элементы, но и на элементы примеси руд, которые могут быть полезны в теоретическом плане для выявления генетических особенностей оруденения, а в практическом – иногда имеют очень важное самостоятельное значение. Последнее время промышленность проявляет интерес к редкоземельным (15 элементов-лантаноидов, Sc, Y), редким (Li, Be, Ti, V, Mo, W, Re и др.), радиоактивным (U, Th, Ra и др.), благородным (Au, Pt, Pd, Os и др.) элементам. Нами выделено шесть геохимических типов золотоносных и месторождений на территории Чаткало-Кураминских гор.

Золото-сульфидно(Сu-Fe-Mo)-платиноидный геохимический тип. Представлен месторождением Куру-Тегерек в Сандалашском хребте. Золотомедные богатосульфидные рудные тела лентовидной, пластообразной формы находятся в гранат-пироксеновых скарнах на контакте доломитистых известняков С₁ и штоков кварцевых диоритовых порфириров и диоритов С₂. Руды прожилково-вкрапленные и массивные двух типов: халькопирит-пирротиновые с золотом и халькопирит-пирротин-молибденитовые с золотом. Они содержат Au – 0,8 г/т; Cu – 0,96%; Mo – до 0,025% и примеси (в г/т): Pt – до 0,05; Pd – до 0,085; Ag – 2,5-5,5; Re – до 1,06; а также (в %): Bi – 0,008; In – 0,001; Se – 0,007; La – 0,012 и др. [1]. Платиноиды образуют самостоятельные минералы трех групп: высокотемпературные – сперрилит (PtAs₂), куперит (Pt,Pd,Ni)S, поликсен (Pt,Fe) и др.; среднетемпературные – (порпечит – Au, Pd и др.) и самородные элементы (Pt, Pd, аллопалладий и др.). Платина дает тонкие каемки и каплевидные включения в куперите, прерывистые прожилочки по зонам роста кварца и колломорфные образования в натечном гетите и лепидокроките [2]. Месторождение отнесено к скарново-сульфидно-платиноидно-золоторудной формации, скарново-гидротермального генетического типа [3]. В рудах заслуживают внимание платиноиды и рений и лантан.

Золото-редкоземельный геохимический тип. Представлен объектами Бештор-Тундукского рудного поля из Пскемского хребта. На площади Бештор-Тундукского интрузива плагиогранитов неопротерозойского возраста известны рудопроявления золота приуроченные к зонам тектонических нарушений, в которых отмечаются мелкие дайки диоритовых и диабазовых порфириров: Туяк-Левобережный (Au до 7 г/т в крупных жилах, до 22,6 г/т в мелких), Туяк-Верхний (Au до 5 г/т), Туяк-Нижний (Au до 4 г/т). В метасоматитах содержание золота менее 1 г/т (Березовое, Вертолетное). Золотоносные жильно-прожилковые образования сложены кварцем, баритом и сульфидами: пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом и др. Золото самородное встречено преимущественно в кварцевых жилах в отдельных зернах, в сростках с сульфидами и в ассоциации с гидроксидами железа. В золотилах присутствует серебро. Содержание золота по данным электронного микрозонда (в %): Туяк-Нижний – 95,9; Туяк-Левобережный 93,7. На участке Водораздельный состав золота зависит от его парагенезисов, максимальный в золото-кварцевом – 83,0. Пробность гипогенных золотин в среднем 870, гипергенных – 936 [4].

Редкоземельные минералы представлены монацитом, гидромонацитом, рабдофанитом, ксенотимом, черчитом. Монацит на рудопроявлении Туяк-Левобережный приурочен к золотоносным жилам пирит-кварцевого состава. Образует вкрапленность кристаллов размером до 0,1 мм, их сростки до 0,3 мм в кварцевых жилах. Было выполнено 26 микрозондовых анализов минералов редких земель [5]. Их примеры приведены в таблицах 1 и 2.

Таблица 1 – Химический состав монацита, гидромонацита и рабдофанита в Бештор-Тундукском интрузиве (по результатам микрозондового анализа, %)

№ анализа	Ce	La	Nd	Sm	Gd	Th	Si	P	O*	H ₂ O*
Ce-монацит в метасоматитах рудопроявления Вертолетное										
15	28,66	12,3	10	2,5	1,56	1,83	0,75	13,8	28,36	
Ce-монацит в золото-сульфидно-кварцевых жилах рудопроявления Туюк-Левобережный										
Среднее (14 анализов)	28,52	13,96	11,93	1,73	1,03	3,35 (1ан.)		13,72	27,67	
Ce-гидромонацит в метасоматитах рудопроявления Вертолетное										
16	21,88	8,12	8,15	1,69	1,23	3,72	0,46	13,77	25,98	14,4
Ce-рабдофанит в метасоматитах рудопроявления Вертолетное,										
19	20,68	8,03	7,87	2,15	1,23	2,86		9,34	19,37	28,1

Примечание: * - расчетные значения содержаний кислорода и воды.

Таблица 2 - Химический состав ксенотима и черчита из метасоматитов по плагиогранитам рудопроявления Вертолетное (по данным микрозондового анализа, %)

№ анализа	Y	Sm	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Th	U	P	O*	H ₂ O*
Y-ксенотим												
21	33,43	0,88	2,98	5,1	1,17	2,8	2,97	1,48		16,66	33,07	
Y-черчит												
26	27,83	0,68	1,75	3,77	1,01	3,05	2,37	0,56	0,21	12,68	25,84	20,3

В плагиогранитах также содержатся акцессорные монацит – 0,4-1,4 г/т и ксенотим – 0-0,05 г/т. И.Д.Доронкин в 1968 г. отметил в плагиогранитах акцессорный монацит и его четвертичные россыпи на поверхности. Минералогические исследования [4, 5] показали, что образование самородного золота и монацита связано с единым гидротермальным процессом. Редкоземельные минералы являются индикаторами высоко- и среднетемпературных условий рудообразования. Золото и редкоземельные минералы Бештор-Тундукского рудного поля заслуживают дополнительных исследований на глубоких горизонтах.

Золото-теллуридный и золото-серебро-теллуридный (на глубине) геохимический тип. Представитель этого типа месторождение Кочбулак в Кураминском хребте. Оно размещено среди гидротермально измененных андезит-дацитовых пород С₂₋₃ в структуре Кочбулакского палеовулкана. Золото-теллуридная минерализация находится в кварц-сульфидных жилах, залежах и трубчатых телах. Золото - в виде самородного и теллуридов. В руде по 12 технологическим пробам содержание (в г/т) колеблется: Au – 8,8-58,0; Ag – 12,8-372,0; Te – 0,01-150; Se – 0,01-15,0; в %: Cu – 0,01-0,23; Sb – 0,13-0,43; As – 0,16. Выделяются две основные продуктивные минеральные ассоциации. В золото-пирит-кварцевой ассоциации тонкодисперсное золото «горчичного» вида» в смеси с тонкокристаллическим пиритом образует пятнистые выделения в халцедоновидном кварце. В золото-сульфидно-теллуридно-кварцевой ассоциации самородное золото (мелкозернистое), теллур, теллуриды (калаверит, сильванит и др.), блеклая руда, сульфиды образуют полосчатую текстуру в кварцевых жилах. Пробность золота на верхних горизонтах высокая (890-920), на средних – электрум, на нижних – кюстеллит. Работами Марковой Э.Ф., Коваленкера В.А. и других в рудах Кочбулака установлены теллуриды: калаверит, сильванит, петцит, креннерит, гессит, алтаит, риккардит, тетрадимит и др., открыт новый минерал курамит Cu₃SnS₄. Самородный теллур и селенистый теллур характерны для верхних горизонтов крутопадающих жил в ассоциации с пиритом, теллуридами и золотом; на средних – с теллуридами Au, Ag; на нижних – с теллуридами Bi, Ag, Pb. Размер кристаллов теллура от долей миллиметра до 3 см, селенистого теллура – доли миллиметра. Из руды извлекаются Au, Ag, Te [6]. Оруденение связано с эпитемальным вулканогенно-гидротермальным процессом [7]. Золото-теллуридные месторождения в мире

встречаются редко. Известны три минералогических типа месторождений с теллуридами: золото-теллуридно-кварцевый (Годзкое, Армения; Теллур, Казахстан), золото-теллуридно-сульфидно-кварцевый (Кочбулак, Узбекистан и Бургунда, Таджикистан; Жанатубе Казахстан), золото-теллуридно-сульфидный (Калгори, 3. Австралия; Меградзор, Армения) [8].

Золото-серебро-селенидно-теллуридный геохимический тип. Представлен промышленным месторождением Кызылалмасай в Кураминском хребте. Оруденение приурочено к убого- и малосульфидным кварцевым жилам в зонах разрывных нарушений среди вулканитов S_{2-3} андезито-дацитового состава. Месторождение представляет переходную зону смены с глубиной золото-серебряной, электрум-селенидно-полисульфидной минерализации на золото-теллуридную, золото-теллуридно-полиметаллическую. Золото образует соединения с серебром (электрум, кюстелит), реже - теллуриды и примеси в сульфидах (пирите 0,18%; халькопирите 0,69%). С глубиной повышается пробность золотин (от 660 до 760 в среднем), теллуридная форма золота и сульфидность руды [7]. В среднем по технологическим пробам в руде содержится в г/т: Au - 11,9; Ag - 86,0; Se - 5,15; Te - 43,9. А также в %: Zn - 0,02; Cu - 0,09; As - 0,16. [6]. По мнению Р.И.Конеева и Р.А.Халматова оруденение связано с эпitherмальным вулканогенно-гидротермальным процессом. На месторождение Самарчук Кызылалмасайского рудного поля более отчетливо проявилось полиметаллическое оруденение нижних горизонтов Кызылалмасая. Золото более высокопробное от 700 до 960 с примесью Ag. 80% золота в руде находится в виде самостоятельных минералов: самородного (преимущественно), теллуридов золота и серебра (сильванит, петцит). 20% - в качестве микровключений в сульфидах (пирит, сфалерит, галенит). Наблюдались выделения самородного золота в ассоциации с гесситом, сильванитом, самородным теллуридом, теллурантимонитом в более поздних минералах галените и сфалерите. Особенностью этого месторождения является повышенные содержания селена в сульфидах и даже образование его самостоятельных минералов (кавацулит и галеноклаусталит) [8].

Золото-медно-редкометалльно(Mo-Re) сульфидный геохимический тип. Он представлен месторождениями Кальмакыр и Дальнее Алмалыкского рудного района в предгорьях Кураминского хребта. Оруденение порфирового типа прожилково-вкрапленное в гидротермально измененных сиенито-диоритах, диоритах, сиенитах S_2 . Ведущими являются два золотоносных парагенезиса минералов: кварц-пирит-молибденит-халькопиритовый и кварц-карбонатно-полисульфидный. Геохимический тип наиболее полно представлен на месторождении Кальмакыр. Основные промышленные компоненты (в %): Cu - 0,4; Au - 0,59; Ag - 2,6; Mo - 0,005; S - до 3,0 заключены в первичных сульфидных рудах. Самородное золото ассоциирует в основном с халькопиритом, а по периферии месторождения - с сульфидами в прожилках [10]. В молибдените примеси (в г/т): Re - 1500, Se - 140, Te - 40 и осмия установленные С.Т. Бадаловым в 1960-1965 гг. имеют промышленную ценность [11]. На месторождении Дальнее (новое название Ёшлик 1) основные промышленные компоненты (Cu, Au, Ag, S, Mo, Se, Te, Re) заключены в первичных сульфидных рудах. Золото самородное в виде вкрапленников встречено в халькопирите, реже борните, пирите и кварце. Золото первого парагенезиса мелкое, пылевидное, пробность в среднем 848. Золото второго парагенезиса крупнее (0,05-0,65 мм), пробность - 785, среднее значение пробности электрума - 634. В отличие от месторождения Кальмакыр молибденит значительных скоплений не образует, однако с глубиной его количество увеличивается. Попутными ценными компонентами руды являются в г/т: Se - 3,2; Te - 0,3; Re - 0,09. Также присутствуют в г/т: Co - 12,2; Ni - 8,8; Cd - 20,0; In - 0,2. Рений присутствует в сульфидах, максимально в молибдените в среднем - 1185,7 г/т [10].

Золото-серебросодержащий-мышьяково-висмутовый-теллуридно сульфидный геохимический тип. Представлен месторождением Устарасай в Пскемском хребте. Кварцевые жилы с крупнокристаллическими выделениями висмута, арсенопирита, шеелита, теллуридов, сульфосолей висмута и арсенопирит-пирротиновые залежи с Pb-Bi-сульфосолями, сложными сульфидами (устарасит, козалин и др.), теллуридами (жозеит - А и Б) висмута расположены в метасоматитах по карбонатно-терригенным породам D_{2-3} . В

мышьяково-висмутовых рудах Устарасая присутствуют W, Sb, Te, Pb, Ag, Au, платиноиды. Золото в самородном виде присутствует в обеих ассоциациях в сростании с минералами висмута. Серебро изоморфно присутствует в основных минералах висмута: в висмутине от 18 до 540 г/т; в кобеллите – 3587 г/т. Платиноиды находятся в виде примеси (в г/т): в висмутине – Pt (0,72), Pd (0,5), Rh (0,045); пирите - Pt (3-0,072), Pd (0,15) Rh (0,45-0,009); пирротине - Pt (0,25-0,15), Pd (0,15) Rh 90,15-0,019); арсенопирите - Pt (0,3), Pd (0,3-0,15) Rh (0,03). Золото находится в самородном виде в ассоциации с сульфидами и сульфосолями висмута. Продуктивные парагенезисы месторождения: пирит-шеелит-висмутовый (252-273⁰С) и пирит-свинцово-висмутосульфосольный (316-320⁰С). При переработке руды извлекали: Bi, As, Sb, Pb, Ag (от 80 до 120 г/т) и Au (до 1 г/т). Генезис месторождения гидротермальный [12].

Литература

1. Золото Кыргызстана. Кн. 2. Описание месторождений. Рудные / В.В. Никоноров, Ю.В. Караев, Ф.И. Борисов и др. Бишкек: Наси. 2004. 342 с.
2. Тимофеева Т.С. Особенности минерального состава руд месторождения Куру-Тегерек // Зап. Узб. отд. ВМО. 1976. Вып. 29. С. 33-35.
3. Хамрабаев И.Х., Мансуров М.М., Рахматуллаев Х.Р., Тимофеева Т.С. Металлогенические особенности золотого оруденения // Региональная металлогения центральной части Средней Азии / Под ред. Мацокиной-Воронич Т.М. Ташкент. 1979. С. 162-174.
4. Дунин-Барковская Э.А., Колоскова С.М. Минералого-геохимические особенности золоторудной минерализации в Бештор-Тундукском массиве протерозойских плагиогранитов и прогноз ее перспектив (Срединный Тянь-Шань) // Геология и минеральные ресурсы. 2012. № 2. С. 28-32.
5. Колоскова С.М., Дунин-Барковская Э.А., Мухамеджанова Д.В., Цой Л.А. Акцессорная редкоземельная минерализация в метасоматитах и золотоносных кварцевых жилах в плагиогранитах Бештор-Тундукского массива неопротерозойского возраста // Актуальные проблемы геологии, геофизики и металлогении. Ташкент. 2015. С. 106-114.
6. Дунин-Барковская Э.А., Умаров А.З., Колоскова С.М. Локальные минералого-геохимические критерии поисков и оценки золотоносности отдельных площадей, месторождений и рудных тел // Геология и минеральные ресурсы. 2018. № 3. С. 34-46.
7. Халматов Р.А. Геохимия, состав руд и металлогения золота Чаткало-Кураминского региона (Узбекистан). Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Ташкент: НУУЗ. 2021. 61 с.
8. Aripov U., Dunin-Barcovskaya E.A. Gold tellurium deposits, condition of the formation and the mineralogical features // 32th International Geological Congress. Florence. 2004. Part 1. P. 277. Poster 54-32.
9. Умаров А.З. Геохимия и минералогические особенности золоторудного месторождения Самарчук (Кызылалмасайское рудное поле, Узбекистан). Ташкент: Университет. 2021. 123 с.
10. Голованов И.М. Месторождения меди // Рудные месторождения Узбекистана / под ред. Голованова И.М. Ташкент. 2001. С. 353-391.
11. Бадалов С.Т. О геохимическом значении элементов-примесей для выяснения особенностей рудообразования Алмалыка // Труды САЗПИ. 1959. Вып. 6. С. 70-75.
12. Дунин-Барковская Э.А. Геохимия и минералогия висмута. Ташкент: Фан. 1978. 272 с.

ТЕЛЛУРИДЫ И ВИСМУТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В РУДАХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА КУМТОР (КЫРГЫЗСТАН)

Заботина М.В.¹, Шевкунов А.Г.², Тогонбаева А.А.², Белогуб Е.В.¹, Новоселов К.А.¹,
Рассомахин М.А.¹

Mary_7-88@mail.ru

¹ Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии
УрО РАН, г. Миасс, Россия

² ЗАО «Кумтор Голд Компани», г. Бишкек, Кыргызстан

Введение. Месторождение Кумтор является одним из крупных золоторудных объектов Срединного Тянь-Шаня и находится на территории Кыргызской республики. Оно относится к орогенному типу золоторудных месторождений в углеродистых толщах и характеризуется безмышьяковой золото-сульфидной минерализацией, обогащенной теллуридом и вольфрамом [1, 2]. Месторождение не имеет доказанной связи с магматическими породами [2].

Теллуридная минерализация отражает сложные геологические процессы и служит важным инструментом для реконструкции условий формирования рудных месторождений и оценки их перспектив.

Геологическая позиция. Месторождение Кумтор расположено на северо-западном склоне хребта Акшийряк в 5-7 км южнее линии Николаева в Кумторской зоне смятия [1]. Рудовмещающая зона смятия длиной более 7 км и шириной 300-400 м имеет надвиговую природу и выполнена дислоцированными породами вендского и нижнепалеозойского возраста [3, 4, 5, 6]. Рудовмещающими породами являются метаморфизованные в зеленосланцевой фации филлиты хлорит-серицитового, кварц-серицитового, серицит-хлоритового, карбонат-кварц-серицитового и углеродисто-альбит-кварц-серицитового состава. Рудные зоны представляют собой чередование интенсивного прожилкования (штокверков) в разнообразных филлитах с интервалами метасоматически измененных филлитов [1]. Непосредственно рудоносными являются карбонат-кварц-калишпатовые, калишпат-карбонатные, альбит-калишпат-карбонатные, альбит-карбонатные, кварц-карбонатные метасоматиты с субсогласными карбонат-кварцевыми и секущими пирит-кварц-полевошпат-карбонатными и пирит-карбонатными прожилками с баритом, баритоцелестином.

Рудные тела преимущественно линзо-, пластообразные, мощностью от первых десятков до 100-150 м, вертикальный размах по падению достигает 600-1000 м и более. Текстуры руд вкрапленные, прожилково-вкрапленные, сетчато-прожилковые, полосчатые, пятнистые, брекчиевые, брекчевидные [1, 7].

Минералогия руд. Основным рудным минералом месторождения Кумтор является пирит, второстепенными – гематит, шеелит, редкими – халькопирит, сфалерит, галенит, блеклые руды (тетраэдрит, редко теннантит). Многими исследователями (Сквалецкая Л.В., Варгунина Н.П., Седельникова Г.В., Ермолаев Н.П., Пономарёва А.М., Медведева Е.В. и др., 1983-1992 гг.), в том числе и авторами в рудах месторождения Кумтор установлена теллуридная и висмутовая минерализация.

В рудах месторождения Кумтор достоверно определены разными методами следующие теллуриды: калаверит (AuTe_2), сальванит (AuAgTe_4), петцит (Ag_3AuTe_2), креннерит ($(\text{Au,Ag})_2\text{Te}_4$), мутманнит ($(\text{Ag,Au})\text{Te}$), монтбрейт ($(\text{Au}_2\text{Te}_3)\text{Au}_2(\text{Te,Sb})_3$), безсмертновит ($\text{Au}_4\text{Cu}(\text{Te,Pb})$), гёссит (Ag_2Te), штютцит (Ag_5Te_3), эмпрессит (AgTe), алтаит (PbTe), мелонит (NiTe_2), теллуrowисмутит (Bi_2Te_3), жозеит ($\text{Bi}_3\text{Te}(\text{Se,S})$), тетрадимит ($\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$), вейсит (Cu_5Te_3) [8]. Дополнительно установлено наличие в рудах (с подтверждением состава микрозондовыми исследованиями) колорадоита (HgTe) и теллурантимона (Sb_2Te_3), а также неизвестной разности теллуридов ($\text{Ag}_2\text{CuTe}_{1.3}$). Колорадоит наблюдается в ассоциации с высокопробным золотом, теллуридами Au-Ag и цинксодержащим тетраэдритом.

Теллурантимон установлен на нижних горизонтах рудоносной зоны в ассоциации с целестинобаритом и низкопробным золотом [9].

В нашей коллекции образцов (64 аншлифа) были обнаружены теллуриды золота (калаверит), золота и серебра (петцит и сильванит), серебра (гессит), свинца (алтаит), сурьмы (теллурантимон), никеля (мелонит), висмута (теллуровисмутит и цумоит). Следует отметить наличие ранее не описанного минерала селена (промежуточный член ряда галенит-клаусталит) с рассчитанной формулой $Pb_{1.00}(S_{0.57}Se_{0.43})_{1.00}$.

Калаверит является преобладающим теллуридом золота в рудах месторождения Кумтор. Совместно с **петцитом**, **гесситом**, **алтаитом** и **теллурантимоном** выполняет интерстиции в кварц-карбонатных, полевошпат-карбонатных метасоматитах, кварц-карбонатных и барит-доломитовых прожилках, образует скопления и рассеянную вкрапленность вытянутых в одном направлении согласно сланцеватости выделений в обломках черносланцевых пород. Все теллуриды выполняют также интерстиции и трещины в пирите, образуют включения в пирите и блеклой руде. Петцит и гессит встречены в халькопирите. В жиле и в сланцах теллуриды срastaются с блеклыми рудами, халькопиритом и золотом. В пирите и блеклой руде теллуриды находятся во взаимных срastаниях. В пирите калаверит преимущественно срastается с петцитом, алтаитом, золотом, иногда с теллуровисмутитом, галенитом, халькопиритом и гематитом. Встречаются сростки петцита с гесситом, сильванитом и золотом, алтаита – с петцитом и халькопиритом (рисунок 1). Размер теллуридов в прожилках меняется от 2 мкм до 0,15 мм в интерстициях нерудных минералов и сростках, достигают 0,5 мм по удлинению, ширина сечений при этом не превышает 10-20 мкм для калаверита, алтаита и теллурантимона, до 0,1 мм – для петцита и гессита. Размер включений калаверита, алтаита и теллурантимона в блеклой руде меняется от 5 мкм до 0,2 мм, петцита, гессита – до 30 мкм. Размер калаверита, теллурантимона и алтаита в пирите составляет 100-170 мкм. В сланцах размер теллуридов составляет 2-100 мкм для алтаита, калаверита и теллурантимона и 2-70 мкм для петцита и гессита. Состав калаверита, петцита и алтаита, с учетом погрешности определения, близок к стехиометрическим формулам (таблица 1). Состав гессита соответствует формуле $Ag_{2.00}Te$, теллурантимона – $Sb_{2.01}Te_3$.

Таблица 1 – Состав теллуридов золота и серебра (1, 2), свинца (3) (мас. %)

№ п.п.	Ag	Au	Te	Pb	Сумма
1	<i>Калаверит $(Au_{0.95-0.70}Ag_{0.13-0.00})_{0.95}Te_2$ (n=10)</i>				
	<u>0.00–3.53</u> 0.97/1.32	<u>33.85–42.18</u> 40.04/2.57	<u>57.82–62.62</u> 59.00/1.45		100
2	<i>Петцит $Au_{1.05-0.83}Ag_{2.98-2.70}Te_2$ (n=7)</i>				
	<u>39.24–42.52</u> 41.52/1.22	<u>22.48–26.69</u> 24.41/1.54	<u>32.87–35.00</u> 34.08/0.70		100
3	<i>Алтаит $Pb_{1.00-0.94}Te$ (n=3)</i>				
			<u>38.03–39.48</u> 38.57/0.80	<u>60.52–61.97</u> 61.43/0.80	

Примечание. В числителе – содержание min–max, в знаменателе – среднее значение/стандартное отклонение. Анализы приведены к 100 %. Формулы рассчитаны на два атома теллура для калаверита и петцита и на один атом теллура для алтаита. СЭМ с ЭДА.

Сильванит находится в сростке с петцитом, в ассоциации с гесситом и калаверитом, форма вытянутая, границы сглаженные, размер – 25 мкм (рисунок 1з). Состав сильванита соответствует формуле $Au_{1.00}Ag_{0.93}Te_4$.

