Geologiya va mineral resurslar
Геология и минеральные ресурсы
Geology and mineral resources

Научно-практический журнал

2’2022

Выходит 6 раз в год
Основан в 1957 г. академиком Х.М.Абдуллаевым

Перерегистрирован Агентством по печати и информации Республики Узбекистан 22.12.2006 г.
Лицензия № 0049

УЧРЕДИТЕЛИ:
Академия наук Республики Узбекистан
Государственный комитет по геологии и минеральным ресурсам Республики Узбекистан

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Абдуазимова З.М.
Абдуллабеков К.Н.
Абдуллаев Б.Д.
Абдуллаев Г.С.
Акбаров Х.А.
Алимов Ш.П.
Ахунджанов Р. (гл. редактор)
Зуннунов Ф.Х.
Исламов Б.Ф.(зам. гл. редактора)
Исоков М.У.
Ишбаев Х.Д.
Карабаев М.С.
Мавлонов А.А.
Максудов С.Х.
Мирзаев А.У.
Ниязов Р.А.
Нуртаев Б.С. (отв. секретарь)
Нурходжаев А.К.
Пирназаров М.М.
Турамуратов И.Б.
Халилов А.А.
Хамидов Р.А.

РЕДАКЦИЯ

Кочергина Т.Г. (редактор, технический редактор, оригинал-макет),
Вашурина Х.М. (корректор)
Левина Н.И. (компьютерная графика и верстка)

Подписано в печать 14.04.2022 г.
Формат А3 1/2. Бумага глянцевая.
Гарнитура «Times».
Печать цифровая (листовая).
Усл. печ. л. 9,0. Уч.-изд. л. 10,0.
Тираж 200 экз. Цена договорная.
Заказ № .
Отпечатано в типографии ГУ «ИМР».
Ташкент, ул. Олимлар, 64.

© Академия наук Республики Узбекистан
© Государственный комитет по геологии и минеральным ресурсам Республики Узбекистан

МУНДАРИЖА

УМУМИЙ ГЕОЛОГИЯ

Турамуратов И.Б., Ежков Ю.Б., Бекчанов Ж.И. Дуне литий бозори. Ўзбекистонда литий ресурсларини башоратли баҳолаш ва яқин келажакдаги геологик-қидирув ишларининг асосий йўналишлари — 3

Мусаев А.М., Джуманиязов Д.И. Қўчбулоқ маъдан майдонининг жануби-шарқий қисмидаги маъдан таркибининг петрографик истиқболлари (Шарқий Ўзбекистон) — 11

Косбергенов К.М., Ганиев С.С. Қоратов интрузиви спессартитлари (Жанубий Нурота) — 18

МАЪДАНЛИ КОНЛАР ВА МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Норматов У.А., Мамарозиков У.Д. Олтинтов маъдан майдонининг комплекс ноёбметалли маъданлашувли пегматитлари (Марказий Қизилқум) — 24

ЛИТОЛОГИЯ ВА ФОЙДАЛИ ҚАЗИЛМАЛАР

Султонов П.С., Шафайзиев Х.Х. Ангрен каолинларининг литологик-фациал ҳусусиятлари — 33

ГЕОФИЗИКА, ГИДРОГЕОЛОГИЯ, ИНЖЕНЕРЛИК ГЕОЛОГИЯ, ГЕОЭКОЛОГИЯ

Абдуллабеков К.Н., Юсупов В.Р. Ўзбекистон геодинамик полигонларида зилзилаларнинг узоқ муддатли, ўрта муддатли ва қисқа муддатли магнит даракчиларини ўрганиш натижалари — 39

Максудов С.Х. Ҳозирги вақтдаги геомагнит майдонларининг номеъёрий ўзгаришлари ва геологик ўтмишдаги асрий ўзгаришлар — 48

Шерфединов Л.З., Курбанов Ж., Усманов Б.К. Сирдарё юқори оқими сувларининг ўзгариши — 55

Хабибуллаев И.Х., Хушвактов С.Х., Мардиев Ў.Б. Ер ости сувлари мониторинги ахборот тизимини ахборот-коммуникация технологиялари асосида такомиллаштириш масалалари — 60

Аимбетов И.К., Бекимбетов Р.Т. Нукус шаҳри тупроқ шўрланишининг ГИС-технологиялар ёрдамида мухандис-геологик баҳолаш — 64

СОДЕРЖАНИЕ ❋ CONTENTS

ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЯ	GENERAL GEOLOGY	
Турамуратов И.Б., Ежков Ю.Б., Бекчанов Ж.И. Рынок лития в мире. Прогнозная оценка ресурсов лития в Узбекистане и основные направления геолого-разведочных работ на ближайшую перспективу	**Turamuratov I.B., Ezhkov Yu.B., Bekchanov Zh.I.** Market of lithium in the world. Forecast evaluation of lithium resources in Uzbekistan and the main directions of geological exploration in the near perspective	**3**
Мусаев А.М., Джуманиязов Д.И. Петрографические перспективы рудоносности юго-восточной части Кочбулакского рудного поля (Восточный Узбекистан)	**Musaev A.M., Djumaniyazov D.I.** Petrographic prospects of ore potential in the south-eastern part of the Kochbulak ore field (Eastern Uzbekistan)	**11**
Косбергенов К.М., Ганиев С.С. Спессартиты Каратауского интрузива (Южный Нуратау)	**Kosbergenov K.M., Ganiev S.S.** Spessartites of the Karatau intrusive (Southern Nuratau)	**18**
РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ	**ORE DEPOSITS AND METALLOGENY**	
Норматов У.А., Мамарозиков У.Д. Пегматиты с комплексным редкометалльным оруденением Алтынтауского рудного поля (Центральные Кызылкумы)	**Normatov U.A., Mamarozikov U.D.** Pegmatites with complex rare metal mineralization of Altyntau ore field (Central Kyzylkum)	**24**
ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ	**LITHOLOGY AND MINERAL DEPOSITES**	
Султонов П.С., Шафайзиев Х.Х. Литолого-фациальные особенности Ангренских каолинов	**Sultonov P.S., Shafaiziev X.X.** Lithological and facial features of the Angren kaolins	**33**
ГЕОФИЗИКА, ГИДРОГЕОЛОГИЯ, ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ, ГЕОЭКОЛОГИЯ	**GEOPHYSICS, HYDROGEOLOGY, ENGINEERING GEOLOGY, GEOECOLOGY**	
Абдуллабеков К.Н., Юсупов В.Р. Результаты исследования долгосрочных, среднесрочных и краткосрочных магнитных предвестников землетрясений на геодинамических полигонах Узбекистана	**Abdullabekov K.N., Yusupov V.R.** Results of the study of long-term, medium-term and short-term magnetic earthquake precursors in geodynamic polygons of Uzbekistan	**39**
Максудов С.Х. Аномальные вариации геомагнитного поля в настоящее время и вековые вариации в геологическом прошлом	**Maksudov S.Kh.** Anomalous variations of the geomagnetic field at the present time and secular variations in the geological past	**48**
Шерфединов Л.З., Курбанов Ж., Усманов Б.К. Преобразование стока верхнего течения Сырдарьи	**Sherfedinov L.Z., Kurbanov Zh., Usmanov B.K.** Transformation of the runoff of the upper reaches of the Syrdarya	**55**
Хабибуллаев И.Х., Хушвактов С.Х., Мардиев У.Б. Проблемы совершенствования информационной системы мониторинга подземных вод на базе информационно-коммуникационных технологий	**Khabibullaev I.Kh., Khushvaktov S.Kh., Mardiev O.B.** Problems of improvement of groundwater monitoring information system on the basis of information and communication technologies	**60**
Аимбетов И.К., Бекимбетов Р.Т. Инженерно-геологическая оценка засоления грунтов г. Нукуса с применением ГИС-технологий	**Aimbetov I.K., Bekimbetov R.T.** Engineering and geological assessment of soil salining in the city of Nukus using GIS technologies	**64**

© И.Б.Турамуратов, Ю.Б.Ежков, Ж.И.Бекчанов, 2022

И.Б.Турамуратов, Ю.Б.Ежков, Ж.И.Бекчанов

РЫНОК ЛИТИЯ В МИРЕ. ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА РЕСУРСОВ ЛИТИЯ В УЗБЕКИСТАНЕ И ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ГЕОЛОГО-РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ НА БЛИЖАЙШУЮ ПЕРСПЕКТИВУ



Турамуратов Илхомбай Бекчанович – директор ГП «Институт повышения квалификации геологических кадров», докт. философии (PhD) по г.-м. наукам.
E-mail: turamuratov@mail.ru



Ежков Юрий Борисович – заведующий отделом ГУ «ИМР», канд. г.-м. наук.
E-mail: gpniimr@evo.uz.



Бекчанов Жахонгир Илхомбаевич – магистрант Florida Atlantic University (USA).
E-mail: bekchanovj@gmail.com

Литий является важнейшим сырьем для производства современной электроники и электромобилей (литий-ионные аккумуляторы и системы хранения энергии). Тренд стран на развитие зеленой энергетики и послекризисное восстановление экономики мира в последние годы открыли активно растущий рынок, когда цены на металл заметно выросли и будут оставаться высокими в 2022 г. и последующие годы.

Общие вопросы, связанные с геологическими условиями размещения литиевых месторождений, запасами, добычей, извлечением, переработкой и производством лития подробно рассмотрены в работах [2, 3, 6, 8, 12, 15-17].

Основные геолого-промышленные типы месторождений литиевых руд включают гранитные редкометалльные пегматиты (сподумен-микроклин-альбитовые, альбит-сподуменовые, лепидолит-сподуменовые и лепидолит-петалитовые пегматиты), редкометалльные танталоносные граниты литий-фторидного типа, слюдисто-флюоритовые метасоматиты, циннвальдитовые или лепидолитовые грейзены (промышленное значение невелико), литийсодержащие осадочно-глинистые породы (ресурсы считаются весьма значительными) и гидроминеральное сырье (рапа, высокоминерализованные воды, геотермальные рассолы), а также попутные воды нефтяных скважин).

Существуют несколько классификаций месторождений лития, основанные на генетических, промышленных, рудно-формационных, металлогенических принципах. Ниже представляем оптимизированную геолого-промышленную классификацию (таблица), включающую основные параметры литиевых и литий-содержащих месторождений с дополнениями информации по литиевым объектам Узбекистана [2, 3, 5-7, 9, 10, 12, 15].

Следует сказать, что в крупных месторождениях запасы Li_2O составляют ≥1 млн. т – 500 тыс. т, в средних – 500-200 тыс. т, в мелких – 200-100 тыс. т.

Общие запасы и ресурсы оксида лития в мире (включает 20 стран) в 2019 г. составили 29,5 млн. т (есть оценки в 60 млн. т), из них подтвержденные запасы (13 стран) – свыше 15,0 млн. т. При этом 75% общих и 55% подтвержденных запасов заключено в литиеносной рапе соляных озер; в гранитных пегматитах сосредоточено 22,2% общих и почти 45% подтвержденных запасов; в редкометалльных грейзенах – 1 и 0,5% соответственно.

В мае-июне 2021 г. средние рыночные цены на 1 кг металла выросли с 13,2 до **13,75 долл./кг.**

Мировая добыча лития в 2018 г. выросло за 1 год на 16000 т и составила около 85000 т (металла), из которых в Австралии – 51000 т (60%

Типизация месторождений лития

Геолого-промышленный тип	Геолого-промышленный подтип или минеральный тип	Запасы в месторождениях, тыс. т Li_2O	Содержание, % Li_2O	Полезные компоненты: главные / второстепенные	Месторождение
Редкометалльные апограниты	Колумбито-танталитовый. Танталит-сподуменовый	До 500 n •100	0,1-1,1 До 0,8	Ta, Nb, Sn, Zr Li, Cs, Rb, Be Li, Ta Cs, Rb	Орловское, Этыкинское (Россия); Йичун (Китай). Эшасьер, Монтебра (Франция); Алахинское (Россия)
Редкометалльные гранитные пегматиты	Сподуменовый Поллуцит-сподумен-танталитовый	100-400 50-300	0,6-1,5 0,2-0,9	Li / Ta, Nb, Be, Cs Cs, Rb, Li, Ta / Be, Nb, Sn	Колмозерское, Завитинское (Россия); Гринбушес (Австралия); Кинг Маунтин (США); **Сулатсай, Наука, Турткуйлюк (Узбекистан)** Васин-Мыльк (Россия); Кокто-кай (Китай); Блек Хиллс (США); Берник-Лейк (Канада); Бикита (Зимбабве); Карибаб (Намибия)
Метасоматиты	Флюорит-полилитионитовый гидротермальный	n •100	0,2-0,7	Li, Be / Cs, Rb, CaF_2	Мак-Дермит (США); в России, Австралии и др. странах; **Шавазсай (Узбекистан)**
Редкометалльные грейзены	Циннвальдитовый. Слюдисто-флюоритовый	n •10 100	0,2-0,8	Sn, W / Li, Be, Cs CaF_2 / Li, Rb, Cs, Be, Zn, Sn	Цинновец (ФРГ) Нью-Мексико (США); Вознесенское (Россия); **Шабрез (Узбекистан)**
Природные высокоминерализованные воды	Литиеносная рапа соляных озер и лагун. Подземные высокоминерализованные воды	До n • 10000 n • 100	0,002-0,3 0,00n-0,04	Li, Mg, K, Na / Co, B Li, Rb, Sr, Cs, B, J, K / Na, Ca, Mg, Br	Серлз, США (*Li – 96-115 мг/кг, запасы Li_2O 0,4 млн. т)* рассолы Мертвого моря, Израиль *(Li_2O – 0,004%)*, Салары Чили и Боливии. Подземные рассолы Сильвер-Пик, США *(Li_2O 0,08%, запасы 7,4 млн. т);* попутные подземные нефтяные воды (**Умид, Джарчи – Узбекистан**) *(Li_2O до 0,08% и др.)* и термальные воды областей современного активного вулканизма
Осадочно-глинистые породы	Глины, глинозем. Гекторитовые глины	Ресурсы значительны	0,05-1,0	Li, Cs, Rb / B, K	Промышленная значимость находится на стадии изучения

от мирового), Чили – 16000 (18,9%), Китае – 8000 (9,5%), Аргентине – 6200 (7,4%), Зимбабве – 1600 (1,9%), в Португалии, Бразилии, Намибии и др. совместно – 1900 (2,3%). График мировой добычи, по данным Геологической службы США (USGS), представлен на рис. 1.

Рынок лития. В 2020 г. продажи легковых электромобилей во всем мире уже превысили 3 млн., что составило около 4,6% от мировых автопродаж. А общий мировой автопарк легковых электромобилей превысил 10 млн. Кстати, машин Tesla из них всего 2 млн.

В 2020 г. уже 71% мирового потребления лития приходится на рынок литий-ионных аккумуляторов. В абсолютных цифрах объемы добычи лития выросли с 5000 т в 1991 до более 85000 т в 2020 г.

Более 20 стран и 70 городов уже объявили о планах поэтапного отказа от транспорта с двигателями внутреннего сгорания в ближайшие десятилетия. В случае сохранения текущих темпов развития, по прогнозам Международного энергетического агентства, к 2030 г. продажи электромобилей в мире достигнут 20 млн. в год, а к 2040 г. – 30 млн.

Мировой парк электромобилей к 2030 г. вырастет минимум в 15 раз и достигнет в зависимости от сценария развития от 145 млн. до 245 млн. штук, или 7-13% всего автопарка (рис. 2).

По прогнозу BNEF, уже к 2035 г. доля электромобилей в продажах новых авто в среднем по миру достигнет 50%, даже без специальных мер по стимулированию.

С 2017 г. общая емкость батарей электромобилей в мире (тогда чуть менее 100 ГВт·ч, а сейчас более 300 ГВт·ч) превысила емкость аккумуляторов потребительской электроники. К 2020 г.

суммарная накопленная емкость всех литий-ионных аккумуляторов в мире выросла в миллионы раз и превысила 500 ГВт·ч. В настоящее время для литий-ионной батареи одного электромобиля емкостью около 100 кВт·ч нужно в среднем порядка 8-10 кг лития, 35 кг никеля, 20 кг марганца, 14 кг кобальта и до 70 кг графита (данные Nature, IEA, Barrons).

На 2020 г. литий-ионные аккумуляторные ячейки производятся на 181 крупных мегафабриках (производительностью более 1 ГВт·ч), из которых 136 находятся в Китае, а в Европе и США лишь 16 и 10 соответственно. Объем рынка литий-ионных аккумуляторов в денежном выражении в 2020 г. – более $46 млрд. (рис. 3).

Ожидается, что к 2030 г. годовые продажи автомобильных аккумуляторов вырастут минимум в 10 раз и составят не менее 1300-1500 ГВт/ч.

По оценкам экспертов Bloomberg ожидается, что ценовая отметка аккумуляторов в $100 за кВт/ч, при которой может быть достигнут ценовой паритет электромобилей с сопоставимыми бензиновыми автомобилями, будет преодолена в ближайшие 2-3 года.

Несмотря на амбициозную задачу по наращиванию мощностей накопителей энергии для сглаживания непостоянной выработки от возобновляемых источников энергии, ожидается, что в 2030 г. именно на аккумуляторы для электромобилей будет приходиться более 90% всей их емкости. Так что спрос на литий в ближайшие десятилетия будет только расти. А значит будет расти и спрос на новые месторождения и источники лития.

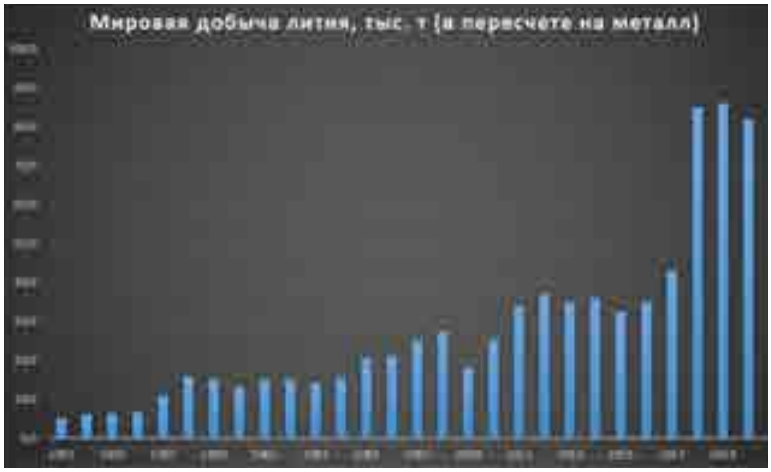


Рис. 1. Мировая добыча лития в 1991-2020 гг.

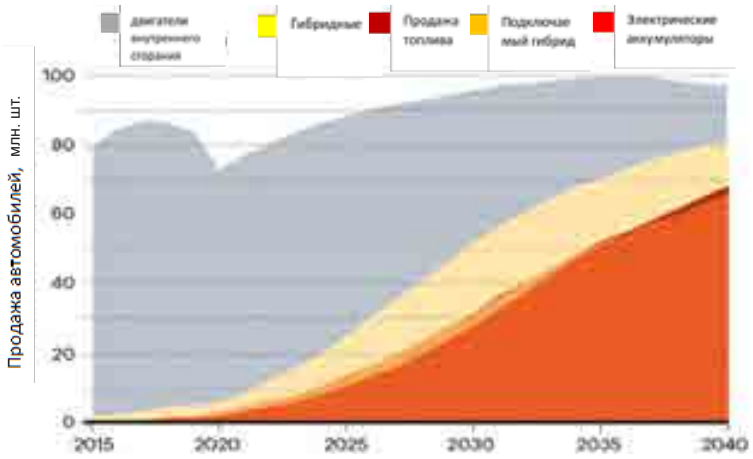


Рис. 2. Прогноз структуры продаж автомобилей по типам. Данные Blumberg ENF.

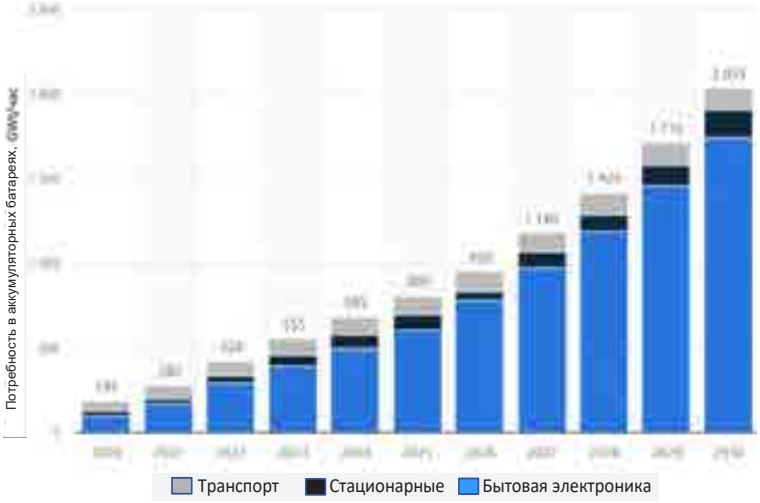


Рис. 3. Прогноз продаж литий-ионных батарей по сегментам. Данные Statistica.

Крупнейшие разрабатываемые месторождения лития находятся в Австралии и Южной Америке – Чили, Бразилии, Аргентине, а также в Китае. Добыча лития ведется двумя основными способами. Первый – добыча руды в виде минерала сподумена, с дальнейшим извлечением карбоната лития. Себестоимость добычи лития таким способом может достигать **$5-6,** но при высоких ценах на литий и она позволяет работать в прибыль. Второй способ появился в 1990-е годы и больше характерен для месторождений Южной Америки – это выпаривание рассолов из подземных соляных

озер, содержащих высокие концентрации солей лития. Себестоимость процесса в несколько раз ниже, до **1-3 $ за кг** карбоната лития.

Состояние минерально-сырьевой базы лития в Узбекистане

В республике известны 3 месторождения и более 30 рудопроявлений, рудных точек, зон минерализации и проявлений попутных вод нефтегазовых месторождений с повышенными содержаниями лития. Запасы лития учтены Госбалансом по трем объектам – Шавазсай, Наука и Джарчи.

1. Шавазсайское месторождение лития находится в Ахангаранском районе Ташкентской области, в верховьях правого притока р. Ангрен – Шавазсая, на абсолютных высотах от 1500 до 1800 м. Месторождение расположено в пределах Чилтенской вулканотектонической депрессии, выполненной нижепермскими вулканитами липаритового состава. В основании липаритовых вулканитов развиты вулканогенно-осадочные и субвулканические образования андезидацитового состава. Предполагается, что месторождение находится в руинах крупного липаритового вулканического центра Токали-Каракушхона, установленного еще в 1951-1952 гг. Б.Л.Рыбаловым [14].