Мелонит срastается с пиритом в интерстициях кварца и доломита, в ассоциации с калаверитом и золотом находится в трещинах пирита (рисунок 1и, к). Размер выделений

составляет 10-40 мкм. В составе наблюдается незначительная примесь железа, рассчитанная формула соответствует $(\text{Ni}_{1.03}-0.98\text{Fe}_{0.04}-0.00)_{1.02}\text{Te}_2$.

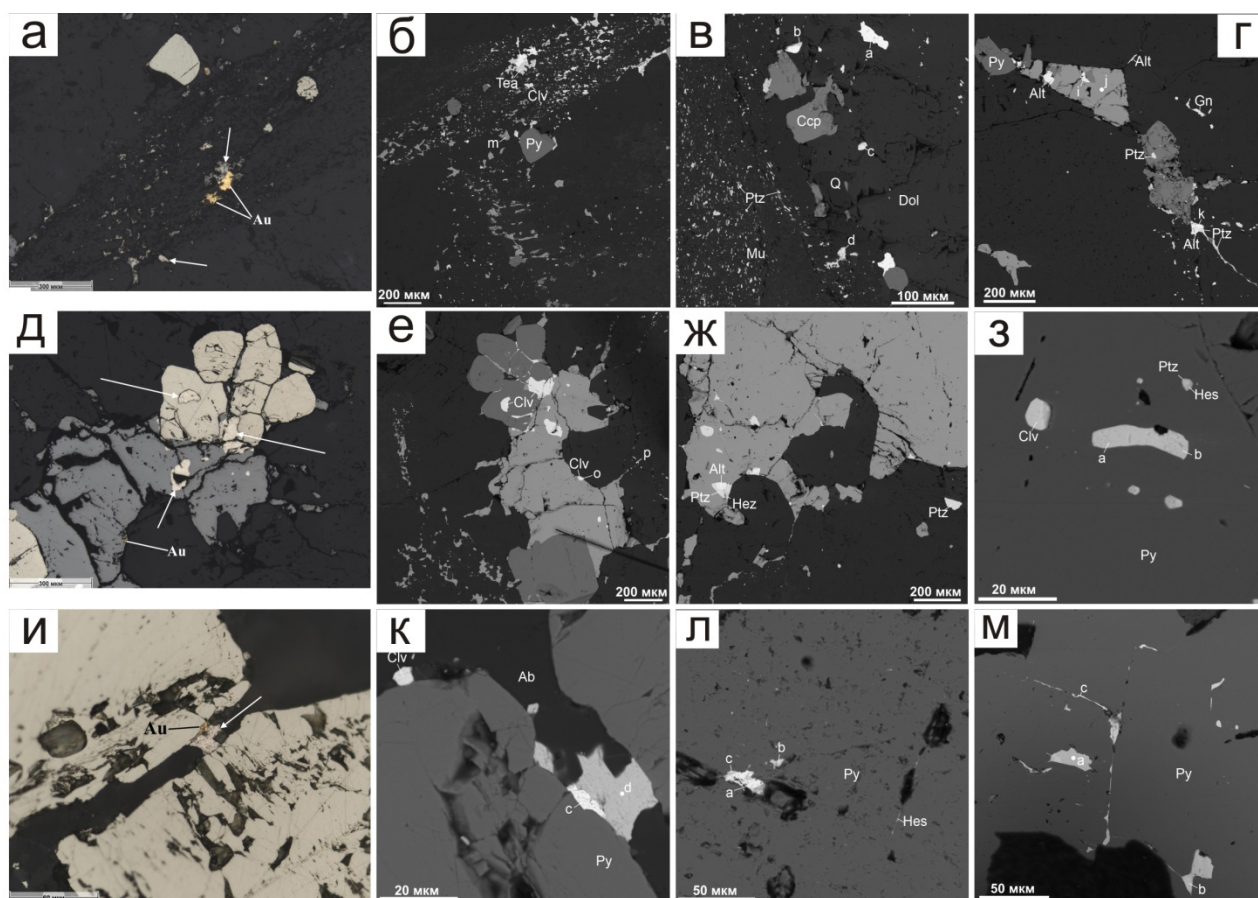


Рисунок 1 – Теллуриды: а,б) вкрапленность калаверита (Clv), теллурантимона (Tea) с золотом (l) и тетраэдрита (m) в сланце; в) вкрапленность петцита (Ptz) в сланце, золота (a), гессита (c) и петцита (d) в кварц(Q)-доломитовой(Dol) жиле, на золоте пленки теллурантимона (b); г) включения алтаита (Alt), Se-галенита (i) в блеклой руде (j), сложные сростки золота (k) с петцитом (Ptz) и алтаитом в трещинах кварца; д,е) калаверит (Clv) с золотом (o, p) в пирите, блеклой руде и кварце; ж) сложные включения алтаита (Alt), петцита (Ptz) и гессита (Hes) в блеклой руде; з) сросток силванита (a) и петцита (b) в ассоциации с калаверитом (Clv) и гесситом (Hes) в пирите; и,к) мелонит (d) в сростке с золотом (c) в трещине пирита; л) цумоит (c) в сростке с золотом (a) в пирите, ассоциирует с гесситом (Hes) и петцитом (b); м) включения и просечки теллуровисмутита (b), петцита (a) и золота (c) в пирите. Отраженный свет (а, е, л), BSE-изображение (б-г, е-з, к-м).

Цумоит ранее не диагностированный, находится в сростке с золотом в трещине пирита, при этом ассоциирует с гесситом и петцитом (рисунок 1л). Размер цумоита составляет 7 мкм. Формула близка к стехиометрической $(\text{Bi}_{2.07}\text{Te}_2)$.

Теллуровисмутит найден во включениях в пирите, сростается с калаверитом, его размер не превышает 25 мкм (рисунок 1м). Формула близка к стехиометрической $(\text{Bi}_{2.02}\text{Te}_3)$.

Подобный набор теллуридов и сульфотеллуридов висмута установлен на месторождениях золота Узбекистана Мурунтау и Мютенбай, относящимся также к золото-сульфидно-кварцевому типу в углеродистых толщах [10]. Отмечено, что на месторождении Мурунтау развиты исключительно теллуриды висмута и самородное золото.

Среди тянь-шаньских месторождений, на основании сравнения минералогическо-геохимических особенностей руд и состава метасоматитов, месторождение Кумтор занимает промежуточное положение между известными золото-сульфидно-кварцевыми более

высокотемпературными месторождениями (Мурунтау) и золото-теллуридными эпипитермальными (Кочбулак). Месторождение Кочбулак залегает в вулканогенно-осадочной толще, включающей также углеродистые сланцы. Вероятно, это является отражением разных уровней единой вертикальной зональности формирования рудоносных зон в ряду вышеупомянутых типов месторождений [9].

Отложение калаверита и самородного золота связывают с коррозией пирита и гидротермальными брекчиями в условиях пониженной температуры и повышенной фугитивности кислорода, достигнутых в результате поэтапных физико-химических изменений при воздействии гидротермального флюида на вмещающую углеродистую толщу [4, 7].

Литература

1. Шевкунов А.Г., Корницкий А.И., Башкиров А.П., Айдаркулов Т.Н. Месторождение золота Кумтор (Срединный Тянь-Шань, Кыргызстан) и применение трёхмерного моделирования в программе Leapfrog Geo (Seequent) при проведении геологоразведочных работ // Руды и металлы. 2023. № 2. С. 18–43.
2. Трифонов Б.А. Рудные месторождения Кыргызстана, контролируемые структурами надвиговой тектоники // Региональная геология и металлогения. 2022. № 90. С. 91–106.
3. Дзялошинский В.Г., Емельянов С.И., Романов В.И. Роль гидротермального и дислокационного метаморфизма в формировании вольфрам-золото-сульфидных месторождений Срединного Тянь-Шаня и особенности их поисков // Труды ЦНИГРИ. 1988. С. 53–57.
4. Abeleira A., Ansdell K.M., Thomas D., Heaman L., Melrose D.L. Geology and structural evolution of the Kumtor region, Tien Shan, Kyrgyzstan // Gold in 2000: Littleton, Poster Session Extended Abstracts Volume / Society of Economic Geologists; eds. L.A. Bucci, J.L. Mair. 2000.
5. Shevkunov A.G. Formation conditions and dynamic of the development of the orogenic ore-forming system of the Kumtor gold deposit, Central Tien Shan // Proceeding Papers of International Conference Ore Genesis. Miass: IMin UB RAS. 2013. P. 89–92.
6. Trifonov B.A., Solomovich L.I. Metallogeny of the Saryjaz ore district, eastern Kyrgyz Tien Shan // Ore Geology Reviews. 2018. 99 (4). P. 380–397.
7. Ivanov S.M., Ansdell K.M., Melrose D.L. Ore texture and stable isotope constraints on ore deposition mechanisms at the Kumtor lode gold deposit // Gold in 2000: Littleton, Poster Session Extended Abstracts Volume / Society of Economic Geologists; eds. L.A. Bucci, J.L. Mair. 2000. P. 47–52.
8. Аникин С.И. Геология и минералого-геохимические особенности золото-теллур-редкометального оруденения в углеродистых толщах венда Кумторского рудного поля (Срединный Тянь-Шань). Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Бишкек. 1992. 248 с.
9. Шевкунов А.Г., Плотинская О.Ю., Усманов И.А., Айдаркулов Т.Н., Горшков А.А. Теллуриды в рудах месторождения Кумтор // Фундаментальные и прикладные проблемы геологии, петрологии и металлогении. Материалы Международной научно-практической конференции, посвященной 105-летию акад. И.Х. Хамрабаева и 90-летию акад. Ф.А. Усманова. Ташкент. 2025. С. 371–373.
10. Конеев Р.И. Парагенезисы теллуридов и селенидов в золоторудных месторождениях Узбекистана // Роль минералогии в познании процессов рудообразования. Материалы годичной сессии МО РМО. М: ИГЕМ. 2007. С. 202–206.

ОЦЕНКА РЕДКОЗЕМЕЛЬНО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ЮГО-ЗАПАДНОГО УЧАСТКА МЕСТОРОЖДЕНИЯ АКТЮЗ

Кожогулов М.Б.

Marsel2kozhogulov@gmail.com

Институт геологии им. М.М. Адышева НАН КР, г. Бишкек, Кыргызстан

Введение. В условиях растущего глобального спроса на стратегические металлы комплексная оценка редкоземельно-полиметаллических объектов приобретает особую актуальность. Рудное поле Актюз (Чуйская область, Кыргызстан), локализованное в зоне сочленения каледонских и герцинских структур Северного Тянь-Шаня, характеризуется сложной многофазной историей формирования.

Настоящая работа выполнена на основе анализа и обобщения результатов, предшествующих геологических и геофизических исследований региона. Опираясь на исторический опыт изучения Актюзского рудного поля, авторы сфокусировали внимание на его наименее детализированных структурах.

Юго-западный участок месторождения представляет повышенный интерес в связи с зафиксированными аномалиями цериевой группы РЗЭ, а также сопутствующих компонентов (Y, Nb, Ta, Be, Pb, Zn, Cu).

Результаты исследования. Установлено, что вмещающий комплекс представлен докембрийскими парагнейсами и амфиболовыми сланцами, прорванными каледонскими диоритами и варисскими аляскитовыми гранитами. Фоновая минерализация пород проявляется низкоконцентрированной вкрапленностью иттропаризита, ксенотима, монацита, синхизита, а также галенита и сфалерита.

Главными структурными ловушками высококонцентрированного оруденения на участке служат трубообразные брекчированные тела, залегающие над куполами аляскитовых гранитов, а также зоны интенсивного тектонического дробления (разломы, флексуры). Рудоносные тела морфологически разделены на три типа: линзовидно-пластовые, жильные и брекчированные штокверковые образования [1–4].

Выделено три генетических типа эндогенного оруденения:

- *Магматический* — связан с кристаллизацией гранитов и аплит-диабазовых жил.
- *Гидротермальный* (основной) — обусловлен циркуляцией высокотемпературных растворов.
- *Метаморфический* — проявлен в виде скарновых и околорудных измененных зон.

Минеральный состав промышленных руд включает как РЗЭ-минералы (иттропаризит, ксенотим, монацит, синхизит, иттрофлюорит), так и полиметаллическую группу (галенит, сфалерит, халькопирит, ферриторит) в парагенезисе с кварцем, флюоритом и мусковитом [5–6].

Накопление РЗЭ контролировалось интенсивными процессами околорудного метасоматоза (серицитизация, хлоритизация, альбитизация). Наблюдаемая вертикальная и латеральная геохимическая зональность обусловлена направленным изменением параметров pH, Eh, температуры и давления гидротермальных флюидов, что приводило к осаждению редких земель в форме фосфатов, карбонатов и силикатов.

Заключение. Выявленные закономерности пространственного размещения рудных тел, устойчивая связь оруденения с брекчированными надкупольными структурами и высокие концентрации РЗЭ цериевой и иттриевой групп доказывают высокий ресурсный потенциал юго-западного участка. Полученные результаты служат геологическим обоснованием для заложения разведочных скважин и оценки экономической целесообразности освоения месторождения Актюз.

Литература

1. Дженчураева Р.Д., Малюкова Н.Н. Редкоземельные месторождения Кыргызстана. Бишкек. 2024. 202 с.
2. Дженчураева Р.Д., Малюкова Н.Н. Особенности образования структур и зонального распределения рудной минерализации на месторождениях актюзского рудного поля // Вестник КРСУ. 2022. Т. 22. № 12. С. 155-166.
3. Малюкова Н.Н. Установление зональности редкоземельного оруденения на месторождении Актюз // Вестник КРСУ. 2009. Т. 9. № 1. С. 7-13.
4. Малюкова Н.Н., Арьев Б.Д., Савченко Г.А., Шубин В.М. Новые типы рудных тел и перспективы прироста запасов глубоких горизонтов и флангов месторождения Кутессай-II // Известия КГТУ им. И. Раззакова. 2018. № 3 (47). С. 140-147.
5. Малюкова Н.Н., Ким В.Ф. и др. Определение перспективы отработки редкометалльно-редкоземельно-полиметаллического месторождения Актюз. Отчет НИР НИЦ КРСУ «Перспективные технологии и материалы». Управление науки МОНИМп КР. Бишкек. 2006-2008 гг. 45 с.
6. Малюкова Н.Н., Ким В.Ф. Экономическая оценка комплексного освоения редкометалльно-полиметаллическо-редкоземельного месторождения Кутессай-II. Отчет НИР НИЦ КРСУ «Перспективные технологии и материалы». Управление науки МОНИМп КР. Бишкек. 2004-2005 гг. 46 с.
7. Шубин В.М. Отчет по результатам геолого-поисковых работ на редкие и редкоземельные металлы в пределах Актюзской лицензионной площади за 2009-2015 гг. Бишкек: Стэнс Энержи Кей джи. 2015. 131 с.

ЗОЛОТО-СКАРНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧАТКАЛА (СРЕДИННЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ, КЫРГЫЗСТАН)

Пак Н.Т., Ивлева Е.А.

paknikolay50@mail.ru

Институт геологии им. М.М. Адышева НАН КР, г. Бишкек, Кыргызстан

Срединный Тянь-Шань в западной части Кыргызстана представлен Чаткальским сектором – северо-восточной ветвью Чаткало-Кураминской зоны, в котором расположена одноименная золоторудная область с десятком крупных и средних золоторудных и золото-медных месторождений (рисунок 1). Среди них заметную роль играет скарновый тип месторождений. Наиболее продуктивным для формирования рудоносных скарнов является Сандалаш-Чаткальский интрузивный комплекс среднего-позднего карбона, на контакте с которым образован ряд скарновых месторождения золота. Наиболее крупными из них являются месторождения Бозымчак и Куру-Тегерек.



Рисунок 1 – Обзорная схема размещения Чаткальской золоторудной области

Месторождение Бозымчак приурочено к северному экзоконтакту интрузии Джалгызурюкского массива (C_{2-3}) сандалаш-чаткальского комплекса, который представлен крупнозернистыми гранодиоритами (рисунок 2). Менее распространены средне- и мелкозернистые их разновидности. Возраст гранодиоритов по циркону составляет $303,8 \pm 1,5$ млн лет и $304,8 \pm 1,6$ млн лет [1]. В восточной части месторождения развиты девонские песчаники, известняки, доломиты, в средней и западной части – отложения нижнего карбона, представленные известняками, доломитистыми известняками и доломитами. В небольшом количестве развиты тонкие прослои и линзы кремней. В целом, в восточной половине месторождения преобладают доломиты, а в западной части – известняки.

На контакте гранодиоритов и осадочных пород сформированы рудоносные скарны, повторяющие линию контакта. В пределах месторождения выделено 4 основных промышленных участка – Юго-Западный, Центральный, Восточный и Даван (рисунок 2). Скарны представлены реликтами магнезиальных скарнов магматического этапа и известковыми скарнами, преимущественно гранатового, пироксенового и волластонитового состава в разных количественных соотношениях. Скарновые тела имеют общую

протяженность около 2 км, мощность 7-85 м, на глубину прослежены на 400 м. Залегание скарновых тел крутое, часто имеют падение под интрузию.

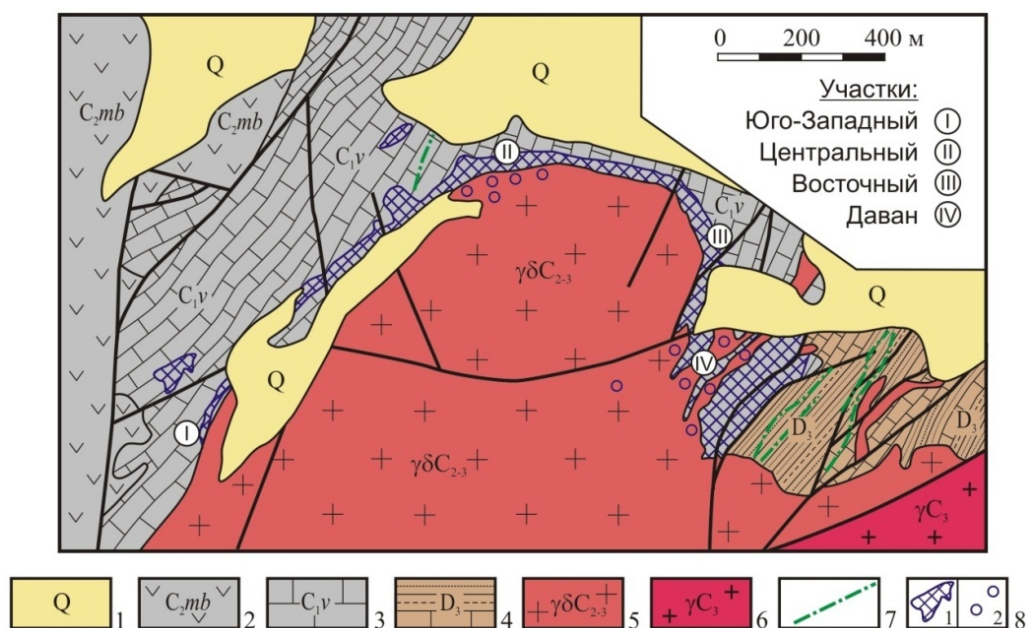


Рисунок 2 – Схематическая геологическая карта месторождения Бозымчак: 1 – четвертичные отложения; 2 – минбулакская свита, андезиты, дациты и их туфы; 3 – доломиты, известняки; 4 – песчаники, известняки, доломиты; 5 – гранодиориты; 6 – граниты; 7 – дайки порфиритов; 8 – скарны рудоносные (1), эндоскарны (2)

Рудные тела приурочены к скарнам и обычно имеют мощность 8-30 м. Золото-медная минерализация представлена интенсивно сульфидизированными скарнами различного состава, а также серпентинизированными породами и серпентинитами, развитыми по магнезиальным скарнам и доломитам. Соответственно выделяются два основных сульфидных типа руд - скарновый и серпентинитовый. Незначительно развит окисленный тип руд. Основными рудными минералами месторождения являются халькопирит, борнит, халькозин, ковеллин, золото. Также на месторождении встречаются минералы серебра, галенит, молибденит, пирит, магнетит, пирротин и другие. В зоне окисления появляются малахит, азурит, гидроокислы железа и другие минералы. Содержание сульфидов в рудах неравномерное и колеблется от первых процентов до десятков процентов, иногда встречаются штучные образцы, содержащие сульфиды 50-70 % и содержанием золота до 75 г/т [2]. Золото в виде включений находится в основном в сульфидах меди, средние содержания золота составляют 2-5 г/т, меди около 1 %. Запасы золота составляют 30 т [3]. Месторождение разрабатывается карьерным и подземным способом.

Серпентинитовый тип золотых руд является редко встречающимся, в Кыргызстане известен только на данном месторождении Бозымчак.

Месторождение Куру-Тегерек. На месторождении шток порфировидных диоритов среднего карбона ($325,7 \pm 3,2$ млн. лет [1]) прорывает карбонатные породы турнейского яруса. Скарны почти непрерывно сопровождают контакты интрузивных тел (рисунок 3). Наиболее распространены известковые гранат-пироксеновые скарны и апомагнезиальные пироксеновые, пироксен-серпентинитовые, серпентиновые и кальцит-серпентиновые породы. Апомагнезиальные скарны с флогопитом, форстеритом, диопсидом составляют в этих полях до 10% [4]. Поля скарнов, часто большой мощности и протяженности, вмещают промышленные рудные тела с золото-медным оруденением, образующих участки Южная, Северо-Восточная и Северо-Западная.

Основной процесс рудоотложения происходил в постмагматическую стадию и начался с интенсивной переработки интрузивных и вмещающих пород, включая скарны. Породы подверглись окварцеванию, хлоритизации, серицитизации, серпентинизации. В результате в эндоконтактной зоне были образованы кварц-серицитовые метасоматиты с молибденитом, а в скарнах сложного состава – золото-сульфидные руды. Последние представлены золото-халькопирит-пирротинным составом. Наиболее широко распространены сульфиды меди, которые присутствуют в метасоматитах (в переменных количествах от 7 до 35%), в гранатowych, в гранат-пироксеновых и волластонитовых скарнах.

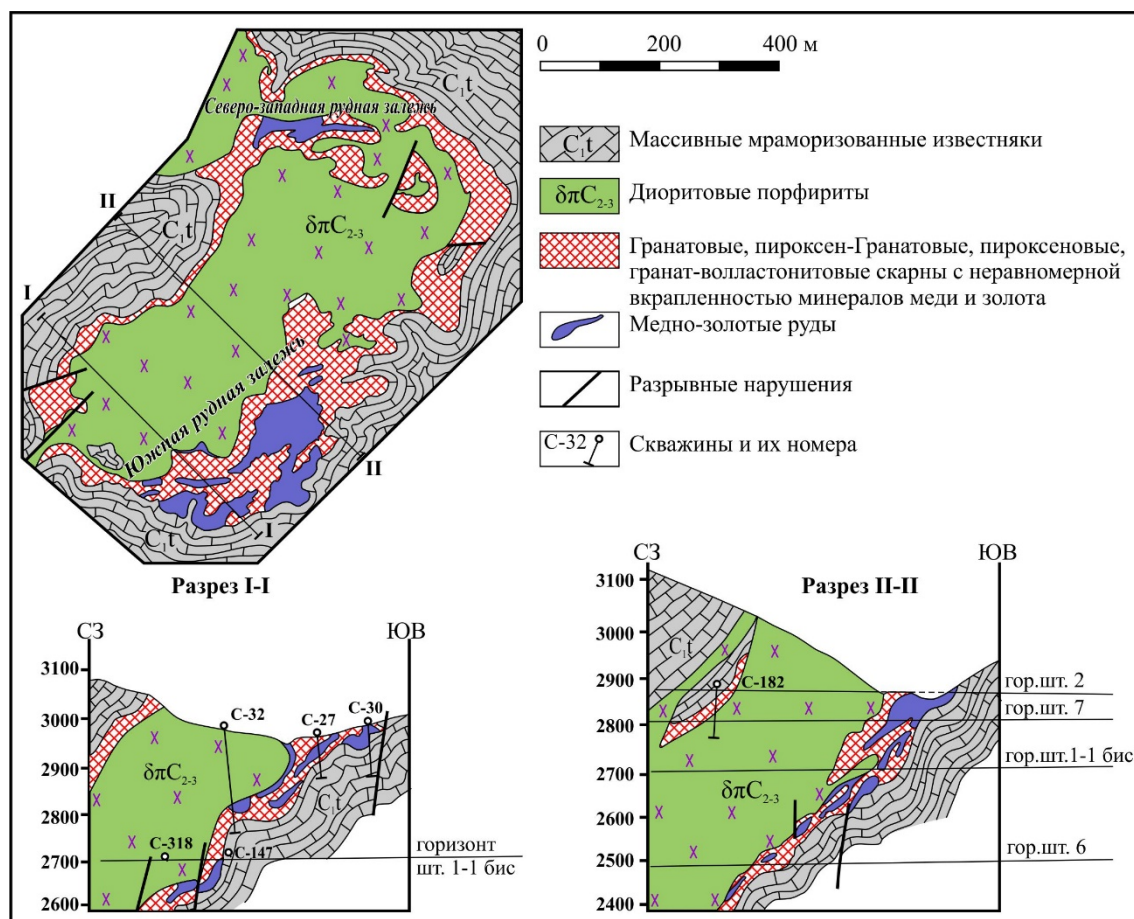


Рисунок 3 – Геологическая схема месторождения Куру-Тегерек [3]

Среди сульфидов меди выделяются халькопирит, муихукит и хейкокит, которые являются концентратом золота (до 50 г/т в минерале). Сульфиды меди ассоциируют с молибденитом, троилитом, пирротинном, сфалеритом, пиритом и другими более редкими рудными минералами. Температурный интервал образования сульфидных золото-медных руд находится в пределах 470-220°.