Здесь на сравнительно небольшом участке (20 км^2) широко развиты весьма различные по петрографическому составу, структуре и текстуре, разновозрастные (C_3-P_1) вулканогенно-осадочные, экструзивные и субвулканические породы в виде разнообразных, слоистых и неслоистых вулканогенно-осадочных пачек, агломератов, туфобрекчий, лавобрекчий, бомб, огромных глыб, крупных и мелких некков, пробок, силлов и дайкообразных тел, в основном, кислого состава. Литиеносные рудные залежи – это в различной степени флюоритизированные, слюдизированные и гидрослюдизированные тонкозернистые, черные углисто-глинистые сланцы. Рудные тела выделяются лишь на основании массового опробования. Визуально они практически не отличимы от безрудных пород. Мощность рудных залежей колеблется от 5-10 до 80-100 м; длина 350-450 м, ширина 200-250 м. Общая мощность рудоносной пачки колеблется от 40-50 до 100-120 м. Внутри рудоносной пачки встречаются тела темно-зеленых трахибазальтов мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров [4, 5, 12, 14].

Содержание флюорита в руде 2-3%, редко, более; тонкочешуйчатых слюдистых минералов (фенгит, монтмориллонит, полилитионит, тайниолит) от 5-10 до 20-25%, а в «слюдитовых» прослоях – до 70-90%. Содержание Li_2O в руде колеблется от 0,2 до 1,0%, преобладают содержания в 0,4-0,7%, в линзах «слюдитов» – 1-3 %. Средние содержания окиси рубидия в руде – 0,04%, окиси цезия – 0,015%, наблюдаются повышенные содержания стронция, бора, мышьяка, молибдена. На месторождении пачки тонкослоистых вулканогенно-осадочных образований с редкощелочным оруденением выходят на дневную поверхность и прослеживаются до глубины 250-650 м. Участки разведаны в 1989-1994 гг. и на них подсчитаны запасы окиси лития по категориям $B+C_1+C_2$ в количестве 128,7 тыс. т (окиси рубидия – 10 тыс. т, окиси цезия – 7 тыс. т) со средним содержанием 0,57% Li_2O. На восточном фланге Центрального участка на глубине 250-650 м оценены прогнозные ресурсы окиси лития категории P_1 в количестве 49 тыс. т со средним содержанием 0,5% Li_2O.

Кроме того, на месторождении ранее (1989 г.) выделялись прогнозные ресурсы категории P_2 на участках Северный Шаваз и Каранколь в количестве 100 тыс. т. При подготовке геологического отчета, в 1996 г. эти ресурсы были сняты, *«учитывая значительную глубину залегания рудных залежей и низкие содержания оксида лития».* С принципиальной точки зрения, снятие прогнозных ресурсов категории P_2 отрицательно сказывается на определении общего потенциала Шавазсайского месторождения и прилегающих площадей. Помимо этих участков, в основании Токалийского палеовулкана могут быть обнаружены и другие литиеносные участки стратиформнного типа, скрытые под маломощными (50-200 м) силлообразными залежами сферолит-порфирового и фельзит-порфирового состава. Кроме того, необходимо заново пересмотреть материалы рудопроявлений, где руды отнесены к «промышленно не значимым» (участки Дукент, Чинаул-Ямансай, Северный Шавазсай, Каранколь, Камышли) и признаны «забалансовыми» (уч. Западный Ащибузук). Только комплексный учет всех запасов и ресурсов позволит представить масштаб литиевого рудообразования в Шавазсайском рудном поле [12].

В будущем, учитывая благоприятную, положительную конъюнктуру лития на мировом рынке, рост бурного спроса на металл, пред-

ставляется целесообразным оценку рудного потенциала Шавазсайского рудного поля провести по принципу $B+C_1+C_2+P_1+P_2$, что позволит говорить о потенциале 270-300 тыс. т Li_2O и более, что в свою очередь переводит статус крупности месторождения из мелкого в среднее.

Технологическая схема переработки руд месторождения основана на гидрометаллургическом методе спекания литиевой руды с фосфогипсом (отходы Алмалыкского химкомбината), последующем выщелачивании полезных компонентов в сульфатный технологический раствор, осаждением из него фторида лития и экстракцией из сульфатного раствора карбоната лития. Сквозное извлечение лития составляет 76-78%. Попутно из раствора получается товарная сода, поташ, химически осажденный мел и порошковый фторид кальция. Шавазсай пока остается единственным в своем роде месторождением кальдерного типа. Оно интересно как древнейший представитель залежей своего типа среди литиеносных объектов [11, 12].

2. Наукинское редкометалльное месторождение расположено в Бахмальском районе Джизакской области, в 6 км восточнее райцентра Усмат, на северо-западном окончании Туркестанского хребта, на абсолютных отметках от 1200 до 2200 м. Здесь, в бассейне Наукабашисая, в юго-западном крыле Акташской антиклинали, сложенном нижнепалеозойскими известково-слюдистыми сланцами, вблизи их контакта с известковым ядром антиклинали, зафиксированы более семидесяти обособленных пегматитовых жил северо-западного и запад-северо-западного простирания, длиной от нескольких десятков до 200-300 м и мощностью от долей до 6,0 м. Пегматиты согласные, согласно секущие и секущие. Группируются в пегматитовый пояс шириной 50-70 м, общей длиной около 4 км и вертикальным размахом до 950-1000 м. В меньшей мере (около 30 тел) пегматиты развиты среди известняков ядра Акташской антиклинами, характеризуясь значительно меньшими параметрами: длина до 25-70 м, мощность 0,5-1,0 м, единичные раздувы до 4-7 м. Предполагается, что часть пегматитов среди известняков также тяготеет к их приконтактовой части со сланцами. Сближенные серии пегматитовых тел на конкретных участках распространяются до глубины 200-300 м. Преобладают пегматиты белого и светло-серого цвета, средне- и крупнокристаллические, с мелкозернистыми оторочками, микроклин-альбит-сподуменового состава в известняках и кварц-микроклин-альбит-сподуменовые в сланцах [6, 12].

Редкометалльное оруденение характеризуется содержаниями оксидов, %: Li_2O – 0,784; Rb_2O – 0,125; Cs_2O – 0,019; тантала – 0,005; ниобия – 0,009; бериллия – 0,27. Максимальные содержания приурочены к центральным частям и раздувам пегматитовых жил [12].

Масштаб оруденения мелкий: 1800-2000 т окиси лития при среднем содержании 0,75%, 250-300 т окиси рубидия, 40-50 т окиси цезия, по 10-15 т пятиокиси тантала и ниобия, до 200 т олова. Оценка проведена до глубины 50 м от поверхности. Однако, прекращая работы на месторождении, авторы оценки предположили, что после опоискования и последующей разведки глубоких горизонтов оценка месторождения может возрасти в несколько раз и комплексная отработка месторождения может стать рентабельной. По результатам глубинных поисков, оценка прогнозных ресурсов категории P_1 ожидается на уровне не менее 10-20 тыс. т оксида лития. Геологическая позиция оруденения может служить геолого-поисковой моделью при поисках аналогичных месторождений [12].

3. *Промышленные редкометалльные подземные воды* Узбекистана целенаправленно изучаются ГУ «Институт ГИДРОИНГЕО» и ГУП «Узбекгидрогеология» с 1972 г. Промышленные концентрации различных редких элементов (литий – 10 мг/л, рубидий – 3, цезий – 0,5, стронций – 300, йод – 18, германий – 0,05) выявлены в подземных водах Бухаро-Каршинского, Сурхандарьинского, Устюртского и Ферганского артезианских бассейнов. Наиболее перспективны рассолы средне-верхнеюрского водоносного комплекса Чарджоуской ступени Бухаро-Каршинского артезианского бассейна.

По одному из месторождений этого бассейна – Джарчи (Кашкадарьинская область), в 1986 г. утверждены в ГКЗ эксплуатационные запасы промышленных редкометалльных вод по категории C_2, в т. ч. запасы оксида лития в количестве 1487 т, при дебите подземных вод 4142 $м^3$/сут (55,1 т LiO_2 в год плюс 2,83 т рубидия и 0,613 т цезия в год), со средним содержанием лития – 30 мг/л; рубидия – 2,15; цезия – 0,215 (на глубинах 2550-2850 м). Помимо них, кондиционными содержаниями характеризуются йод (26-88 мг/л), бром (286-449 мг/л) и бор (100-292 мг/л). В 1989 г. на месторождении Умид пробурена глубокая (2450 м) гидрогеологи-

ческая скважина на промышленные редкометалльные воды. Для извлечения лития из подземных вод разработан электрохимический вариант, позволяющий выделять 88% лития после очищения рассола от ионов магния, кальция и стронция [12].

Перспективные направления развития поисковых работ на литий в Узбекистане

Вовлечение в далеком 2002 г. в поиски Тарагайской редкометалльно-перспективной площади на южных склонах хр. Каратюбе (Кашкадарьинская область) дало начало созданию редкометалльного направления поисковых работ [1]. С 2004 г. вовлечены в опоискование редкометалльные пегматиты Центрального Султанувайса и Лолабулакского рудного поля в Южном Каратюбе. В результате поисковых и поисково-оценочных работ подсчитаны запасы и прогнозные ресурсы литиевого оруденения.

Последние 10 лет характеризуются вялотекущими и несистемными геологическими исследованиями в этом направлении.

На настоящем этапе, в связи с резким повышением интереса к литиевой продукции, первоочередной задачей в этом направлении является оценка возможности выявления значительных ресурсов лития на основе анализа имеющейся информации о результатах геолого-разведочных работ прошлых лет на различных перспективных участках, рудопроявлениях и месторождениях. Так, возможно определить перспективные позиции промышленного литиевого оруденения для постановки поисковых работ, дополнительно обратив внимание на следующие обстоятельства:

• важнейшим промышленно-генетическим типом месторождений лития в мире являются гранитные пегматиты. В Узбекистане литиевое оруденение исторически известно в гранитных пегматитах, вулканитах, альбититах и др., которые также содержат и другие щелочные металлы – рубидий и цезий.

• литиевая минерализация также установлена в штокверках, зонах грейзенизации, скарново-грейзеновых образованиях, но масштабы, характер распространения не изучены.

В этой связи, в качестве рекомендаций по будущим направлениям исследований, вслед за предыдущими исследователями, считаем целесообразным в первоочередном порядке обратить внимание на нижеследующие объекты.

1. В республике есть несколько не затронутых поисковыми работами **пегматитовых и апогранитных перспективных площадей**, где возможна постановка поисково-ревизионных работ и опережающих поисков на редкие металлы – Сутушар-Турткуйлюк (Гиссары) с прогнозными ресурсами по кат. P_2 35800 т, площадь Сартакчи в Нуратау, а также объекты в Букантау и Кульжуктау.

2. Наиболее интересным регионом для возобновления и расширения поисковых работ на редкие металлы оказывается Приташкентский (Чаткало-Кураминский) регион, с известными месторождениями и рудопроявлениями лития, бериллия, олова, вольфрама, висмута, ниобия, тантала, где развиты процессы флюоритизации, аргиллизации, альбитизации, серицитизации с широким проявлением **гранитоидных интрузивов редкометалльной специализации**, такие как Шабрез, Чимган и Чаркесар.

3. В Чаткало-Кураминском регионе необходимо продолжить поисковые работы на **редкощелочное оруденение Шавазсайского типа.** Предпосылки для этого имеются. Тонкослоистые аргиллитовые и углистые сланцы в толще верхнепалеозойских вулканогенно-осадочных образований распространены в регионе довольно широко и не только в основании липаритовых вулканитов в палеовулканических липаритовых жерловинах с признаками поствулканической сольфатарно-фумарольной деятельности (Камчик, Текели, Майгашкан, Каржантау), но и среди более ранних андезидацитовых вулканитов (Алтындык, Джигиристан, Каржантау). Нередко подобные образования интенсивно флюоритизированы и выделяются как бедные флюрит-редкометалльные проявления – Дюшали, Камчик, Карасырт, Акташ, Майгашкан и др. Иногда флюоритизация развивается и вне связи с вулканогенно-осадочными образованиями в виде флюоритизированных известняков (Шабрез, Сиджак), гранитных массивов (Саргардон, Касарак), других вмещающих пород (Нуреката, Верхнее Урюкли и др.). Специальному опробованию и изучению на литий эти проявления не подвергались, а некоторые из них изучались, в основном, на флюорит, бериллий, вольфрам и олово. Учитывая, что широко распространенная в регионе бедная флюоритизация, которая часто развивается по вулканогенным породам липаритового состава и их интрузивным аналогам (граниты Шабреза и Чаркасара), можно предположить,

что литиевое и редкометалльное оруденение региона связано с поствулканической стадией нижнепермского липаритового вулканизма.

В свете этого, специализированные опережающие поисковые работы на литий в Чаткало-Кураминском регионе необходимо ориентировать на обследование и опробование литологически благоприятных пачек тонкослоистых вулканогенно-осадочных образований, как во всех липаритовых вулканотектонических депрессиях, так и за их пределами, среди андезидацитовых вулканитов Каржантау, Ализара, Нурекаты, Аксакаты, Паркента, Тереклинского грабена, Междуречья Акча-Дукент, Левобережья Ангрена от Алмалыка до Наугарзана, Чадака и Гавасая. Первоочередное внимание должно быть уделено участкам флюоритизации и аргиллизации пород и зонам крупных тектонических нарушений, пересекающих эти породы.

Учитывая большую площадь региона, начинать обследование рекомендуется с Карабашской и Кызылнуринской депрессий и сопредельных участков юго-западных отрогов Чаткальского хребта. Необходимо продолжить глубинные поиски на северных и северо-восточных флангах месторождения Шавазсай, где в основании Такелийского палеовулкана в промежутках между липаритовыми субвулканитами могут быть выявлены новые, не выходящие на поверхность останцы тонкослоистых вулканогенно-осадочных образований с литиевым оруденением. Прогнозные ресурсы окиси лития в Чаткало-Кураминском регионе не поддаются расчету даже по аналогии. Тем не менее, учитывая широкое развитие литологически благоприятных пород, участков флюоритизации и аргиллизации, крупных флюоритоконтролирующих разломов субширотно-северо-восточного простирания, прогнозный потенциал региона можно определить в 5-10 раз больше, чем на месторождении Шабрез, с металлогеническим потенциалом порядка 1 млн. т Li_2O.

4. Возможность выявления оруденения **грейзенового типа** («вознесенский тип») предполагается в карбонатных толщах Чаткальской подзоны, в бассейнах Пскема, Коксу, Акбулака и, в первую очередь, на Сиджакской перспективной площади в междуречье Угама и Пскема. В данном районе уже известны небольшие редкометалльные месторождения Баркрак, Шабрез, Джауджурек и несколько рудопроявлений с околорудной флюоритизацией. На Баркраке прогнозные ресурсы лития подсчитаны по кат. P_1 в количестве 28295 т. На Сиджакской площади в нижекаменноугольной толще массивных и тонкослоистых известняков (мощность 1,0 км) известна субширотная крутопадающая зона гидротермально измененных карбонатных пород с видимой бедной флюоритовой минерализацией. Длина зоны с флюоритизацией около 1,0 км, ширина от 50 до 120 м; приурочена к южному блоку крупной субширотной тектонической зоны длиной свыше 10 км. Эта площадь в середине 80-х годов опоисковывалась только на флюорит, а на редкометалльное оруденение не оценивалась.

Помимо Чаткало-Кураминского региона, поиск месторождений «вознесенского типа» возможен в карбонатных толщах Юго-Западного Гиссара, Чакылкаляна и Южной Нураты. Прогнозные ресурсы этого типа литиевого оруденения не поддаются определению. Есть весьма осторожные предположения специалистов о прогнозном потенциале, который чисто интуитивно и очень осторожно определяется в 100 тыс. т Li_2O на Сиджаке, и еще во столько же – на других проявлениях Восточного Узбекистана [12, 13].

Завершая изложение представлений о наиболее перспективных объектах литиевой минерализации Узбекистана, приводим прогнозную оценку минерально-сырьевой базы окиси лития. Всего с учетом западных и южных регионов Узбекистана, суммарный прогнозный потенциал оксида лития (кат. $B+C_1+C_2+P_1+P_2$+металлогенический потенциал) может составить более 1 млн. т. Такой потенциал однозначно требует более пристального внимания.

Кроме того, литиевая минерализация в Узбекистане может быть обнаружена также и в других районах республики, в различных по составу и возрасту геологических образованиях: гранитных массивах литий-фтористых и мусковит-альбитовых гранитов; в урановых месторождениях песчаникового типа; в объектах с высокой концентрацией рассолов, возникших как в наземных, так и в подземных средах; в засоленных глинистых породах такыров; в рапе Аральского моря; в интенсивно минерализованных подземных водах; в рассолах в подсолевых и межсолевых горизонтах пород в пределах месторождений нефти, газа, газоконденсата.

ВЫВОДЫ

Мировой рынок лития, согласно долгосрочным прогнозам до 2030 г., будет характеризоваться резким повышением, на фоне роста спроса на литий-ионные аккумуляторные батареи для электромобилей.

В Узбекистане установлены рудопроявления, разнообразные геолого-промышленные типы литиевого оруденения, геологическая изученность которых стадийными геолого-разведочными работами в настоящее время является недостаточной.

Создание сырьевой базы лития в Узбекистане требует в первую очередь интенсификацию прогнозно-тематических, научно-исследовательских, ревизионных работ, а затем и проведение стадийных геолого-разведочных работ по выявлению прогнозных ресурсов и запасов лития и сопутствующего его редкометалльного оруденения, с детальным изучением вещественного состава, технологических свойств выявляемых руд.

Первостепеное значение для детального изучения стадийными геолого-разведочными работами в Чаткало-Кураминском регионе имеет редкощелочное оруденение в вулканогенно-осадочных отложениях Шавазсайского типа, районы широкого проявления гранитоидных интрузивов редкометалльной специализации и пегматитовые образования.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Ахмедов Н.А., Ежков Ю.Б. и др.* Редкометалльное направление в геолого-разведочных работах Узбекистана – веление XXI века // Геология и минеральные ресурсы, 2002. - № 4. - С. 15-19.

2. *Бородин Ю.В. и др.* Инструкция по применению классификации запасов к месторождениям лития и цезия. - Т.: Госгеолинформцентр, 1999. - 36 с.

3. *Быховский Л.З., Линде Т.П. и др.* Перспективы освоения и развития минерально-сырьевой базы лития // Минеральные ресурсы России. - 1997. - № 6. - С. 8-13.

4. Воронич Т.М. Новый тип большеобъемных стратиформных фтор-редкощелочных месторождений Тянь-Шаня // Междунар. геол. конгресс МГК-33. Докл. геологов стран Центральной Азии «Рудные провинции Центральной Азии». - Алматы, 2008. - С. 124-129.

5. *Глейзер Л.М.* Месторождение Шавазсай // Рудные месторождения Узбекистана / Под ред. *И.М.Голованова* / Тр. ИМР. - Т.: ГИДРОИНГЕО, 2001. - С. 513-522.

6. *Ежков Ю.Б., Рахимов Р.Р., Панасюченко В.К., Новикова И.В.* Редкие элементы Узбекистана. - Т.: ИМР. - 2013. - 148 с.

7. *Ежков Ю.Б., Турамуратов И.Б., Панасюченко В.К., Жонкобилов С.Т.* Мангит – первое открытое в Узбекистане промышленное нетрадиционное месторождение Ta-Nb гранитных пегматитов // Матлы междунар. конф. «Условия формирования, закономерности размещения и прогнозирование месторождений полезных ископаемых». - Т.: ТашГТУ, 2006. - С. 50-53.

8. *Ежков Ю.Б., Рахимов Р.Р., Рустамжонов Р.Р., Самсонов А.В., Холиеров А.Т.* Литий мира и Узбекистана (сподумен-пегматитовые и гидроминеральные руды) // Мат-лы науч. конф. «Актуальные проблемы геологии и геофизики». - Т.: Ин-т геологии и геофизики им. Х.М.Абдуллаева, 2017. - С. 28-31.

9. *Кременецкий А.А., Багдасаров Ю.А. и др.* Геолого-промышленная типизация редкометалльных месторождений // Разведка и охрана недр. - 1998. - № 3. - С. 37-41.

10. *Линде Т.П. и др.* Литий России: состояние, перспективы освоения и развития минерально-сырьевой базы // Минеральное сырье. Сер. геол.-эконом. - 2000. - № 6. - 116 с.

11. *Мамарозиков У.Д., Ахунджанов Р., Сайдыганиев С.С. и др.* Онгонитовый магматизм Срединного Тянь-Шаня // Науки о Земле. - 2012. - № 1. - С. 14-31.

12. Месторождения лития Узбекистана и перспективы их освоения // Обзорная информация № 31. - Т.: ГП «Госгеолинформцентр», 2007. - 21 с.

13. *Руб А.К., Быховский А.З. и др.* Вознесенское и Пограничное флюоритовые месторождения – крупнейший потенциальный источник редких металлов (литий, бериллий, тантал) // Тез. докл. междунар. симпоз. «Стратегия использования сырьевой базы редких металлов России в XXI веке». - М.: ИМГРЭ, 1997. - С. 90-93.

14. *Рыбалов Б.Л.* Геологическое строение палеовулкана Токали-Каракушхона (Средняя Азия) // Геология липаритовой формации районов Средней Азии и Казахстана. - М.: Наука, 1972. - С. 123-155.

15. *Солодов Н.А., Балашов Л.С., Кременецкий А.А.* Геохимия лития, рубидия и цезия. - М.: Недра, 1980. - 233 с.

16. *Солодов Н.А., Бурков В.В., Овчинников Л.Н.* Геологический справочник по легким литофильным редким металлам. - М.: Недра, 1986. - 286 с.

17. *Турамуратов И.Б., Ежков Ю.Б.* Основные структуры и особенности уран-редкометалльного рудоконцентрирования в западной части Центральной Азии (Тянь-Шань) // Междунар. геол. конгресс МГК-33. Докл. геологов стран Центральной Азии «Рудные провинции Центральной Азии». - Алматы, 2008. - С. 300-310.