Основная масса золота связана с окварцованными гранат-пироксеновыми скарнами. Золото в скарнах находится как в сульфидах, так и в гранате, пироксене, кварце, кальците. Размер золотин колеблется от пылевидного до 1 мм и более.

Зона окисления на месторождении выделяется в самостоятельный тип руд с мощностью до 40 и более метров. Здесь содержание золота достигают в единичных пробах 44 г/т, серебра – до 39 г/т, платины – 0,03-0,05 г/т, палладия – 0,03-0,06 г/т.

Суммарные запасы всех скарновых залежей по золоту и меди по результатам разведочных работ соответственно равны 97,3 т и 1,022 млн т. [3].

Заключение. Наиболее продуктивный Садалаш-Чаткальский интрузивный комплекс сформировался в переходном режиме от субдукции к коллизии в среднем-позднем карбоне.

Золото-скарновые месторождения и рудопроявления Чаткала в подчиненном количестве формируются также в связи с силурийским алабукинским комплексом (группа Южно-Чаначских проявлений) и с пермскими интрузиями (м-е Четкисай, Кичи-Сандык и др.) (таблица).

Скарновые месторождения чаще всего являются комплексными золото-медными, в некоторых из них присутствуют промышленные содержания серебра и как попутные компоненты Мо, Вi и др.

Типизация золото-скарновых месторождений Чаткала показана в таблице.

Таблица – Золоторудные скарновые месторождения Чаткальского сектора

Тектоническая обстановка	Интрузивный комплекс	Интрузивный массив, возраст	Вмещающие толщи	Рудные элементы	Месторождения и рудопроявления (р/п)
Внутриплитная активизация	Арашанский	Туюкский, Арашанский (Р)	Терригенные отложения (О-S)	Au, Sn	р/п гор Кызылтор
		Четкисайский шток (Р)	Терригенные отложения (D ₂₋₃), известняки (D _{3fm})	Au, Cu (Mo)	Четкисай
	Чалмансайский	Кичи-Сандыкский шток (Р ₁)	Известняки (C ₁)	Au, Cu	Кичи-Сандык
Активная континентальная окраина	Сандалаш-Чаткальский	Среднесандалашский (C ₂₋₃)	Известняки (C ₁)	Au, Cu (Mo)	р/п Ачикташ, Кумбельташ скарны ручья Кичи-Сандык, Чанач
		Нижнесандалашский (C ₂₋₃)	Известняки (C ₁)	Au, Cu (Bi)	Каинсу, Турпактушты р/п Аксай, Джетызиндан, Шуралы
		Джалгизурюкский (C ₂₋₃)	Известняки, доломиты (C ₁)	Au, Cu, Ag	Бозымчак
		Курутегерецкий (C ₂)	Известняки, (C ₁)	Au, Cu	Куру-Тегерек, Сулу-Тегерек
		Андагульский (C ₂₋₃)	Вулканогенные (D ₁₋₂). Терригенно-карбонатные (D ₁₋₃).	Au, Cu	Каратюбе, р/п Сууктор
Островная дуга	Алабукинский	Алабукинский (S ₂)	Терригенно-карбонатные комплексы (C-S)	Cu, Au. Ag (Mo)	р/п Южночаначская группа

Литература

1. Bo Zu, Chunji Xue, Jianwei Li et al. Multiple episodes of Cu-Au mineralization in the Chatkal-Kurama region: new constraints from the Kuru-Tegerek and Bozymchak skarn deposits, Kyrgyzstan // Ore geology reviews. 2019. 113. 103077.
2. Пак Н.Т., Ивлева Е.А., Альпиев Е.А., Альпиев М.Е. Модель формирования золото-медного скарнового месторождения Бозымчак (Кыргызстан) // Проблемы геологии и расширение минерально-сырьевой базы стран Евразии. Материалы международной научной конференции, г. Алматы, 28-29 ноября 2019 г. Алматы. 2019. С. 201-209.
3. Золото Кыргызстана. Кн. 2. Описание месторождений. Рудные / В.В. Никоноров, Ю.В. Караев, Ф.И. Борисов и др. Бишкек: Наси. 2004. 342 с.
4. Дженчураева Р.Д. Скарны Срединного Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим. 1983. 308 с.

МЕСТОРОЖДЕНИЕ ЗОЛОТА ЧАКУШ: КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА (ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ, КЫРГЫЗСТАН)

Пак Н.Т., Заурбеков К.К.

paknikolay50@mail.ru

Институт геологии им. М.М. Адышева НАН КР, г. Бишкек, Кыргызстан

В настоящее время на золоторудном месторождении Чакуш после долгого перерыва проводятся геологоразведочные работы с целью подсчета запасов золота и постановки их на Государственный баланс. В связи с этим приводим краткую характеристику геологического строения данного объекта.

Месторождение находится в Баткенском районе Баткенской области на северном склоне Алайского хребта на левом борту р. Сох. Месторождение является составной частью Сохского золоторудного узла – металлогенической единицы Туркестано-Алайского золоторудного пояса Южного Тянь-Шаня.

В геологическом строении (рисунок 1) принимают участие породы сюгетской свиты (S_1) представленные вулканогенно-терригенными, углеродисто-глинистыми, углисто-кремнистыми сланцами с прослоями базальтоидов. На них лежат известковистые песчаники, глинистые и кремнистые сланцы пульгонской свиты (S_{1-2}). Породы силура слагают ядро Аксуйской антиклинали, северное крыло которой сложено доломитами, известняками и мергелями аксуйской свиты (S_2-D_1). Интрузивные образования представлены силлами мелкозернистых габброидов (S_2-D_1) и более молодыми щелочными диоритами караказыкского комплекса (P_1).

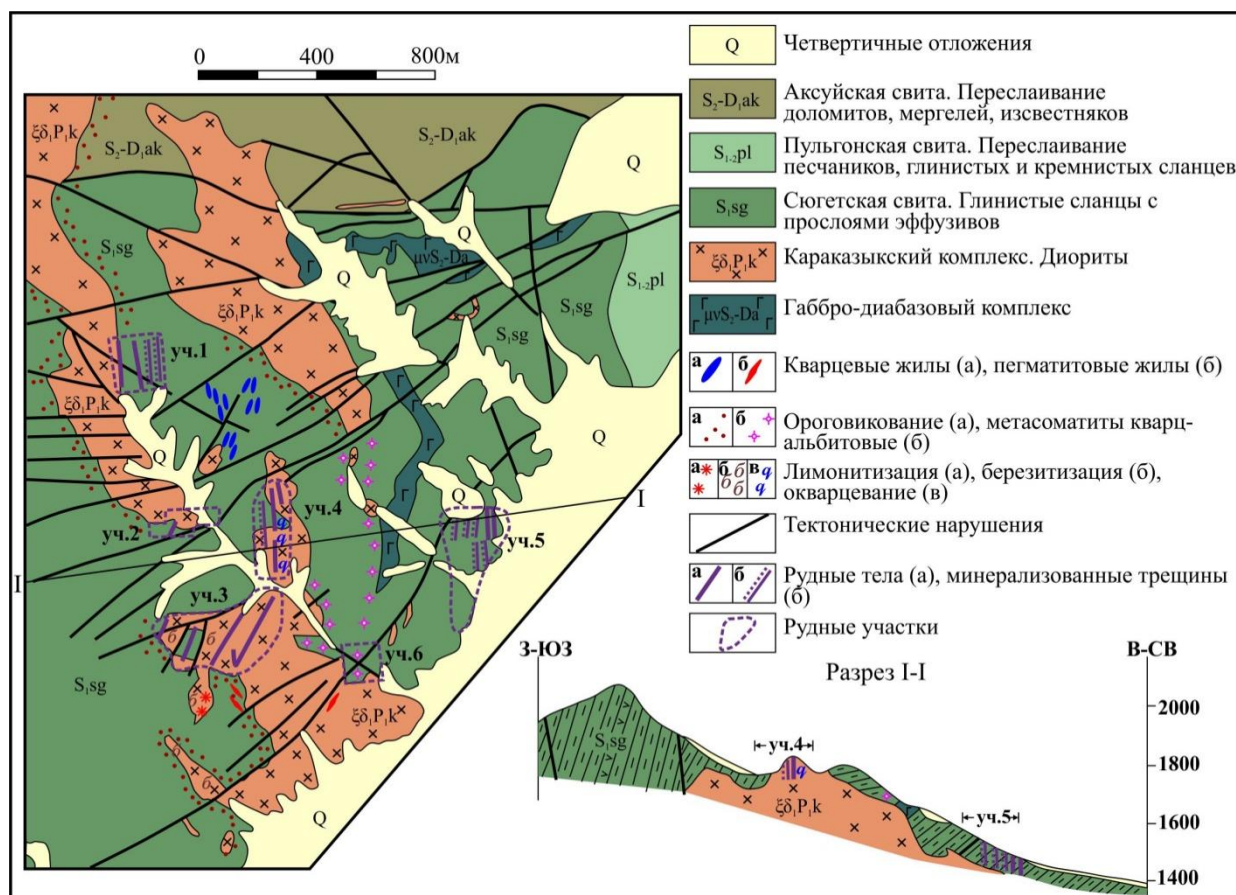


Рисунок 1 – Схематическая геологическая карта месторождения Чакуш [1, 2]

Площадь разбита тектоническими нарушениями северо-восточного и субширотного направления. Также имеются нарушения с субмеридиональным простиранием и восточным падением под углами 60-75°, которые являются рудоконтролирующими.

На месторождении выявлено 6 участков, где отмечаются 2 типа руд - кварцевые жилы и метасоматиты с сульфидами, несущие богатую золоторудную минерализацию. Доминирующий тип рудных тел – кварцевые жилы с сульфидами. Вертикальный размах золоторудной минерализации по естественному врезу составляет 900 м. Оруденение расположено как в терригенных породах, так и в интрузивных [1].

Размеры кварцевых жил сильно варьируют. Мощность составляет от 0,25 см до 2,0 м в раздувах. Протяженность от 15 до 300 м. По падению жилы прослежены на 200 м. Рудный минеральный состав жил: самородное золото, пирит, арсенопирит, халькопирит, галенит, буланжерит, шеелит и др.

Околорудные изменения представлены контактовым ороговикованием, березитизацией, кварц-карбонатными, кварц-альбитовыми метасоматитами.

Ниже приводится краткое описание отдельных пород, характерных для месторождения Чакуш.

Углисто-кремнистый сланец. Сланцеватая неплотная порода черного цвета, местами с зеленоватыми оттенками. Порода состоит из кварца - 60-70 %, углистого вещества - 20-25 %, биотита 5 %. Основные размеры зерен – 0,01-0,02 мм. Наравне с биотитом редко встречается мусковит. Основная масса состоит из настолько мелкого кварца, что его можно назвать кремнистой массой. В шлифах под микроскопом видно тонкозернистое строение основной массы, состоящее из микрочередований кварца и углеродистого вещества. Они образуют субпараллельные волнистые микрослойки, создающие сланцеватую текстуру (рис. 2). На фоне микрозерен встречается кварц размером до 0,1-0,2 мм. Такой кварц уже освобожден от углистого вещества, и он образует субпараллельные основной сланцеватости слойки или прожилки.

Местами кварц образует явно секущие прожилки с увеличенной мощностью до 2-3 мм. Здесь размеры кварца еще больше увеличиваются до 1 мм. Возможно, такие прожилки содержат золотую минерализацию.

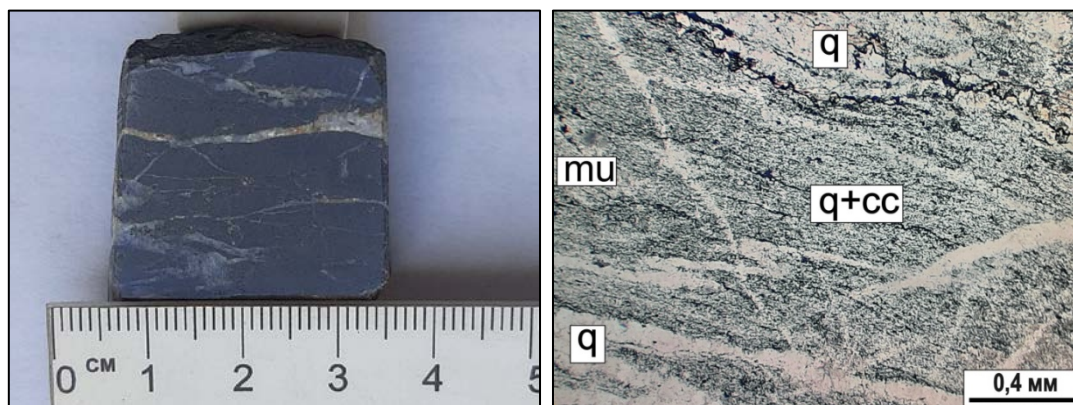


Рисунок 2 – Углисто-кремнистый сланец. Слева – фото полировки, справа – микрофото шлифа без анализатора (q – кварц; mu – мусковит; cc – углистое вещество)

Диориты, монцодиориты относятся к караказыкскому интрузивному комплексу. Это среднезернистые массивные порфировидные породы серого цвета с черными вкраплениями роговой обманки и др. темноцветных минералов до 25-30 % (рисунок 3). Наблюдаются отдельные более крупные зерна плагиоклаза в порфировых выделениях таблитчатой формы размером до 1 см в длину. Вокруг них развиты более мелкие зерна размером 1-5 мм, состоящие из полевых шпатов, роговой обманки. Общее количество полевых шпатов составляет около 65 % с преобладанием плагиоклаза. В шлифе наблюдаются относительно крупные зерна КППШ

(калиевый полевой шпат), содержащие пойкилитовые включения плагиоклаза, есть КПШ с пертитовыми структурами. Плагиоклаз часто образует двойники. Темноцветные минералы общим количеством до 25 % представлены роговой обманкой, изредка пироксеном и биотитом. Кварца менее 5 % и он образует ксеноморфные выделения.

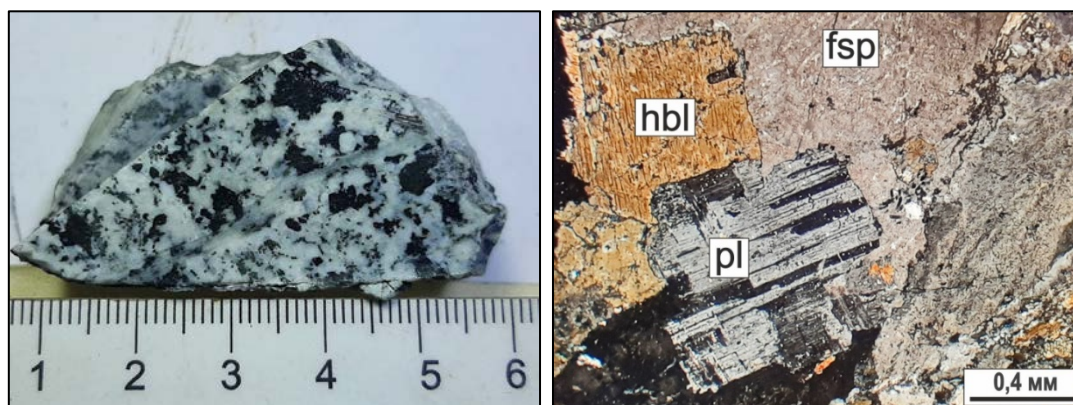


Рисунок 3 – Монцодиорит. Слева – фото образца, справа – микрофото шлифа с анализатором (pl – плагиоклаз; fsp – калиевый полевой шпат; hbl – роговая обманка)

Кварц-карбонатные метасоматиты наряду с березитами являются золотоносными образованиями. В шлифе наблюдаются метасоматические кварц-карбонатные агрегаты с размерами зерен в десятые доли мм и до 1-2 мм. Внешне они имеют брекчиевидный облик и содержат сульфидные участки в виде линз, гнезд и отдельных вкраплений (рисунок 4). Сульфиды представлены агрегатами и отдельными выделениями арсенопирита и пирита. Крупные выделения пирита разбиты сетью трещин. Замечены единичные микропрожилки халькопирита по трещинам в пирит-арсенопиритовом агрегате. Также наблюдаются редкие просечки галенита мощностью в сотые доли мм в пирите.

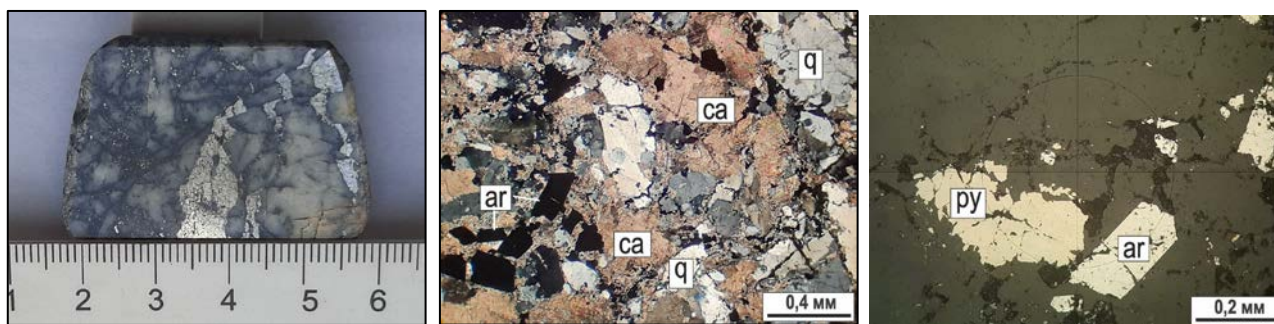


Рисунок 4 – Золотоносный кварц-карбонатный метасоматит с сульфидами. Слева – фото образца, видны гнездовые выделения сульфидов, в центре – микрофото шлифа с анализатором, справа - микрофото аншлифа. (q – кварц; ca – карбонат; py – пирит; ar – арсенопирит)

Кварцевые жилы являются основным типом руд, занимают секущее положение к вмещающей породе, местами сопровождаются метасоматической оторочкой по бокам. Жилы состоят из тесно-сросшихся агрегатов кварца с размером зерен в основном от 1 до 5 мм. Наблюдаются примеси гидроокислов железа и др., вероятно развитых по первичным сульфидам. В аншлифах встречаются единичные зерна пирита, приуроченные к трещинам в кварце или к их границам. Размеры зерен - десятые доли мм. В кварце встречаются десятки знаков самородного золота размером от 1 до до 5 микрон, в одном случае 12 микрон. По форме золото изометричное, иногда слабо вытянутое. Оно приурочено к трещинам в кварце в

виде одиночных зерен, в некоторых случаях образуют группы из 4-5 зерен и более (рисунок 5).

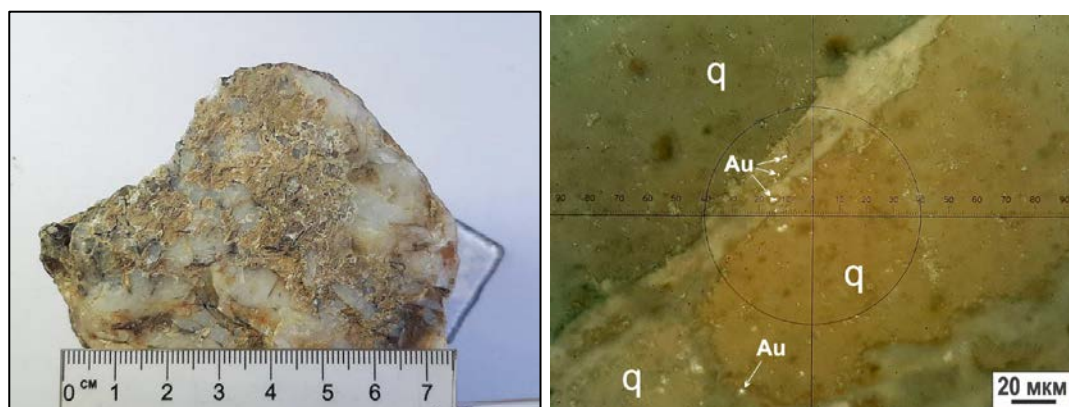


Рисунок 5 – Золотоносный кварц. Слева – фото образца, справа – фото аншлифа с микровключениями самородного золота в кварце (q)

Закключение. По данным [1] на месторождении до глубины 50-125 м были подсчитаны ресурсы по категории P_1 в 6 т золота со средним содержанием 5,8 г/т, а на более глубоких горизонтах по категории P_2 ресурсы оцениваются в 30 т.

Месторождение Чакуш является перспективным для изучения на флангах и на глубину и прироста запасов по более высоким категориям.

Месторождение Чакуш в отдельных ее участках немного похоже на крупные месторождения (Узбекистана) Даугызтау, Амантайтау, Мурунтау. Там вмещающие породы представлены также отложениями силура: углеродисто-кремнистые, углеродисто-слюдистые сланцы, алевролиты, кремнистые прослои, песчаники. В них развиты золотоносные кварцевые зоны, сопровождаемые кварц-альбитовыми, кварц-калишпатовыми и кварц-карбонатными метасоматитами с содержанием сульфидов 2-15 %. Источником рудного вещества и рудоносных гидротермальных растворов считаются глубинные гранитоидные интрузии пермского возраста.

Литература

1. Золото Кыргызстана. Кн. 2. Описание месторождений. Рудные / В.В. Никоноров, Ю.В. Караев, Ф.И. Борисов и др. Бишкек: Насти. 2004. 342 с.
2. Золоторудные месторождения Кыргызстана / Р.Д. Дженчураева, Н.Т. Пак, В.В. Никоноров, Е.А. Ивлева. Бишкек. 2020. 494 с.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ (ГРАВИРАЗВЕДОЧНЫЕ, МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИЕ) ИССЛЕДОВАНИЯ НА ФЛАНГАХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ЮЖНОМ ТЯНЬ-ШАНЕ

Сахобидинов Р.И.¹, Сидорова И.П.²

rasul.saxobidinov@list.ru

¹ Институт проблем энергетики АН Республики Узбекистан, г. Ташкент, Узбекистан

² Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева, г. Ташкент, Узбекистан

Республика Узбекистан по запасам, ресурсам и золотодобыче входит в первую десятку стран мира. Все промышленные объекты располагаются в пределах Кызылкум-Кураминского металлогенического пояса, в который входят Южно-Тяньшанский орогенический и Валериано-Бельтау-Кураминский вулканоплутонический пояса, формирование которых связывается с субдукцией коры Туркестанского палеоокеанического бассейна под Казахстано-Киргизский микроконтинент и последующих геодинамических процессов.

В докладе приводятся полученные основные результаты геофизических (гравиразведочных, магнитотеллурических) исследований в лаборатории «Строение литосферы» по региону Южного Тянь-Шаня – на перекрытых мезокайнозойским чехлом площадях Западного и Восточного Тамдытау. В период 2019-2025 годы проводился комплекс геофизических работ, включающий: (1) гравиразведочные полевые работы с аппаратурой «Burris» производства США, (2) магнитотеллурические полевые исследования с аппаратурой ADU-08e производства «Metronix» Германия. Интерпретация полученных полевых результатов включала: (1) обработку данных, построение геоплотностных разрезов, создание трехмерной гравиметрической модели в программном пакете ZondGM3D; (2) построение геоэлектрических разрезов в ZondMT2D и выделение на них зон, участков электропроводящих образований и их увязку с геологическими породами. На изученных площадях магнитотеллурическим зондированием были выделены аномалии с различными значениями сопротивлений. Построены трехмерные гравимагнитотеллурические модели площадей Западного и Восточного Тамдытау с выделением новых продуктивных рудоносных зон.

Проведены новые детальные исследования по потенциально перспективным золоторудным площадям, относящиеся к аномалии электропроводности в Южно-Тяньшанском регионе.

Литература

1. Сидорова И.П. Глубинное строение Кызылкумского рудно-магматического концентра. Lambert Academic Publishing. 2019. 102 с.
2. Сидорова И.П., Сахобидинов Р.И., Головкин Е.А. Магнитотеллурические исследования на площадях Восточный и Западный Тамдытау, Центральные Кызылкумы-Узбекистан // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Материалы докладов IX Международного симпозиума. Бишкек: ИС РАН. 2025. С. 177-182.
3. Каминский А.Е. Программа интерпретации магнитотеллурических зондирований ZondMT2d: Руководство пользователя. СПб: Zond Software. 2006. 22 с.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ С ПОЗИЦИЙ МОБИЛИЗМА

Шоймуротов Т.Х.

Shoymurotov.tuychi@mail.ru

Институт геологии и разведки нефтяных и газовых месторождений, г. Ташкент, Узбекистан

Введение. В последние годы в нефтегазовой геологии произошли большие сдвиги в вопросах происхождения и скопления углеводородов (УВ) в земной коре на парадигмах плитной тектоники. Так называемая «геодинамическая модель нефтегазообразования в литосфере» [1, 2, 3] в отличие от осадочно-бассейновой концепции нефтегазообразования основывается на постулатах новой глобальной тектоники.

Современный принцип прогноза нефти и газа продолжает базироваться в основном на органической теории происхождения УВ [4]. Как известно, с ее помощью были открыты почти все существующие в мире месторождения. Однако становится ясным, что в дальнейшем необходимо строить прогнозы на основе новых представлений о строении и эволюции крупных элементов земной коры (континентов, океанов, платформ, орогенов) и составлять новое поколение геодинамических карт.

Вместе с тем следует разработать плитотектоническую модель нефтегазоносных бассейнов, состоящих в основном из фрагментов пассивных и активных окраин литосферных плит, палеорифтов, надрифтовых депрессий, островных дуг и др. Ранее ограничивались показом в осадочных бассейнах прогибов и поднятий, а также разрывных нарушений, что недостаточно раскрывало их тектоническую природу.

В основе геодинамического мировоззрения в отличие от традиционных принципов тектонического районирования лежит современный подход, дающий возможность определить не только возраст складчатостей, морфологию структур, но и эволюцию их развития во времени и пространстве.

Новая геологическая парадигма позволяет разработать нефтегазогеологическое районирование, оценить ресурсы УВ, достоверность их прогноза и, следовательно, направление поисков нефти и газа. Известно, что наибольшими ресурсами УВ обладают пассивные окраины континентов. Вторыми по значимости являются бассейны рифтов и надрифтовых депрессий, активные континентальные окраины и островные дуги [5].

Следует отметить, что скопления нефти и газа связаны не только с осадочным чехлом, но и с фундаментом как древних, так и молодых платформ. К тому же УВ контролируют не только осадочные толщи, но и разуплотненные метаморфические и магматические породы.

подавляющее большинство месторождений запада Туранской плиты сосредоточено в пределах зон, переходных между областями интенсивного прогибания и максимального поднятия, сформировавшихся, в основном, в среднемиоцен-антропогеновое время. Главной закономерностью пространственного распределения скоплений УВ является приуроченность их к линейно-активным зонам новейшей тектоники [6].

Таким образом, учет структурно-тектонического фактора – необходимое условие для создания любой модели, прогнозирующей распределение УВ в недрах земной коры. Известно, что две третьих опосредованных структур в целом непродуктивны. Это свидетельствует о недостаточности только структурного фактора для обоснования нефтегазоносности недр и недостоверности построенных прогнозно-поисковых моделей.

Многими геологами признано, что в геологической науке, в том числе геотектонике, имеются все признаки критических моментов, когда простое экстенсивное наращивание фактов не приводит к ожидаемому результату. По существу, все геологические гипотезы и динамические модели являются геологическими производными линейно-детерменистской механики.

Теоретическая основа геологии определяет достоверность прогноза и эффективность поисков полезных ископаемых. Учение о геосинклиналях и платформах многие годы успешно

применялось при решении сугубо практических задач. Ныне к этому подключилась новая теоретическая концепция – геодинамика.

Главными тектоническими элементами земной коры являются океаны и континенты. В них выделяются рифты, надрифтовые прогибы, депрессии, активные, пассивные и трансформные палеорифты, зоны субдукции и коллизии, которые контролируют скопления нефти и газа в зависимости от наличия благоприятных условий в структурно-тектоническом и литолого-фациальном плане.

Мобилистские тенденции в современной геологии нефти и газа указывают на то, что образование УВ может происходить в различных условиях, при этом главное – захоронение осадочных пород в надрифтовых бассейнах в водной среде при наличии теплового потока.

Нефтегазообразование является глобальным процессом с участием как ОВ осадочных пород, так и минерального синтеза. Это открывает новые направления для практики поисково-разведочных работ на нефть и газ, в частности, появляются нетрадиционные объекты поиска, в том числе палеозойский квазиplatformенный чехол докембрийского кристаллического фундамента.

С позиции неомобилизма удовлетворительно решаются перспективы нефтегазоносности больших глубин. Газопроявления на отметке 4500-8100 м наблюдаются на о. Сицилия, где разрабатываются газоконденсатные месторождения, свидетельствующие о родственности нефтегазообразования и вулканизма [7]. Кроме того, имеется связь между сейсмоактивными зонами и процессами нефтегазообразования [8].

Поскольку запасы нефти и газа в осадочном чехле имеют тенденцию к истощению, становится актуальным выявление скоплений УВ в фундаменте. В настоящее время в мире выявлено более 500 таких месторождений, суммарные запасы которых составляют 15% доказанных. Так, на месторождении Белый тигр (Вьетнам) по состоянию на 2006 г. добыто 133 млн. т нефти [9].

Результаты исследования. В пределах нефтегазоносных регионов Узбекистана в основном открыты крупные и средние, легкодоступные, неглубоко залегающие скопления УВ. Возникает вопрос, как прирастить запасы УВ с целью сохранения темпов их добычи, заданных в прежние годы, поскольку придется иметь дело с более мелкими, труднодоступными, глубоко залегающими и сложнопостроенными месторождениями [10].

Прежде всего признано, что очаги УВ прямо или косвенно связаны с зонами разломов, доходящих вплоть до верхней мантии, где происходили столкновения литосферных плит. Земная кора в результате раздвижения и сжатия обновляется и создаются условия для преобразования органического вещества в УВ. В тех районах, где рифтовые зоны испытали сильное горизонтальное сжатие и возникли складчатые горные сооружения, условия скопления УВ ограничены. Однако их борта, сочленяющиеся с прогибами, благоприятны для формирования и размещения месторождений нефти и газа. Основные скопления углеводородов Арало-Устюртского нефтегазоносного региона приурочены именно к таким тектоническим зонам [11].

Залежи нефти и газа Ферганской межгорной впадины, покоящейся на докембрийском массиве, также связаны с ее бортами, которые в свою очередь соприкасаются с горно-складчатым обрамлением Тянь-Шаня.

В центральных частях Афгано-Таджикской межгорной впадины развиты серии линейно-дислоцированных зон складчато-надвигового характера, которые обусловлены горизонтальным напряжением, создающимся в результате передвижения Индостанской литосферной плиты к северу, т.е. Евразии. Вследствие этого залежи УВ контролируются непростыми структурно-тектоническими условиями, осложняющими поисково-разведочный процесс, выполняемый как геофизикой, так и глубоким бурением.

Вместе с тем скопления УВ в ловушках, а также характер их фазового соотношения непосредственно контролируются непроницаемыми как региональными, так и локальными покрывками. Это можно видеть на примере меловых отложений Чарджоуской ступени Бухаро-Хивинского нефтегазоносного региона, где перетоку УВ из юрских отложений

препятствовали мощные юрские эвапоритовые толщи. Такое явление наблюдается и в Арало-Устюртском регионе, где аналогичную роль сыграли морские глины верхней юры.

В пределах Ферганской и Таджикской впадин развиты, в основном нефтяные месторождения, а в Амударьинской и Устюртской – газовые. Это иногда связывается с составом исходной органики, однако причина заключается в непроницаемости покрышки. Подвижные области из-за сильной нарушенности уязвимы для удержания газовой фазы УВ, о чем свидетельствует большая вязкость нефтей Афгано-Таджикской впадины (Сурхандарьинский нефтегазоносный регион), обусловленная процессами разгерметизации непроницаемой покрышки.

В центральных частях Ферганской впадины таких проблем не существует – покрышка залегает достаточно глубоко и мало затронута тектоническими нарушениями. Несмотря на это перспективы центрального грабена не самые высокие, поскольку из-за наличия в его основании докембрийского жесткого блока слабо развиты высокоамплитудные складки.

Оценивая перспективы нефтегазоносности палеозойских толщ, необходимо отметить, что они традиционно считались фундаментом мезозойско-кайнозойского осадочного чехла. Это снижало их нефтегазоносный потенциал. Однако в пределах Устюрта на погруженных докембрийских блоках имеются зоны, где развиты палеозойские слабодислоцированные осадочные толщи, представляющие интерес в качестве объектов для поисково-разведочных работ на нефть и газ. Таковы, например, известняки на площади Каракудук, из которых получены непромышленные притоки нефти, а на площади Кокчалак – промышленные притоки газа. Такие зоны имеются не только в пределах Устюрта, но и в других регионах, где на древних массивах развиты палеозойские чехлы, хотя они и залегают на больших глубинах [12].

Выводы. Применение геодинамического подхода к нефтегазовой геологии способствует более конкретному обоснованию перспектив нефтегазоносности определенных зон. В этой связи в геодинамическом отношении наибольший интерес представляют: в Арало-Устюртском регионе – западный борт Судочьего прогиба, восточные склоны Аламбекского вала, восточный борт шора Барсакельмес, южные и северные борта Барсакельмесского и Ассакеауданского прогибов, Агинский и Центрально-Аральский своды; в Бухаро-Хивинском регионе – бортовые зоны Бешкентского и Кашкадарьинского прогибов, особенно полоса, сочленяющаяся с Юго-Западным Гиссаром; в Сурхандарьинском регионе – поднадвиговые антиклинальные структуры; в Ферганском регионе – зоны, сочленяющиеся с центральным грабеном, и поднадвиг северного борта.

Литература

1. Абидов А.А., Долгополов Ф.Г. Три аспекта микстгенетической схемы природного синтеза углеводородов // Узбекский журнал нефти и газа. 2001. № 4. С. 9-12.
2. Гаврилов В.П. Геодинамическая модель нефтегазообразования в литосфере и ее следствия // Геология нефти и газа. 1998. № 6. С. 2-12.
3. Хаин В.Е., Левин Л.Э. Геодинамические типы глобальных поясов нефтегазоносности и их особенности // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 11-12. С. 1724-1738.
4. Акрамходжаев А.М. Нефть и газ – продукты преобразования органического вещества. Ташкент: Фан. 1971. 211 с.
5. Шеин В.С. Геодинамический анализ нефтегазоносных территорий и акваторий в связи с поисками месторождений нефти и газа // Геология нефти и газа. 2007. № 2. С. 70-80.
6. Тимурзиев А.И. Новейшая тектоника и нефтегазоносность запада Туранской плиты // Геология нефти и газа. 2006. № 1. С. 35-43.
7. Власов Г.М. Показатели глубинного (мантийного) абиогенного происхождения нефти // Отечественная геология. 2006. № 3. С. 74-76.
8. Шоймуротов Т.Х., Юлдашев Ж.Ю., Рахматов Б.С. О геодинамических аспектах сейсмоактивных зон и связи с ними процессов нефтегазообразования // Проблемы сейсмологии в Узбекистане. 2006. № 3. С. 150-151.

9. Чан Ле Доиг, Чан Ван Хай, Фунг Дак Хай и др. Особенности геологии и разработки залежи фундамента месторождения Белый Тигр // Нефтяное хозяйство. 2006. № 6. С. 24-31.
10. Юлдашев Ж.Ю. Некоторые аспекты нефтегазовой геологии Узбекистана с позиции тектоники плит // Интеграция науки и производства в целях повышения эффективности геологоразведочных работ на нефть и газ в Узбекистане. Материалы Республ. науч.-практ. конференции. Ташкент: ИГИРНИГМ. 2007. С. 31-32.
11. Абдуллаев Г.С., Юлдашев Ж.О., Рахматов Б.С. Особенности геологического строения и нефтегазоносности Арало-Устюртского региона // Геология, ресурсы, перспективы освоения нефтегазовых недр Прикаспийской впадины и Каспийского региона. Материалы Междунар. науч.-техн. конференции. Прикаспийск. 2007. С. 39-41.
12. Троицкий В.И. Геодинамическая эволюция палеозойских потенциальных нефтегазоносных бассейнов Средней Азии // Интеграция науки и производства в целях повышения эффективности геологоразведочных работ на нефть и газ в Узбекистане. Ташкент. 2007. С. 15-21.

Секция 9

Комплексные геофизические исследования Тянь-Шаня

ФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ: ПРОБЛЕМЫ И ИХ РЕШЕНИЯ

Александров П.Н.¹, Лосихин Л.Н.²

alexandr@gemrc.ru

¹ Центр геоэлектромагнитных исследований ИФЗ РАН, г. Троицк, Россия

² Научная станция РАН, г. Бишкек, Кыргызстан

В свое время физико-геологическое моделирование геологической среды практически было во всех геофизических организациях. Позже, с развитием вычислительных возможностей и развитием численных методов, физическое моделирование было ими вытеснено из проектных, интерпретационных задач и научных исследований.

Численные методы зачастую работают в руках авторов. Даже если конкретный численный метод обладает необходимой доступностью различными пользователями, адаптация его к практическому использованию требует учета технических особенностей аппаратуры. От математического решения до технической реализации – дистанция огромного размера. Это можно достичь на основе физического моделирования. Практическое использования в полевых геофизических условиях этого сделать нельзя, поскольку строение и свойство геологической среды неизвестно, поскольку они и являются объектом исследования.

Собственно, моделирование можно разделить на лабораторное (изучение свойств горных пород – петрофизические исследования), собственно физическое моделирование строения и физических свойств геологической среды, процессов, происходящих в ней, и натурное [1]. Натурное моделирование требует организации полигона аналогичного полигона в Александровке (МГУ), что приводит к огромным затратам. В силу разнообразия строений геологической среды такие полигоны необходимо организовывать в различных геологических условиях, что практически невозможно. В силу этого, для заверки и верификации геофизических методов по решению конкретных геологических задач необходимым и, единственно возможным, является физическое моделирование. Лабораторное моделирование связано с петрофизическими исследованиями горной породы. Физическое моделирование позволяет изучать строение и свойства геологического объекта исследования на основе его модели, апробировать обработку результатов измерений с целью интерпретации этих данных и решения прямых и обратных задач геофизических методов.

В определенной мере методические приемы физического моделирования утрачены. Это требует развития физического моделирования геологической среды с использованием достижений как в микроэлектронике, так и в развитии теории геофизических методов исследования строения, свойств геологической среды и процессов в литосфере Земли, поиска и разведки месторождений полезных ископаемых.

На НС РАН организовано физическое моделирование на основе электротомографического метода в баке размером 3х3 метров и глубиной 3 метра с использованием стандартной аппаратуры Скала 48. Отметим, что данная аппаратура разрабатывалась для использования в полевых условиях.

1. Теория подобия [2]. Исходя из того, что расстояние между электродами составляет 5 метров, глубина их погружения менее 50 сантиметров, уменьшая модель геологической среды в 100 раз, то для физического моделирования необходимо, чтобы электроды располагались на расстоянии 5 сантиметров и глубиной погружения менее 5 миллиметров. Для постоянного электромагнитного поля, в отличие от переменного поля, это достаточные значения коэффициентов подобия.

2. Тестирование бака. С целью оценки влияния боковых стенок бака, прежде всего, проведены измерения в однородной среде и проведена обработка полученных данных по профилям, изображенных на рисунке 1.



Рисунок 1 – Бассейн, именуемый далее «бак», с изображением профилей для оценки влияния боковых стенок. Использовалась линейная(стандартная) установка. Всего профилей 10, из них 1-5 профили направлены по оси x, профили 6-10 по оси y. Показана аппаратура Скала-48. Прерывистой прямой линией показаны диагональные профили

Анализ результатов позволяет определить площадку для физического моделирования, где влияние боковых стенок минимально. С другой стороны, аномалии, связанные с боковыми стенками, могут выступать в качестве реперов при интерпретации результатов моделирования.

3. Применение аппаратуры Скала-48 для физического моделирования потребовало ее адаптации, поскольку значения силы тока оказались достаточно большими, что приводит к физико-химическим процессам на электродах. В качестве электродов использовались штыри из стандартных разъемов. Результат измерений разности потенциалов показан на рисунке 2.

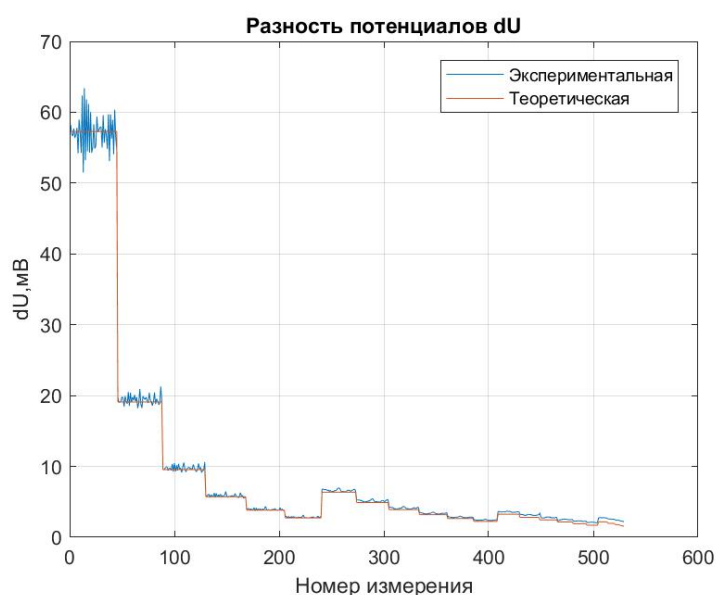


Рисунок 2 – Измеренные значения разности потенциалов в линейной расстановке электродов. Расстояние между электродами 5 сантиметров. Разносы между электродами увеличиваются вместе с увеличением номера измерений

Как следует из приведенного рисунка, точность измерений разности потенциалов при малых разностях содержит большую ошибку. Она связана с излишне большими значениями электрического тока в источнике, что приводит к поляризации используемых электродов. На рисунке 3 показаны результаты измерения для двух случаев – первые 150 измерений установка AMNB, следующие измерения - переключение питающих электродов на приемные и приемных на питающие: MABN.

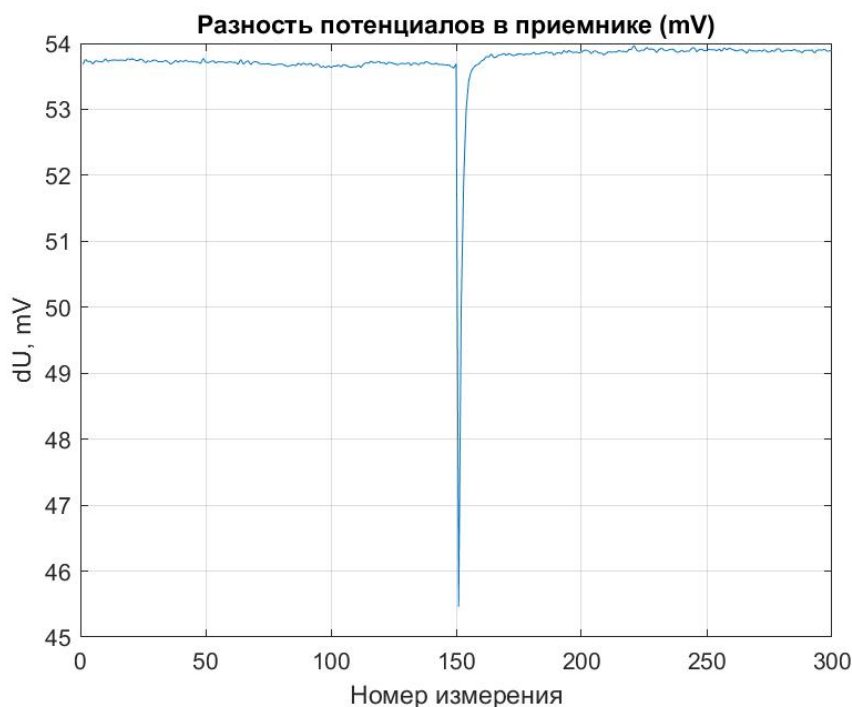


Рисунок 3 – Электроды стандартные 3мм в каждом файле 300 замеров. С 1 по 150 протокол записи AB = (1, 4), MN = (2, 3), с 151 по 300: AB =(2, 3), MN = (1, 4)

Как следуют из результатов измерения, существенную роль играет поляризация электродов. В районе 150 измерения ярко проявляется поляризация электродов на достаточно длительном интервале времени.

Таким образом, основные проблемы физического моделирования геологической среды связаны с необходимостью разработки специализированной аппаратуры и использования неполяризующихся электродов.

Литература

1. Кобрунов А.И., Куделин С.Г., Мотрюк Е.Н. Интегрированная среда физико-геологического моделирования на основе системной инверсии. Ухта: УГТУ. 2015. 90 с.
2. Седов Л.И. Методы подобия и размерности в механике. М.: Наука. 1987. 423 с.

СПОСОБ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПРЕДВЕСТНИКОВ ПРИБЛИЖАЮЩЕГОСЯ СЕЙСМИЧЕСКОГО СОБЫТИЯ НА ТЕРРИТОРИИ БИШКЕКСКОГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ПОЛИГОНА ПО ДАННЫМ ОБ ЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ АНИЗОТРОПИИ

Дашевский Ю.А.¹, Ельцов И.Н.^{1,2}, Евменова Д.М.¹, Суродина И.В.¹, Рыбин А.К.³,
Имашев С.А.³

dashyuly48@mail.ru

¹ Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН,
г. Новосибирск, Россия

² Новосибирский государственный технический университет, г. Новосибирск, Россия

³ Научная станция РАН, г. Бишкек, Кыргызстан

На территории геодинамического полигона Научной станции РАН в г. Бишкеке (БГП) более 40 лет проводятся регулярные измерения нестационарного электромагнитного поля, возбуждаемого заземленной электрической линией. Уникальные «большие данные» мониторинга на единственном сохранившемся на постсоветском пространстве полигоне нуждаются в обработке с применением современных инструментов интеллектуального анализа.

В докладе изложен принципиально новый подход к обработке данных мониторинга с ейсмотектонических процессов [1]. В основу запатентованной методики положен поиск с последующим контролем состояния тензочувствительных участков земной коры, электрофизические параметры которых особенно чувствительны к вариациям напряженного состояния горного массива. Для выявления связей между сигналами мониторинга и сейсмическими событиями предложены четыре индикатора готовящегося сейсмического события: кинематический – время прихода максимума электромагнитного отклика среды в пункт наблюдения; энергетический – вольт-временная характеристика импульса; статистический – величина доверительного интервала для среднесуточного сигнала; структурный – степень трещиноватости геологического вещества, мерой здесь выступает коэффициент электрической анизотропии породы на различных глубинах.

Показано, что коэффициент анизотропии функционально связан с объемом трещин в горном массиве. Предлагается строить геологически обоснованную анизотропную геоэлектрическую модель для каждого из пунктов мониторинга, инвертировать среднесуточные данные наблюдений в значения коэффициента анизотропии разреза на различных глубинах, строить временные ряды для всех индикаторов и рассматривать аномалии индикатора в качестве возможных предвестников приближающегося сейсмического события. Чувствительность предложенного набора индикаторов к сейсмическим событиям демонстрируется на примере роя сейсмических событий ($K > 8$), зарегистрированных вблизи п. Кегеты на БГП в апреле 2017 г. [2]. Для автоматизации обработки временных рядов разработана цифровая платформа для анализа многолетнего массива данных электромагнитного мониторинга [3].

Литература

1. Патент на изобретение № 2837367. Способ определения предвестников приближающегося сейсмического события на территории Бишкекского геодинамического полигона» / Ю.А. Дашевский, И.Н. Ельцов, А.К. Рыбин. Патентообладатель: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН (RU). – Заявка № 2024133114882 от 03.04.2024; опуб.: 31.03.2025. Бюл. № 10.
2. Evmenova D.M., Dashevsky Yu.A., Yeltsov I.N., Rybin A.K., Imashev S.A. Signs of an Upcoming Seismic Event on the Bishkek Geodynamic Test Area According to the Transient

Electromagnetic Monitoring Data // Geodynamics & Tectonophysics. 2025. 16 (2). 0817. doi: 10.5800/GT-2025-16-2-0817.

3. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2025614512. Многопользовательская платформа для обработки и анализа электромагнитных зондирований – ПЛЭС / Ю.А. Дашевский, Д.М. Евменова, И.И. Дыминский, И.В. Смоленский, А.А. Якименко, С.А. Имашев, И.Н. Ельцов, И.В. Маринин; правообладатель Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН (RU). – Заявка № 2025613050; заявл. 20.02.2025, опубл. 24.02.2025.