© А.М.Мусаев, Д.И.Джуманиязов, 2022

А.М.Мусаев, Д.И.Джуманиязов

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ПЕРСПЕКТИВЫ РУДОНОСНОСТИ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КОЧБУЛАКСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (Восточный Узбекистан)



Мусаев Алишер Мусаевич –
старший научный сотрудник ИГиГ им. Х.М.Абдуллаева, канд. г.-м. наук.
E-mail: am_musaev@rambler.ru



Джуманиязов Денис Икромович –
младший научный сотрудник ИГиГ им. Х.М.Абдуллаева.
E-mail: denisbey@list.ru

На разрабатываемом месторождении Кочбулак Восточного Узбекистана вдоль межформационных пологопадающих рудных тел всегда имеются ореолы интенсивно окварцованных пород. Это обычно 2-3 «стержневые» кварцевые жилы мощностью 20-40 см. Промежутки их пронизаны мелкими прожилками, несущими вкрапления сульфидных минералов железа, цинка, свинца, теллура, а также карбонатов и фосфатов гаммы редкоземельных элементов с сингенетическими колломорфно-изоморфными, чаще, механическими примесями золота и серебра с самородными выделениями, приуроченными к стержневым жилам тыловых зон метасоматических колонок, среднерудно-березитизированных и верхнерудно-аргиллизированных горизонтов в вертикальном срезе месторождения.

Околорудные изменения вулканогенных пород происходили в до-, син- и пострудном этапах окварцевания. Дорудные пропилиты, предрудные березиты, вторичные кварциты и синрудные аргиллизиты сменялись во времени в указанном порядке. Вертикальная зональность в размещении околорудных изменений выражается в том, что надрудные срезы представлены вторичными кварцитами, верхнерудные – аргиллизитами, среднерудные – березитами, глубокие – пострудными жильными образованиями аргиллизитовой формации с прожилками хлорита и кальцита со смешанно-слоистыми слюдами в смеси каолинит-монтмориллонит-кварцевой основной связующей массы. В крутопадающих трубообразных телах им по геологическому положению соответствуют вторичные кварциты и жильные образования (Русинов, 1981; 1989).

Собранные полевые материалы по правому борту Гульдрамасая в направлении к верхнему течению убеждают нас в аналогичном строении рудоконтролирующих метасоматитов с разведанной частью Кочбулакского месторождения. Здесь также широко проявлены аргиллизиты верхнерудных горизонтов, распространенных ближе к водораздельной части правого борта сая и наличие березитизированных пород у тальвега на первой и второй надпойменных террасах, окрашенные зеленовато-серыми тонами, характерными для березитизированных пород рудного поля. Петрографический состав рудовмещающих пород в этой части Гульдрамасая более разнообразен. Они четко отличаются по структурно-текстурным признакам. Среди эффузивных слоев преобладают грубосортированные крупнообломочные катаклазиты, перемежающиеся со слоистыми или линзообразными строениями туфолав и криптокристаллических пилотакситовых, флюидальных лав, по составу промежуточных между андезитом и андезидацитом порфировидной

структуры. Эти породы требуют изучения их взаимопереходов по вертикали и латерали для уточнения их рудолокализующей роли в тектонических разрывных нарушениях и трещинах. Отметим, что грубообломочные, иногда, пористые породы обследованной площади имеют немалое рудолокализующее значение.

Диабазы и другие субвулканические дайковые породы среднего течения сая характеризуются адекватностью с эксплозивными телами разведанной части месторождения.

Процессы березитизации и кварц-серицитового метасоматоза наложены на региональные пропилиты и локальные вторичные кварциты. Более поздний процесс гипогенной аргиллизации усиливается в зонах телескопирования вторичных кварцитов кварц-серицитовыми метасоматитами, на глубине переходящими в березиты.

Ввиду того, что жильные образования образуются отчасти метасоматическим путем, отчасти выполнением пустот и трещин и характеризуются специфическим минералогическим составом, отличным от околорудных березитов, отнесение их к самостоятельной формации является оправданным.

Пропилитизацией затронуты почти все вулканические породы района, однако интенсивность ее проявления в них разная. Усиление интенсивности пропилитизации наблюдается на рудоносных площадях вдоль тектонических нарушений и в горизонтах туфов и туфобрекчий. В пропилитизированных породах Кочбулакского месторождения часто встречается несдвойникованный альбит, характерный для малоглубинных приповерхностных месторождений. Пропилиты обследуемой площади имеют субвулканические фации глубинности, генетически связанные с вулканизмом.

Относительно самого термина «пропилит» в литературе существуют различные мнения (Коржинский, 1948; Наковик, 1954; Жариков, 1969). В.Л.Русинов (1972; 1989), детально изучивший геологические и физико-химические закономерности пропилитизации, отмечает, что в настоящее время под пропилитами понимают гидротермально-измененную вулканогенную породу среднего состава, имеющую зеленокаменный облик и сохраняющую реликтовую порфировую структуру. Главными породообразующими минералами пропилита являются альбит или адуляр, хлорит, кальцит, пирит, калиевая гидрослюда, кварц, иногда, эпидот, актинолит, цеолит и менее характерные пренит и магнетит [2-7]. Существенным признаком пропилитов В.Л.Русинов считает присутствие в них участков кислотного выщелачивания и скоплений рудных минералов серебра, золота, меди, свинца, цинка и, реже, сурьмы, мышьяка и ртути [5].

Вулканогенные образования, развитые в пределах месторождения Кочбулак, по химическому составу, структурно-текстурным особенностям резких отличий не имеют. В связи с этим пропилитизация их однообразна, если не считать усиление ее интенсивности в туфогенных вулканитах в зависимости от физико-механических свойств, благоприятных для пропилитизации.

Если учесть, что крупные крутопадающие рудные тела Кочбулакского месторождения расположены на его северных флангах, где в составе вулканитов преобладают туфогенные разности, то установленная нами адекватность структурно-текстурных особенностей исследуемой площали указывает на ее перспективность, аналогичную рудную минерализацию. Ввиду того, что подземные горные выработки, в основном, проходят по рудоносным структурам, найти в них малоизмененные, пропилитизированные породы не всегда удается. Вблизи рудоносных структур туфы андезитовых порфиритов интенсивно изменены и представляют ассоциации минералов, характерных для березитовой формации. В тех местах, где иногда встречаются пропилитизированные породы, обусловленные внешними зонами березитов, пропилиты представлены хлорит-альбитовой фацией. Для туфов андезитовых порфиритов северного фланга месторождения характерно широкое колебание соотношения кластического материала к основной массе. Имеются туфы, где основная масса составляет не более 10-20%, но имеются также участки, где наблюдаются обратные соотношения. Во всех случаях пропилитизация начинается с замещения кластических материалов, в основном, обломков андезина (an = 46-52%), редко встречающегося калиевого полевого шпата и нацело выщелоченных амфиболов, биотитов и изредка пироксенов.

По правому борту сая Гульдрама на протяжении около 4 км к юго-востоку от пятой рудоносной зоны, в направлении к верхнему течению сая обнажаются также андезитовые порфириты. При исследовании этих пород нами

использован высокопроизводительный энергодисперсионный рентгенофлуоресцентный спектрометр (Япония NEX CG EDXRF Analyzer with Polararization in zet-1920) Ташкентского института химической технологии.

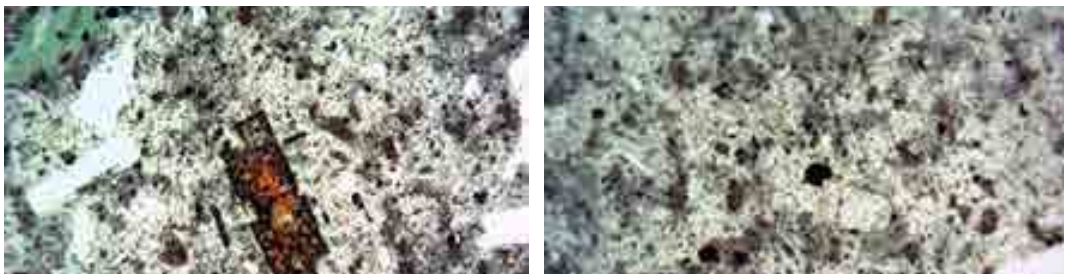
Петрография пород

Структура туфов часто гиалопилитовая, пилотакситовая и флюидальная (рисунок). Текстура массивная. Пропилитизация выражается в образовании по породе альбита, серицита, хлорита, кальцита, магнетита, изредка, пирита. Видимо, интенсивное кислотное выщелачивание туфов андезитовых порфиритов, как характерная особенность данного месторождения, началось в самом раннем этапе, поэтому на месторождении почти не встречаются вулканические породы с неизмененными темноцветными минералами. Исключение составляют породы некоторых дайковых образований и Шаракского субвулканического тела, сложенного андезидацитами.

Температура пропилитизирующих растворов, видимо, была достаточно высокой, чтобы замещение темноцветных происходило быстро и полностью.

Все темноцветные минералы оказались не устойчивыми и подверглись гидролизу с образованием ассоциаций минералов, характерных для пропилита. Судя по тому, что гидролиз темноцветных минералов сопровождается независимо от форм их выделения образованием обильных скоплений мелких бесформенных зерен магнетита в виде опацитовых каемок, составы амфиболов и пироксенов в исходной породе близкие. Замещение их хлорит-альбит-магнетит-кварцевой ассоциацией указывает на умеренную, возможно, и низкую кальциевость исходных темноцветных минералов. Об этом же свидетельствует их парагенезис с биотитом и кварцем. По-видимому, первоначально в туфах андезитовых порфиритов пироксены были представлены авгитом или титанистым авгитом (обыкновенной роговой обманкой). Биотит также имел достаточно высокую железистость, что видно из того, что опацитовые выделения магнетита в предполагаемых зернах биотита более обильны, чем в других темноцветных.

а *б*



***а* – Гл-87.** Андезидацит. Николи +. Увел. 40^{x}. Псевдоморфное замещение роговой обманки биотитом с келифитовой каемкой по краям из магнетита; игольчатые мелкие кристаллики ильменита и толстопризматический апатит; ***б* – Гл-87.** Андезидацит. Николи //. Увел. 40^{x}. Развитие в составе основной массы сульфидных минералов. Квадратной формы кристаллы пирита, округлые бесформенные кристаллы алтаита, в некоторых местах халькопирита.

При замещении зерен амфибола и пироксена новообразованиями происходит полная их псевдоморфоза. Весь объем кластических выделений этих минералов замещается указанной выше ассоциацией вторичных минералов, где главенствующим является бесформенный хлорит, дающий изредка полные псевдоморфозы. Но часто наблюдаются случаи, когда часть зерна замещена хлоритом, а другая – альбит-кварцевой ассоциацией. В отдельных псевдоморфозах содержание альбитового составляющего сходит на нет, тогда вместо него выделяется полупрозрачный кремнистый агрегат, по оптическим свойствам похожий на кварц, но по составу, видимо, отличный от него. По поверхности таких агрегатов выделяются скопления очень тонкокристаллических минералов, уверенная диагностика которых затруднительна. Частью эти минералы представлены магнетитом, титаномагнетитом и, частично, продуктами разложения последнего – лейкоксеном. Не исключено наличие среди таких крупнозернистых масс и эпидот-цоизитовых выделений. Хлорит в псевдоморфозах зеленый, часто смешан с мелкими нитевидными выделениями магнетита, он развивается также по биотиту и салическим кластическим материалам, парагенно с альбитом.

Альбитизация средних плагиоклазов начинается с их автолизии, совершаемой обычно по краям, но имеются альбитизированные участки андезинов и в средних частях зерен. При альбитизации плагиоклазов начинают исчезать их полисинтетические двойники, часто они становятся простыми и трещины спайности между ними неясные, расплывчатые. Показатели преломления таких зерен значительно снижаются по сравнению с неизмененной частью зерен андезина. При формировании ассоциаций вторичных минералов пропилита туфы андезитовых порфиритов Кочбулака подвергаются также интенсивной карбонатизации. Кальцитизация, вызываемая достаточно высоким химическим потенциалом углекислого газа в пропилитизирующих растворах, усиливается за счет разложения андезина, обусловливающего вытеснение CaO при его альбитизации. Карбонатизация туфов выражается в обильном выщелачивании микрозернистых бесформенных агрегатов в виде пятен и скоплений. Иногда за счет частичной собирательной перекристаллизации карбонатных агрегатов возникают выделения зерен кальцита, которые формируют гнездообразные, неправильной формы участки в породе. Приуроченные к трещинам в отдельных местах, зерна кальцита образуют линзовидные, прожилкообразные скопления.

В туфах андезитовых порфиритов Кочбулака наряду с карбонатизацией наблюдается и процесс серицитизации. Серицит так же, как и карбонат выделяется в виде микрочешуйчатых агрегатов в смеси с карбонатами. Имеются участки равномерного смешивания серицит-карбонатных агрегатов, особенно широко развивающихся по основной стекловатой массе породы. Серицитизации подвергаются все обломки салических минералов. С течением времени микрозернистые выделения серицита так же, как карбонат, перекристаллизуясь, превращаются в мелкочешуйчатые агрегаты. Особенно широко такие серицитовые агрегаты встречаются во внутренних фациях пропилитов, переходящих постепенно в породы березитовой формации. Достаточно высокотемпературные условия пропилитизации туфов в начальной стадии способствовали замещению биотита мусковитом. О том, что мусковитизация биотитов предшествовала процессу серицитизации плагиоклаза, говорит тот факт, что некоторые выделения мусковита вдоль краев имеют вен-чики из мелкочешуйчатых серицитов. Так как при дальнейшем продвижении процесса пропилитизации составы растворов, вызывавших серицитизацию и карбонатизацию, остаются равновесными с составом ранних выделений мусковита, он остается устойчивым вплоть до образования в отдельных случаях внутренних зон формации березитов. Особенности изменения химического состава пород при их пропилитизации и последующей березитизации характеризуются сменой их во времени жильными образованиями.

Наличие ассоциаций минералов, соответствующих березитам среди гидротермально-измененных околорудных пород Кочбулакского месторождения, отмечено М.Д.Увадьевым и др. [7], В.Л.Коваленкером и др. [5]. Однако их рассматривали совместно с аргиллизированными породами в качестве их промежуточных фаций. Эти ассоциации формируются синхронно с рудоотложением [7]. Березиты в виде самостоятельной формации околорудно-измененных пород Кочбулакского месторождений впервые выделены В.Л.Русиновым (1981; 1989), который считал березитизацию предрудным процессом. Он указывал на наличие двух типов березитов: кварц-серицит-карбонат-пиритового и кварц-серицит-пиритового, слагающих внешнюю и внутреннюю зоны – вблизи кварцево-золоторудных жил. Им отмечалось также, что второй тип (внутренняя зона) часто сливается с кварцевой жилой. Ввиду того, что вся толща вулканогенных образований месторождения имеет близкий химический состав, соответствующий андезитам и андезидацитам, характер проявления в них березитизации принципиальных различий не имеет. Таких различий нет и по разным горизонтам вертикального сечения рудных тел, если не считать вариаций мощностей и соотношений фаций (зон). Описывая березитизированные породы, приуроченные к крутопадающему жилообразно-столбообразному рудному телу 35, В.Л.Русинов установил сильное увеличение мощности зоны окварцевания в верхней части рудного тела и некоторое сокращение мощности более внешних зон. Расширение кварц-серицит-кальцит-пиритовой зоны, по его данным, наблюдается в средней части рудного тела по высоте. Раздув кварцевой зоны в головной части рудных тел связывается с интенсивным выносом компонентов, часть из которых (глинозем) отлага-

лась поблизости в виде серицитолита. Наши наблюдения по этому рудному телу на горизонте 3-го и 4-го уступов карьера подтвердили правильность преположений предыдущих исследователей относительно пространственных соотношений отдельных фаций (метасоматических зон) березитов. Действительно, вблизи зон окварцевания измененные туфы андезитовых порфиритов содержат обильные выделения серицита, обособляющегося в виде гнезд различных размеров, иногда до 10-15 см в поперечнике. В этих гнездах порода сложена в основном серицитом с редкими остатками кварца и многочисленными мелкими вкраплениями сульфидов. Породы таких гнезд могут называться серицитолитами.

Изучение околорудных изменений 5-й, 9-й, 11-й и 12-й рудных зон месторождения отражает широкое развитие процесса березитизации. Причем минеральные типы березитов те же, что были отмечены В.Л.Русиновым. Типоморфными минералами березитизированных пород Кочбулакского месторождения, таким образом, являются кварц-серицит-анкерит-пирит, а во внешних зонах к ним добавляются реликтовый мусковит, альбит, иногда калиевый полевой шпат. В участках развития серицитолитов вблизи рудоносных жил присутствует доломит, который во вмещающих кварц-серицитовых породах не отмечается, а на некотором удалении от жилы вместо доломита наблюдается анкерит, далее к внешней зоне сменяющийся кальцитом [5]. Такую смену состава карбонатных минералов в березитах автор связывает с режимом углекислоты в березитизирующих растворах. Указывается также, что в некоторых процессах березитизации были повышенные температурные условия.

Березитизированные породы, сопровождающие столбообразное рудное тело на горизонте шт. 80, представляют светло-серые с коричневатым оттенком туфы, состоящие из мелкообломочного кристаллокластического материала, замещенного белым слюдистым агрегатом и коричневато-фиолетовой связующей массой. Обломочный характер кластического материала под микроскопом выражен четко: угловатый, осколкообразный, иногда округлый, и почти полностью вытеснен вторичными минералами, так что судить о первоначальном составе можно только по формам выделений. Основная масса породы в большинстве случаев перекристаллизована в микрозернистый агрегат зерен кварца, мозаично распределящегося по всей поверхности шлифа. В составе основной массы породы имеются участки, где содержание пеплового материала повышенное, отчего такие участки имеют темно-серую, иногда почти черную окраску. При мозаичной перекристаллизации в местах, остающихся между перекристаллизованными участками, наблюдаются черные округлые и угловатые пятна. Иногда мезостазис березитизированных пород имеет четко выраженную флюидальность. Есть также участки неясной перекристаллизации мезостазиса, образующего полукристаллически-полуаморфные агрегаты с волнистым угасанием, часто крестообразной формы.

Кристаллокласты, интенсивно замещенные серицитом, видимо, принадлежат полевому шпату. Имеются участки, где совместно с серицитом в псевдоморфозах выделяется кварц. В отдельных местах, кроме серицита, кварца, в псевдоморфозах встречается и тонкозернистый агрегат карбоната. Среди кристаллокластовых выделений наблюдаются такие, принадлежность которых плагиоклазу исходной породы угадывается по характеру развития по ним вторичных минералов. Так, серицит, замещая плагиоклаз, оставляет еле заметные следы полисинтетических двойников. Кварц, замещая плагиоклазовые выделения, более охотно приурочивается к краям кристаллов, по-видимому, с предварительно альбитизированными каемками.

Средняя часть кристалла, также частично замещенная кварцем, интенсивно соссюритизирована. Как уже отмечали, реликтовые зерна мусковита, дающего полные псевдоморфозы по темноцветным минералам, в березитизированных породах сохраняются. Они легко обнаруживаются в шлифах благодаря высоким цветам интерференции в скрещенных николях. Часто по краям, иногда и по всей поверхности реликтовых зерен мусковита развиваются бесформенные мелкие зерна магнетита. При повышении интенсивности процесса березитизации в направлении к рудоносным кварцевым жилам реликтовые зерна мусковита заметно уменьшаются в количестве и по размерам выделений. Обычно замещаясь мелкозернистой кварц-серицитовой массой, они подвергаются дезинтеграции, оставаясь иногда в виде разноразмерных лоскутьев.

Карбонат в березитизированных породах по количеству не уступает серициту. Во внешних зонах он, главным образом, приурочен к кристаллокластам, видимо, первоначально принадлежавшим плагиоклазу. С серицитом карбонат в псевдоморфозах смешивается во всевозможных соотношениях. В отдельных случаях серицит в ассоциации с карбонатом приближается к гидрослюде и имеет низкое двупреломление. Карбонат во внешней зоне близок к кальциту. В нем наблюдается четкая псевдоабсорция, в одном из направлений имеются показатели преломления, близкие к преломлению канадского бальзама, нежные перламутровые цвета интерференции, местами появляющиеся косые системы трещин спайности, иногда характерные полисинтетические двойники.

Г.Т.Волостных [1] отмечал, что аргиллизация – гидротермальный метасоматический процесс кислотной и щелочной стадий, выражающийся в полном или частичном замещении исходных пород глинистыми минералами.

К типоморфным минералам аргиллизированных пород относятся глинистые минералы групп каолинита, гидрослюд, монтмориллонита, вермикулита, хлоритов и септохлоритов. Глинистые хлориты являются смешанно-слоистыми минералами с небольшим количеством монтмориллонитовой фазы. Бруситовый слой в них гидротирован, поэтому на термограммах глинистых хлоритов наблюдаются низкотемпературный эндотермический эффект.

Глинистые минералы в аргиллизированных породах образуют псевдоморфозы, замещая любые из породообразующих минералов. При аргиллизации вулканогенных пород очень легко замещается глинистыми минералами их стекловатая основная масса с пепловыми частицами, образуя почти чистые глины. При развитии глинистых минералов по амфиболу формируются обособления рудных минералов – гётит, пирит, лейкоксен, анатаз, рутил. Во внешних зонах амфиболы замещаются железомагнезиальными карбонатами, хлоритом и нонтронитом, количественные соотношения которых колеблются в широких пределах.

Когда замещается плагиоклаз глинистыми минералами, обычно они концентрируются в центральной части зерен, края зерен бывают при этом замещенные альбитом. В Кочбулакских вулканитах обычно это несдвойникованные альбиты. Такой вид замещения Г.Т.Волостных называет альбитовым футляром. Он же указывает, что между альбитовой каймой и глинистым ядром в псевдоморфозах по плагиоклазу располагается кайма из мелких изотермичных зерен кальцита. Состав глинистых минералов развитых в ядре, обычно соответствует каолинит-монтмориллониту. Этот агрегат в плагиоклазах кислого и среднего составов сетчатой текстуры, обусловленной выделениями изометричных пластинок каолинита или червеобразно изогнутых их пачек, погруженных в монтмориллонитовую массу. Хлориты в псевдоморфозах по биотиту выщелачиваются в виде «клиньев» среди выщелоченных железистых, магнезиальных карбонатов и глинистых минералов.

Происходит осветление биотита и его расщепление с выделением железа. При замещении глинистыми минералами стекловатой основной массы иногда сохраняются следы ее первичной структуры. Во внутренних зонах аргиллизации псевдоморфозы также образуют глинистые минералы, хлорит, монтмориллонит, но интенсивность замещения ими усиливается. При интенсивном замещении полевых шпатов границы их очертаний исчезают, они сливаются с окружающей связующей массой, также интенсивно замещенной глинистыми минералами.