МНОГОПОЛЬЗОВАТЕЛЬСКАЯ ПЛАТФОРМА ДЛЯ ОБРАБОТКИ И АНАЛИЗА ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ЗОНДИРОВАНИЙ И СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ БИШКЕКСКОГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ПОЛИГОНА (СЕВЕРНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

Евменова Д.М.¹, Якименко А.А.^{1,2}, Шорина Э.Н.^{1,3}, Шульгин Д.А.²

evmenovadm@sscc.ru

¹ Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН,
г. Новосибирск, Россия

² Новосибирский государственный технический университет, г. Новосибирск, Россия

³ Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, Россия

Разработана цифровая многопользовательская платформа для обработки и анализа большого объема геоэлектромагнитных данных, полученных на измерительных пунктах Бишкекского геодинамического полигона Научной станции РАН в Киргизии, расположенного в сейсмоактивной области северного Тянь-Шаня [1]. Платформа построена на клиент-серверной архитектуре, согласно которой, процедуры хранения, обработки и анализа данных осуществляются на сервере через единое приложение, к которому авторизованные пользователи подключаются посредством сети Интернет. Функционал платформы включает в себя импорт/экспорт, поиск, анализ и визуализацию данных [2]. Продемонстрированы результаты сопоставления ранее запатентованных индикаторов сейсмического события [3], основанных на морфологии сигнала становления поля с землетрясениями, зафиксированными сейсмическими сетями KNET и KRNET. Реализован автоматизированный расчет срабатывания индикаторов для одного или нескольких пунктов сети наблюдения, позволяющий проанализировать глобальный или локальный характер и причину изменения значений индикаторов.

В перспективе планируется расширение функционала платформы для построения как классических моделей машинного обучения, так и современных нейросетевых моделей для прогнозирования сейсмической активности.

Автор выражает благодарность коллективам ИВМиМГ СО РАН в Новосибирске и НС РАН в г. Бишкеке за совместную работу.

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИВМиМГ СО РАН FWNM-2025-0004.

Литература

1. Баталева Е.А., Мухамадеева В.А. Комплексный электромагнитный мониторинг геодинамических процессов Северного Тянь-Шаня (Бишкекский геодинамический полигон) // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 2. С. 461–487.
2. Дашевский Ю.А., Евменова Д.М., Дыминский И.И., Смоленский И.В., Имашев С.А., Якименко А.А., Ельцов И.Н., Маринин И.В. Многопользовательская платформа для обработки и анализа электромагнитных зондирований и сейсмологических наблюдений – ПЛЭС: свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 202561451 от 24.02.2025.
3. Дашевский Ю.А., Ельцов И.Н., Рыбин А.К. Метод прогнозирования приближающегося сейсмического события на территории Бишкекского прогностического полигона. Свидетельство о государственной регистрации патента на изобретение № 2837367 от 31.03.2025.

СОГЛАСОВАННОСТЬ ФИЗИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ И ГЛУБОКИХ НЕЙРОННЫХ СЕТЕЙ КАК КРИТЕРИЙ КАЧЕСТВА РЕГИОНАЛЬНОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ДАТАСЕТА

Имашев С.А.

sanzhar.imashev@gmail.com

Научная станция РАН, г. Бишкек, Кыргызстан

Качество обучающих данных является одним из ключевых факторов успешного применения методов глубокого обучения в сейсмологии. При формировании региональных сейсмических датасетов одной из основных проблем остается объективная оценка качества отдельных записей. Традиционные критерии, такие как отношение сигнал/шум, вероятность детекции или уверенность модели в определении фаз, характеризуют лишь отдельные свойства сигнала и не позволяют комплексно оценить его пригодность для обучения нейронных сетей.

В работе предлагается методика оценки качества регионального сейсмического датасета, основанная на согласованности модели распространения сейсмических волн IASP91 и результатов глубоких нейронных сетей. Исходный датасет формируется автоматически по региональному каталогу землетрясений KNET (НС РАН) с использованием трехкомпонентных волновых вырезов. Для каждой записи рассчитываются теоретические времена прихода P- и S-волн по модели IASP91, а также выполняется автоматическое пикирование и детектирование с помощью моделей RSNet, PhaseNet, EQTransformer и SeisDetNet.

Анализ показал, что модель RSNet обладает более высокой устойчивостью при увеличении эпицентрального расстояния и формирует меньшее количество физически некорректных пикировок по сравнению с нейросетевыми моделями PhaseNet и EQTransformer. Поэтому дальнейшая оценка качества выполняется на основе совместного анализа результатов RSNet и SeisDetNet. Предлагаемый подход основан на анализе зависимости времени между вступлениями S- и P-волн, определенного моделью RSNet, от эпицентрального расстояния. Для количественной оценки согласованности используется остаточная величина δ_{S-P} , характеризующая расхождение между нейросетевой и теоретической оценками времени S-P. Основная область эмпирического годографа выделяется методом оценки плотности распределения (KDE), после чего проводится статистическое сравнение записей внутри и вне выделенной области.

Полученные результаты показывают, что записи основной области характеризуются минимальными значениями $|\delta_{S-P}|$, высокими вероятностями определения фаз и устойчивой детекцией. Предлагаемый подход позволяет автоматически формировать подмножество регионального сейсмического датасета высокого качества и может быть использован при подготовке обучающих данных для современных методов машинного обучения в сейсмологии.

ВОССТАНОВЛЕНИЕ СКОРОСТНОГО РАЗРЕЗА ПОД ТЯНЬ-ШАНЕМ ПО ДАННЫМ О СКОРОСТЯХ ВОЛН РЕЛЕЯ ОТ СИЛЬНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 22.01.2024 г.

Ковачев С.А., Либина Н.В.

kovachev@ocean.ru

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, Россия

Центральный Тянь-Шань по уровню сейсмичности является одной из наиболее активных областей земного шара. За последние 135 лет здесь произошли два катастрофических землетрясения с $M > 8.0$ (Чиликское 1889 г. и Кеминское 1911 г.), а также ещё одно сильнейшее землетрясение с $M > 8.0$ произошло чуть южнее, в Кашгарии, в 1902 году. [1].

Учтурфанское землетрясение 22 января 2024 г., приуроченное к Гиссаро-Кокшаальскому разлому в районе Центрального Тянь-Шаня, имело магнитуду $M_w = 7.0$ и глубину очага 13 км [2].

Землетрясение было зарегистрировано системой донных сейсмографов, установленных на дне Северного Каспия в районе кряжа Карпинского на глубине порядка 12 м [3-8].

Система донных сейсмографов представляет собой набор сейсмических датчиков GS-1 фирмы GeoSpace (один вертикальный и два горизонтальных), размещенных в карданном подвесе для ориентации приборов относительно вертикальной оси, а также гидрофона, размещенного на внешнем прочном корпусе прибора.

Параметры системы донных сейсмографов следующие [9-10]:

- собственная частота сейсмического датчика – 5 Гц;
- частотный диапазон сейсмических датчиков – 3-30 Гц;
- динамический диапазон – не менее 95 дБ;
- частотный диапазон гидрофонного канала – 0.01-30 Гц;
- допустимый наклон корпуса, градус, не более – ± 7 ;
- погрешность привязки данных к системе единого времени не более – 10 мкс;
- передача данных (LAN) ведется по подводным кабельным линиям на пункт сбора и обработки данных, расположенном на морской платформе;
- сбор и обработка данных ведется в непрерывном режиме с последующей передачей информации на берег через FTP-сервер.

Расстояние от эпицентра Учтурфанского землетрясения 22 января 2024 г. до системы донных сейсмографов, установленных на Северном Каспии в районе кряжа Карпинского, составило 2420 км. Трасса сигнала от этого сейсмического события пересекала участок Туранской платформы и горные массивы Северного и Центрального Тянь-Шаня.

На записях гидрофонного канала донного сейсмографа кроме приходов продольных сейсмических волн выделяются моды поверхностных волн Релея. Для получения скоростей групповых волн Релея для разных периодов использовались фильтры Баттерворта 4-го порядка.

Визуализация и обработка сигналов проводилась с помощью программы Waves, находящейся в открытом доступе в интернете. Использовались полосовые фильтры в диапазонах частот: 0.005-0.015, 0.01-0.03, 0.03-0.05, 0.05-0.07, 0.07-0.09, 0.09-0.11, 0.11-0.13, 0.13-0.15, 0.15-0.17 Гц. В каждом диапазоне частот определялись времена максимумов волн Релея (рисунок 1) и строилась дисперсионная кривая (рисунок 2А).

Затем задавались многослойные скоростные модели, по которой рассчитывались теоретические дисперсионные кривые. Подбиралась такая модель скоростного разреза, при которой расчётные дисперсионные кривые максимально приближаются к экспериментальным.

Критерием близости служил функционал невязки, который минимизировался в процессе оптимизации модели.

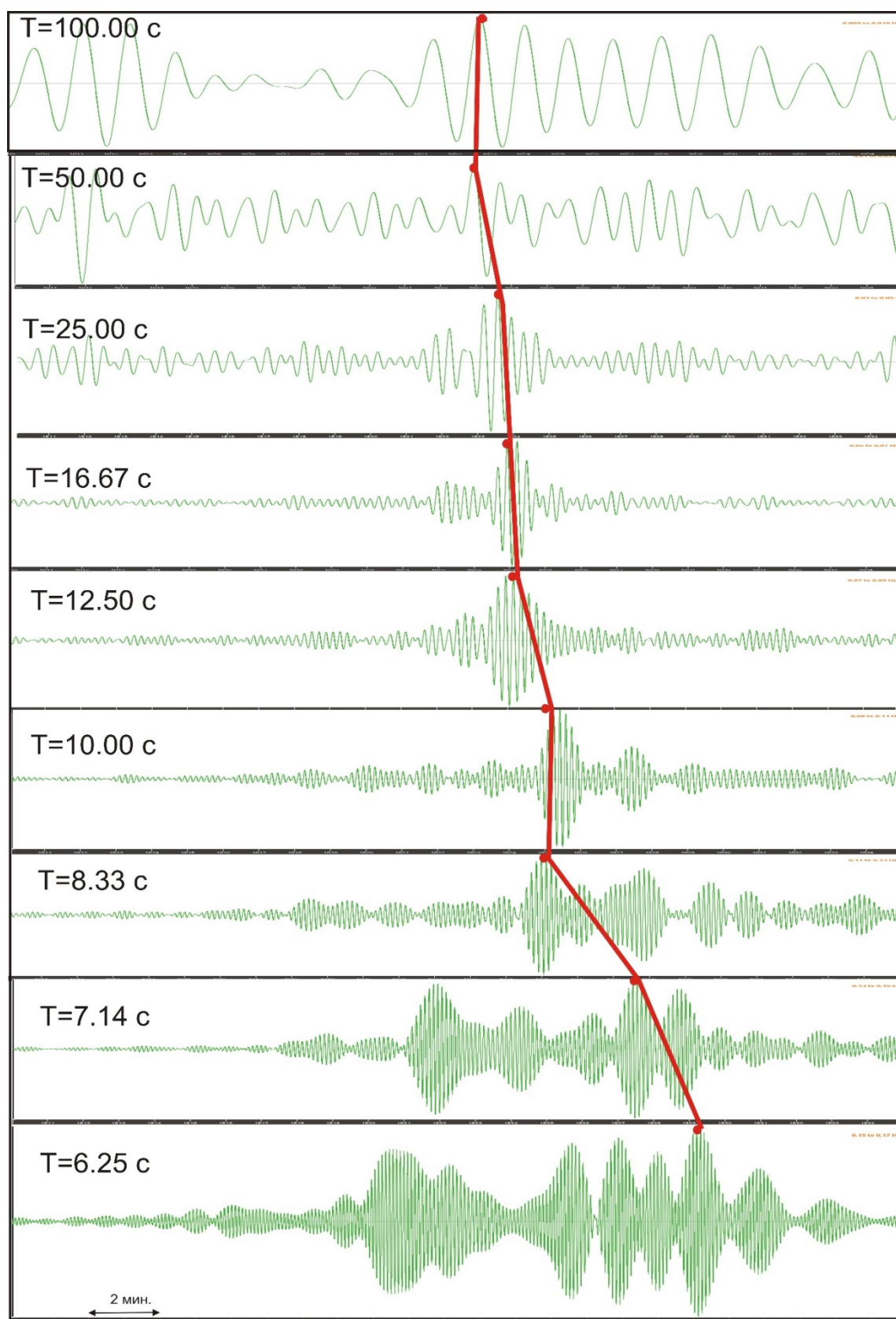


Рисунок 1 – Восстановление дисперсионной кривой групповых скоростей волн Лява от Учтурфанского землетрясения 2024 г. Южного Тянь-Шаня

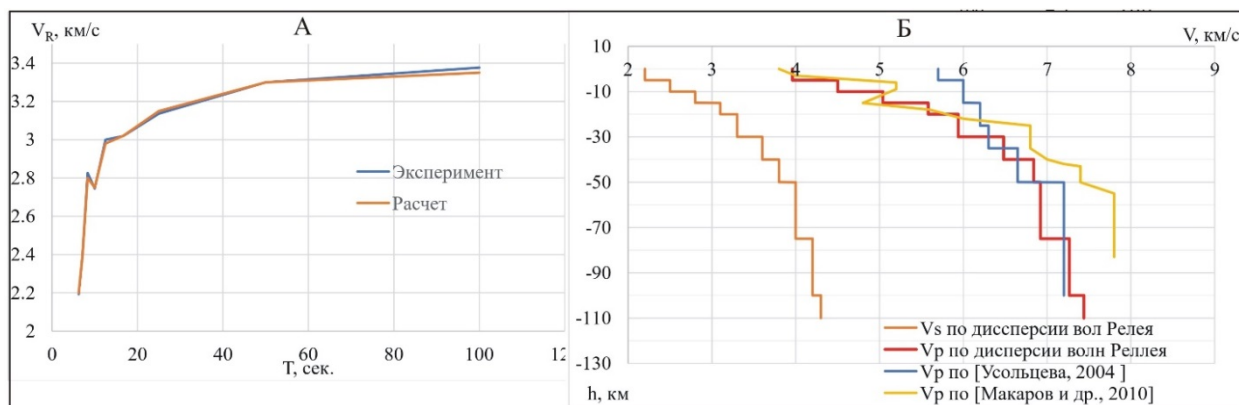


Рисунок 2 – (А) Дисперсионная кривая групповых скоростей волн Релея от Учтурфанского землетрясения 2024 г. и (Б) скоростные разрезы продольных и поперечных волн согласно настоящим исследованиям и работам [Усольцева, 2004; Макаров и др., 2010]

Одномерный сейсмический разрез для V_R из работы [Усольцева, 2004] (рисунок 2Б) получен для слоистой модели P волн для Северного Тянь-Шаня по записям локальных землетрясений. Из рисунка видно, что скорости в верхней коре (0-10 км) аномально высокие (5.8-6 км). По-видимому, как пишет сама автор, ссылаясь на описание использованного подхода К. Аки и В. Ли, высока вероятность появления нереальных скоростных неоднородностей, особенно в областях с низкой плотностью сейсмических лучей. Наличие этих неоднородностей может быть связано с неправильно подобранной одномерной скоростной моделью и с недостатком и плохим качеством исходных данных.

По-видимому, этим эффектом можно объяснить существенное расхождение скоростных кривых для волн P , полученных О.А. Усольцевой и кривых, полученных в настоящей работе для верхней и средней коры 0-30 км: 5.8-6.0 км/с и 4.0-5.9 км/с соответственно. Кроме того, необходимо учитывать, что скоростной разрез получен по трассе распространения волн Релея, пересекающей Тянь-Шань, но также проходящей и по Туранской литосферной плите, а разрез О.А. Усольцевой построен для Северного Тянь-Шаня. Для нижней коры и верхов мантии $h > 30$ км влияние геологических неоднородностей менее заметно, поэтому скоростные разрезы на этих глубинах близки друг к другу.

Сейсмический разрез из работы [Макаров и др., 2010] основан на многоволновых сейсмических наблюдениях с использованием взрывных источников по системе многократных перекрытий методом отраженных волн – общей глубинной точки (МОВ ОГТ). Работы проводились по профилю Манас (Кашгар–Сонкёль). Верхняя часть разреза представлена скоростными характеристиками геологической среды, которые изменяются в диапазоне 1.6–6.3 км/с, в общем увеличиваясь вниз по разрезу. Это видно на рисунке 2Б (желтая кривая). Именно в этом диапазоне глубин наблюдается максимальное соответствие скоростных зависимостей для волн P , полученных из дисперсионной кривой волн Релея (красная кривая на рис. 2Б) и из работы [Макаров и др., 2010] (желтая кривая на рис. 2Б). На этих глубинах скорости горных породах определяются максимально надежно, судя по описанию геометрии эксперимента по профилю Манас [Макаров и др., 2010]. На больших глубинах метод определения скоростей МОВ ОГТ работает менее надежно из-за ограничений по длине линейной расстановки сейсмических приемников. Видимо этим можно объяснить большое расхождение скоростных кривых для волн P , полученных В.И. Макаровым с соавторами и кривых, полученных в настоящей работе для нижней коры и верхов мантии $h > 30$ км: 6.8-7.8 км/с и 6.5-7.3 км/с соответственно. Таким образом полученный скоростной разрез волн P по дисперсии групповых скоростей волн Релея фактически объединяет и верифицирует скоростные разрезы среды под Тянь-Шанем, полученные с помощью других методов.

Работа выполнена по Государственному заданию № FMWE-2024-0019 (получение данных) и гранту РНФ № 23-17-00125 (обработка и интерпретация данных).

Литература

1. Соколова И.Н., Габсатарова И.П., Берёзина А.В., Аристова И.Л. Сильное землетрясение 22 января 2024 г. с $M_w=7.0$ на юге Тянь-Шаня // Российский сейсмологический журнал. 2024. Т. 6. № 1. С. 42–64.
2. . Фролова Н.И., Малаева Н.С., Суцев С.П. Моделирование последствий Учтурфанского землетрясения с $M_w=7.0$ 22.01.2024 г. с использованием информационной системы «Экстремум» // Российский сейсмологический журнал. 2024. Т. 6. № 3. С. 60–76.
3. Лобковский Л.И., Ковачев С.А. Система геодинамического мониторинга нефтегазодобычи на шельфе на примере морского нефтегазового месторождения имени Ю. Корчагина // Защита окружающей среды в нефтегазовом комплексе. 2010. № 11. С. 11-14.
4. Ковачев С.А. Результаты геодинамического мониторинга на месторождении им. Ю. Корчагина (Северный Каспий) // Перспективы развития инженерных изысканий в строительстве в Российской Федерации. Материалы шестнадцатой общероссийской научно-практической конференции изыскательских организаций. М. 2021. С. 602-608.
5. Ковачев С.А., Крылов А.А. Результаты мониторинга микроземлетрясений в районе нефтегазовых структур в акватории Северного Каспия // Современные проблемы гидрометеорологии и мониторинга окружающей среды на пространстве СНГ. Сборник тезисов Международной научно-практической конференции, посвященной 90-летию Российского государственного гидрометеорологического университета. СПб. 2020. С. 608-610.
6. Ковачев С.А., Крылов А.А., Иванов В.Н., Тимашкевич Г.К. Система геодинамического мониторинга морского нефтегазового месторождения им. Ю. Корчагина (Северный Каспий) // Современные проблемы гидрометеорологии и мониторинга окружающей среды на пространстве СНГ. Сборник тезисов Международной научно-практической конференции, посвященной 90-летию Российского государственного гидрометеорологического университета. СПб. 2020. С. 611-613.
7. Ковачев С.А., Крылов А.А., Тимашкевич Г.К. Результаты сейсмологического мониторинга нефтегазового месторождения им. Ю. Корчагина (Каспийское море) // Нефть и газ: технологии и инновации. Материалы Национальной научно-практической конференции. В 3-х т. Т. 3 / Отв. ред. Н.В. Гумерова. Тюмень. 2020. С. 58-60.
8. Ковачев С.А., Крылов А.А., Иванов В.Н., Тимашкевич Г.К., Егоров А.В. Морская придонная станция сейсмической разведки // Современные методы и средства океанологических исследований (МСОИ-2021). Материалы XVII международной научно-технической конференции. Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН. 2021. С. 179-183.
9. Krylov A.A., Kovachev S.A. et al. Ocean-bottom seismographs based on broadband met sensors: architecture and deployment case study in the Arctic // Sensors. 2021. V. 21. No. 12. 3979.
10. Ковачев С.А., Лобковский Л.И., Крылов А.А., Иващенко А.И. Система геодинамического мониторинга на нефтегазовом месторождении им. Ю. Корчагина (Северный Каспий) // Геодинамические процессы и природные катастрофы. Опыт Нефтегорска. Всероссийская научная конференция с международным участием. Сборник материалов. В 2-х т. Т. 2. Владивосток. 2015. С. 419-422.
11. Усольцева О.А. Трехмерные скоростные модели земной коры Тянь-Шаня на основе би-сплайн параметризации и триангуляции Делоне. Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. Институт динамики геосфер РАН. М. 2004. 25 с.
12. Макаров В.И. и др. Поддвиг Тарима под Тянь-Шань и глубинная структура зоны их сочленения: основные результаты сейсмических исследований по профилю Manas (Кашгар–Сонкёль) // Геотектоника. 2010. № 2. С. 23–42.

АНАЛИЗ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫХ ВАРИАЦИЙ МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ЭФФЕКТОВ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В РАЙОНАХ ТЯНЬ-ШАНЯ И ПАМИРА

Копничев Ю.Ф.¹, Соколова И.Н.²

sokolovain@gsras.ru

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

² ФИЦ Единая геофизическая служба РАН, г. Обнинск, Россия

Использование макросейсмических данных сильных землетрясений представляет уникальную возможность изучения вариаций поля поглощения сейсмических волн в земной коре за достаточно большой промежуток времени. Изучение этих эффектов обычными методами невозможно, поскольку регулярные инструментальные сейсмические наблюдения на территории Центральной Азии начались сравнительно недавно, с 1950-х годов. В настоящее время накоплен значительный объем данных о макросейсмических проявлениях сильных землетрясений, установлены существенные вариации скорости затухания балльности в различных тектонических районах, найдены корреляционные зависимости между интенсивностью сотрясений и главными параметрами сильных движений. В настоящей работе рассматриваются возможности временных вариаций макросейсмических эффектов сильных землетрясений в целом для больших регионов, а также влияния отдельных сильных событий на характеристики макросейсмического поля при землетрясениях, относительно близких во времени и в пространстве. Такие данные могут дать ценную дополнительную информацию о характере геодинамических процессов в тектонически активных районах, в частности, о возможной миграции глубинных флюидов. Это связано с тем, что повышение содержания свободных флюидов в литосфере приводит к резкому увеличению затухания короткопериодных поперечных волн, которым обычно соответствуют максимальные амплитуды ускорений и скоростей на записях сильных движений.

Рассмотрены пространственно-временные вариации макросейсмических эффектов по данным для 35 сильных землетрясений ($M \geq 6.0$) в районах Тянь-Шаня и Памира, произошедших в 1885-2024 гг. Анализируются следующие параметры: средние радиусы 6- и 7-балльных изосейст, приведенные к магнитуде $M=7.0$ (R_6^1 и R_7^1), а также отношения средних радиусов 4-балльной к радиусам 6- и 7-балльных изосейст (R_4/R_6 и R_4/R_7). Наблюдается постепенное уменьшение значений параметров R_6^1 и R_7^1 , а также R_6/R_4 и особенно R_7/R_4 с конца 1800-х до 1970-1975 гг., после 1975 г. они резко увеличиваются. Кроме того, нередко после сильных близких коровых землетрясений и глубокофокусных гиндукушских событий величины R_6^1 и R_7^1 резко падают, а R_4/R_6 и R_4/R_7 - в среднем возрастают. Предлагается интерпретация обнаруженных эффектов, связанная с подъемом глубинных флюидов в верхнюю кору в очаговых зонах сильных коровых землетрясений, а также в крупных разломных зонах после сильных глубокофокусных гиндукушских событий и дальнейшей миграцией их в горизонтальном направлении, что приводит к увеличению затухания амплитуд сильных движений. Имеющиеся геофизические, а также геохимические данные не противоречат такой интерпретации.

Работа выполнена при поддержке Минобрнауки России (в рамках государственного задания ИФЗ РАН по теме FMWU-2025-0030 и государственного задания ФИЦ ЕГС РАН № 075-00609-26).

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН ЗЕМНОЙ КОРЫ ТЯНЬ-ШАНЯ ОТ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В УШИ 22.01.2024 ПО ГНСС-ДАННЫМ

Кузиков С.И.

ksi-63@yandex.ru

Научная станция РАН, г. Бишкек, Кыргызстан

В 25 км от границы с Кыргызстаном, на территории уезда Уши (Китай) 22.01.2024 года в 18:09:04 (UTC) произошло сильное (M7) землетрясение. Эпицентр главного толчка произошел на глубине 13 км и приурочен к зоне сочленения южной границы гор Тянь-Шаня и Таримской впадины.