Иногда агрегат, состоящий из каолинита, гидрослюды, глинистого минерала, иллита и хлорита, приурочен к трещинам в породе. В местах пересечения трещин они образуют скопления, от чего порода кажется пятнистой.

В аргиллизированных туфах андезидацитовых пород Кочбулака местами развиваются псевдоморфные агрегаты каолинита и скрытокристаллические сфероиды кварца по окварцованным гломеробластам. Сфероиды кварца возникают из гелеобразных метаколлоидных растворов, формирующихся при растворении скоплений кристаллов кварца при ощелочении аргиллизирующих растворов с наступлением поздней щелочной стадии эволюции их состава.

Смесь тонкозернистых агрегатов, сложенных глинистыми минералами, карбонатом, хлоритом и монтмориллонитом, когда развивается по основной стекловатой связующей массе, местами обособляется в виде шаровидных округлых стяжений. За счет окисления железа аргиллизированные породы часто под микроскопом имеют желтовато-бурую, иногда зеленовато-бурую окраску.

Заключение

Анализируя динамику развития установленных околорудных изменений во времени и пространстве можно видеть, что на изучаемой площади рудовмещающие метасоматиты однотипны по формационной принадлежности с северной частью эксплуатируемого в настоящее время приповерхностного вулканогенного золото-серебряного месторождения Кочбулак. Они представлены аргиллизитами и березитами на обеих участках. Исследуемая площадь начинается непосредственно от рудоносной зоны Токберды и предположительно является юго-восточным продолжением рудоконтролирующей разрывной тектонической структуры «Узун» месторождения Кочбулак. Эта площадь шириной около 1 км занимает правый борт сая Гулдрама от его тальвега до водораздела правого борта. Аналогичным расположением обладает шахтный горизонт отрабатываемого месторождения. На обследованной к настоящему времени примерно 4 км^2 территории указанной перспективной площади петрографические составы пород не выходят за пределы андезидацитовой формации, интенсивно аргиллизированы. В приводораздельных частях правого борта они сменяются вблизи тальвега сая, начиная с уровня второй надпойменной террасы, изменениями, характерными для формации березитов. Этот уровень, по нашим данным, является самым рудопродуктивным горизонтом Кочбулакского месторождения и подтверждается на примере золоторудных месторождений Кызылтурукского и Чармитанского рудных полей Западного Узбекистана. Такой поисковый критерий правомерен для всех гипогенных золоторудных месторождений мира. На изученной части перспективной полосы можно констатировать небольшое преобладание грубообломочной структуры с одновременным возрастанием объема лав и лавобрекчий, согласно структурно-текстурным особенностям пород, что, очевидно, связано с относительным приближением к жерловой части Лашкерекского стратовулкана, расположенного в восточной части от изучаемой территории на водоразделе Кураминского хребта. Об этом можно судить по наличию среди толщи эффузивных пород маломощных секущих лампрофировых даек, что является важной предпосылкой для золото-серебряных и других рудообразований (Ф.Б.Каримова, 2020 г.).

Предварительные рекогносцировочные маршруты позволяют убедиться в продолжении перспективной поисковой площади до истоков Гульдрамасая с известным недоизученным рудопроявлением Учкыз. Если наше предположение оправдается, то перспективная площадь сырьевого ресурса месторождения Кочбулак расширится примерно на 10 км^2. В случае справедливости данного прогноза производственная деятельность месторождения Кочбулак продолжится на значительное время. Наличие существующей инфраструктуры действующего месторождения стимулирует сбережение значительных эксплуатационных расходов. На некоторых участках исследуемой площади по присутствую воронкообразных, сужающихся в глубину зон аргиллизации, не исключено наличие богатых на золото трубчатых рудных тел, адекватных не достаточно отработанным в глубину телам пятой рудоносной зоны месторождения Кочбулак.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Волостных Г.Т.* Аргиллизация и оруденение. - М.: Недра, 1972. - 239 с.

2. *Жариков В.А., Омельяненко Б.И.* Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями // Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях. - М.: Недра, 1965. - С. 119-194.

3. *Зарайский Г.П., Шаповалов Ю.Б., Беляевская О.Н.* Экспериментальное исследование кислотного метасоматоза - М.: Наука, 1981. - 218 с.

4. *Искандаров Э.И., Мусаев А.М., Хамрабаев И.Х.* Экспериментальное моделирование процессов магматогенного породо- и рудообразования. - Т.: Фан, 1976. - 120 с.

5. *Коваленкер В.А., Сафонов Ю.Г., Наумов В.Б., Русинов В.Л.* Эпитермальное золото-теллуридное месторождение Кочбулак (Узбекистан) // Геология рудных месторождений. - 1997. - Т. 39. - № 2. - С. 127-152.

6. *Моисеева М.И.* Минералогия рудных месторождений Северо-Восточной части Кураминского хребта. - Т.: Фан, 1969. - 204 с.

7. *Увадьев М.П., Гертман Ю.Л., Мартынов В.В.* Петрографические типы метасоматических процессов Восточного Узбекистана // Тез. докл. «Метасоматизм и рудообразование». - Л., 1976. - С. 114.

Статья представлена членом редколлегии докт. г.-м. наук Р.Ахунджановым.

© К.М.Косбергенов, С.С.Ганиев, 2022

К.М.Косбергенов, С.С.Ганиев

СПЕССАРТИТЫ КАРАТАУСКОГО ИНТРУЗИВА (Южный Нуратау)



Косбергенов Куатбай Мауленберген улы –
базовый докторант (PhD)
ИГиГ им. Х.М.Абдуллаева.
E-mail: qosbergenov93@mail.ru



Ганиев Саидакмал Саидазимович –
магистрант 2 курса
Университета геологических
наук Госкомгеологии РУз.
E-mail: said2292@mail.ru

Введение. Лампрофиры – это своеобразные жильные породы, одно из сложнейших специфических образований природы, связанных с глубинными источниками магмы субщелочного и щелочного ряда. Лампрофирам посвящены известные работы Х.М.Абдуллаева (1957), A.Streckeisen (1969), И.В.Мушкина (1979), Л.А.Михалевой (1989), N.M.Rock (1991), M.Awdankiewicz (2007), Štemprok M., Seifert Th. (2011), Е.А.Васюковой (2014), J.Errandonea-Martin at.el. (2018) и др. [1-9]. По их данным, лампрофировая магма образуется при метасоматизме участков верхней мантии, сложенной ультраосновными породами, что подтверждается наличием характерных микроэлементов в лампрофирах и их соотношением. Сложность их заключается в том, что они часто ассоциируют и имеют взаимопереходы со щелочными ультраосновными и основными породами (кампто-спессартиты, кампто-вогезиты, кампто-мончикиты, диоритовые порфириты-малхиты), что затрудняет отнести их к тому или иному генетическому типу лампрофиров [3, 10]. Характерная особенность их в том, что они тесно ассоциируют с диоритовыми порфиритами, гранодиорит-порфирами, гранит-порфирами и, редко, микродиабазами, большинство которых приурочены к гранитоидным интрузиям и их обрамлениям.

Среди даек гор Каратау преобладают диабазовые и диоритовые порфириты, гранит-порфиры, риолит-порфиры и лампрофиры. В самом интрузиве широко развиты послегранитные диоритовые порфириты, гранит-порфиры, спессартиты и керсантиты, приуроченные к трещинам отрыва северо-восточного простирания [11-13].

Цель настоящей статьи – изучение вещественного состава даек спессартитов среди множества даек разнообразного состава Каратауского интрузива.

Геологическое строение гор Каратау. В геологическом строении гор Каратау участвуют осадочно-метаморфические толщи кембрия-ордовика-силура (рис. 1), детально охарактеризованные в обобщающих работах (Стратиграфический... [14], Р.С.Хана и др., 2004-2006 гг., З.М.Абдуазимовой и др., 2004 г. и др.). Среди них наиболее древняя *живачисайская свита* ($Є_3$-O_1 žv), продукты которой прослежены в северо-восточной части северного склона Каратау и представлены известково-сланцевыми отложениями. Породы свиты локализованы к узкой полосе среди караташской свиты, контакт с ней тектонический.

Джалатарская свита (O_{1-2} dž) тоже в виде узкой полосой прослеживается на северных склонах Каратау, севернее перевала Кара-Карга субширотного простирания. Отложения представлены ритмично чередующимися тонко-горизонтально-слоистыми глинисто-слюдистыми, слюдисто-кремнистыми, углеродисто-слюдисто-кварцевыми сланцами и плитчатыми кремнистыми алевритистыми аргиллитами и алевролитами.



Рис. 1. Геологическая карта гор Каратау (Р.С.Хан и др., 2006 г.) с дополнениями К.М.Косбергенова по дайковым образованиям. *1* – четвертичные отложения, Q; свита: *2* – сугралинская, P; *3* – карнабская, K_2; *4* – караташская свита, S_1kr; *5* – кичкина-чарвакская свита, O_3 kč; *6* – джалатарская, O_{1-2} dž; *7* – каракушская, O_1 кк; *8* – живачисайская, $Є_{2-3}$ žv; *9* – кварцевый субщелочной диорит (Карамечетский шток); *10* – биотитовый гранит (главная фаза) Каратауского интрузива; *11* – лейкократовый гранит; *12* – гранит-порфир Сармичского штока; дайковые образования: *13* – диабаз, *14* – кварцевый диоритовый порфирит, *15* – кварцевый порфир (*а*) и гранит-порфир (*б*), *16* – спессартит, *17* – керсантит, *18* – гранит-порфир, *19* – кампто-спессартит; *20* – разломы; *21* – золоторудные проявления; *22* – место изучения.

Отложения *тансарайской свиты* (O_{2-3} *(?) tn)* развиты в западной части Каратау. В ее разрезе преобладают песчаники, меньше, алевролиты и сланцы. Песчаники преимущественно полимиктовые, алевролиты песчанистые, полимиктовые, доломитистые. Сланцы кремнисто-слюдистые, хлорит-серицитовые, кварц-хлоритовые.

Каракаргинская свита (O_1^2-O_2^2*kr)* развита в центральной части гор Каратау и протягивается широкой полосой с запада на восток до Сармичсая. Нижняя часть ее сложена алевритистыми, часто кварцитовидными песчаниками и песчанистыми алевролитами с прослоями сланцев и карбонатных алевропесчаников.

Каирская свита (O_2k-O_3aš *kr)* развита на северо-западе гор Каратау и Пашаттау. Нижняя часть разреза (>100 м) сложена преимущественно полимиктовыми и вулканомиктовыми алевролитами и песчаниками, часто гравийными (до гравелитов), с подчиненными пачками светло-окрашенных аргиллитовых сланцев и редкими прослоями кремнистых пород.

Караташская свита (S_1l_{1-2} *kr)* обнажается на северных склонах Каратау, слагает пачку разнозернистых средне-толстослоистых песчаников и песчанистых алевролитов, широко распространенных в пределах Каратауского золотоносного пояса. Нижняя часть свиты сложена преимущественно песчаниками и алевролитами с редкими прослоями гравелитов. Песчаники темно-серые с зеленоватым оттенком от среднеслоистых до массивных. Мощность нижней части 150 м. Средняя часть (терригенный флиш) представлена ритмично переслаивающимися сланцами и алевролитами (0,1-0,5 м) с редкими прослоями песчаников (0,05-0,1 м). Сланцы глинисто-слюдистые серовато-зеленые тонко разлистованные. Мощность средней части около 150 м. Верхняя часть разреза песчаниково-сланцевая, преобладают песчанистые алевролиты. Мощность прослоев песчаников от 0,2 до 1,5 м, сланцев 0,05-0,1 м. Сланцы глинисто-слюдистые, серовато-зеленые. Мощность верхней части более 100 м. Общая мощность свиты более 400 м.

Отложения *джазбулакской свиты* (S_1l_3 *dž)* наиболее широко распространены в пределах Южного Нуратау и в разрезе алевролиты, алевропесчаники, песчаники с подчиненными прослоями туфопесчаников, гравелитов, конгломератов, метадиабазов, известковистых пород, алевросланцев. Преобладают алевропесчаники кварцевого и полевошпат-кварцевого состава. Характерной особенностью свиты является наличие даек и силлов джазбулакского субвулканического комплекса габбро-диабазов и диабазовых порфиритов, мощностью от 0,5 до 10-20 м, протяженностью от первых до сотен метров.

Каратауский интрузив расположен на южном склоне гор Каратау и сложен крупно- и среднезернистыми порфировидными гранитами (около 80%), лейкократовыми гранитами и жильными дериватами.

Абсолютный возраст порфировидных биотитовых гранитов 270±11 млн. лет (K-Ar), что соответствует верхнему карбону-нижней перми [11].

Биотитовые граниты наиболее широко развиты и слагают большую часть площади выходов Каратауского интрузива. Породы серые, крупнозернистые, нередко порфировидные, содержащие крупные вкрапленники калиевого полевого шпата. Структура гранитов гипидиоморфнозернистая, состоят из биотита (6,2%), плагиоклаза (29-33%), калиевого полевого шпата (23,7%), кварца (36,4%), акцессорных минералов (1%) – апатит, циркон, монацит, флюорит.

Лейкократовые граниты, являясь последующей фазой интрузива, образуют небольшие тела в южной части интрузива в басс. р. Карангул, Гурруляук и к. Аксакалата. Они светло-серые, розовато-серые, массивного строения, среднезернистые, гипидиоморфнозернистые, иногда порфировидные. В порфировидных выделениях – микроклин-пертит. Главная масса породы состоит из плагиоклаза (8-10%), калиевого полевого шпата (27,4%), кварца (30,9%), биотита (0,5%), мусковита (2,6%), акцессорных минералов (1,4%) – апатит, циркон, турмалин [11].

Среди жильных пород выделяются мелкозернистые биотитовые и лейкократовые граниты, аплиты, аплит-пегматиты, пегматиты.

Геолого-петрографическая характеристика даек. Дайки спессартитов наиболее широко распространены в среднем течении р. Уртасай в северо-западной части Каратауского интрузива, где они образуют небольшой дайковый пояс северо-восточного направления (см. рис. 1). Мощность даек изменчива, колеблется от 0,4 м до 3,20 м (рис. 2). Внешне это серые и темно-серые породы со слабопорфировым строением мелкозернистого характера. Они прослеживаются в северо-восточном направлении до 70 м. Расстояние между дайками (4 шт.) около 150 м. Характерная их особенность – наличие мелких ксенолитов темных пород – габбро, диабазов и лампрофиров диаметром до 10 см.

Спессартиты – породы темно-зеленого цвета, мелкозернистые, массивные или с хорошо видимыми фенокристаллами черной роговой обманки размером до 2-4 мм по удлинению и с беспорядочным расположением.



Рис. 2. Дайки диоритоподобных спессартитов в басс. р. Уртасай (Каратауский интрузив).

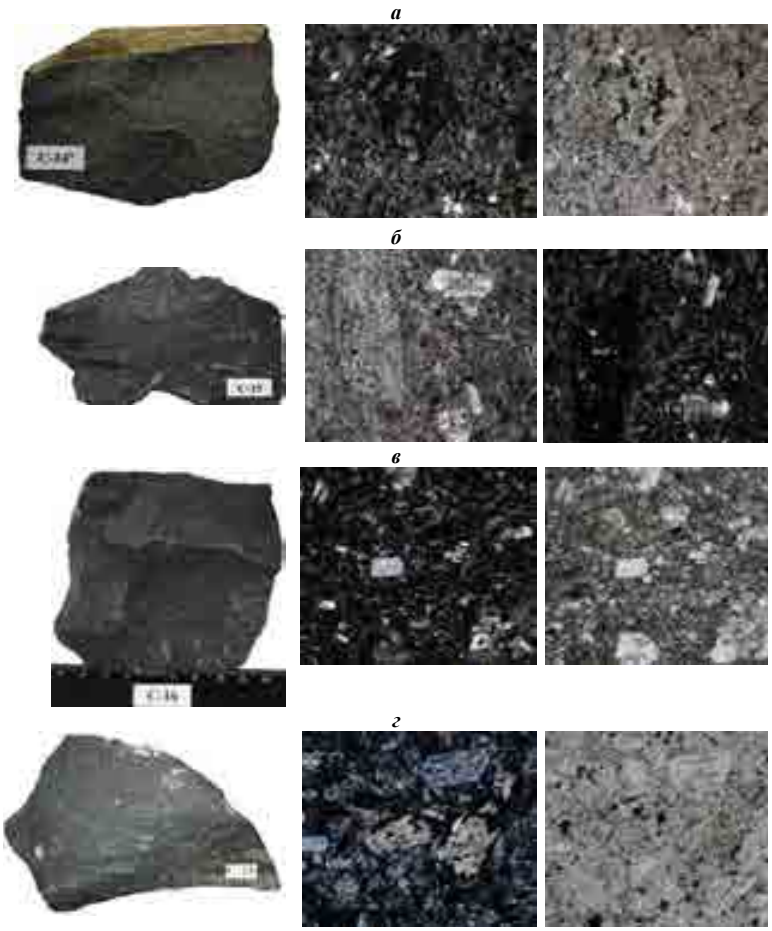


Рис. 3. Диоритоподобные спессартиты Каратауского интрузива. Описание и микрофотографии прозрачных шлифов сделаны с помощью поляризационного микроскопа Nikon ECLIPSE LV100NPOL. Увел. 40^{x} – *а, б, в*; 100^{x} – *г*.

Под микроскопом спессартиты обладают лампрофировой в сочетании с трахитоидной структурой в приконтактовой части дайки. Состоят из призматически-зернистой основной массы, вкрапленников амфибола и зонального плагиоклаза. В центральной части дайки структура становится более порфировой и зернистой (рис. 3, *в, г*).

Порфировые выделения (до 20% породы) спессартитов состоят, главным образом, из обыкновенной роговой обманки, плагиоклаза и единичных листочков биотита. Количественно-минеральный состав спессартитов, %: роговая обманка – 40-50, плагиоклаз – 35-55, калиевый полевой шпат – 2,0, кварц – 1,5, вторичные (хлорит, лейкоксен, кальцит, эпидот, альбит и др.) – 1,0. Акцессорные минералы представлены магнетитом, апатитом, цирконом, гётитом.

Обыкновенная роговая обманка образует призматические различного сечения формы размером от 0,16 до 0,6 мм (см. рис. 3, *а, б*). Имеет зеленую, буровато-зеленую окраску и плеохроирует слабо. По ней широко развиты вторичные образования – актинолит, хлорит, эпидот, карбонат, лейкоксен, магнетит (см. рис. 3, *а, б, г*).

Плагиоклаз образует коротко-призматические зерна размером от 0,1 до 0,6, реже, 1-1,5 мм (см. рис. 3, *б, в, г*). Представлен, судя по углу симметричного угасания и характеру двойников и зональности, андезином. Большинство зерен сильно серицитизированы, пелитизированы и карбонатизированы. В межзерновом пространстве их расположены отдельные зерна (0,1 мм) микроклина, кварца и листочки биотита. Спессартиты подвергнуты альбитизации, хлоритизации, эпидотизации.

Абсолютный возраст спессартитов 256±10, 258±8 млн. лет – нижняя пермь [15].

Петрогеохимическая характеристика даек. Химический состав и содержание малых элементов-примесей спессартитов представлены в табл. 1, 2 и на TAS и вариационных диаграммах (рис. 4). На диаграмме TAS [16] спессартиты характеризуются повышенной кремнеземистостью, нормальной щелочностью, фигуративные точки их попадают в поле монцодиоритов, диоритов и кварцевых диоритов. Разброс фигуративных точек наблюдается практически по всем окислам, что обусловлено широким развитием постмагматических изменений – карбонатизацией, серицитизацией, хлоритизацией, эпидотизацией и объясняется гибридностью пород даек.

Таблица 1

Химический состав даек спессартитов в гранитоидах Каратауского интрузива (Южное Нуратау)

Окисел	1	2	3	4	5
SiO_2	58,57	42,4	54,73	58,16	59,87
TiO_2	0,57	1,75	1,16	1,90	0,75
Al_2O_3	15,11	11,67	18,54	12,02	16,00
Fe_2O_3	0,39	5,26	3,06	3,64	0,37
FeO	5,47	4,90	3,73	3,82	4,17
MnO	0,11	0,13	0,03	-	0,08
MgO	5,80	9,30	3,08	5,04	4,96
CaO	5,60	9,80	5,94	6,00	4,58
Na_2O	3,18	4,00	4,28	1,17	2,76
K_2O	2,62	0,50	1,76	3,87	3,40
H_2O	0,10	-	2,00	1,08	1,70
P_2O_5	0,27	-	0,64	-	0,24
П.п.п	2,10	6,31	1,26	0,45	1,26
SO_3	0,10	-	0,03	-	0,02
CO_2	0,11	-	1,24	2,63	0,17
Сумма	99,89	96,30	101,57	99,78	100,33
al'	1,30	0,60	1,88	0,96	1,68
f'	12,23	21,21	11,03	14,4	10,25
Кф	50,26	52,21	68,79	59,68	47,79
Na_2O+K_2O	5,80	4,50	6,04	5,04	6,16
Na_2O/ K_2O	1,21	8,00	2,43	0,30	0,81
Fe_2O_3/FeO	0,07	1,07	0,82	0,95	0,09
Плагиоклаз	45,82	30,54	53,47	23,04	43,30
Ортоклаз	15,48	2,95	10,40	22,87	20,09
Нефелин		8,52			
Диопсид	4,69	28,41			
Оливин		8,21			
Гиперстен	20,94		10,08	13,42	18,47
Ильменит	1,08	3,32	2,20	3,61	1,42
Магнетит	0,57	7,63	4,44	5,28	0,54
Апатит	0,63		1,48		
Кварц	8,16		10,01	22,96	12,04
Корунд			3,24	1,09	0,45
Кальцит	0,25		2,82	5,98	0,39

Примечание. 1, 3-5 – по Р.Ахунжанову, 1979 г., 2 – по Д.М.Огареву и др. (1970 г.).

Дайки спессартитов на классификационной диаграмме K_2O-SiO_2 [5] попадают в поле высококалиевых известково-щелочных лампрофиров (см. рис. 4). На диаграмме Zr/Al_2O_3 – TiO_2/Al_2O_3 [18] спессартиты в поле развития постколлизионных образований (см. рис. 4), что вполне правомерно тому, что гранитоиды Западного Узбекистана являются коллизионными, лишенными вулканических аналогов. Дайки спессартитов по рассчитанным коэффициентам агпаитности высокоглиноземистые (al'>1,0), сумма щелочей колеблется от 4,50 до 6,16%. Соотношение окислов натрия и калия в среднем выше единицы в спессартитах и они являются корундормативными образованиями (см. табл. 1).