Для исследований современных движений земной коры обычно используются среднесуточные ГНСС-координаты. В настоящее время появилась возможность определять смещения земной коры за секунды при наблюдениях за землетрясениями и другими быстрыми геофизическими процессами. В результате Ушинского землетрясения 22.01.2024 поверхностные ко-сейсмические смещения земной коры отразились во временных рядах 3-мерных ГНСС-координат, с частотой записи данных через 1 сек. Для обработки ГНСС-данных были использованы программы Bernese GNSS Software и PRIDE для расчета позиций станций через каждую секунду в течение 25 минут. Необходимо учитывать, что разные программы используют разные алгоритмы расчета координат и могут приводить к вычислению отличающихся позиций, или даже формировать ложные смещения. Также необходимо использовать специальные методики обработки рядов координат для выявления ко-сейсмических движений на поверхности земли.

По временным рядам координат с периодичностью в 1 секунду на ГНСС-станциях, удаленных на 90-800 км от эпицентра Ушинского землетрясения 22.01.2024, зафиксированы смещения земной поверхности с размахом вариаций до 8 см. Также удалось определить моменты вступления низкочастотных приповерхностных волн, которые более отчетливо проявляются на вариациях горизонтальных координат. Амплитуда (14-82 мм) и скорость распространения поверхностных волн (2.0-3.2 км/сек) зависит от расстояния до эпицентра и от направления движения в разных частях Тянь-Шаня. Поэтому построение карт распределения амплитуд и скорости поверхностных сейсмических волн даст возможность выделить опасные зоны с повышенными значениями этих параметров.

Исследование влияния частоты записи ГНСС-данных показало, что интервалы данных до 10 секунд еще позволяют фиксировать движения земной поверхности от сильных землетрясений на дистанциях до 800 км. Но для качественного анализа приповерхностных смещений сейсмического происхождения требуются ГНСС-измерения с частотой ≥ 1 Гц.

АНАЛИЗ ЗОНЫ ЭФФЕКТИВНОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ИМПУЛЬСОВ НА СЕЙСМИЧНОСТЬ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И ВОЗМОЖНЫЕ МЕХАНИЗМЫ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ИНИЦИИРОВАНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Кульков Д.С.¹, Паров С.В.¹, Новиков В.А.^{2,3}, Зейгарник В.А.²

kulkov.dmitrii@yandex.ru

¹ Научная станция РАН, г. Бишкек, Кыргызстан

² Объединенный институт высоких температур РАН, г. Москва, Россия

³ Институт динамики геосфер РАН, г. Москва, Россия

С целью выявления возможных механизмов электромагнитного инициирования землетрясений искусственными импульсными электрическими воздействиями на земную кору выполнен расчет растекания тока в земной коре от заземленного диполя, подключенного к мощному импульсному источнику постоянного тока (МГД-генератору или электроимпульсной установке ЭРГУ-600), с использованием пакета COMSOL Multiphysics®. Показано, что на глубине расположения региональных очагов землетрясений (5-10 км) плотность тока снижается от 10^{-5} – 10^{-6} А/м² в центре диполя до 10^{-9} – 10^{-10} А/м² на расстоянии 100 км от центра диполя. При этом плотность тока, создаваемого естественным полем в магнитоспокойные дни (фоновое значение 10^{-9} – 10^{-8} А/м²) на расстоянии от центра диполя более 100 км, уже превышает плотность тока, создаваемого искусственным источником. Таким образом, на основе проведенных расчетных оценок можно утверждать, что статистический анализ отклика сейсмичности на ЭМ-воздействия может дать корректные результаты только тогда, когда рассматривается территория с радиусом не более 100 км вокруг центра излучающего диполя (площадь анализируемой территории не более 31416 км²).

Проведен анализ различных гипотез о физических механизмах электромагнитного инициирования землетрясений на основе полученных данных по плотности воздействующего тока не выше 10^{-6} А/м². Экспериментально и теоретически было показано, что при таких плотностях тока в зоне подготовки ЗТ, ни один из рассмотренных физических механизмов возможного электрического инициирования землетрясений (гипотетическое полное преобразование электрической энергии в потенциальную энергию горных пород, пьезоэффект, джоулев нагрев флюида с повышением внутривертевого давления и снижения эффективной прочности горных пород, миграция флюида под действием силы Лоренца при протекании через него тока в геомагнитном поле либо в результате электроосмоса, приводящая к снижению прочности горных пород вследствие эффекта Ребиндера), не может объяснить инициирование землетрясения при воздействии электрического поля на горные породы в субкритическом напряженно-деформированном состоянии. Тем не менее, большое количество опубликованных в последнее время результатов как отечественных, так и зарубежных исследователей о влиянии космической погоды на сейсмическую активность вновь указывает на возможную причинно-следственную связь между солнечными вспышками, протонными событиями, геомагнитными бурями и деформационными процессами в земной коре, которая может быть обусловлена электромагнитными процессами в системе "ионосфера-атмосфера-литосфера".

Таким образом, на наш взгляд, дальнейшие исследования физической природы электромагнитного инициирования землетрясений должны быть продолжены и сконцентрированы на поиске дополнительных подтверждений этого явления в различных регионах земного шара с вполне определенными геолого-геофизическими условиями при внешних естественных электромагнитных воздействиях, обусловленных сильными вариациями параметров космической погоды.

Работа выполнена при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (темы: НС РАН – № 1025032800066-3-1.5.1, ОИВТ РАН – № 075-00270-26-00, ИДГ РАН – № 125012700824-4).

Литература

1. Novikov V., Ruzhin Yu., Sorokin V., Yaschenko A. Space weather and earthquakes: possible triggering of seismic activity by strong solar flares // *Annals of Geophysics*. 2020. 63. 5. PA554.
2. Sorokin V.M., Yashchenko A.K., Novikov V.A. A possible mechanism of stimulation of seismic activity by ionizing radiation of solar flares // *Earthquake Sciences*. 2019. 32 (1) 26-34. <https://doi.org/10.29382/eqs-2019-0026-3>.
3. Sorokin V., Yaschenko A., Mushkarev G., Novikov V. Telluric Currents Generated by Solar Flare Radiation: Physical Model and Numerical Estimations // *Atmosphere*. 2023. 14. 458. <https://doi.org/10.3390/atmos14030458>.
4. Zeigarnik V.A., Bogomolov L.M., Novikov V.A. Electromagnetic Earthquake Triggering: Field Observations, Laboratory Experiments, and Physical Mechanisms - A Review // *Izv., Phys. Solid Earth*. 2022. 58. 30–58. <https://doi.org/10.1134/S1069351322010104>.
5. Sorokin V., Novikov V. Possible Interrelations of Space Weather and Seismic Activity: An Implication for Earthquake Forecast // *Geosciences*. 2024. 14 (5). 116. <https://doi.org/10.3390/geosciences14050116>
6. Novikov V.A., Sorokin V.M. Electromagnetic Trigger Effects in the Ionosphere–Atmosphere–Lithosphere System and Their Possible Use for Short-Term Earthquake Forecasting // *Izv., Phys. Solid Earth*. 2024. 60. 879–890. <https://doi.org/10.1134/S1069351324700800>.
7. Novikov V.A., Lazareva E.A. Response of Seismicity of Northern California Geothermal Fields to Sharp Variations of the Geomagnetic Field // *Dokl. Earth Sc.* 2025. V. 524. 15. DOI: 10.1134/S1028334X25607308.

ИОНОСФЕРНЫЙ ЭФФЕКТ УЧТУРФАНСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Рябова С.А.^{1,2}

riabovasa@mail.ru

¹ Институт динамики геосфер им. М.А. Садовского РАН, г. Москва, Россия

² Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

22 января 2024 г. в 18:09 UTC на территории Китая в уезде Уши (Учтурфан), недалеко от границы с Кыргызстаном, произошло сильное землетрясение с $M_w=7.0$. Толчки ощущались во всех странах Центральной Азии: на территории Китая, Кыргызстана, Казахстана, Таджикистана, Узбекистана, кроме того, на территории Российской Федерации, Индии и Пакистана. За основным толчком последовали многочисленные афтершоки. Землетрясение произошло в Тянь-Шаньской сейсмической зоне, которая является одной из наиболее сейсмоактивных зон на значительной территории континентальной части Евразии и в мире в целом. В докладе представлены результаты исследования ионосферного эффекта Учтурфанского землетрясения на основе данных глобальных навигационных спутниковых систем.

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИФЗ РАН и в рамках государственного задания ИДГ РАН № 125012700798-8 «Преобразование геофизических полей как основной фактор межгеосферных взаимодействий».

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА СИНЕРГЕТИЧЕСКОГО ЭФФЕКТА ПРИ КОМПЛЕКСИРОВАНИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ В ИЗУЧЕНИИ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Сахобидинов Р.И.

rasul.saxobidinov@list.ru

Институт проблем энергетики АН Республики Узбекистан, г. Ташкент, Узбекистан

Горные образования Южного Тянь-Шаня считаются одними из самых сложных геодинамических регионов Центральной Азии. Современная структура региона сформировалась в результате длительного взаимодействия процессов коллизии литосферных плит, активации трещинных систем и деформации земной коры.

Комплексная интерпретация геофизических данных является одним из наиболее эффективных инструментов исследования строения литосферы и оценки геодинамических процессов. Совместное использование данных сейсморазведки, гравиметрии, магнитометрии, электроразведки и геотермических исследований позволяет уменьшить неоднозначность решения обратных задач и повысить достоверность геологических моделей.

В докладе приводится количественная оценка синергетического эффекта при комплексной интерпретации геофизических данных на территории Южного Тянь-Шаня. Район исследования характеризуется сложным геологическим строением, высокой тектонической активностью и значительной неоднородностью физических свойств земной коры. Традиционные методы интерпретации отдельных геофизических полей обладают ограниченной информативностью вследствие неоднозначности решения обратных задач. Количественная оценка синергетического эффекта базируется нами на построении многомерной физико-геологической модели, где совместный анализ сейсмических, гравиманнитных и электромагнитных полей снижает неопределенность решения обратных задач.

В 2022-2024 годах в рамках международного гранта RER-1/5 нами были проведены детальные исследования аномалий геофизических полей Республики Узбекистан в регионе Южного Тянь-Шаня. Осуществлено приведение разрозненных геофизических полей к единому масштабу. Количественная оценка синергетического эффекта при комплексной интерпретации геофизических данных проводится посредством интегрального синергетического индекса, включающего: (1) информационный критерий (энтропию и взаимодополняющую информацию); (2) статистический критерий (снижение дисперсии и среднеквадратической ошибки); (3) коэффициент согласованности результатов различных геофизических методов. Для территории Южного Тянь-Шаня проведена увязка данных аэромагнитной съемки, гравиметрии в редукции Буге и сейсморазведки по профилям ГСЗ.

В настоящий период в лаборатории Института проблем энергетики Академии Наук РУз автором проводятся фундаментальные исследования по возобновляемым источникам энергии. В рамках данного исследования совокупный синергетический эффект декомпозируется автором на три ключевых вектора: (1) экономико-технологический (прямая генерация и каскадное использование тепла), (2) экологический (предотвращенный ущерб и углеродное замещение) и (3) инфраструктурно-социальный (снижение сетевых потерь, развитие децентрализованных территорий). Границы синергетической модели охватывают жизненный цикл геотермальной циркуляционной системы (ГЦС) бинарного типа с комбинированным (когенерационным) циклом «электроэнергия + каскадное теплоснабжение» в условиях Южно-Тянь-Шаньского региона.

Комплексный подход в исследованиях позволил добиться того, что точность расчета синергетического эффекта при комплексировании геофизических методов возрастает на 25% по сравнению с отдельной интерпретацией.

Литература

1. Sidorova I.P., Saxobidinov R.I. and Golovko E.A. Anomalous geoobjects in the Lithosphere of Uzbekistan and their interrelations with ore deposits // E3S Web of Conferences. 2024. 524. 03006. <https://doi.org/10.1051/e3sconf/202452403006>
2. Sidorova I.P., Saxobidinov R.I. and Golovko E.A. Criterias for the formation of large ore deposits in Uzbekistan // IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science. 2023. 1212. 012002. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/1212/1/012002>
3. Sidorova I.P., Saxobidinov R.I. and Golovko E.A. Ore-magmatic concentrers in Uzbekistan // E3S Web of Conferences. 2023. 463. 03001. <https://doi.org/10.1051/e3sconf/202346303001>
4. Sidorova I.P., Saxobidinov R.I. and Golovko E.A. 2024 Scaling-up Renewable Geothermal Energy in Uzbekistan. LAP Lambert Academic Publishing, printed at: see last page. 2025. 90 p.

ДИНАМИКА ТЕПЛОВЫХ АНОМАЛИЙ В НИЖНЕЙ АТМОСФЕРЕ И СЕЙСМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ В ЮГО-ЗАПАДНОМ ТЯНЬ-ШАНЕ

Свердлик Л.Г.^{1,2}

l.sverdlik@mail.ru

¹ Научная станция РАН, г. Бишкек, Кыргызстан

² Кыргызско-Российский Славянский университет, г. Бишкек, Кыргызстан

Наблюдения с использованием спутникового дистанционного зондирования имеют важное значение для мониторинга состояния атмосферы. Особую роль они играют в обнаружении изменений параметров атмосферы во время стихийных бедствий. В частности, имеется много свидетельств того, что атмосферные возмущения связаны с сильными землетрясениями [1]. Настоящее исследование атмосферных эффектов землетрясений проводилось в сейсмически активном внутриконтинентальном регионе, расположенном в юго-западном Тянь-Шане в пределах координат 39–42° N и 72–78° E (рисунок 1а).

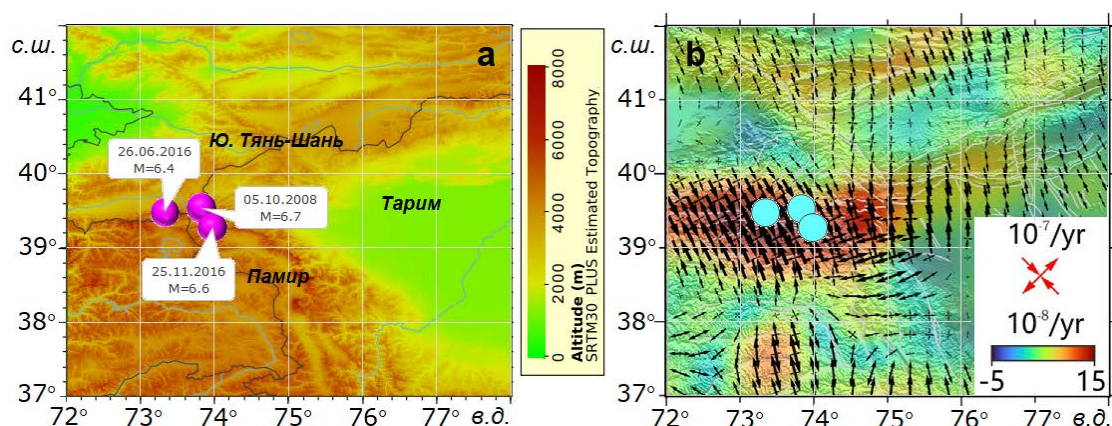


Рисунок 1 – Распределение эпицентров землетрясений (а) и поле скорости деформации (б) в Южном Тянь-Шане по данным Sentinel-1 с использованием метода PSInSAR [2]

Регион является частью зоны столкновения Евразийской и Индостанской тектонических плит, которые сходятся с относительной скоростью 40–50 мм в год [1]. Согласно данным онлайн-версии мирового каталога Геологической службы США (United States Geological Survey, USGS) (<http://earthquake.usgs.gov>) здесь наблюдается существенно неравномерная динамика сейсмичности с чередованием периодов активности и затишья. Узкая зона столкновения между Памиром и юго-западным Тянь-Шанем является наиболее сейсмически активным местом, где, как показали исследования с использованием метода спутниковой радиолокационной интерферометрии PSInSAR [2], наблюдаются повышенные скорости деформации (рисунок 1б). Наиболее сильными землетрясениями, которые были зарегистрированы в этом регионе за последние 25 лет, являются три события: M=6.7 (05.10.2008; 39.53° с.ш.; 73.82° в.д.) и M=6.4 (26.06.2016; 39.48° с.ш.; 73.34° в.д.) в Кыргызстане; M=6.6 (25.11.2016; 39.27° с.ш.; 73.98° в.д.) в Таджикистане.

На примере этих эпизодов сейсмической активности были проанализированы вариации температуры в верхней тропосфере и нижней стратосфере (UTLS). Использование алгоритма обработки данных спутникового мониторинга IPPLA (Identification of Preseismic Perturbations in the Lower Atmosphere), основанного на вычислении критерия STA/LTA [3, 4], позволило выделить аномальные противофазные изменения температуры в области тропопаузы, оценить пространственный масштаб возмущений, их локализацию, продолжительность и время проявления. Возмущения температуры в UTLS были выявлены и идентифицированы по соответствующим изменениям параметра аномальных вариаций δT и его скорректированным

на коэффициент корреляции значениям δT_C . Основой для изучения временных и высотных вариаций температуры послужил глобальный реанализ MERRA-2 (Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, версия 2 (<https://disc.gsfc.nasa.gov/datasets/>)).

На рисунке 2а показано, как изменялась температура на изобарических уровнях 300, 200 и 100 гПа над эпицентральной областью землетрясения $M=6.7$ с января по декабрь 2008 г. Применение алгоритма, предназначенного для диагностирования возмущений температуры, позволило выделить тепловую аномалию (рисунки 2б и 2с), которая предвещала это сейсмическое событие (рисунок 4д) и четко выделялась на фоне более слабых возмущений. Как видно, использование параметра δT_C (рисунок 2с) в значительной степени ослабляло «ложные» синфазные возмущения температуры в UTLS (например, в феврале-апреле).

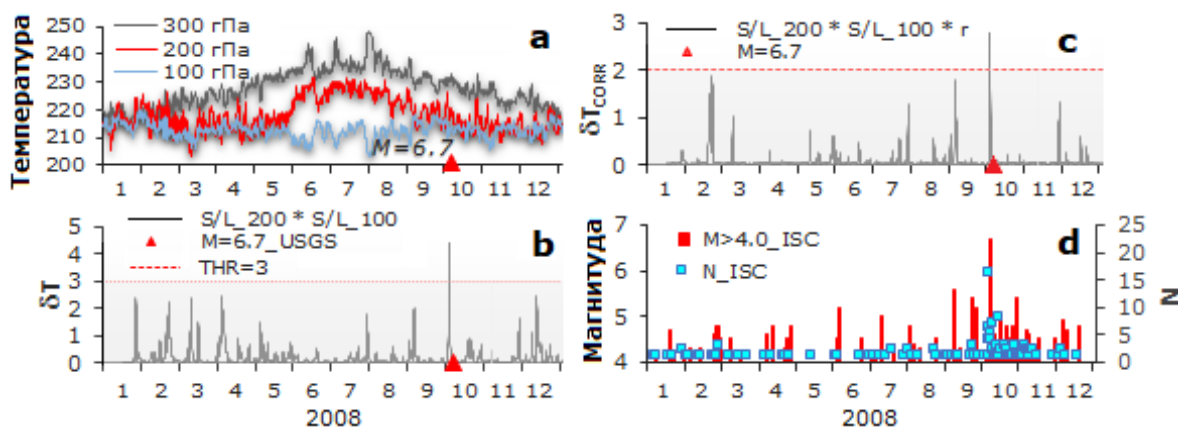


Рисунок 2 – Вариации температуры на уровнях 300, 200 и 100 гПа (а), изменения параметров δT (б) и δT_C (с), распределение магнитуд $M \geq 4.0$ и числа событий N (д) в 2008 г.

Результаты расчета пространственно-временного распределения интегрального параметра δT_C в период с 21 по 23 июня 2016 г. демонстрируют все стадии процесса эволюции аномалии температуры (рисунок 3). Хорошо выраженная область повышенных значений параметра $\delta T_C = 1.0\text{--}1.5$ с горизонтальными размерами ~ 500 км была устойчиво локализована вблизи эпицентра землетрясения $M=6.4$ на протяжении более 24 часов. Максимум в развитии возмущения температуры наблюдался за 4 суток до события. Анализ пространственно-временной изменчивости параметра δT_C , позволил квалифицировать область устойчиво высоких значений ($\delta T_C \geq 1$) как предсейсмическую тепловую аномалию. Аналогичные изменения пространственного распределения возмущений температуры, указывающие на согласованное поведение температуры в нижней атмосфере и сейсмичности, наблюдались до землетрясения с магнитудой $M=6.6$ (25.11.2016) (рисунок 4).

В качестве одного из возможных вариантов визуализации пространственно-временной динамики предсейсмических возмущений температуры и демонстрации в более компактном виде процесса их эволюции могут быть использованы карты распределения усредненных за определенный период значений параметра δT_C , совмещенные с траекториями максимумов δT_C , которые были рассчитаны для каждого момента времени в пределах области подготовки землетрясений. Карта траектории, построенной для периода с 20 по 23 июня 2016 г. (рисунок 5), предшествующего землетрясению $M=6.4$, наглядно показывает такие детали, как временные рамки, в которых наблюдалось возмущение, изменения интенсивности и местоположения максимума параметра δT_C .

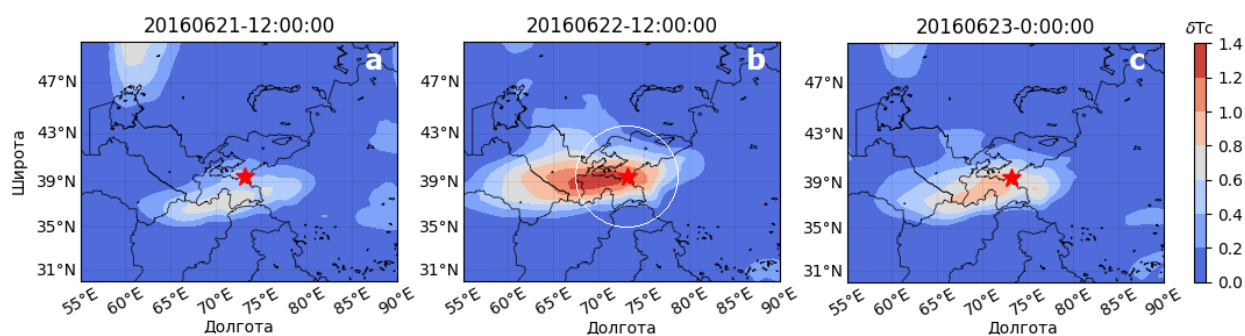


Рисунок 3 – Эволюция пространственного распределения параметра δT_c в период с 21 по 23 июня 2016 г. Белый круг обозначает область подготовки землетрясения согласно [5]

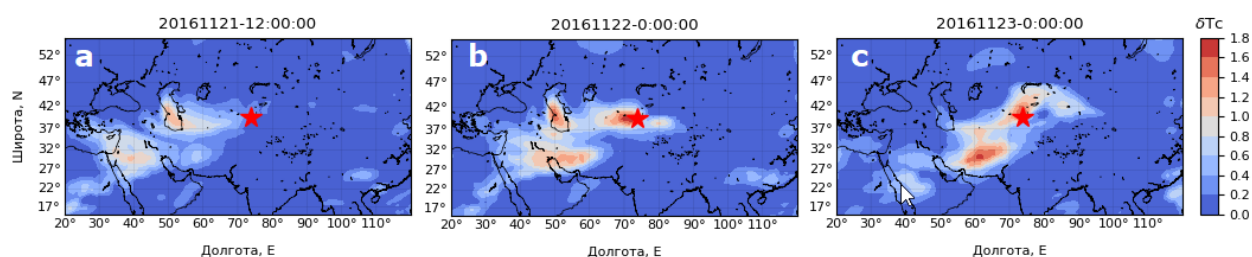


Рисунок 4 – Изменения пространственного распределения параметра δT_c с 21 по 23 ноября 2016 г. Белым кругом обозначена область подготовки землетрясения согласно [5]

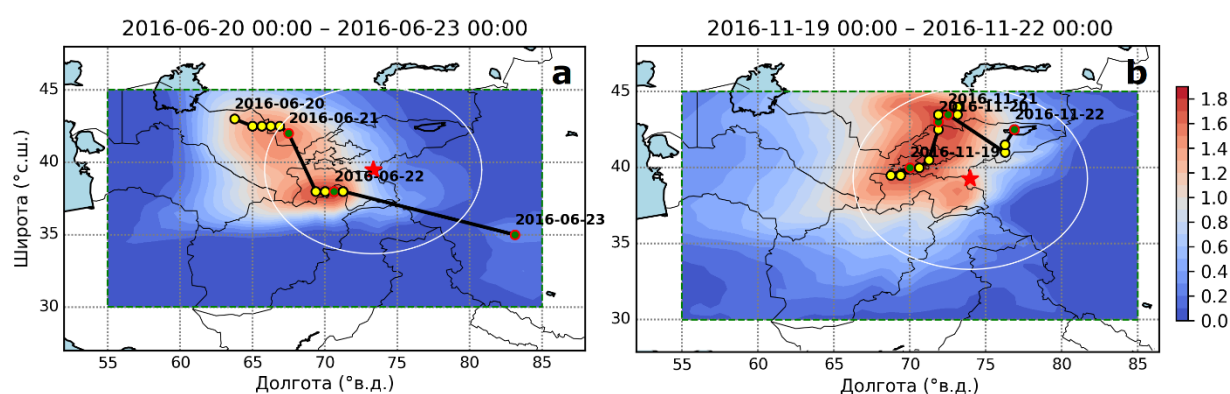


Рисунок 5 – Карты пространственного распределения параметра δT_c , усредненные за период с 20 по 23 июня 2016 г. (а) и с 19 по 22 июня 2016 г. (б). Черной линией показана траектория максимума δT_c в указанный моменты времени (даты). Белыми кругами обозначены области подготовки землетрясения. Красным маркером показан эпицентры землетрясений $M=6.4$ в Кыргызстане (26.06.2016) и $M=6.6$ в Таджикистане

На рисунке 6 приведены 36-дневные (~24 дня до и 12 дней после землетрясений) фрагменты графиков нормированного параметра δT_c , которые демонстрируют наличие передсейсмических аномалий температуры в UTLS. Анализа данных спутниковых измерений показал, что наиболее интенсивные тепловые аномалии наблюдались за 1–5 дней до событий. Сравнивая атмосферные эффекты землетрясений, следует отметить сопоставимые по продолжительности (1–2 суток) и интенсивности возмущения с достаточно близкими максимальными значениями параметра δT_c . Определенное различие во времени запаздывания сейсмических событий относительно появления тепловых аномалий может быть связано с различающимися от 13 до 27 км глубинами гипоцентров. Возмущенные области, как правило,

вытянуты вдоль параллелей вследствие влияния преобладающего ветрового режима в атмосфере [3].

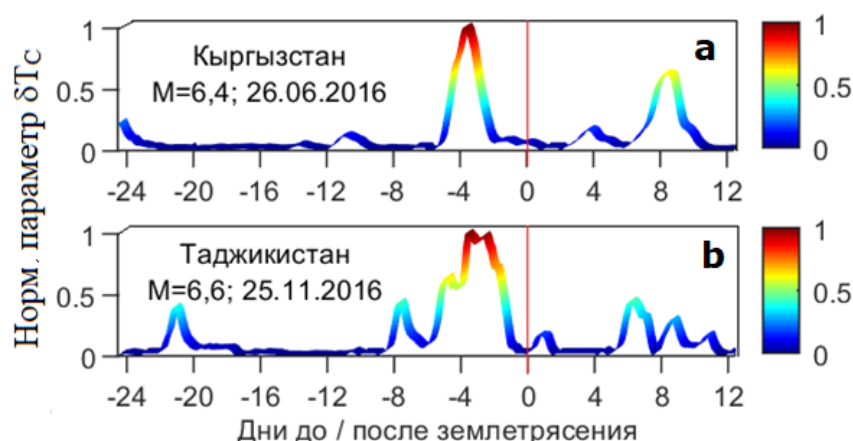


Рисунок 6 – Результаты диагностирования аномалий температуры в UTLS (нормированный параметр δT_c) перед сейсмическими событиями $M > 6.0$ в 2016 г., приведенные к одному моменту землетрясения (отмечен вертикальной красной линией)

Таким образом, результаты спутникового мониторинга температурного режима нижней атмосферы в исследуемом сейсмически активном регионе Центральной Азии (юго-западный Тянь-Шань) и последующие вычисления параметров аномальных вариаций δT_c показали, что устойчивые в пространстве и времени мезомасштабные возмущения температуры отчетливо наблюдались за 1–5 суток до землетрясений с магнитудами $M > 6.0$. Выделенные во всех анализируемых случаях возмущения температуры располагались в пределах областей, рассчитанных с использованием радиуса Добровольского, и могут, вероятно, служить проявлением реакции слоев нижней атмосферы на процессы, происходящие в литосфере при подготовке сильных землетрясений.

Автор выражает благодарность сотрудникам NASA GES-DISC и USGS за свободный доступ к используемым в настоящем исследовании данным.

Проведенные исследования выполнены в рамках государственного задания ФГБУН Научной станции РАН в г. Бишкеке (тема № 1025032800066-3-1.5.1).

Литература

1. Свердлик Л.Г. Динамика тепловых аномалий в сейсмически активном регионе Центральной Азии // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2025. Т. 22. № 4. С. 149–163. DOI: 10.21046/2070-7401-2025-22-4-149-163.
2. Qiu J., Ji L., Zhu L., Wang Q. Present-Day Tectonic Deformation Partitioning Across South Tianshan From Satellite Geodetic Imaging // Front. Earth Sci. 2022. V. 9. Article 793890. DOI: 10.3389/feart.2021.793890.
3. Свердлик Л.Г. Динамика возмущений в нижней атмосфере в сейсмически активных регионах Азии // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2023. Т. 20. № 2. С. 144–152. DOI: 10.21046/2070-7401-2023-20-2-144-152.
4. Свердлик Л.Г., Ибраев А.Э. Программа «IPPLA» (Identification of Preseismic Perturbations in the Lower Atmosphere). Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2023612499. Рег. 03.02.2023.
5. Dobrovolsky I.P., Zubkov S.I., Miachkin V.I. Estimation of the size of earthquake preparation zones // Pure Appl. Geophys. 1979. V. 117. P. 1025–1044.

ОЦЕНКА ПЛОТНОСТИ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА И РАДИОГЕННОЙ ТЕПЛОГЕНЕРАЦИИ В СЕВЕРНОМ ТЯНЬ-ШАНЕ ПО НАЗЕМНЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Спичак В.В

v.spichak@mail.ru

Центр геоэлектромагнитных исследований Института физики Земли РАН,
г. Москва, Россия

В работе выполнена оценка плотности теплового потока и радиогенной теплогенерации вдоль субмеридионального профиля, пересекающего сейсмоактивную зону сочленения Чуйской впадины и Кыргызского хребта Северного Тянь-Шаня. Для создания модели теплового потока используется модель температуры, построенная ранее в работе [1] по технологии электромагнитного геотермометра [2], а также модель теплопроводности [3]. Модель радиогенной теплогенерации (РТГ), построенная в работе [4] с привлечением данных сейсморазведки, используется для оценки вклада РТГ в региональный тепловой поток, наблюдаемый на поверхности. Показано, что при использовании моделей температуры и теплопроводности до глубины, превосходящей глубину эффективной теплогенерации для рассматриваемого региона, можно снизить относительные ошибки оценки плотности теплового потока на поверхности до 5-10%. В предположении, что концентрация радиогенных элементов в коре экспоненциально убывает до характерной для Северного Тянь-Шаньской геологической провинции глубины, построен график изменения эффективной радиогенной теплогенерации вдоль рассматриваемого профиля. Ее среднее значение на поверхности составляет 24.7 ± 1.6 мкВт·м⁻², коэффициент корреляции с плотностью среднего теплового потока вдоль профиля равен 0.82, а доля в средней плотности теплового потока составляет 47%.

Литература

1. Спичак В.В., Захарова О.К. Электромагнитный геотермометр. М.: Научный мир. 2013. 172 с.
2. Спичак В.В. Электромагнитная томография земных недр. М.: Научный мир. 2019. 374 с.
3. Спичак В.В., Гойдина А.Г. Оценка вклада тепловых процессов в сейсмогенерацию в зоне сочленения Чуйской впадины и Кыргызского хребта Северного Тянь-Шаня // Физика Земли. 2024. № 1. С. 119-139.
4. Spichak V.V., Goidina A.G. A method for building a 2-D model of the heat flow from geophysical data: Northern Tien-Shan case study // Geothermics. 2025. Vol. 129. 103289.

СЕЙСМОГЕОРИСКИ РАЗЛОМОВ КЫРГЫЗСТАНА И ГОРОДА БИШКЕК

Усупаев Ш.Э.¹, Молдобеков Б.Д.¹, Шакиров А.Э.¹, Абдыбачаев У.А.¹, Орунбаев С.Ж.²,
Коноков Т.К.¹

*sh.usupaev@caiaq.kg, b.moldobekov@caiaq.kg, a.shakirov@caiaq.kg, u.abdybachaev@caiaq.kg,
s.orunbaev@gmail.com, t.konokov@caiaq.kg*

¹ Центрально-Азиатский институт прикладных исследований Земли, г. Бишкек, Кыргызстан

² Американский университет в Центральной Азии, г. Бишкек, Кыргызстан

В течение 150 лет развития геологии Тянь-Шаня изучены недостаточно кондиционно и инструментально 3 главных разлома: а) субширотный Атбаши-Иныльчекский разлом отделяет Срединный Тянь-Шань от Южно-Тянь-Шаньской (герцинской) складчатой зоны (расположено золоторудное месторождение Кумтор); б) важнейшая структурная линия Тянь-Шаня –Линия Николаева отделяет геологически Северо-Тянь-Шаньскую (каледонскую) и Срединно-Тянь-Шаньской складчатой области; в) Таласо-Ферганский разлом длиной более 800 км, диагонально пересекает всю горную систему, являясь главным тектоническим рубежом Тянь-Шаня, крупнейший правосторонний сдвиг, географический и структурный барьер и регулятор сейсмичности. РАЗЛОМЫ представлены структурно разноранговыми трещинами и швами, выполняющими уникальные функции движений тектонических плит и блоков в кровле литосферы, имеют корни до астеносферы, связаны с вулканами и землетрясениями, а в срединно-океанических хребтах формируют новые океаны.

ЦАИИЗ в 2008 году учеными и специалистами отдела «Геодинамика и геориски» провел вдоль трассы автомобильной дороги Бишкек-Ош, с помощью протонного магнитометра ММП-203 с шагом 500 до 700 м в 20 пунктах геофизические измерения магнитного поля (ΔT) поля вкрест простирания Таласо-Ферганского разлома и «Линии Николаева» в районе Токтогульского водохранилища. Инструментально по геомагнитным измерениям ширина «Линии Николаева» на профиле составила 1000 м. ЦАИИЗ в 2012 году провел аналогичные геофизические измерения поперек простирания «Линии Николаева» в районе перевала Долон с шагом от 300 до 900 м, где выполнено 17 точек зондирования и ширина разлома составила 800 м. Расстояние между профилями, пересекающими разлом по Линии Николаева, составляет 230 км, углы падения магнитовозмущающих геологических тел, которые вызывают аномалии в районе Таласо-Ферганского разлома и перевала Долон, оказались идентичными. На рисунке 1 представлена составленная впервые ноосферная междисциплинарная “Инженерно-сейсмогеономическая карта типизации георисков от землетрясений в пределах Тянь-Шаньского орогена», где выделены 6 меридиональных сейсмоактивных зон, закартированы геоволновые поливергентные структуры, вынесены разноранговые основные разломы, линеаменты сейсмозоны с интенсивностью от 7 до 9 баллов.

Геологические тела – разломы – выполняют роль концентраторов геосферных напряжений среды, здесь происходит циклическое накопление и взрывное высвобождение упругой энергии отдачи от тектонических плит по фазам процесса: а) межсейсмическая (сцепление), силы трения прочно удерживают края плит и их субблоков на линии разлома; б) деформация: плиты продолжают двигаться, горные породы вокруг разлома упруго сжимаются; в) разрушение (землетрясение): напряжение превышает прочность пород, сцепление рвется, и блоки мгновенно сдвигаются; г) постсейсмическая: породы возвращаются в недеформированное состояние, испуская сейсмические волны в гипоцентр точке глубоко под землей на плоскости разлома, где начинается разрушение и одновременно в эпицентре, т.е. проекции гипоцентра на поверхность Земли над местом разрыва, асприты или зацепы, это наклонные или шероховатые участки разлома, сильнее всего сопротивляются скольжению.

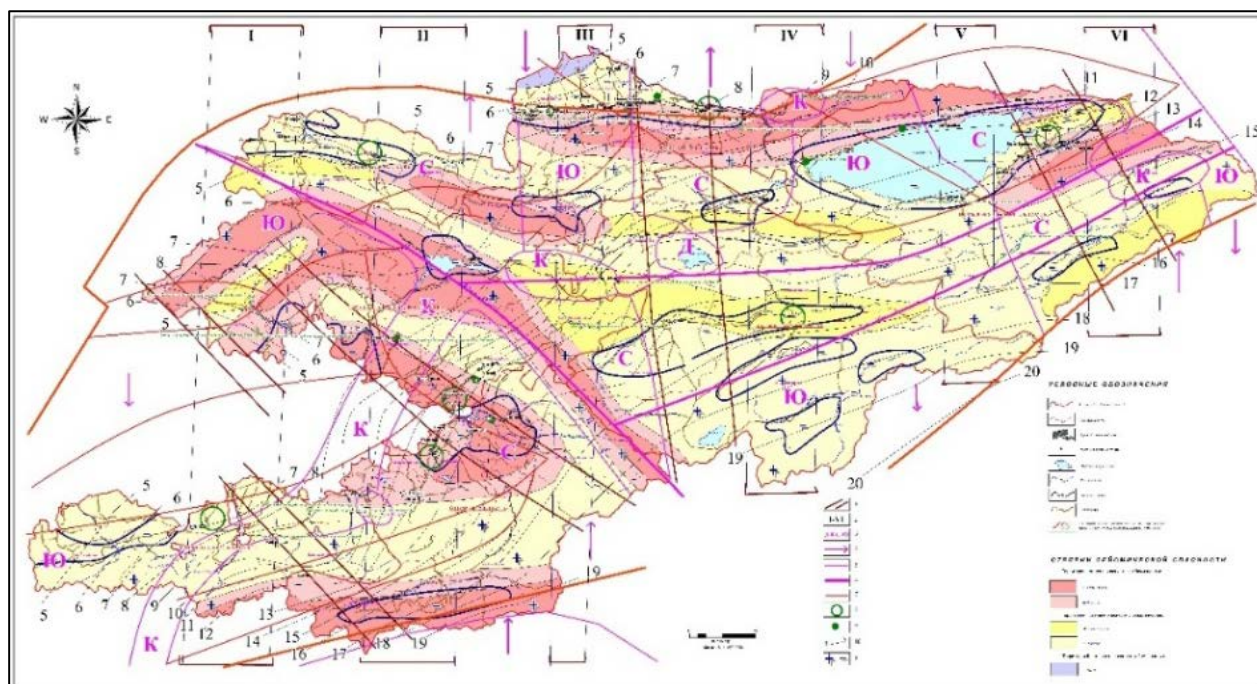


Рисунок 1 – Инженерно-сейсмогеономическая карта типизации георисков от землетрясений в пределах Тянь-Шаньского орогена

Крупнейшие сейсмогенные разломы Тянь-Шаня представлены: а) Гиссаро-Кокшаальской зоной разломов и швов Южного Тянь-Шаня на границе с Памиром и Таримской платформой, с максимальной сейсмической активностью и частыми мощными толчки; б) Чилико-Кеминской системой разломов – глубина проникновения очагов достигает 25 км; в) Северо-Тяньшанским разломом: протяженным глубинным разрывом, где древняя тектоническая граница известна разрушительными 8–9 балла зоной землетрясений вдоль Киргизского хребта с проявлениями георисков; г) Иссык-Атинский активный сбросо-взбросовый разлом на южной окраине Чуйской впадины непосредственно охватывает высотные микрорайоны и резиденцию Президента Республики [1].

В геологическом прошлом на Тянь-Шане и трансграничных территориях произошли следующие катастрофические землетрясения, вызвавшие геориски: а) Чиликское (1889 г., $M=8.2$): одно из сильнейших внутриконтинентальных событий в мировой истории, вызвавшее колоссальные разрушения; б) Верненское (1887 г., $M=7.3$): катастрофический толчок, практически полностью уничтоживший город Верный (ныне Алматы); в) Кеминское (1911 г., $M=8.2$): произошло в Чилико-Кеминской зоне, деформировав земную поверхность на десятки километров; г) Суусамырское (1992 г., $M=7.3$): мощное землетрясение в Центральном Тянь-Шане, сопровождавшееся огромными оползнями и обвалам; д) Ушинское (2024 г., $M=7.0$): крупный сейсмолоток 23 января 2024 г., 00:09 по местному времени интенсивностью 5 баллов на хребте Кокшаал-Тоо, в 35 км к востоку от с. Бедел и в 43 км от с. Ыштык на границе Китая и Кыргызстана, завершил 33-летний период сейсмического затишья в регионе [1–5].

На рисунке 2 представлена «Карта разломной расчлененности земной коры, полученная инструментально по изодинамам магнитного поля Чуйской впадины», выделено 8 разломов [2].

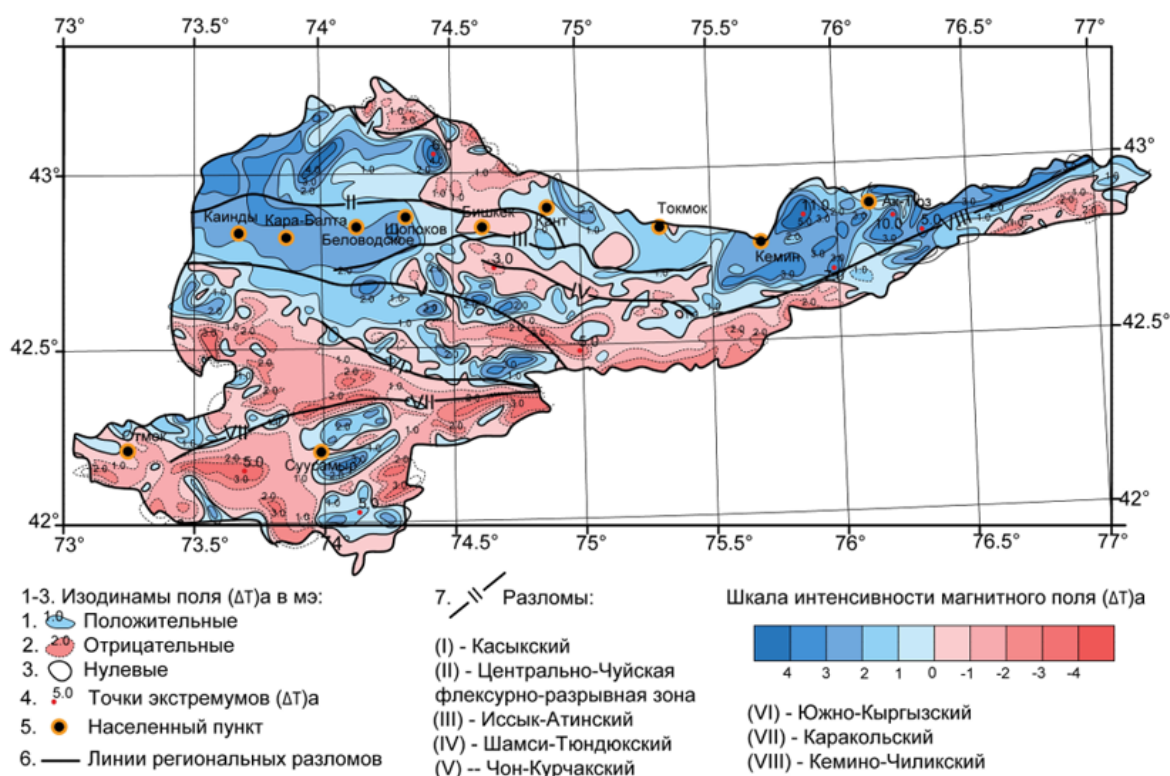


Рисунок 2 – Карта разломов, выделенных изодинамами магнитного поля Чуйской впадины

В пределах Северо-Тянь-Шаньской зоны ВОЗ и Кегетинского РОЗ в широтном направлении, в непосредственной близости от г. Бишкека, прослеживается Чон-Курчакский, а вдоль северного подножья предгорий хребта – Иссык-Атинский разломы, об активности которых свидетельствуют сохранившиеся сейсмодислокации: сейсмосрывы, сейсмообвалы, трещины и т.д.

Максимальные вертикальные смещения по разломам в голоцене достигают 12 м. Ыссык-Атинский активный разлом проходит субширотно на южном окончании города Бишкек, относится к системе кулисно-расположенных краевых разломов, отделяющих зону низких предгорных инверсионных блоков от Предкыргызского прогиба. По И.В. Игнатьеву, в Токмакском уезде сеймотектонически опасный импульс Ыссык-Атинского разлома произошел вследствие 9-балльного Беловодского землетрясения 3 августа 1885 года, где зона активизации разлома составила более 20 км, а амплитуда вертикального смещения достигла 1,5 метров. Результаты палеосейсмологического тренчинга, по данным Корженкова А.М. (2007 г.), за последние 3000 лет вдоль Ыссык-Атинского разлома выявлено 6 сильных, более 9 баллов землетрясений. Исследования, проведенные по обобщению разломов в пределах Чуйской межгорной впадины Пак Н.Т., Мезгиной И.А. и др. (2008 г), показывают, что угол падения Ыссык-Атинского разлома-надвига составляет соответственно западнее г. Бишкек, в междуречье Сокулук-Джеламыш, около 40 градусов, с падением на юг, а восточнее реки Аламедин, в районе Кант—Горная Серафимовка – до 35 градусов.

В СНиП КР 31-02:2007 «Проектирование и застройка территорий, примыкающих к Ыссык-Атинскому разлому г. Бишкек» от магистральной линии Ыссык-Атинского разлома, в северном направлении, параллельно облекая линию разлома, выделяются зоны с шириной 500 м, мощностью рыхлого покрова до 1 м, затем разлом облекает следующая зона опасности на 1000 м, в южном направлении – 1500 м – зона влияния исследуемого активного разлома [1-5].

Разрывной шов разлома проходит вдоль ЮБЧК и южных микрорайонов г. Бишкек, захватывая густонаселенные жилые массивы. Ожидаемая максимальная магнитуда землетрясения в пределах разлома составляет $M = 7.0-7.5$, т.е. интенсивность 9 и более баллов,

что вызовет оползни в предгорьях и разжижение неустойчивых грунтов в пойме рек Ала-Арча и Аламедин. Вследствие эффекта «ближней зоны», минимального расстояния от очага землетрясения до зданий, сейсмические ударные импульсы мгновенно, не оставив времени на предупреждение, разрушительно ударят по урбанизированной инфраструктуре г. Бишкек – по возрастанию инженерных нагрузок в последовательности: Первомайский, Ленинский, Свердловский, Октябрьский районы, в пропорции – соответственно 1,0:1,3:1,69:1,71 раз [1-5].

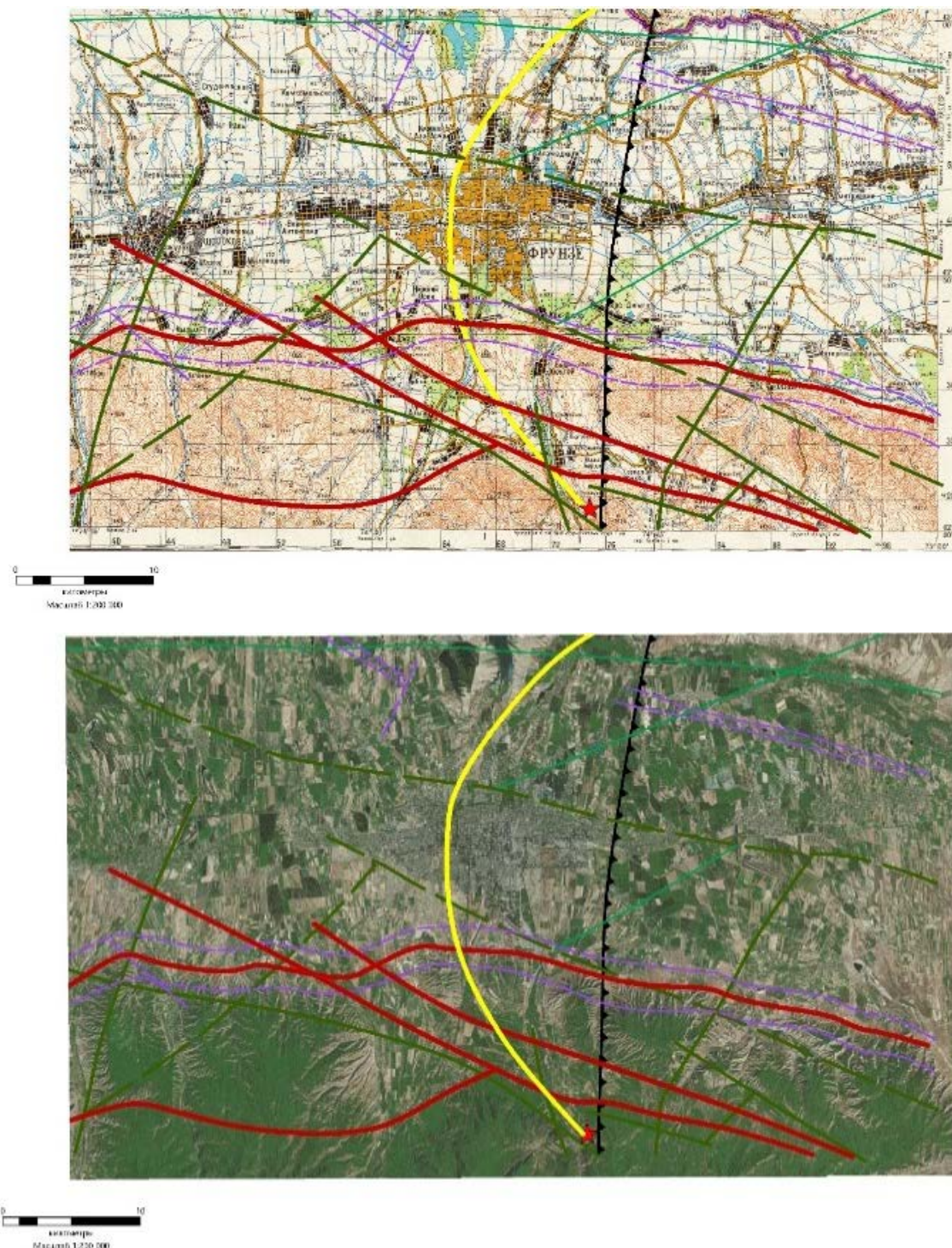


Рисунок 3 – Инженерно-геономические карты (а) топографическая; б) космоснимок) возможного проявления георисков от разломной раздробленности Бишкекского геодинамического полигона. Масштаб 1:200000 (ЦАИИЗ, 2021 г)

ЦАИИЗ в 2010 году осуществили по 6 поперечным профилям ММП-203 протонным магнитометром определение ширины активного Ыссык-Атинского разлома (Шакиров А.Э.,

Абдыбачаев У.А., Усупаев Ш.Э.) (рисунок 4) по 189 точкам измерения магнитной индукции, с шагом от 10 до 20 метров между пунктами съемки. Пункты измерений распределены по профилям: PR1- 30 точек, PR2- 69, PR3- 21, PR4- 35, PR5- 14, PR6- 20 точек измерений. Впервые инструментально установлено, что ширина активного Ыссык-Атинского разлома по различным профилям имеет отличия и варьирует от 40 м. до 390 м. соответственно по профилям PR1-260 м., PR2- 0 м. (разлом не обнаружен), PR3-300 м., PR4-390 м., PR5-40 м., PR6-249 м. [3].