Таблица 2

Кларк концентрации микроэлементов в дайках спессартитов Каратауского интрузива (Южное Нуратау)

Элемент	1	2	3	4
Li	2,38	2,59	4,69	3,44
Be	1,34	1,26	0,87	0,66
Rb	0,87	0,87	0,65	1,07
Sr	1,56	3,24	4,41	4,71
Cs	0,46	0,89	0,86	0,95
Ba	12,62	14,92	10,62	4,00
B	1,83	1,67	4,50	4,00
P	2,26	2,47	3,76	4,19
V	1,08	1,11	2,00	2,22
Cr	0,35	0,36	0,66	0,58
Co	0,78	0,83	1,61	1,61
Ni	0,21	0,29	0,40	0,41
Nb	1,05	1,10	1,70	2,05
Ta	0,48	0,52	0,48	0,76
Sc	0,43	0,64	1,00	1,30
Y	0,50	0,60	0,80	1,05
Mo	5,18	12,73	11,82	13,64
W	2,31	3,46	1,00	1,08
Zr	0,59	0,65	0,88	1,12
Hf	3,00	3,40	3,00	4,30
Tl	1,50	1,40	0,88	1,10
Th	0,28	0,35	0,35	0,52
U	1,48	0,80	0,68	1,00
Cu	0,32	0,53	1,11	0,98
Zn	0,71	1,17	1,33	1,81
Ga	1,84	2,11	3,63	2,37
Sn	4,80	1,72	0,68	0,96
Ag	5,14	5,29	6,14	5,14
Cd	0,64	1,92	1,00	0,64
In	0,56	0,48	0,29	0,56
Pb	1,19	3,75	0,88	1,56
As	24,71	20,59	26,47	34,12
Se	72,00	80,00	50,00	108,00
Sb	1,42	4,20	3,20	1,88
Bi	57,78	75,56	42,22	28,89
Pt	1,18	1,78	1,18	1,78

Примечание. Кларки по А.П.Виноградову (1962).

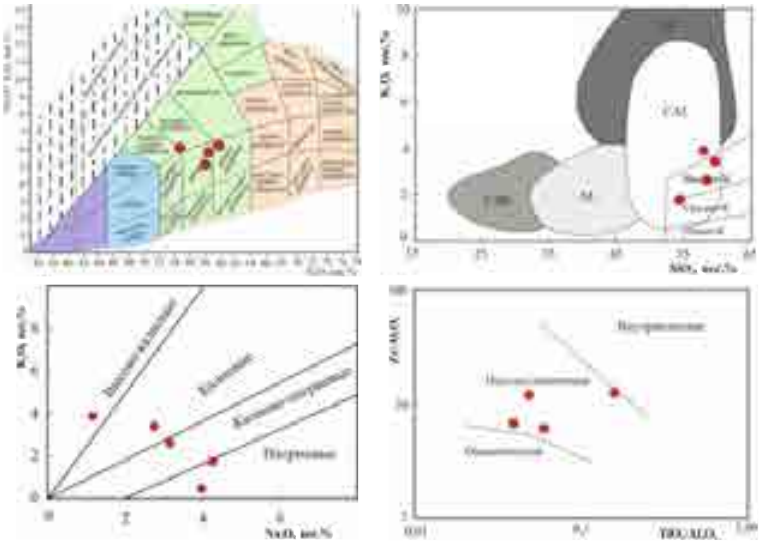


Рис. 4. Положение составов даек спессартитов Каратауского интрузива на классификационных диаграммах: TAS диаграмма [16], K_2O-SiO_2 [5], K_2O-Na_2O; Zr/Al_2O_3 – TiO_2/Al_2O_3 [18]. CAL – известково-щелочные лампрофиры, UML – ультрамафические лампрофиры, AL – щелочные лампрофиры, LL – лампроиты.

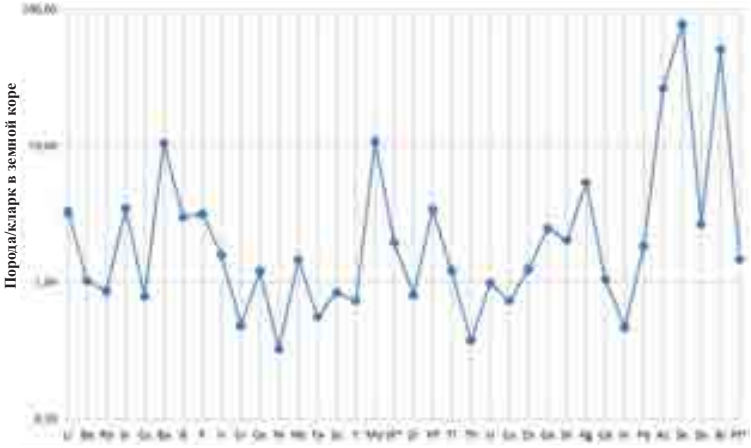


Рис. 5. Спайдер-диаграмма распределения микроэлементов в спессартитах Каратауского интрузива.

В табл. 2 приведены результаты определения содержаний микроэлементов в дайках (рис. 5).

Вышекларковые содержания имеют литий, стронция, барий, бор, ванадий, кобальт, ниобий, молибден, вольфрам, гафний, цинк, олово, серебро, свинец, мышьяк, селен, висмут, среди них в пределах 10 и более кларков – барий, молибден, мышьяк, селен и висмут (см. табл. 2, рис. 5).

По распределению РЗЭ (табл. 3, рис. 6) у спессартитов выраженный европиевый максимум, что свидетельствует о преимущественном плавлении плагиоклаза субстрата, поскольку фракционирование роговой обманки, имеющей высокий уровень содержания Eu, приводит к появлению европиевого минимума в расплаве.

Таблица 3

Содержание редкоземельных элементов (г/т) в дайках спессартитов Каратауского интрузива
(Южное Нуратау)

Элемент	1	2	3	4
La	28,0	38,0	47,0	70,0
Ce	45,0	60,0	80,0	100
Pr	7,00	8,70	9,80	15,0
Nd	25,0	32,0	34,0	51,0
Sm	4,40	4,80	5,50	8,40
Eu	1,30	1,70	1,90	2,60
Gd	3,60	3,60	4,70	6,60
Tb	0,420	0,470	0,480	0,760
Dy	2,40	3,10	2,90	4,60
Ho	0,450	0,490	0,490	0,770
Er	1,20	1,50	1,50	2,00
Tm	0,170	0,190	0,180	0,280
Yb	1,00	1,20	1,10	1,80
Lu	0,140	0,170	0,160	0,240

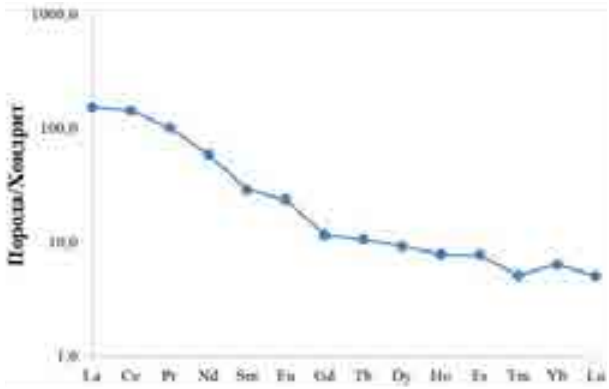


Рис. 6. Спайдер-диаграмма распределения РЗЭ в спессартитах Каратауского интрузива.

Накопление цериевой группы редких земель может быть результатом роста содержания в дайках полевых шпатов; другим концентратором легких лантаноидов становится и амфибол.

ВЫВОДЫ

В Каратауском интрузиве широко развиты послегранитоидные дайки диоритовых порфиритов, гранит-порфиров, спессартитов и керсантитов, которые приурочены к трещинам отрыва северо-восточного простирания. Абсолютный возраст пород 256 млн. лет, тогда как возраст вмещающих гранитов – 270-264 млн. лет.

Спессартиты Каратауского интрузива, являясь корундормативными, отличаются повышенным содержанием щелочей и кремнезема. Геохимически специализированы на молибден, мышьяк, селен и висмут.

Изученные дайки спессартитов образовались в постколлизионном этапе и относятся к верхнепермско-нижнетриасовому долерит-лампрофир-гранитоидному комплексу [17, 19].

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абдуллаев Х.М.* Дайки и оруденение. - М.: Госгеолтехиздат, 1957. - 232 с.

2. *Streckeisen A.* Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyre, carbonatites and melilitic rocks // Geology. - 1979. - № 7. - P. 331-335.

3. *Мушкин И.В.* Петрология верхней мантии Южного Тянь-Шаня. - Т.: Фан, 1979. - 136 с.

4. *Михалева Л.А.* Мезозойская диабаз-лампрофировая формация юга Сибири. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1989. - 167 с.

5. *Rock N.M.S.* Lamprophyres. Blackie and Sons Ltd., Glasgow and London, Blackie, Glassgow, 1991. - 285 p.

6. *Awdankiewicz M.* Late Palaeozoic lamprophyres and associated mafic subvolcanic rocks of the Sudetes (SW Poland): petrology, geochemistry and petrogenesis // Geologia Sudetica. - 2007. - № 39. - P. 11-97.

7. *Štemprok M., Seifert Th.* An overview of the association between lamprophyric intrusions and rare-metal mineralization // Mineralogia (Mineralogical society of Poland polskie towarzystwo mineralogiczne). - 2011. - 42. - № 2-3. - P. 121-162.

8. *Васюкова Е.А.* Петрология и флюидный режим формирования лампрофиров чуйского комплекса (ЮВ Алтай-СЗ Монголия): Автореф. дисс…. канд. г.-м. наук. - Новосибирск, 2014. - 24 с.

9. *Errandonea-Martin J., Sarrionandia F., Carracedo-Sánchez M., Gil Ibarguchi J.I., Eguíluz L.* Petrography and geochemistry of late- to post-Variscan vaugnerite series rocks and calc-alkaline lamprophyres within a cordierite-bearing monzogranite (the Sierra Bermeja Pluton, southern Iberian Massif) // Geologica Acta. - 2018. - Vol. 16. - № 3. - P. 237-255.

10. *Ишбаев Х.Д., Шукуров А.Х., Косбергенов К.М.* Дайки и оруденение Койташского рудного поля (Южный Тянь-Шань) / Под ред. *Р.Ахунджанова*. - Т.: Navro'z, 2020. - 206 с.

11. Каталог интрузивных массивов Узбекистана. Ч. 2. - Т.: Фан, 1975. - 431 с.

12. *Ахунджанов Р.* Генетические типы дайковых образований гор Каратау и их отношение к оруденению (УзССР) // Записки ВМО. - Т.: Фан, 1986. - Вып. 39. - С. 144-149.

13. *Косбергенов К.М.* Дайки гранит-порфиров Сармичского рудного поля (Южный Нуратау) // Геология и минеральные ресурсы. - 2021. - № 1. - С. 3-6.

14. Стратиграфический словарь Узбекистана / Под ред. *З.М.Абдуазимовой* // Тр. ИМР. - Т.: ГИДРОИНГЕО, 2001. - 580 с.

15. *Ахунджанов Р.* Петрология Каратауского интрузива (Западный Узбекистан): Автореф. дисс…. канд. г.-м. наук. - Душанбе, 1979. - 24 с.

16. Практическая петрология: методические рекомендации по изучению магматических образований применительно к задачам Госгеолкарт / Под ред. *Л.Н.Шарпенок*. - СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2017. - 168 с.

17. *Ishbaev Kh.D., Shukurov A.Kh., Kosbergenov K.M.* Lamprophyres and mineralization of the Koytash ore fild (Southern Tien Shan) // Litosfera. - 2020. - № 20 (2). - P. 231-253.

18. *Muller D., Groves D.I.* Potassic Igneous Rocks and Associated Gold–Copper Mineralization, 2000. 3rd ed Springer, Berlin. - 252 p.

19. *Ишбаев Х.Д., Косбергенов К.М.* О возрастной последовательности образования магматических комплексов в пределах гор Каратау (Южный Нуратау) // Мат-лы междунар. науч. конф., посвящ. 100-летию со дня рождения акад. Ибрагима Хамрабаевича Хамрабаева «Фундаментальные и прикладные проблемы геологии, геофизики, петрологии и металлогении». - Т.: Lesson Press, 2020. - С. 126-129.

Статья представлена членом редколлегии докт. г.-м. наук, проф. Х.Д.Ишбаевым.

© У.А.Норматов, У.Д.Мамарозиков, 2022

У.А.Норматов, У.Д.Мамарозиков

ПЕГМАТИТЫ С КОМПЛЕКСНЫМ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫМ ОРУДЕНЕНИЕМ АЛТЫНТАУСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (Центральные Кызылкумы)



Норматов Уткир Абдижамилович – младший научный сотрудник ИГиГ им. Х.М.Абдуллаева. E-mail: Utkir.normatov@bk.ru



Мамарозиков Усмонжон Довронович - заведующий лабораторией ИГиГ им. Х.М.Абдуллаева, докт. г.-м. наук. E-mail: udmamarozikov@rambler.ru

Будучи важным источником Li, Rb, Cs, Be, Nb, Ta, Sn, РЗМ, пьезооптического сырья (кварц, флюорит, турмалин) и разнообразных самоцветов, гранитные пегматиты являются ценным комплексным полезным ископаемым. Пегматитовые месторождения обычно имеют небольшие запасы: тысячи тонн тантала, ниобия, бериллия, рубидия, десятки тысяч тонн цезия, сотни тысяч тонн лития. Тем не менее, эти месторождения – основные объекты добычи этих металлов. Для цезия и рубидия пегматиты и до сих пор остаются единственным сырьем, имеющим промышленное значение. Источниками бериллия служат как собственные месторождения этого элемента, так и комплексные пегматитовые, в которых бериллий является ведущим компонентом. В отличие от других редких металлов, бериллий не имеет прямого геохимического аналога среди петрогенных элементов. Вследствие этого он существенно не рассеивается в других минералах, а большей частью концентрируется в виде собственных минералов, как берилл, хризоберилл, фенакит, бертрандит и др. [1-6].

1. Бериллиевые пегматиты с комплексной танталониобатовой, оловянной и редкощелочнометалльной специализацией

В Алтынтауском рудном поле пегматитовая жила с высоким содержанием берилла («Бериллиевая жила») обнаружена на левом склоне правого составляющего Селенсая в 0,2 км от его устья. Превышение рудного участка над долиной сая составляет всего 50-60 м. Рельеф местности в значительной степени расчленен и отличается крутизной склонов и узостью долины (особенно в ее верховьях) [5, 6].

Описанный участок сложен углеродисто-глинистыми сланцами и их ороговикованными разностями. Азимуты падения пород северо-восточные (70-85°) с углами падения 70°. Местами сланцево-роговиковая толща сильно деформирована, поэтому иногда азимут и угол падения слоев меняется довольно резко.

Пегматитовая жила с азимутами падения от 70 до 85° с углами 40-85°. Суммарная протяженность жилы более 100 м при максимальной мощности 1,5-4,5 м. Она приурочена к дайкообразному телу пегматитоидного микро-

клин-альбитового лейкогранита. По простиранию пегматитовое тело пережимается и в целом представлено системой соединяющихся между собой линз, ведущих себя непостоянно ни по падению, ни по простиранию.

Предыдущими поисковыми работами пегматитовая жила по простиранию вскрыта канавой, шурфами на глубину более 10 м. Вмещающие пегматиты сланцы представляют темную, темно-серую породу с серебристым оттенком с хорошо выраженной слоистой текстурой.

Воздействие флюидонасыщенного пегматитового расплава на вмещающие углеродисто-глинистые сланцы приводит к осветлению, ороговикованию и к образованию кварц-мусковитового агрегата гранобластовой структуры, содержащего до 60% мусковита. Отдельные кварц-мусковитовые прожилки могут наблюдаться на расстоянии до нескольких метров от пегматитовых тел. Мусковитизация, как правило, сопровождается появлением небольших количеств апатита.

Зона осветленных ороговикованных сланцев располагается непосредственно на контакте с пегматитовой жилой. Имеет мощность порядка первых десятков сантиметров и постепенно переходит к исходным темным ороговикованным сланцам. Породы мелкозернистые, слоистые и плотные, на отдельных участках сильно раздробленные и пропитанные бурыми гидроокислами железа. Состоят из кварца, мусковита, плагиоклаза, подчиненного количества графитового вещества, эпидотового минерала, лимонита, пелита и серицита. Из акцессорных минералов присутствуют циркон, гематит, апатит, редко, монацит.

Внутреннее строение микроклин-альбитовой пегматитовой жилы характеризуется высокой степенью дифференциации – на отдельных участках можно выделить три зоны (последовательно со стороны вмещающих пород к центру жилы): 1) кварц-альбит-мусковитовая (грейзенизированная); 2) средне-кристаллический кварц-микроклин-альбитовый пегматит и 3) блоковый кварц-микроклин-альбитовый пегматит, развитый в центральной части жилы.

Пегматитовая жила обладает наибольшим разнообразием состава. Главными минералами являются кварц, микроклин и альбит, мусковит, биотит, по которым можно отнести данную пегматитовую жилу к микроклин-альбитовому петрогенетическому типу. Второстепенные минералы представлены биотитом, апатитом, гранатом. Данная пегматитовая жила характеризуется также наибольшим разнообразием редкометалльного оруденения. Из редкометалльных минералов характерны танталит-колумбит, берилл, оловотанталит, касситерит, рубидий- и цезийсодержащие мусковит и мн. др. Богато представлены разнообразные акцессорные и гипергенные минералы. Из редких элементов практическое значение в них имеют бериллий, тантал и ниобий, олово, редкощелочные металлы (рубидий и цезий) и др. (табл. 1). По литературным данным пегматиты подобного (микроклин-альбитового) типа характеризуются высокой комплексностью минерального сырья. Очень многие жилы одновременно содержат три, четыре и даже шесть редких элементов, образующих промышленные концентрации. Подобные петрогенетические типы пегматитов являются источником добычи не менее 75% всего получаемого в мире бериллиевого концентрата [1].

Первая зона расположена в грейзенизированных зальбандовых частях между второй зоной и вмещающей породой и имеет мощность 20-40 см. Макроскопически порода светло-серого цвета и сложена преимущественно кварцем, мусковитом, альбитом, наблюдаются берилл и гранат.

Берилл в грейзенизированной кварц-мусковитовой зоне (зальбанде) представлен в виде хорошо ограненных кристаллов гексагональной формы, достигающих 1-4 см, редко больше. Минерал зеленоватого или желтоватого цвета и очень редко наблюдаются мелкие кристаллики прозрачной разности (рис. 1). Берилл в описываемой зоне распределяется

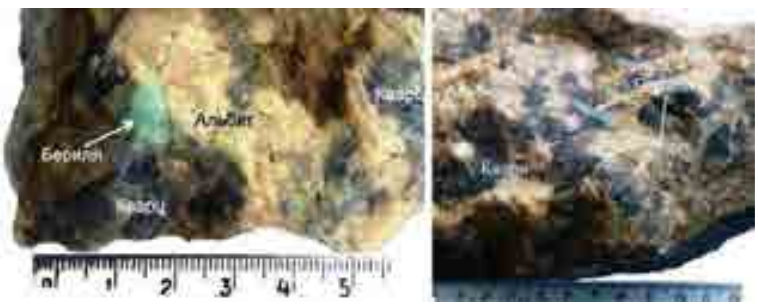


Рис. 1. Характер распределения берилла в кварц-альбитовой массе пегматита («Бериллиевая» пегматитовая жила, Алтынтау).

Таблица 1

Результаты ICP-масс-спектрометрического анализа пегматитоидного лейкогранита и приуроченной к нему бериллиевой пегматитоидной жилы (Алтынтауское рудное поле), г/т

№	Na	Mg	Al	P	K	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Ba	Sr
1*	25000	18700	80500	930	25000	29600	4500	90	83	1000	46500	18	58	650	340
2	56000	1100	91000	5000	38000	23000	120	280	150	230	3000	2,1	13	520	960
3	13000	1300	71000	2200	80000	10000	310	320	160	200	3700	1,8	18	850	140
4	18000	1700	36000	3400	53000	14000	320	300	160	180	5300	2,9	24	1500	330
№	Li	Rb	Cs	Be	Nb	Ta	Sn	Mo	W	Cu	Zn	Pb	Tl	Sc	
1*	32	150	3,7	3,8	20	2,50	2,5	1,1	1,30	47	83	16	1,00	10	
2	24	490	33	120	36	100,00	32	1,1	2,60	35	15	23,00	3,00	5,3	
3	37	970	48	220	95	61,00	110	1,3	1,20	26	21	30,00	6,00	5,6	
4	29	520	35	650	51	33,00	52	1,6	1,70	29	21	31,00	3,10	4,3	
№	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
1*	29	29	70	9	37	8	1,3	8	4,3	5	1,7	3,3	0,27	0,33	0,08
2	190	1,5	3,1	0,89	12	18	8,5	19	4,9	28	6,3	17	3,3	20	2,10
3	6,9	1,5	1,80	0,22	1,10	0,70	0,56	0,62	0,18	0,96	0,22	0,60	0,091	0,63	0,061
4	11,0	1,6	2,10	0,32	2,00	1,40	1,30	1,10	0,29	1,80	0,33	0,85	0,15	1,10	0,11
№	Bi	As	Se	Sb	Te	Ag	Au	Re	Pt	Zr	Hf	Cd	Th	U	
1*	0,009	1,7	0,05	0,5	0,01	0,07	0,0043	0,0007	0,005	170	1,00	0,13	13	2.5	
2	0,13	36	9,2	0,50	0,27	0,3		0,014	0,017	20	0,81	0,05	0,47	63	
3	0,17	34	9,6	0,96	0,68	1,5		0,0036	0,51	370	12,00	0,3	2,00	27,00	
4	0,093	20	9,7	0,48	0,20	1,0		0,0049	0,022	54	1,40	0,42	1,70	6,30	

Примечание. 1* – кларки элементов в земной коре (по Виноградову, 1962); 2 – пегматитоидный лейкогранит (старая канава по «бериллиевой» пегматитовой жиле, проба Ж-139/13); 3 и 4 – зальбанд (проба Ж-139/13) и центральная часть (проба Ж-141/13) «бериллиевой» пегматитовой жилы.