Рисунок 4 – Инженерно-геономическая карта на топографической основе инструментального определения ширины Иссyk-Атинского разлома для прогноза возможного проявления георисков от разломной раздробленности Бишкекского геодинамического полигона. Масштаб 1:200000 (ЦАИИЗ, 2021 г.)

По предварительным оценкам, с учетом сохранившихся раздробленных останков тектогенеза, при сильных землетрясениях возможно проявление остаточных сейсмодетормаций в западной части южной крайней зоны Ленинского района, где близ Иссyk-Атинского разлома выделен участок второй категории уязвимости с возможными разрушениями зданий, сооружений и коммуникаций от 50 до 80% и вероятным значительным ущербом с потерями и риском около 8% [1-5].

Южнее вышеописанной зоны находится наиболее опасный участок, где выделена первая категория уязвимости с ожидаемыми разрушениями зданий, сооружений и коммуникаций более 80% с вероятным огромным ущербом, потерями и риском около 80%.

На юго-восточном окончании границы Ленинского района г. Бишкек и северо-западном окончании имеется участок со второй категорией уязвимости с возможным разрушением зданий, сооружений и коммуникаций до 50 до 80%, риск от сейсмokatastroф оценивается в 25% [1-5].

Четыре участка третьей категории уязвимости и риском 40% расположены в северо-восточном окончании района, в центральной части района и на восточной границе района, а также близ северной границы района в центральной его части [1-5].

Выводы

1. Предлагается в перспективе проведение инструментальных наземных и дистанционных измерений и картирований по типизации главных и оперяющих РАЗЛОМОВ Тянь-Шаня для обеспечения безопасности при освоении территорий как для гражданского строительства, возведения ГЭС, так и открытия горнорудного предприятия и производства.
2. Результаты инструментальной геофизической съемки показывают, что обновленные до 2026 года нормативные документы проектировщиков и строителей для научно обоснованной застройки территории г. Бишкек, примыкающего к активному Ыссык-Атинскому разлому, требуют доработки и внесения дополнений.

Литература

1. Инструкция по магниторазведке / М-во геологии СССР. Л.: Недра. 1981. 263 с.
2. Погребной В.Н., Малосиева М.Т. Особенности распределения магнитного и гравитационного полей на территории Чуйской области // Вестник Института сейсмологии НАН КР. 2020. № 2 (16). С. 72-77.
3. Усупаев Ш.Э., Молдобеков Б.Д., Шакиров А.Э., Абдыбачаев У. Определение ширины активного Ыссык-Атинского разлома в южном окончании города Бишкека в целях оценки рисков бедствий и зоны влияния // Мониторинг, прогнозирование опасных процессов и явлений на территории Кыргызской Республики. Бишкек. 2011. С. 679-681.
4. Юдахин Ф.Н. Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Изд-во АН Киргизской ССР. 1983. 246 с.
5. Шакиров А.Э. Зондирование строения ложа ледника Южный Энилчек мобильными протонными магнитометрами в районе высокогорного прорывоопасного озера Мерцбахера // Интернет-журнал ВАК КР. 2012. №1. nakkr.org:81/jurnal/

СОДЕРЖАНИЕ

Секция 1. «Геологическое строение Тянь-Шанской горной страны: стратиграфия, магматизм, тектоника и металлогения»

УТМЕКСКАЯ ВУЛКАНОГЕННАЯ МУЛЬДА КАЛЕДОНИД СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ (СТРОЕНИЕ, СОСТАВ, ВОЗРАСТ) Апаяров Ф.Х., Миколайчук А.В., Левдик Т.С., Сейитказиев Н.О.	4
К ВОПРОСУ О КЛАСИФИКАЦИИ И МИНЕРАГЕНИИ УГЛЕРОДИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ Аухатов Я.Г.	6
ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ КОМПЛЕКСНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КРИТИЧЕСКИХ МЕТАЛЛОВ АЛМАЛЫКСКОГО ГОРНОРУДНОГО РАЙОНА Ахунджанов Р., Каримова Ф.Б.	7
ОСОБЕННОСТИ ГИДРОТЕХНИЧЕСКОГО СТРОИТЕЛЬСТВА В ГОРНЫХ ДОЛИНАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ (НА ПРИМЕРЕ ДОЛИНЫ РЕКИ ВАХШ, ТАДЖИКИСТАН) Барыкина О.С., Зеркаль О.В., Тарбеев А.К.	8
ПРОСТРАНСТВЕННАЯ СВЯЗЬ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ЛИСТРИЧЕСКИХ РАЗЛОМОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ ТЯНЬ-ШАНЯ Баталева Е.А., Рыбин А.К., Непейна К.С.	12
ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ТЕКТНИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПРОГНОЗА НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СУРХАНДАРЬИНСКОЙ МЕГАСИНКЛИНАЛИ Бикеева Л.Р., Акрамова Н.М., Бикеева Э.Р.	16
НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ТЕКТНИКИ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СУРХАНДАРЬИНСКОЙ ВПАДИНЫ Бикеева Л.Р.	20
СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И МОРФОЛОГИЯ РУДНЫХ ТЕЛ МЕСТОРОЖДЕНИЯ САРМИЧ Гоипов А.Б., Махаммадиев Э.М.	24
КОМПЛЕКСЫ ПОГРАНИЧНОГО ИНТЕРВАЛА ВЕРХОВ ПРОТЕРОЗОЯ – НИЗОВ КЕМБРИЯ В ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОМ ОРОГЕННОМ ПОЯСЕ Дегтярёв К.Е., Жемчужников В.Г., Нигматова С.А., Пирогова Т.Е.	28
РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ ФАКТОРЫ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ САРМИЧ Махаммадиев Э.М., Гоипов А.Б.	33
ЭПИГЕРЦИНСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ МОРФОСТРУКТУРЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ Пржиялговский Е.С., Леонов М.Г.	37

ОБЗОР МАГМАТИЗМА, РУДООБРАЗОВАНИЯ, ТЕКТониКИ ОТДЕЛЬНЫХ ЗОН ПАМИРА: НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ СОВМЕСТНОГО АНАЛИЗА Романько А.Е., Малых М.М., Минаев В.Е., Имамвердиев Н.А., Новиков В.П., Супрычев В.В., Викентьев И.В., Савичев А.Т., Хейдари М.	42
ТРАНСРЕГИОНАЛЬНЫЙ ЛИНЕАМЕНТ СРЕДНЕЙ АЗИИ Сидорова И.П.	45
МЕДНО-СЕРЕБРЯНО-ЙОДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ СЕРИЯХ ТАРИМСКОГО ПЛЮМА (СЕВЕРНАЯ ДЖУНГАРИЯ, КАЗАХСТАН) Степанец В.Г., Силачев И.Ю., Левин В.Л., Абылгазина А.К.	49
СРАВНЕНИЕ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ПОДНЯТИЙ КЫЗЫЛ-АДЫР И ЧАЕК, ТЯНЬ-ШАНЬ Стрельников А.А.	53
О НЕКОТОРЫХ СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ И ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ ПРОЯВЛЕНИЯ ЦИКЛИЧНОСТИ В ТЯНЬ-ШАНЕ Умурзаков Р.А.	54
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ФЕРГАНСКОЙ МЕЖГОРНОЙ ВПАДИНЫ Урмонов А.Х.	59
УДАРНЫЕ РУБЕЖИ ВРЕМЕНИ АСТЕРОИДОБЛЕМ КЫРГЫЗСКОГО ТЯНЬ-ШАНЯ Усупаев Ш.Э., Туркбаев П.Б.	62
О ФУНДАМЕНТАЛЬНОЙ ПРОБЛЕМЕ НЕОТЕКТониКИ: СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ Ходжаев А.К., Умурзаков Р.А.	65
МАЛЫЕ СКЛАДКИ ЕДИНИЧНОГО ВЯЗКОГО СЛОЯ КАК ОБЪЕКТЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВЕЛИЧИНЫ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО СОКРАЩЕНИЯ, ПРОФИЛЬ ПО Р. КАРАБУРА, ТАЛАССКИЙ ХРЕБЕТ, КЫРГЫЗСТАН Яковлев Ф.Л., Фролова Н.С., Абдиева С.В.	70
ПРЕДВАРИТЕЛЬНАЯ ВЕРСИЯ СБАЛАНСИРОВАННОЙ МОДЕЛИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА КАЛЕДОНИД ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТАЛАССКОГО ХРЕБТА Яковлев Ф.Л., Фролова Н.С., Стрельников А.А.	71
Секция 2. «История исследования Тянь-Шаня, основные этапы и достижения»	
ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ СЕЙСМОПРОГНОСТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА ТЯНЬ- ШАНЕ Абдуллаев А.У.	77
КОЛЛИЗИОННЫЙ ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ: РОЛЬ «ТЕКТониКИ ПЛИТ» И ВКЛАД В ТЕКТониКУ ПЛИТ. ЭВОЛЮЦИЯ НАШИХ ОЦЕНОК Бискэ Ю.С.	81
ПСИХОЛОГИЧЕСКИЙ ПОРТРЕТ НАСЕЛЕНИЯ ПОСЛЕ КЕМИНСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 1911 ГОДА ПО МАТЕРИАЛАМ ПЕРИОДИЧЕСКОЙ ПЕЧАТИ Ватокина А.А.	85

ОБ АЛГОРИТМЕ ПРОВЕДЕНИЯ МЕДИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ОБРАЗОВАТЕЛЬНЫХ ЦЕЛЯХ Беккер В.И., Межова Л.А., Кульнев В.В., Кизеев А.Н.	86
---	----

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В КЫРГЫЗСТАНЕ Дженчураева А.В., Неевин А.В.	92
---	----

СЕЙСМИЧНОСТЬ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧУЙСКОЙ ВПАДИНЫ Камчыбеков М.П., Егембердиева К.А.	96
--	----

ЭКСПОЗИЦИЯ И РИСК ЗДОРОВЬЮ НАСЕЛЕНИЯ ГОРНОДОБЫВАЮЩИХ РАЙОНОВ ПРИ УПОТРЕБЛЕНИИ В ПИЩУ ДИКОРАСТУЩИХ ЯГОД, ЗАГРЯЗНЕННЫХ ТЯЖЕЛЫМИ МЕТАЛЛАМИ Кизеев А.Н., Кульнев В.В.	97
--	----

СТЕПЕНЬ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ ОЗЕРА ИССЫК-КУЛЬ Рухманова А.П.	102
---	-----

ПОЛИИНЖЕНЕРИЯ ЗА 150 ЛЕТ СТАНОВЛЕНИЯ ГЕОЛОГИИ КЫРГЫЗСТАНА Усупаев Ш.Э., Оролбаева Л.Э., Молдобеков Б.Д., Туркбаев П.Б., Ерохин С.А., Санькова В.П.	104
--	-----

К ВОПРОСУ ИЗУЧЕНИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БУХАРО- ХИВИНСКОГО РЕГИОНА Ходжиев А.Ж.	106
--	-----

Секция 3. «Стратиграфия докембрия, палеозоя и кайнозоя Тянь-Шаня»

ДОКЕМБРИЙ ТЯНЬ-ШАНЯ: УТОЧНЕНИЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ СХЕМ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ Алексеев Д.В., Худолей А.К.	113
--	-----

СРЕДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ КИРГИЗСКОГО ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ Бискэ Ю.С.	117
--	-----

Секция 4. «Палеонтологическая летопись Тянь-Шаня и биостратиграфия»

ДРЕВНИЕ ГИНКГОВЫЕ ДЕРЕВЬЯ И ДИНОЗАВРЫ В ПРЕДГОРЬЯХ ТЯНЬ-ШАНЯ Дунин-Барковская Э.А., Булина Н.В., Джалилов Г.Г.	120
---	-----

КЕМБРИЙСКИЙ КАРАТАУСКИЙ СТРАТОТИП НА ЮГЕ КАЗАХСТАНА Пирогова Т.Е., Нигматова С.А., Жемчужников В.Г.	124
--	-----

Секция 5. «Вещественный состав литологических комплексов эпохи морского и континентального седиментогенеза. Литостратиграфическое расчленение отложений»

THE PETROLEUM SYSTEMS OF THE CHU-SARYSU BASIN: THE RELEVANCE OF STRATIGRAPHIC CONTROL Zhanserkeyeva A., Aisarov I.	129
--	-----

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ
КОПЕТДАГСКО-ПРЕДКАВКАЗСКОЙ ЗОНЫ КРАЕВЫХ ОПУСКАНИЙ В АЛЬПИЙСКИЙ
ЦИКЛ ТЕКТОГЕНЕЗА

Антонов В.А. 132

МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ ГИПСА В ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ КЫЗЫЛ-
ТОКОЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Бектемирова Т.А., Бакиров А.Б., Хэ Хунпин, Орозбаев Р.Т. 136

АГРАДИРУЮЩИЕ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ КАРБОНАТНЫЕ МАССИВЫ
КАРАТАУСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА

Жемчужников В.Г., Жаймина В.Я., Мусина Э.Ш., Досан А.Д., Ахметжанова Г.А. 141

**Секция 6. «Океанические, островодужные и континентальные магматические
комплексы, сформированные на различных этапах эволюции Тянь-Шаня»**

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДНЫЕ СЕРИИ ЮЖНО-ГИССАРСКОЙ ЗОНЫ
ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ (ТАДЖИКИСТАН): ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ
ОСОБЕННОСТИ И РУДОНОСНОСТЬ

Мамаджанов Ю., Ходжиев А.К., Шатова Н.В., Егибеков Дж.Ш., Джабиров А.А. 146

ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ КИСЛЫЙ ВУЛКАНИЗМ И ЕГО РУДОНОСНОСТЬ ЮГО-
ЗАПАДНЫХ ОТРОГОВ ГИССАРА (ЮЖНЫЙ УЗБЕКИСТАН)

Сайтов Н.Э., Мамарозиков У.Д. 151

**Секция 7. «Тектонические процессы, приведшие к формированию Тянь-Шанского
орогена. Континентальный и океанический рифтогенез, субдукция и коллизия.
Процессы транспрессивной тектоники»**

TECTONIC STRUCTURE OF THE TIAN SHAN OROGENIC ZONE AND METALLOGENIC AS
WELL AS MINERAL DEPOSIT CHARACTERISTICS OF THE EASTERN BUKANTAU REGION
Abdugaffarova Sh.A., Zayniddinov F.A. 156

TECTONIC STRUCTURE AND GEODYNAMIC EVOLUTION OF THE WESTERN AND MIDDLE
TIEN SHAN

Egamberdieva R.A. 158

МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ ПРЕДВЕСТНИКОВ В
УСЛОВИЯХ АЛМАТИНСКОГО ПРОГИБА

Акылбекова И.Д. 162

АЛЬПИЙСКАЯ ТЕКТНИКА В СТРУКТУРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУМТОР

Горшков А.А., Айдаркулов Т.Н., Шевкунов А.Г. 164

ОПЫТ МОНИТОРИНГА НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ЗЕМНОЙ
КОРЫ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ГЕОМЕХАНИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ РЕГИОНАЛЬНОГО
МАСШТАБА

Гохберг М.Б., Гарагаш И.А., Алексеев Д.А. 168

К ВОПРОСУ О ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРАХ ОЧАГОВ СИЛЬНЕЙШИХ
ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Литовченко И.Н., Лютикова В.С. 169

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ НАПРЯЖЁННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА ПОД ВЛИЯНИЕМ ПАЛЕОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА Мягков Д.С.	174
ЧИСЛЕННЫЕ И АНАЛИТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ НАПРЯЖЁННО- ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ТЯНЬ-ШАНЯ ЗА СЧЁТ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ Мягков Д.С.	175
ФОКАЛЬНЫЕ МЕХАНИЗМЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ПОЛЯРНОМ И ПРИПОЛЯРНОМ УРАЛЕ Носкова Н.Н., Габсатарова И.П.	176
МЕТАМОРФИЗМ И ВОЗРАСТ МАКБАЛЬСКОГО УНР ТЕРРЕЙНА, СЕВЕРНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ Орозбаев Р.Т., Бакиров А.Б., Касымбеков А.М., Тогонбаева А.А., Сатыбаев М.М.	177
ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ ЗАПАДНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И ЕЕ ПРОЯВЛЕНИЕ В ПАРАМЕТРАХ СОВРЕМЕННОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА Ребецкий Ю.Л., Сычева Н.А., Ибрагимова Т.Л., Ибрагимов Р.С., Мирзаев М.А., Алимов Б.Г.	181
РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА ОСНОВЕ ГНСС- НАБЛЮДЕНИЙ ПО РАЗНОВОЗРАСТНЫМ ГЕОЛОГИЧЕСКИМ ПОЛЯМ Саламатина Ю.М., Кузиков С.И.	184
РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ВЫСОКОБАРИЧЕСКИЙ МЕТАМОРФИЗМ ДОКЕМБРИЙСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА И ЕГО РОЛЬ В ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА Скобленко А.В., Каныгина Н.А.	185
Секция 8. «Месторождения полезных ископаемых, разведанные и изученные в Тянь-Шане»	
ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ЦЕНТРАЛЬНОГО УЧАСТКА В СТРУКТУРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУМТОР Айдаркулов Т.Н., Пак Н.Т., Тегизбеков А.Ч., Шевкунов А.Г.	189
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЧАТКАЛО- КУРАМИНСКИХ ГОР Дунин-Барковская Э.А., Умаров А.З., Булина Н.В.	193
ТЕЛЛУРИДЫ И ВИСМУТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В РУДАХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА КУМТОР (КЫРГЫЗСТАН) Заботина М.В., Шевкунов А.Г., Тогонбаева А.А., Белогуб Е.В., Новоселов К.А., Рассомахин М.А.	197
ОЦЕНКА РЕДКОЗЕМЕЛЬНО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ЮГО- ЗАПАДНОГО УЧАСТКА МЕСТОРОЖДЕНИЯ АКТЮЗ Кожогулов М.Б.	201

ЗОЛОТО-СКАРНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧАТКАЛА (СРЕДИННЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ, КЫРГЫЗСТАН) Пак Н.Т., Ивлева Е.А.	203
МЕСТОРОЖДЕНИЕ ЗОЛОТА ЧАКУШ: КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА (ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ, КЫРГЫЗСТАН) Пак Н.Т., Заурбеков К.К.	207
ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ (ГРАВИРАЗВЕДОЧНЫЕ, МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИЕ) ИССЛЕДОВАНИЯ НА ФЛАНГАХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ЮЖНОМ ТЯНЬ-ШАНЕ Сахобидинов Р.И., Сидорова И.П.	211
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ С ПОЗИЦИЙ МОБИЛИЗМА Шоймуротов Т.Х.	212
Секция 9. «Комплексные геофизические исследования Тянь-Шаня»	
ФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ: ПРОБЛЕМЫ И ИХ РЕШЕНИЯ Александров П.Н., Лосихин Л.Н.	217
СПОСОБ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПРЕДВЕСТНИКОВ ПРИБЛИЖАЮЩЕГОСЯ СЕЙСМИЧЕСКОГО СОБЫТИЯ НА ТЕРРИТОРИИ БИШКЕКСКОГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ПОЛИГОНА ПО ДАННЫМ ОБ ЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ АНИЗОТРОПИИ Дашевский Ю.А., Ельцов И.Н., Евменова Д.М., Суродина И.В., Рыбин А.К., Имашев С.А.	220
МНОГОПОЛЬЗОВАТЕЛЬСКАЯ ПЛАТФОРМА ДЛЯ ОБРАБОТКИ И АНАЛИЗА ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ЗОНДИРОВАНИЙ И СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ БИШКЕКСКОГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ПОЛИГОНА (СЕВЕРНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ) Евменова Д.М., Якименко А.А., Шорина Э.Н., Шульгин Д.А.	222
СОГЛАСОВАННОСТЬ ФИЗИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ И ГЛУБОКИХ НЕЙРОННЫХ СЕТЕЙ КАК КРИТЕРИЙ КАЧЕСТВА РЕГИОНАЛЬНОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ДАТАСЕТА Имашев С.А.	223
ВОССТАНОВЛЕНИЕ СКОРОСТНОГО РАЗРЕЗА ПОД ТЯНЬ-ШАНЕМ ПО ДАННЫМ О СКОРОСТЯХ ВОЛН РЕЛЕЯ ОТ СИЛЬНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 22.01.2024 Г. Ковачев С.А., Либина Н.В.	224
АНАЛИЗ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫХ ВАРИАЦИЙ МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ЭФФЕКТОВ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В РАЙОНАХ ТЯНЬ-ШАНЯ И ПАМИРА Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н.	228
ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН ЗЕМНОЙ КОРЫ ТЯНЬ-ШАНЯ ОТ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В УШИ 22.01.2024 ПО ГНСС-ДАННЫМ Кузиков С.И.	229
АНАЛИЗ ЗОНЫ ЭФФЕКТИВНОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ИМПУЛЬСОВ НА СЕЙСМИЧНОСТЬ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И ВОЗМОЖНЫЕ МЕХАНИЗМЫ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ИНИЦИИРОВАНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ Кульков Д.С., Паров С.В., Новиков В.А., Зейгарник В.А.	230

ИОНОСФЕРНЫЙ ЭФФЕКТ УЧТУРФАНСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ Рябова С.А.	232
КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА СИНЕРГЕТИЧЕСКОГО ЭФФЕКТА ПРИ КОМПЛЕКСИРОВАНИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ В ИЗУЧЕНИИ ЮЖНОГО ТЯНЬ- ШАНЯ Сахобидинов Р.И.	233
ДИНАМИКА ТЕПЛОВЫХ АНОМАЛИЙ В НИЖНЕЙ АТМОСФЕРЕ И СЕЙСМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ В ЮГО-ЗАПАДНОМ ТЯНЬ-ШАНЕ Свердлик Л.Г.	235
ОЦЕНКА ПЛОТНОСТИ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА И РАДИОГЕННОЙ ТЕПЛОГЕНЕРАЦИИ В СЕВЕРНОМ ТЯНЬ-ШАНЕ ПО НАЗЕМНЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ Спичак В.В	239
СЕЙСМОГЕОРИСКИ РАЗЛОМОВ КЫРГЫЗСТАНА И ГОРОДА БИШКЕК Усупаев Ш.Э., Молдобеков Б.Д., Шакиров А.Э., Абдыбачаев У.А., Орунбаев С.Ж., Коноков Т.К.	240

***X Международный симпозиум,
ПОСВЯЩЕННЫЙ 150-ЛЕТИЮ
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ТЯНЬ-
ШАНЯ***

ТЕЗИСЫ ДОКЛАДОВ

12-15 августа 2026 года
г. Бишкек, Кыргызская республика

***X International Symposium
DEDICATED TO THE 150TH ANNIVERSARY
OF TIEN SHAN GEOLOGICAL RESEARCH***

ABSTRACTS

August, 12-15, 2026
Bishkek city, Kyrgyz Republic

Электронное издание
Научная станция Российской академии наук в г. Бишкеке
2026