весьма неравномерно в виде единичных кристаллов, в редких случаях дает гнездообразные скопления. Минерал содержит около 14% BeO. Ручная выборка его вполне возможна, но извлечение не превышает половину от всего количества, ввиду мелких размеров кристаллов. Содержание окиси бериллия в этой зоне на верхних горизонтах достигает 0,04% при весьма неравномерном гнездовом распределении (табл. 1-3).

Таблица 2

Результаты микрозондовых анализов полевых шпатов и мусковита бериллиевого пегматоидного лейкогранита и пегматитовой жилы (Алтынтауское рудное поле), %

Проба	n	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	BaO	Rb_2O	Cs_2O	Всего
Альбит														
Ж-129/13	2	68,18	0	19,90	0,01	0	0	0,28	11,57	0,02	0	0	0	99,96
Микроклин														
Ж-129/13	2	63,94	0	18,20	0	0	0		0,23	17,63	0	0	0	100
Ж-139/13	4	62,90	0	18,32	0,01	0	0,55	0,02	0,91	16,66	0	0	0	99,37
	2	63,34	0	18,35	0	0	0	0,02	0,53	16,65	0,92	0	0	99,91
Ж-141/13	3	62,77	0	18,45	0	0	0	0,01	0,79	16,21	1,76	0	0	99,99
Мусковит														
Ж-129/13	2	44,10	0	35,08	0,08	0,10	0	0,01	0	10,94	0	0	0	90,31
Ж-139/13	3	35,54	0,07	31,04	0,24	0,02	1,18		0,63	10,27	0	1,44	0,02	80,45
Ж-141/13	4	45,64	0,21	34,30	0,64	0,03	1,59	0,80	0,57	10,05	0	1,23	0,03	95,09

Примечание. Проба Ж-129/13; проба Ж-139/13 – пегматоидный лейкогранит; проба Ж-139/13 – зальбанд и проба Ж-141/13 – центральная часть бериллиевой пегматитовой жилы. Микрозондовые анализы выполнены в ИГиГ им. Х.М.Абдуллаева; n – здесь и далее количество точечных определений. Содержание H_2O здесь и далее не определялось.

Таблица 3

Химический состав берилла и хризоберилла «Бериллиевой» пегматитовой жилы (Алтынтауское рудное поле), %

Окисел	Желтовато-белый берилл	Бледно-зеленый берилл		Хризоберилл, зеленовато-желтый	
	1	2	3	4	5
SiO_2	65,48	65,36	65,51	0	0
Al_2O_3	15,94	17,94	17,78	81,26	83,00
Fe_2O_3	1,35	0,35	0,21	0	0
Cr_2O_3	Следы	Следы	Следы	0,16	0,14
MgO	0,15	0,2	0,69	0	0
CaO	0,24	0,26	0	0	0
SnO_2	0	0	0	0,12	0,11
BeO	14,34	14,46	16,81	18,46	16,79

Примечание. 1-3 – результаты химического анализа; 4, 5 – результаты микрозондового анализа, в них приведены статистически пересчитанные содержания BeO в минералах.

Характер распределения берилла в этой зоне неравномерный. Весь берилл здесь приурочен только к гнездам альбита; в микроклине берилл совершенно отсутствует.

Во второй зоне макроскопического оруденения не наблюдается. Она представлена розовато-сероватым среднекристаллическим пегматитом, состоящим из полевых шпатов, кварца и мусковита.

Центральная часть пегматитового тела состоит из крупнокристаллического кварца, полевых шпатов, меньше, мусковита. Среди указанных породообразующих минералов наблюдаются берилл и танталоколумбит. Берилл в этой зоне встречается неравномерно и образует гнездообразные скопления, а также единичные кристаллы. Последние иногда достигают размера до 5-8 см по длинной оси. Минерал окрашен, преимущественно, в светлые, реже, слабо-зеленоватые тона.

Согласно Н.А.Солодову [3, 7], мировые запасы ниобия и тантала, представленные пегматитовыми месторождениями, распределяются следующим образом (в скобках указаны средние содержания Nb_2O_5 и Ta_2O_5, %): микроклиновые пегматиты – 3,9 (0,006; 0,004), микроклин-альбитовые – 59,2 (0,011; 0,018), альбитовые – 9,4 (0,014; 0,017) и альбит-сподуменовые – 27,5 (0,010; 0,007).

Распределяются тантал и ниобий в зонах изучаемой нами бериллиевой пегматитовой жилы неравномерно. Кроме бериллия, в них определены высокие содержания ниобия в дайке пегматоидного лейкогранита, зальбанде и центральной части бериллиевой пегматитовой жилы (36 г/т, 95 г/т; 51 г/т; или Nb_2O_5 – 0,005%, 0,014%, 0,007% соответственно), тантала (100 г/т, 61 г/т, 33 г/т; или Ta_2O_5 – 0,0122%, 0,0074%, 0,0007% соответственно). Степень нерав-номерности возрастает в тех зонах, где танталит-колумбит имеет более крупные размеры, т. е. обычно в центральных зонах.

Из минералов тантала и ниобия основное практическое значение в микроклин-альбитовых пегматитах имеет танталоколумбит (рис. 2). Он встречается во всех кварц-альбитовых,

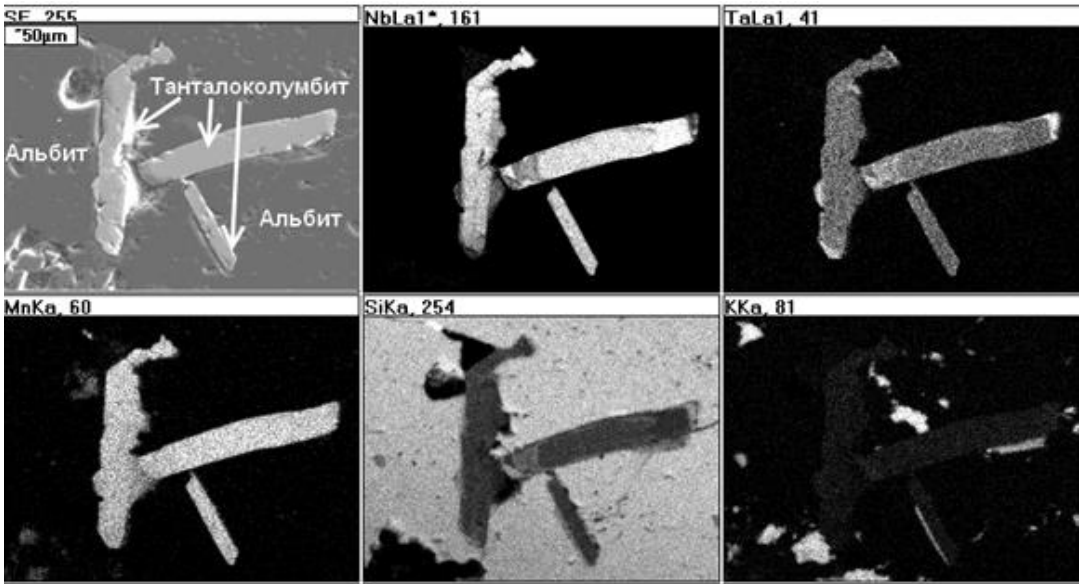


Рис. 2. Растровый снимок формы нахождения марганцевого танталоколумбита в альбите (аншлиф Ж-139/13, бериллиевая пегматитовая жила, Алтынтауское поле).

альбитсодержащих и слюдяных зонах и практически отсутствует лишь в существенно микро-клиновых. Данное явление полностью согласуется с результатами исследований И.В.Александрова [8] по экспериментальному моделированию образования танталониобатов. Накопление и осаждение ниобия и тантала в пегматитовом процессе зависит от многих факторов, например, от содержания калия и натрия. Калий способствует накоплению ниобия и тантала в растворах и не участвует в образовании колумбит-танталита, натрий способствует осаждению ниобия и тантала и развитию колумбит-танталита.

В изучаемой жиле цвет танталоколумбита варьирует от черного в железистых разностях до красновато-коричневого у марганецсодержащих танталоколумбитов, соответственно и цвет черты изменяется от буро-черной до желтовато-коричневой. Колумбит встречается редко в виде отдельных единичных зерен, имеющих форму мелких пластинок и ксеноморфных зерен, достигающих 0,2-0,3 мм, приуроченных к кварц-мусковитовой и центральной зонам рудного тела.

По данным Н.А.Солодова и др. [4], промышленные типы редкометалльных пегматитов содержат 0,1% рубидия и 0,04% цезия. Рубидий и цезий в изучаемой «бериллиевой» пегматитовой жиле также обладают наивысшими концентрациями. Среднее содержание окиси рубидия и цезия в жилах 0,1%, что, по-видимому, является наивысшим среди природных образований. Рубидий, как известно, не образует собственных минералов, рассеиваясь в основном в калиевых (микроклин, слюды) минералах. В соответствии с этим высокое содержание окиси рубидия (1,3-1,5% и более) наблюдается в мусковитах кварц-мусковитовой зоны «бериллиевой» жилы Алтынтауского поля. Такое количество рубидия в мусковите, добыча которого не составляет больших затруднений, позволяет ставить вопрос об изучении возможностей попутного извлечения рубидия из этого минерала. Минералом-концентратором цезия в данной жиле является апатит. Микрозондовым анализом в них определено содержание Cs_2O – 1,7-1,9%.

Среди грейзенизированной эндоконтактовой зоны (зальбанде) бериллиевой пегматитовой жилы довольно часто встречается минерал олова – касситерит. Последний ассоциирует с мусковитом, кварцем и, меньше, с полевым шпатом. Касситерит представлен зернами неправильной формы. Минерал окрашен в черные и темно-коричневые цвета. Под микроскопом имеет буровато-оранжевые и зеленоватые тона интерференции, причем цвета интерференции, как и плеохроизм, распределяются пятнисто, в большинстве случаев образует простые двойники. В эндоконтактовой (зальбанд) зоне бериллиевой пегматитовой жилы Алтынтау содержание олова 0,011%, что полностью удовлетворяет современные требования к комплексным рудам олова. Согласно современным требованиям, предъявляемым к оловянным рудам при разработке комплексных месторождений, извлечение касситерита осуществляют при содержании олова в руде от 0,01-0,02% и выше.

По данным ICP-масс-спектрометрического анализа, содержание бериллия в пегматитовом лейкограните и приуроченной к нему пегматитовой жиле составляет: в лейкограните – 120 г/т (или BeO – 0,02%); зальбанде – 220 г/т (или BeO – 0,04%) и центральной части пегматитовой жилы – 650 г/т (или BeO – 0,12%) (см. табл. 1). Кроме бериллия в них определены высокие содержания ниобия (36 г/т, 95 г/т; 51 г/т; или Nb_2O_5 – 0,005%, 0,014%, 0,007% соответственно), тантала (100 г/т, 61 г/т, 33 г/т; или Ta_2O_5 – 0,0122%, 0,0074%, 0,0007% соответственно), олова (32 г/т, 110 г/т, 52 г/т; или SnO_2 – 0,0041%, 0,014%, 0,0064% соответственно), рубидия (490 г/т, 970 г/т, 520 г/т; или Rb_2O – 0,054%, 0,106%, 0,057%) и цезия (33 г/т, 48 г/т, 55 г/т; или Cs_2O – 0,0034%, 0,0051%, 0,0052%). В пробах, взятых из данной пегматитовой жилы, максимальное содержание $Ta_2O_5 + Nb_2O_5$ равно 0,02% (табл. 4).

Согласно современным требованиям к бериллиевым рудам [1], по содержанию BeO выделяют, %: богатые – >0,6, рядовые – 0,3-0,6, бедные – 0,1-0,3 и убогие – 0,04-0,10 руды. Для собственно бериллиевых месторождений минимальное промышленное содержание в рудах соответствует 0,20-0,35% BeO; из комплексных руд Be в ряде случаев рентабельно извлекать и при более низком содержании – до 0,05-0,10% BeO. В нашем случае содержание бериллия в изученной пегматитовой жиле (650 г/т или BeO – 0,12%) полностью удовлетворяет требования к комплексным бериллиевым рудам.

Таблица 4

Результаты микрозондовых анализов апатита, циркона, цирконолита, танталоколумбита и колумбита пегматоидного лейкогранита и пегматитовой жилы, %

Проба	n	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO*	MnO	MgO	CaO	P_2O_5	Rb_2O	Cs_2O	TR_2O_3	ZrO_2	HfO_2	Nb_2O_5	Ta_2O_5	UO_2
Апатит																	
Ж-129/13	3	0	0	0	0	0,05	0	55,98	42,54	0	0	1,38	0	0	0	0	0
Ж-139/13	1	0	0	0	0	0,97	0	56,33	43,34	0	0	0	0	0	0	0	0
	3	0	0	0	0,03	0,87	0	54,23	42,44	0	1,80	0,63	0	0	0	0	0
Rb-содержащий циркон																	
Ж-139/13	4	31,52	0	0,19	0,11	0	0	0	0	0,52	0,35	0	61,07	6,40	0	0	0
Rb-содержащий цирконолит																	
Ж-129/13	2	13,11	0	0	5,38	0	0,33	4,62	0	9,77	0,08	0	55,03	7,74	0	0	3,92
Rb-содержащий марганцевый танталоколумбит																	
Ж-129/13	2	4,50	0,25	0	1,71	14,79	0,06	0,06	0	2,66	0	0	0	0	51,04	25,62	0
Ж-139/13	3	3,80	0,20	0,10	8,20	10,05	0,05	0,02	0	2,03	0	0	0	0	56,60	18,95	0
Колумбит																	
Ж-141/13	2	2,35	0,72	0	9,56	8,27	0,03	0	0	1,35	0	0	0	0	68,40	8,96	0,71

Примечание. Проба Ж-129/13; проба Ж-139/13 – пегматоидный лейкогранит; проба Ж-139/13 – зальбанд и проба Ж-141/13 –центральная часть бериллиевой пегматитовой жилы.

Таким образом, описываемая пегматитовая жила, как бериллиевое рудное тело, представляет практический интерес. Несомненно, что с глубиной также выяснится поведение комплексного танталоколумбитового, оловянного и редкощелочнометаллного оруденения. При обнаружении подобных пегматитовых жил они могут представить интерес как объект комплексной бериллиевой руды, с промышленными содержаниями танталониобатов, олова и редкощелочных металлов.

2. Комплексные танталониобиевые и редкощелочнометалльные пегматиты

Редкометалльные пегматиты, как и следует из их названия, представляют часто наиболее комплексные месторождения редких элементов – Be, Ta, Nb, Li, Rb, Cs, Sn, REE. Среди парагенетических типов пегматитов этого ряда перспективные в отношении тантала и ниобия неполнодифференцированные и полнодифференцированные пегматиты микроклин-альбитового, существенно альбитового и альбитового типов.

Главные промышленные типы пегматитовых танталониобиевых и танталовых руд связаны с альбитизированными разностями микроклин-альбитовых пегматитов, а также альбитовыми типами. Согласно справочным данным [2], минимальное содержание в танталониобиевых и танталовых рудах Ta_2O_5 – 0,015% (или Ta – 125 г/т), Nb_2O_5 – 0,008% (или Nb – 55 г/т). Попутными компонентами являются литий, рубидий, цезий, олово, иногда, бериллий и др.

На Дарвезском участке Алтынтауского поля пегматитовые жилы широко распространены (рис. 3, 4). Но не все из этих пегматитов содержат промышленные концентрации редких металлов, за исключением некоторых жил, к которым приурочено комплексное танталониобат-редкощелочнометалльное и самостоятельное редкощелочнометалльное оруденение (табл. 5).

Пегматитовые жилы с высокими содержаниями тантала, ниобия и редкощелочных металлов (см. рис. 3). На правом борту Джангаклы (левый приток Дарвезсая) выявлена также пегматитовая жила с промышленными содержаниями редкощелочных металлов (см. рис. 3). Микроклин-альбитовые пегматиты слагают более половины жильных тел на данном участке. В зависимости от форм, размеров и элементов залегания они различаются по степени дифференциации и закономерностям распределения редких элементов.

В отличие от существенно микроклиновых пегматитов пегматиты этого типа характеризуются примерно равным содержанием микроклина и альбита или преобладанием альбита при резко подчиненном



Рис. 3. Пегматитовые жилы, секущие сланцевые толщи «Дарвезского языка».



Рис. 4. Перпендикулярно-секущие пегматитовые жилы, имеющие промышленные содержания редкощелочных металлов (правый борт р. Джангаклы).

развитии мусковита, большими мощностями, линзо-, штокообразными и зачастую неправильными формами с раздувами, пережимами и апофизами, что обусловлено приуроченностью их к местам пересечения нескольких систем трещин.

Общий азимут простирания пегматитовых жил – 255-260°, падение северо-западное с углами 65-70°, т. е. жила с вмещающими углеродисто-глинистыми и кварц-слюдистыми сланцами имеет согласное отношение. В сланцах наблюдается окварцевание, серицитизация и лимонитизация. В пегматитовых жилах встречаются ксенолиты вмещающих пород (ксенолиты сланцев или гранатовых песчаников).

Большинство пегматитовых тел этого типа имеют размеры: 250-500 м длина и 0,5-5,0 м мощность. Обычно они неполно дифференцированы, что обусловлено неблагоприятными для проявления процесса кристал-

Таблица 5

Результаты ICP-масс-спектрометрического анализа комплексных танталониобиевых и редкощелочнометалльных пегматитовых жил Дарвезского участка Алтынтауского рудного поля, г/т

№	Na	Mg	Al	P	K	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Ba	Sr
1*	25000	18700	80500	930	25000	29600	4500	90	83	1000	46500	18	58	650	340
2	33000	540	120000	1200	78000	2800	64	30	41	550	6500	0,69	5,40	42,0	42,0
3	8200	810	86000	600	62000	1900	160	51	62	2300	4000	0,32	4,30	260,0	58,0
4	29000	1600	71000	1300	57000	3200	160	45	66	440	4700	0,81	34,00	140,0	22,0
№	Li	Rb	Cs	Be	Nb	Ta	Sn	Mo	W	Cu	Zn	Pb	Tl	Sc	
1*	32	150	3,7	3,8	20	2,50	2,5	1,1	1,30	47	83	16	1,00	10	
2	7,7	970,0	31,0	4,00	57,0	230,0	22,0	1,9	1,1	8,6	11,0	16,0	4,0	0,75	
3	26,00	1000,0	26,0	29,00	59,0	20,0	43,0	5,0	2,3	6,3	22,0	30,0	5,5	0,57	
4	32,00	1000,0	30,0	20,00	62,0	14,0	30,0	2,9	2,0	7,2	42,0	19,0	5,8	1,20	
№	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
1*	29	29	70	9	37	8	1,3	8	4,3	5	1,7	3,3	0,27	0,33	0,08
2	2,0	1,1	1,4	0,16	0,66	0,23	0,075	0,17	0,052	0,31	0,064	0,19	0,043	0,28	0,26
3	0,74	1,2	3,2	0,37	1,4	0,26	0,13	0,16	0,026	0,14	0,019	0,071	0,01	0,096	0,0098
4	1,6	0,72	1,4	0,21	0,76	0,26	0,11	0,26	0,053	0,31	0,056	0,13	0,024	0,22	0,029
№	Bi	As	Se	Sb	Te	Ag	Au	Re	Pt	Zr	Hf	Cd	Th	U	
1*	0,009	1,7	0,05	0,5	0,01	0,07	0,0043	0,0007	0,005	170	1,00	0,13	13	2,5	
2	0,62	8,2	4,6	2,5	0,033	0,20	0,005	0,001	0,003	13,0	0,33	0,12	1,1	3,5	
3	0,058	30,0	6,5	0,44	0,064	0,1	0,009	0,0029	0,001	5,7	0,48	0,057	0,78	1,8	
4	0,29	14,0	5,8	0,32	0,032	0,23	0,015	0,0021	0,001	11,0	0,95	0,075	0,45	2,5	

Примечание. 1* – кларки элементов в земной коре (по Виноградову, 1962); 2 – из центральной части микроклин-альбитовой пегматитовой жилы (проба Ж-166/13); 3, 4 – из центральных частей грейзенизированных микроклиновых пегматитовых жил (3 – проба Ж-204/13; 4 – проба Ж-210/13, перпендикулярно секущие жилы, пр. борт Джангаклы).

лизационной дифференциации формами и элементами залегания или разрядкой тектонических напряжений в период формирования пегматитов. Отдельные, наиболее развитые пегматитовые тела микроклин-альбитового типа, в которых сосредоточена главная масса пегматитового расплава данной инъекции, в ряде случаев достигают огромных размеров (до 1 км длины и до 10 м мощности). Такие тела характеризуются отчетливо выраженной зональностью и более высокой концентрацией рудных минералов в определенных зонах с образованием потенциально-промышленных руд.

Строение большинства жил неравномернозернистое до блокового. В центральных частях иногда появляются мономинеральные микроклиновые зоны. В жилах этого типа условно можно выделять три первичные текстурно-парагенетические зоны: 1) неравномернозернистую; 2) блоковую; 3) мономинеральную микроклиновую.

Скопления танталоколумбита и танталита связаны с относительно хорошо дифференцированными жилами, в которых проявлен процесс замещения. В большинстве пегматитов с редкометалльными минералами, в отличие от несодержащих таковые, сильнее проявлен процесс замещения ранних генераций микроклина, плагиоклаза поздними альбитом, мусковитом, кварцем и др. Редкометалльные минералы образованы после микроклина. Наиболее благоприятную форму для концентрации редких элементов представляют мощные жилы, наименее благоприятную – маломощные жилы с параллельными стенками.

Неполнодифференцированная микроклин-альбитовая пегматитовая жила (мощность более 1,0 м, длина 350 м) содержит промышленные концентрации танталониобатов (Ta – 230 г/т, или Ta_2O_5 – 0,028%; Nb – 57 г/т, или Nb_2O_5 – 0,008%) и редкощелочных металлов (Rb – 970 г/т, или Rb_2O – 0,106%; Cs – 31 г/т, или Cs_2O – 0,003%).

Обычно содержание Ta_2O_5 и Nb_2O_5 в рудах неполнодифференцированных пегматитов микроклин-альбитового типа варьирует от минимальных значений во внешних кварц-альбитовых зонах (зальбандах) до максимальных в центральных кварц-альбит-мусковитовых зонах. Наличие слюд в поздних альбитсодержащих зонах является благоприятным признаком нахождения в них собственно танталониобиевой и редкощелочнометалльной минерализации. Такая же тенденция наблюдается во многих пегматитовых жилах Дарвезского участка.

Минералы группы колумбита-танталита в изучаемой пегматитовой жиле встречаются повсеместно, причем размеры и форма их выделений зависят от структуры минеральной ассоциации, в которой они образуются. В мелко- и среднезернистых кварц-альбитовых, кварц-альбит-мусковитовых, кварц-мусковитовых зальбандах они встречаются в виде мельчайшей вкрапленности, измеряемой десятыми и сотыми долями миллиметра, увеличиваясь в более крупнозернистых их разностях до 2 мм.

В блоковой (центральной) зоне представлен собственно танталит, локализующийся в микроклине, кварце и гнездах крупнопластинчатого альбита в виде крупных толстотаблитчатых кристаллов и более мелких выделений в мусковитовых замещающих комплексах.

На правом борту Джангаклы (левый приток Дарвезсая), а также на его левом борту выявлены неполнодифференцированные, грейзенизированные пегматитовые жилы с промышленными содержаниями редкощелочных металлов (Rb – 1000 г/т, или Rb_2O – 0,11%; Cs – 28 г/т, или Cs_2O около 0,003%).

По данным Н.А.Солодова и др. [4], промышленные типы редкометалльных пегматитов содержат 0,1% рубидия и 0,04% цезия. Рубидий, как известно, не образует собственных минералов, рассеиваясь в основном в калиевых (микроклин, слюды) минералах. В соответствии с этим наивысшее содержание окиси рубидия (1,3-1,5% и более) наблюдается в мусковитах кварц-мусковитовой зоны вышерассмотренных пегматитовых жил Дарвеза. Минералом-концентратором цезия в этих жилах является апатит, в котором микрозондовым анализом определено содержание Cs_2O – 1,57-1,78%.

Исходя из вышеизложенного материала, можно заключить следующее:

1) на Дарвезском участке Алтынтауского поля выявлены пегматитовые жилы микроклин-альбитового типа с высокими содержаниями танталониобатов (Ta_2O_5 + Nb_2O_5 0,036%) и редкощелочных металлов (Rb_2O – 0,11%; Cs_2O – 0,003%);

2) высокие концентрации танталоколумбита и танталита связаны с относительно хорошо дифференцированными жилами, в которых проявлен процесс замещения. В большинстве пегматитов с танталониобатовыми минералами, в отличие от несодержащих таковые, сильнее проявлен процесс замещения ранних генераций микроклина, плагиоклаза, поздними альбитом, мусковитом, кварцем и др.;

3) содержание Ta_2O_5 и Nb_2O_5 в исследованных пегматитовых жилах варьирует от минимальных значений во внешних кварц-альбитовых зонах (зальбандах) и до максимальных в центральных кварц-альбит-мусковитовых зонах. Наличие слюд в поздних альбитсодержащих зонах – благоприятный признак нахождения в них собственно танталo-ниобиевой и редкощелочнометалльной минерализации;

4) рубидий сконцентрирован в мусковитах, а цезий – в апатитах пегматитов Дарвеза.

ВЫВОДЫ

1. По внутреннему строению бериллиевые (BeO – 0,12%) пегматиты с комплексной танталониобатовой (Ta_2O_5 – 0,012%, Nb_2O_5 – 0,014%), оловянной (SnO_2 – 0,014%) и редкощелочнометалльной специализацией (Rb_2O – 0,11%; Cs_2O – 0,005%) Алтынтауского поля являются микроклин-альбитовыми**,** характеризующимися высокой степенью дифференциации. На отдельных участках жил можно выделить три зоны со стороны вмещающих пород к центру жилы: 1) кварц-альбит-мусковитовой (грейзенизированной) породы; 2) среднекристаллического кварц-микроклин-альбитового пегматита и 3) блокового кварц-микроклин-альбитового пегматита, развитой в центральной части жилы.

2. Танталониобат-редкощелочнометалльные ($Ta_2O_5 + Nb_2O_5$ – 0,036%; $Rb_2O + Cs_2O$ – 0,109%) и существенно редкощелочнометалльные ($Rb_2O + Cs_2O$ – 0,113%) микроклин-альбитовые пегматитовые жилы по текстурно-структурным, минералогическим особенностям относительно хорошо дифференцированные жилы, в которых проявлен процесс замещения (грейзенизация и альбитизация). Строение жил неравномернозернистое до блокового. В центральных частях иногда появляются мономинеральные микроклиновые зоны. В жилах этого типа условно можно выделять три первичные текстурно-парагенетические зоны: 1) неравномернозернистую; 2) блоковую; 3) мономинеральную микроклиновую.

3. Развитие бериллиевых пегматитов с комплексной танталониобатовой, оловянной и редкощелочнометалльной специализацией, а также танталониобиевых и редкощелочнометалльных пегматитовых жил в Алтынтауском рудном поле свидетельствует о его принадлежности к значимым объектам комплексных руд этих металлов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бериллиевые руды // Методические рекомендации по применению Классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. - М.: ФГУ ГКЗ, 2007. - 37 с.

2. Ниобиевые, танталовые руды и редкоземельные элементы // Методические рекомендации по применению Классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. - М.: ФГУ ГКЗ, 2007. - 42 с.

3. *Солодов Н.А.* Научные основы перспективной оценки редкометалльных пегматитов. - М.: Наука, 1971. - 290 с.

4. *Солодов Н.А., Балашов Л.С., Кременецкий А.А.* Геохимия лития, рубидия и цезия. - М.: Недра, 1980. - 233 с.

5. *Бабаев К.Л.* Гранитные пегматиты Средней Азии. - Т.: САИГИМС, 1960. - 351 с.

6. *Мамарозиков У.Д., Рустамов А.И., Халилов А.А.* Новые данные о генезисе и рудоносности гранитных пегматитов Джиландысайского участка Алтынтауского рудного поля (Центральные Кызылкумы) // Геология и минеральные ресурсы. - 2013. - № 4. - С. 3-14.

7. *Солодов Н.А.* Внутреннее строение и геохимия редкометалльных гранитных пегматитов. - М.: Изд-во АН СССР, 1962. - 234 с.

8. *Александров И.В.* Модели эндогенного танталониобиевого оруденения. - М.: Наука, 1973. - 148 с.

9. *Гордиенко В.В.* Гранитные пегматиты. - СПб.: Изд-во СПбУ, 1998. - 272 с.

Статья представлена членом редколлегии докт. г.-м. наук А.К.Нурходжаевым.

© П.С.Султонов, Х.Х.Шафайзиев, 2022

П.С.Султонов, Х.Х.Шафайзиев

АНГРЕН КАОЛИНЛАРИНИНИНГ ЛИТОЛОГИК-ФАЦИАЛ ҲУСУСИЯТЛАРИ



Султонов Пўлатжон Салимович –
ГФУ факультети декани.
Геол.-мин. фанлари доктори, профессор
E-mail: P_Sultanov@mail.ru



Шафайзиев Хасан Хамидуллаевич –
Х.М.Абдуллаев номидаги Геология ва геофизика институти, таянч докторанти
E-mail: shoshh@list.ru

Ўтган асрнинг ўрталарида академик В.И.Попов бошчилигидаги Ўрта Осиё литологлар мактаби олимлари томонидан турли типдаги чўкинди конларни самарали қидиришнинг комплекс услубиёти ишлаб чиқилган бўлиб, уни қўллаш натижасида турли чўкинди конлар башоратланган. Натижада бир қатор чўкинди тоғ жинслари билан боғлиқ бўлган конларни топишга эришилган [1, 2].

Бугунги кунда ҳам бу услубиёт ўз аҳамиятини йўқотмаган ва ундан фойдаланиб турли туман маъданли ва номаъдан экзоген чўкинди фойдали қазилмалар, нефть, газ ва ер ости сувлари конларини башоратлаш ва аниқлаш давом этмоқда. Услубиётни қўллашда қуйидаги тўртта литологик тамойилларни эътиборга олиш мақсадга мувофиқ:

- конларнинг генетик-формацион ҳусусиятларини;
- формацияларни ташкил этувчи жинсларнинг ҳосил бўлишидаги ритмийликни;
- конларни ҳосил бўлиш вақтидаги динамик-палеогеографик шароитларни;
- конларнинг кейинги эпигенетик ўзгаришларга учраганлигини.

Ушбу тамойилларга асосланган литологик башоратлаш услубиётини турли ҳил шароитларда ҳам ёрқин намойиш этиш имконияти мавжуд. Шунинг учун қидиришнинг геокимёвий усулларини литологик усуллар билан биргаликда қўллаш чўкинди фойдали қазилма конларини самарали башоратлаш ва топишда муҳим аҳамиятга эга.

Маълумки, фойдали қазилмалар халқ хўжалигининг турли соҳаларида ишлатилиши бўйича қаттиқ (рудали ва норуда), суюқ ва газсимон (нефт, сув ва газ) турларга бўлинади. Шу сабабли хар қандай рудали ёки норуда фойдали қазилма конларини башоратлашда минерагенистларнинг ҳамкорликдаги харакатлари муҳим ҳисобланади.

Эндоген генезисли рудали фойдали қазилмалар экзоген генезисли рудали фойдали қазилмалардан кескин фарқ қилади. Масалан, олтин сақловчи гидротермал томирлар ва олтинли сочмалар. Биринчиси магматик ва пневматогидротермал формациянинг физик-кимёвий ва геокимёвий ҳосил бўлиш шароитлари билан, иккинчиси эса улардан кескин фарқ қилувчи чўкинди ҳосил бўлиш шароитлари билан боғлиқ. Худди шунингдек, ҳосил бўлиш шароитлари бўйича эндоген генезисли норуда фойдали қазилмалар экзоген генезисли норуда фойдали қазилмалардан ҳам кескин фарқ қилади. Масалан, апатитларнинг ҳосил бўлиш шароитлари ишқорий нордан магманинг ривожланиши билан узвий боғлиқ бўлса, фосфоритлар денгиз шароитида ҳосил бўладиган чўкинди жинслар билан боғлиқ. Шунинг учун бир вақтнинг ўзида ҳам эндоген ва ҳам экзоген генезисли фойдали қазилмалар геологиясини тенг ўзлаштиришни тақозо қилади. Чунки эн-

доген ва экзоген жараёнлар бир-биридан кескин фарқ қилувчи турли хил қонуниятларга бўйсунади.

Маълумки, эндоген рудали фойдали қазилмаларни қидириш ва башоратлашнинг умумий геологик назарияси бир бирига яқин, аниқроғи, эндоген норуда фойдали қазилмаларни қидириш ва башоратлаш билан мос тушади. Хар икки холатда ҳам магматик ва пневматогидротермал формацияларнинг ҳосил бўлиш қонуниятларини ўрганишга таянади. Масалан, турли хил гидротермал рудали томирлар билан норуда флюоритли ёки баритли фойдали қазилмалар боғлиқ. Худди шунингдек, экзоген рудали конларни башоратлаш ва қидиришнинг умумий геологик назарияси, экзоген норуда конларни башоратлаш ва қидириш назарияси билан мос келади ва улардан суюқ ҳамда газсимон фойдали қазилмаларни башоратлаш ва қидириш учун ҳам фойдаланиш мумкин.

Одатда геологияда конларни башоратлаш ва қидириш тушунчасига генетик ёндашув анъанавий ҳисобланади. Генетик ёндашув усулининг ютуғи эмпирик жиҳатдан ўзининг самарадорлиги ва орзонлигидадир деб таъкидлайди рудали конлар ҳақидаги таълимот асосчиси К.И.Богданович. У конларни магматик, гидротермал, чўкинди ва метаморфик конларга ажратган.

Чўкинди (экзоген) конлар сингенетик чўкинди, эксгаляцион-чўкинди ва устма-уст тушувчи чўкинди-эпигенетик жараёнларда тўпланган, шунингдек, уларни метаморфизми ҳосилаларини ўз ичига олувчи барча фойдали қазилмаларни қамраб олади.

Сингенетик фойдали қазилмалар деб қамровчи жинс моддалари билан бир вақтда ётқизилган моддаларга (масалан, сочмалар таркибидаги олтин ва бошқа шлихли минераллар, ёнувчи сланецлар таркибидаги кўпчилик рудали элементларга) ёки қамровчи туб формацияларга (кўмирли моласс формацияси таркибидаги кўмирли қатламларга) айтилади.

Эпигенетик фойдали қазилмаларнинг моддалари қамровчи жинслар таркибида улар ҳосил бўлгандан сўнг ҳосил бўлади (масалан, охактошлардаги метасоматик темир рудалари).

В.И.Попов бўйича сингенетик-эпигенетик фойдали қазилмалар ҳам ажратилади. Унга кўра, қамровчи жинслар таркибидаги моддалар дастлаб жуда кам миқдорда ҳатто саноат миқёсида бўлмаган миқдордаги кўрсатгичга эга бўлиши мумкин, кейинчалик улар қайта ётқизилади ва эпигенетик (гидроген) устма-уст тушиш жараёнлари таъсирида қамровчи формацияларнинг айрим участкаларида юқори концентрацияга эга бўладилар (масалан, мисли ва уранли қумтошлар, карбонатли формациялар билан боғлиқ кўплаб стратиформли қўрғошин – рухли маъданлари, маъдандор қатламлар яқинидаги томирчалар кўринишидаги уларнинг қайта ётқизилган бўлаклари).

А.Е.Ферсман сингенез ва эпигенез ҳақида ёзиб, ушбу тушинчаларни чўкинди ётқизиқлар геокимёси назариясини ривожлантиришга олиб қирган [4].

Чўкинди сингенетик конлар бирламчи саноат аҳамиятига эга бўлган ёки нокондицион бўлиши мумкин. Чўкинди сингенетик-эпигенетик конларнинг ҳосил бўлишида фойдали қазилма компонентлари чўкинди қатламларнинг қамровчи жинслари ичида қайта ётқизилади. Одатда улар қўшимча концентрацияга эга бўладилар, натижада бирламчи саноат аҳамиятига молик ётқизиқларни ёки бирламчи нокондицион конларни кондицион конларга айланишига қадар бойитилишига олиб келади.

Чўкинди-эпигенетик конларни ташкил этувчи формациянинг қатламлари таркибидаги фойдали компонентлар қисман ёки бутунича шу формациянинг ташкил қилувчи қамровчи жинслари таркибидан (формация ичи эпигенези) ёки формация таги ёки устидаги бошқа манбалардан келтирилади (формацияларо эпигенез).

Сингенетик чўкинди фойдали қазилмалар уларнинг ётқизиқлари билан бирга эндоген поствулконик эксгаляциялар – иссиқ сувлар ва газларни ҳам олиб келиниши мумкин. Бундай конлар В.И.Смирнов бўйича эксгаляцион-чўкинди (В.И.Попов бўйича пневматогидротермал чўкинди) конлар деб аталади [5]. Баъзан уларни вулқоноген-чўкинди конлар деб ҳам аташган. Аслида вулқоноген-чўкинди конлар деб вулқон отилиши маҳсулотлари – пирокластик чўкинди ҳосилалар билан бир вақтда ҳосил бўлган конларни аташ мақсадга мувофиқ (туффитлар).

Юқорида қисқача айтиб ўтилганидек, чўкинди фойдали қазилмаларни башоратлашнинг литологик усуллари қуйидаги тамойилларга асосланади:

1. Башорат қилинаётган фойдали қазилманинг геокимёвий формацион ҳусусиятлари билан бирга генетик-формацион типини ажратиш тамойили. Регионнинг формацион таҳлилини ва топилган фойдали қазилманинг маълум бир минтақавий формацияларга ёки формацияга тегишли эканлигини аниқлаштиришни ўз ичига олади. Фойдали қазилманинг генетик тушунчаларига башоратлаш бўйича олиб борилаётган ишлар жараёнида аниқлик киритилиши мумкин.

2. Ритмостратиграфик тамойил – қидирилаётган фойдали қазилмани уни сақловчи формация ичида жойлашган горизонт ёки ритмик равишда қайтарилувчи горизонтлар орасидан топиш мақсадида ритмостратиграфиясини тиклаш. Турли тартибли ритмостратиграфик бўлиммаларни ажратиш белгилари В.И.Попов ва бошқалар томонидан яратилган 3 томлик «Мезозой ва кайнозой биоритмостратиграфияси» номли монографияда батафсил ёритилган. Унда геокомплекслар, ритмокомплекслар, ритмоётқизиқлар, ритмосвиталар ва ритмопачкалар ажратилган [3].

3. Динамофациал тамойил – иккинчи тамойилда келтирилган горизонтлар бўйича (шунингдек, ритмик серияларнинг боши ва охири учун ҳам) динамик фациал-палеогеографик хариталар тузиш, уларга маълум фойдали қазилма намоёндаларини тушуриш ва маълум бир динамик фациал минтақалар ва уларнинг зоналари билан боғлиқ фойдали қазилмалар тарқалган янги ореолларни башорат қилиш.

4. Зонал-эпигенетик тамойил – фациал-палеогеографик хариталарда фойдали қазилмалар сифатини яхшилаш ёки ёмонлаштириши мумкин бўлган эпигенетик устма-уст тушиб ўзгарган зоналарини аниқлаш ва харитага тушириш. Формациялар ҳосил бўлишининг бешта асосий фациал қонунига кўра, сингенетик конлар формацияларнинг динамик фациал зоналлигига мос тушади, эпигенетик зоналар эса план ва кесмада кесишади.

Юқорида келтирилган тўртта литологоик-геокимёвий башоратлаш тамойилларини экзоген конларни башоратлашда литологик-геокимёвий методологиянинг назариий асоси деб ҳисоблаш мумкин.

Чўкинди формациялари қуйидаги тўртта петрогенетик каторга бўлинади: бўлакли туфли, силицитли (бўлакли билан), карбонатли ва галогенли (сульфат ва хлорит таркибли осон эрувчан минераллар ва жинслар тўплами билан характерланувчи ётқизиқлар). Улар билан чўкинди фойдали қазилмаларнинг ҳосил бўлиши боғлиқ. Худди шу билан чўкинди фойдали қазилмаларнинг табиий таснифи ҳам белгиланади.

Ҳозирги замон фани нафақат чуқур тармоқланганлиги ва ихтисослашганлиги билан, балки унинг кенг миқёсда умумлаштирувчи янги бўлимларини, масалан, литология – чўкинди ҳосилалар (жинслар, формациялар, минераллар ва бошқалар) тўғрисидаги фаннинг вужудга келиши билан ҳам характерланади. Бу фан биосфера қонунларини тушиниш орқали бир томондан, геокимё билан узвий боғланиб кетади, бошқа томондан эса, ер қобиғи ва унга ёндош бўлган қобиқларнинг минтақавий-геологик, тарихий-геологик ва геофизик шароитларини ҳисобга олади. Хозирги кунга келиб литология экзоген конларни билиш йўллари бўйича анча илгарилаб кетди ва уларни башоратлашнинг комплекс литологик-геокимёвий усулларини ишлаб чиқиш даражасига етди. Чўкинди фойдали қазилмаларни улар кўринмайдиган чегара ташқарисида, ер қобиғи чуқурлигида жойлашганлиги ва тарқалганлигини олдиндан кўра билиш учун, литологик қонуниятларни: формациялар, уларни ҳосил қилувчи тоғ жинслари, шу жумладан, фойдали қазилмалар ҳосил бўлишининг фациал палеогеографик зоналлилигини, ритмий равишда даврий ривожланишини, қобиқнинг структуравий-формацион зоналлигини билиш ва экзоген конларнинг сингенетик ва эпигенетик турларини фарқлаш зарур.

Қуйида Ангрен каолин конининг юқорида келтирилган литологик башоратлаш тамойиллари асосида ўзига хос ҳусусиятлари таҳлил қилинган.

Генетик-формацион ҳусусиятлари. Каолин – тоғ жинсларининг чуқур кимёвий (биокимёвий) ўзгарган маҳсулотидир. Унинг таркибида каолинит кескин юқори миқдорда бўлиб, кварц доналари аралашган. Шунингдек, таркибида одатда кимёвий жиҳатдан ўзгармаган туб она жинсларнинг қўшимчалари, ишқорлар, темир оксидлари учрайди.

Каолинли гил конлари ер усти баландликлари фациал мажмуасининг сувайригич-элювиал фациал камарида кечадиган нураш қобиғи билан боғлиқ ва танаффусли формация конлари қаторига (бирламчи каолинлар) киради. Шунингдек, каолинсақловчи қумлар, танаффусли ва молассали пелитли пачкалар, кўпинча кўмирли формациялар ва уларнинг қайта ётқизилган маҳсулотлари таркибида учрайди.

Каолин конларини башоратлашда нурашга учраган туб она жинслар таркибини, уларнинг структураси ва текстура хоссаларини ҳисобга олиш лозим. Каолин конларининг ҳосил бўлишида таркибида дала шпатлари ва слюдалар сақловчи: лейкократли гранитлар, гранодиоритлар, гранитогнейслар, пегматитлар, слюдали сланецлар, аркозлар ва бошқалар каби кам темирли алюмосиликатли жинслар энг қулай ҳисобланади.

Ритмостратиграфик ҳусусиятлари. Ритмостратиграфик бирламчи каолинлар рельефнинг тексланиш эпохалари билан боғлиқ ва асосан юза тексланишининг узоқ муддат даво-

мида пенепленлар ҳосил қилишга қулайлиги билан характерланади.

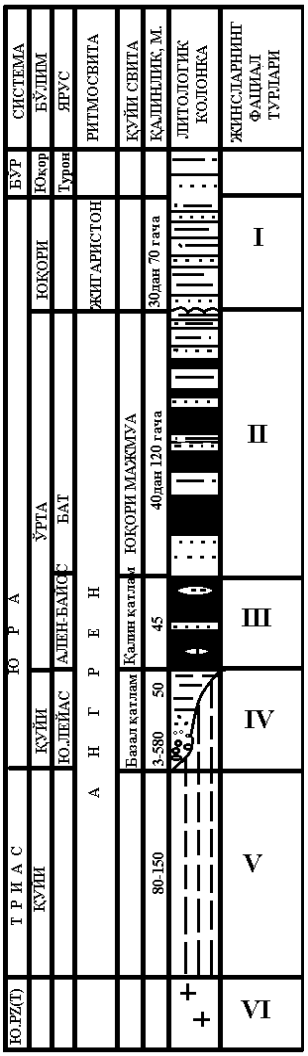
Ўрта Осиёда бирламчи каолинлар ҳосил бўлишининг иккита бош эпохаларини ажратиш мумкин: кечки триас-эрта юра (Ангрен, Тулкибош, Тошкўмир, Абшир, Малянд); апт-альб (асосан Марказий Қизилқум, Зирабулоқ-Зиёвуддин тоғлари, Коратоғнинг жанубий ёнбағирликлари – Сирдарё ботиғи атрофлари).

Санаб ўтилган худудларда кўплаб каолин хом ашёси номоёнлари маълум. Улар нураш қобиғи ва уларнинг қайта ётқизилиш маҳсулотлари билан боғлиқ. 1-расмда Ангрен каолин конининг кесмаси ва ритмик свитасининг табақаланиши кўрсатилган.

Ушбу кесмадан кўриниб турибдики, бирламчи каолинлар туб она палеозой порфирлари устида номувофиқ ётувчи биринчи ритмосвитанинг қуйи қисмидаги (юра даврининг ангрен свитаси) қалин нураш қобиғидан тўпланган. Иккиламчи каолинлар олдинги ритмик свита устида номувофиқ ётувчи навбатдаги ритмик свитанинг (жигаристон) қуйи қисмидан жой олган.

Хар икки ритмик свита учун тинч тектоник режим характерли. Бу хақда унча кенг тарқалмаган бўлакли қумли ва алевритли чўкмалар гувоҳлик беради. Хар икки свита катта қалинликда тўпланган пелитли каолинлардан бошланиб, қуйи ритмик свита кесмасининг қалин қатламли кўмир қатламлари билан якунланади.

Динамик фациал ҳусусиятлари. Бирламчи каолин конлари гумид ва иссиқ иқлим шароитида ҳосил бўлади. Каолинлар тўпланиш жараёни билан торф тўпланиш жараёнининг ҳам ривожланиши тасодифий эмас. Масалан, Фарғона ва Ангреннинг юра даврига ҳос кўмирли формациялари каолин туридаги нураш қобиғи устида ётади. Апт ва альбнинг каолинли жинс қатламчаларидан ташкил топган қуруқлик чўкмалари таркибида кўмирнинг маҳаллий (локал) кон номоёнлари учрайди (Кулжуктоғнинг жанубий ёнбағри, Сукайти ва бошқалар). Каолин ҳосил бўлиши учун узоқ вақт давомида нураш қобиғи маҳсулотлари сезиларли даражада эрозияга учрамаган бўлиши зарур. Бундай шароитда элювия қалинлиги ер юзасидан таъминланувчи гурунт эритмаларининг ва туб жинсларнинг ўзаро таъсирлашуви натижасида юқоридан пастга қараб ортиб боради ва барча геокимёвий зоналар билан характерланувчи каолиннинг нураш профили юзага келади. Уларнинг юқори қисми қалин қатламли фақат каолинли профил ҳисобланади. Шуни ҳам алоҳида таъкидлаш



1-расм. Ангрен кони юра ётқизиқларининг ритмостратиграфик устуни. Тоғ жинсларининг фациал турлари: I – тоғолди-ёйилмалари фациал камари (галечник-гравийли, қумли ва гилли ётқизиқлар) ёйилма турғун зонаси билан (кўлли қуйи зона, гиллар); II – тоғ олди ёйилмалари фациал камари (ёйилма ўзанларининг қумтошлари, ёйилманинг майин алевролитлари ва гиллари, ёйилманинг ботқоқ гиллари ва кўмирлар; III – ёйилманинг турғун (ботқоқлик) зонаси (терриген қатламчали кўмирли мажмуа); IV – ёнбағирлик фациал камари; қатор водийлар фациал камари (гравелитлар, қумтошлар, алевролитлар); V – сув айригич фациал камари. Каолин туридаги нураш қобиғи; VI – кварцли порфирлар ва бошқа эффузивлар.

лозимки, нураш қобиғини ташкил этувчи жинслар туб она жинсларга ҳос структура ва текстуравий ҳоссаларини сақлаб қоладилар. Бу ҳол уларнинг қайта ётқизилмасдан ўз жойида ҳосил бўлганлигидан далолат беради.

Иккиламчи каолин конлари фақат нураш қобиғида шаклланган бирламчи каолинларнинг қайта ётқизилишидан ҳосил бўлади. Каолин ҳосил бўлиш жараёнларининг тугалланганлиги ва профилларининг сақланганлиги ҳақида профилни ўзи ҳамда унинг маҳсулотларини қайта ётқизилганлигига қараб ҳулоса қилиш мумкин.

Нураш қобиқлари зонал ҳосилалар ҳисобланиб, у жойда нураш маҳсулотлари маълум қонуният асосида бир бири билан ўзаро алмашиниб боради. Кучли ўзгарган турлари нураган ётқизиқнинг энг юқори қисмида жойлашади ва максимол даражада балоғотга етади. Бу ҳақда уларнинг минерал таркиби – кварц доналари ва каолинитли гилларнинг кўплиги гувоҳлик беради. Ҳудди шу минераллар тўплами қайта ётқизилган элювий маҳсулотларини ҳам характерлаши лозим. Масалан, Ангреннинг жигаристон свитаси кесмасининг 75% ини гиллар ташкил этиб, улар таркибида кам миқдорда гидрослюда қўшимчалари сақловчи каолинит ёки Марказий Қизилқумнинг аптальб ётқизиқларида учрайдиган терриген доонали қўшимчалари бўлган, қайта ётқизилган, яхши тозаланган алоҳида каолинитли пачкалар ва линзалар сақловчи ётқизиқлар шулар жумласидандир. Тоғ жинслари таркибида гидрослюданинг кўп учраши ва унинг полимиктли таркиби элювиянинг етарли даражада комолотга етмаганлигидан далолат беради. Шундан келиб чиқиб, иккиламчи каолинларнинг табиати ҳақида ҳулосалар қилиш мумкин.

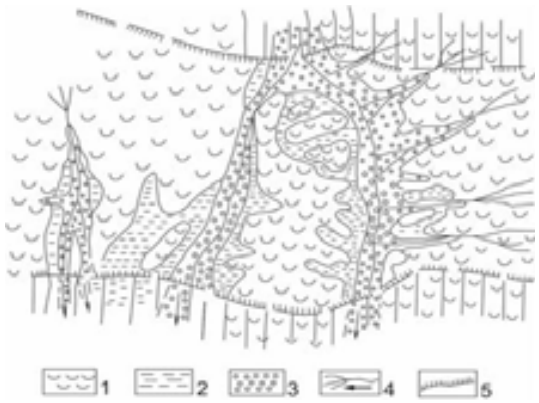
Геоморфологик нуқтаи назардан каолинли нураш қобиғи баландиликларни кесиб ўтувчи бўйлама водийларга ёндошган бўлади. Бу ҳол туб она жинсларни кучли ювилишига имкон беради. Элювия профилларининг шаклланишида ранг баранг доғли қизил рангли каолинлар ҳосил бўлиши мумкин ва улар таркибида Fe^{3+}сақланиб қолади. Етарли даражада қайта ювилган профилда темир унинг ташқарисида қолади ва каолин оқариб темирсиз оқ рангли тусга киради, баъзан қуйи горизонтларга сингиб кетади. Бу каби мисоллар Қизилқумда ҳам учрайди, у ерда элювия профилининг қуйи қисмида темирли «пўстлоқлар», ғуддалар, рельефнинг қия жойларида эса грунт сувларининг чўкмалар ичига кириб бориши натижасида ҳосил бўлган темирли травертинлар учрайди. Темирнинг чиқиб кетиши органик моддалар иштирокида (ўсимлик қопламалари) доимий равишда намланиб турувчи шароитда, органик бирикмалар мажмуаси кўринишида содир бўлади. Бунда оқ рангли каолинли нураш қобиғи шаклланади. Сув айригич участкаларини эгаллаб шаклланган нураш қобиқлари бундай жойларда кам сақланади улар асосан ёнбағирликларда учрайди. Кўпинча улар водийнинг узун ўқи бўйлаб ювилган бўлади.

Ўрта Осиёдаги энг йирик бирламчи ва иккиламчи (қайта ётқизилган) каолин конларидан бири бу Ангрен каолин конидир. Бу кон шу номдаги ер ёриқлари билан чегараланган депрессия билан боғлиқ. Бу ерда нураш қобиғи нордан ва ўрта таркибли палеозой эффузивларида ривожланган. Нураш қобиғининг шаклланиш даврида кон юзаси унча баланд бўлмаган, етарли даражада текслаган ёнбағирликга эга бўлган. Нураш қобиғининг қалинлиги кенг диапазонда – 2 метрдан 150 метргача ўзгариб туради. Вертикал кесмада чуқур кимёвий ўзгариш маҳсулотлари аста секинлик билан туб жинслар қалинлиги 20 метргача бўлган каолинитлашган зонага ўтади.

Нураш қобиғининг бирламчи каолинлари палеодарё водийлари бўйлаб юқори даражада емирилган ва водийларнинг сув айригич қисмлари олдида ҳамда террассаларда энг тўла сақланган. Улар нураш қобиғи гилларидан фарқли ўлароқ сувда нам бўлмайдиган «сухар гиллари» кўринишида намоён бўлган. Сухар гилларининг қалинлиги 0,4 дан 6,5 гача.

Нураш қобиғини ёпиб турувччи юра ётқизиқлари иккита свитага бўлинади. Булар: ангрен свитаси – қалинлиги 100 метрдан 200 метргача ва жигаристон свитаси – қалинлиги 30-70 м.

Бу палеофациал схема ангрен свитасининг базал қатламларини шаклланиш вақти учун тузилган (2-расм). Кон майдони паст сувайригичлар текслаиш юзасининг тўла эгилган ёнбағри (наклоненный склон) кўринишида намоён бўлган. Ёнбағирлик ҳосилалари билан уларнинг қайта ётқизилган маҳсулотларини (илдиз тизимлари ва кўмирлашган гиллардан ташкил топган делювиал гиллар) алмашини-



2-расм. Ангрен кони ангрен свитасининг базал қатламлари тўпланган вақти учун тузилган фациал-палеогеографик схемаси (В.А.Захаревич, 1950). Фациал камарлар: *1* – сув айригич элювиал (кварц порфирлари ва бошқа палеозой жинсларининг нураш қобиғи, *2* – ёнбағирлик (гиллар, кўмирли гиллар), *3* – водий ўзанлари – кварцли гравелитлар, қумтошлар); *4* – турли тартибли оқимлар ва бўлакли материалларнинг келтирилиш йўналиши; *5* – Ангрен водийсининг хозирги тектоник чегараси.

шидан тузилган нураш қобиғи кенг ривожланган. Ёнбағирликнинг дағал материаллари мавжуд эмас. Ёнбағирлик камари кварцли қумтошлар ва гравелитлардан ташкил топган унча катта бўлмаган тўғри оқимлар билан кесилган. Ботқоқланиш ботиқликнинг нафақат марказий қисмида, балки қияликларнинг олд қисмида, баъзан баландликларнинг сув айригичга яқин қисмларида ҳам ривожланган.

Ангрен свитасининг юқори қисмида (қўмир усти қуйи свитаси) ўзаро алмашиниб ётувчи қулранг ва тўқ кулранг гиллардан, алевролитлардан ва қумтошлардан ташкил топган бўлиб, уларнинг барчаси бир ном билан «кулранг иккиламчи каолинлар» деб номланади. Қалинлиги 4-60 м. Тоғ жинсининг гилли фракцияси каолинитдан ташкил топган. Al_2O_3 нинг ўртача миқдори 23-24% ни ташкил этади. Центрифугада бойитилгандан сўнг концентрацияси 32-34% гача ошади ва концентратдан турли саноат тармоқларда қимматли минерал хом ашё сифатида фойдаланишга яроқли ҳолатга келади.

Жигаристон свитаси номувофиқ равишда ангрен свитасининг устида ётади ва ўзаро алмашиниб ётувчи турли (оч қизғиш) рангли каолинли гиллардан, алевролитлардан ва қумтошлардан ташкил топган. Қатлам қалинлиги 10 метрдан 60 метргача ўзгариб туради. Свитанинг асосий қисмини (75% гача) гиллар ташкил қилиб баъзи участкаларда улар 20-30% гача камаяди. Гилли фракция асосан каолинитдан унча кўп бўлмаган миқдорда гидрослюдадан ташкил топган. Тоғ жинслари темир гидрооксиди билан пегментлашган ва «ола-була рангли каолинитлар» деб аталади.

Жигаристон свитасининг тўпланган вақти учун ҳам палеофациал схема тузилган. Унда сув айригич элювиал фациал камарининг ботиқлик томонга қараб алмашинувчи кўл ётқизиқлари, тоғ этаклари ёйилмалари фациал камарининг чўкиндилари (чиқарма конусларининг галечник-гравияли, қумли ва майин гил заррачали қисмлари) билан бандлиги кузатилади.

Зонал-эпигенетик ўзгаришлар. Баъзи бир тоғ жинслари очилмаларида бу жараён кучсиз намоён бўлган. Ангреннинг юра даврига ҳос каолинларнинг бир қисми қўмир билан бирга қоплама жинслар сифатида қазиб олинади ва қолган асосий қисми чиқинди сифатида чиқариб юборилади. Унча кўп бўлмаган яна бир қисми сопол буюмлар ва цемент саноатида ишлатилади. Шуни ҳам таъкидлаш лозимки, каолин хом ашёларини тўплаб қўйиш уларнинг сифатини бузилишига олиб келади.

Коннинг юқори даражада ўрганилганлиги, маъданнинг ярим саноат ҳолига қадар қайта ишланиши каолинли гилларнинг катта истиқболга эга эканлигидан, улардан халқ хўжалигининг турли тармоқларида кенг фойдаланиш имкониятлари мавжудлигидан далолат беради.

Марказий Қизилқум ва Зирабулоқ-Зиёвуддин тоғларида кенг тарқалган бўр даврининг аптальб ётқизиқлари билан боғлиқ каолинли минтақалари нисбатан кам ўрганилган. Хозирги вақтда тарқалган каолинли профил билан боғлиқ нураш қобиғи бурмаланган асоснинг чиқиб қолган рельефи, аввалги ювилишнинг интенсивлиги ва туб она жинсларнинг таркиби билан белгиланади. Гранит ва гранодиоритларда нураш қобиғининг қалинлиги 100 м ва ундан ортиқ, сланецлар ва қумтошларда – 30-45 метрга етади. Қайта ётқизилиш маҳсулотлари сараланмаган гиллардан ташкил топган.

Каолин яхши ўтга чидамлилиги, баъзи бир участкаларда ёркин оқ рангга эгалиги ва мономинерал таркиби билан характерлидир.

ҲУЛОСА

Умуман чўкинди фойдали қазилма конларини, шу жумладан каолин конларини башоратлашда уларнинг генетик-формацион хусусиятларини, формацияларни ташкил этувчи жинсларнинг ҳосил бўлишидаги ритмийликни, каолин ҳосил бўлиш вақтидаги динамик-палеогеографик шароитларни ва уларнинг кейинги эпигенетик ўзгаришларга учраганлигини ҳисобга олиш муҳим аҳамиятга эга.

АДАБИЁТЛАР

1. *Попов В.И.* Руководство по определению осадочных фациальных комплексов и методика фациально-палеогеографического картирования. - Л., 1968. - 284 с.

2. *Попов В.И.* Использование литолого-геохимической методики при прогнозировании осадочных месторождений. - Т.: Фан, 1987. - 184 с.

3. *Попов В.И.* Биоритмостратиграфия мезозой-кайнозоя Средней Азии. - Т.: Фан, 1984. - 345 с

4. *Ферсман А.Е.* Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых. - М.: АН СССР, 1940. - 768 с.

5. *Смирнов В.И.* Закономерности размещения полезных ископаемых. - М.: Недра, 1981. - 326 с.

Мақолани редколлегия аъзоси г.-м. ф. доктори А.К.Нурходжаев тавсия қилган.

© К.Н.Абдуллабеков, В.Р.Юсупов, 2022

К.Н.Абдуллабеков, В.Р.Юсупов

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ДОЛГОСРОЧНЫХ, СРЕДНЕСРОЧНЫХ И КРАТКОСРОЧНЫХ МАГНИТНЫХ ПРЕДВЕСТНИКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПОЛИГОНАХ УЗБЕКИСТАНА



Абдуллабеков Кахарбай Насирбекович – заведующий лабораторией ИС АН РУз, докт. физ.-мат. наук, профессор, академик АН РУз.
E-mail: tashkent@seismo.org.uz



Юсупов Валижон Рустамович – старший научный сотрудник ИС АН РУз, докт. философии (PhD) по г.-м. наукам.
E-mail: valijon.yusupov@**mail.ru**

К настоящему времени известны несколько десятков способов прогнозирования землетрясений. В Институте сейсмологии успешно развиваются геофизические, гидрогеосейсмологические и деформометрические методы прогнозирования. Существующая сеть мониторинга комплексных сейсмопрогностических наблюдений направлена на исследование названных предвестников. Особенно успешно развивается сеть сейсмических и комплексных сейсмопрогностических станций в связи с Постановлением Президента Республики Узбекистан № ПП-4794 от 30 июля 2020 г. «О мерах по коренному совершенствованию системы обеспечения сейсмической безопасности населения и территорий Республики Узбекистан» [1]. Статья посвящена выполнению пункта 32 Приложения 1 к этому Постановлению [1]. Существующая сеть обновляется современными приборами, оборудованием и оптимизируется. Наряду с электромагнитными, гидрогеосейсмологическими и деформометрическими методами возросла возможность исследования сейсмических и ряда других предвестников землетрясений.

Авторы проанализировали и обобщили результаты многолетних повторных маршрутных и площадных съемок магнитного поля на Ташкентском, Ферганском, Кызылкумском полигонах, сети стационарных магнитометрических станций, техногенных объектах (Чарвакское водохранилище, Полторацкое подземное газохранилище, площади газонефтяных и других месторождений, съемки в эпицентрах произошедших сильных землетрясений (Газлийские 1976 и 1984 гг., Исфара-Баткенское 1977 г., Таваксайское 1977 г., Назарбекское 1980 г., Чимионское 1982 г., Папское 1984 г. и др.), касающиеся исследования долгосрочных, среднесрочных и краткосрочных предвестников землетрясений [2-12]. Общая длина профилей повторных съемок 7750 км, а пунктов повторных измерений более 1100 штук. Количество стационарных станций в разные годы составляло от 10-15 до 20-25, а в отдельные годы доходило до 37 станций [3-7, 10-12].

Среднесрочные и краткосрочные предвестники исследованы преимущественно по данным мониторинга на геодинамических полигонах Узбекистана. Предварительный анализ показал, что они имеют различные формы, конфигурации и знаки: бухтообразные, ступенчатые, волнообразно-колебательные и др., положительные и отрицательные знаки. Многообразие форм проявления в первую очередь зависит от геолого-тектонического строения регионов и многообразия различных процессов в земной коре.

Для детального исследования предвестников неоспоримое преимущество имеют мето-

ды повторных маршрутных и площадных съемок. Стационарные наблюдения в отдельных пунктах не могут дать полную информацию о пространственнно-временных параметрах, но их преимущество – непрерывная регистрация предвестника во времени.

По данным мониторинга многолетних магнитометрических наблюдений на сети стационарных магнитометрических станций, исследованы пространственно-временные особенности проявления геофизических полей в зависимости от геолого-тектонических условий регионов и характера проявления напряженно-деформируемого состояния земной коры в вариациях геофизических полей.

По современным представлениям землетрясения готовятся в течение длительного времени и сопровождаются долгосрочными, среднесрочными и краткосрочными предвестниками. Каждый тип предвестников имеет свои пространственно-временные размеры, проявляющиеся поочередно – первоначально долгосрочные, затем среднесрочные и на последнем этапе краткосрочные.

Долгосрочные предвестники землетрясений исследованы на сети стационарных, повторных маршрутных и повторных площадных магнитометрических съемок на геодинамических полигонах Узбекистана [2-6].

По данным повторных маршрутных наблюдений, на Ташкентском, Ферганском и Кызылкумском полигонах выделены долгосрочные аномальные изменения магнитного поля, связанные с Абайбазарским 9 февраля 1971 г. с магнитудой M = 4,2, Халкабадским 9 января 1971 г. (M = 3,7, H = 5 км) [1, 6], Исфара-Баткенским 31 января 1977 г. (M = 5,75), Таваксайским 6 декабря 1977 г. с M = 5,2, Алайским 2 ноября 1978 г. с M = 6,8 землетрясениями и др. (таблица).

Долгосрочные аномальные изменения магнитного поля, современные движения земной коры и другие предвестники

Землетрясение	Магнитуда, M	Интенсивность аномальных изменений, нТп	Длительность аномальных изменений, годы	Примечание
Абайбазарское 9 февраля 1971 г.	4,2	-15 +23	2,6	Аномалия проявилась на 15 пунктах Западного маршрута
Халкабадское 10 января 1972 г.	3,7	-28	1,5	Аномалия локальная, выделена на пункте 7а Западного маршрута
Таваксайское 6 декабря 1977 г.	5,2	-34	7	Максимальная аномалия зарегистрирована на пункте 9 Секущего маршрута
Картлийское (Горийское) 20 февраля 1920 г.	6,5	200	12	Аномалия выделена в обсерватории Карсани (Душети)
Ташкентское 26 апреля 1966 г.	5,3	15 эман	7	Аномальное изменение концентрации радона в термоминеральной воде скважины Семашко (г. Ташкент)
Конто (вблизи Токио, Япония) 1 сентября 1923 г.	8,1	100 мм	18,4	Среднегодовое изменение уровня моря
Алайское	6,8	23 нТл +8; -3		Аномальные изменения на стационарном пункте «Андижан» и на рядовых пунктах 43-53 (см. рис. 4, 5) Ферганского полигона
Назарбекское	5,5	6-7 нТл		Аномалия выделена на стационарной станции «Хумсан»

Результаты долгосрочных аномальных изменений магнитного поля, связанные с Абайбазарским и Алайским землетрясениями приведены на рис. 1, 2 [13-16].

Ташкентский геодинамический полигон расположен в зоне перехода от Западно-Тянь-Шаньской орогенной области к Туранской плите. На востоке окаймляется Кураминским и Чаткальским, на севере – Каратауским, на юге – Нуратинским, и Мальгузарским хребтами. Ташкентский полигон охватывает площадь 10 тыс. км^2. Здесь палеозойский фундамент погребен под осадочным чехлом мезозой-кайнозойских отложений мощностью от 1 до 3 км [17]. Фундамент, постепенно поднимаясь в восточном направлении, обнажается в горах Каржантау и Юго-Западных отрогах Чаткальского хребта.

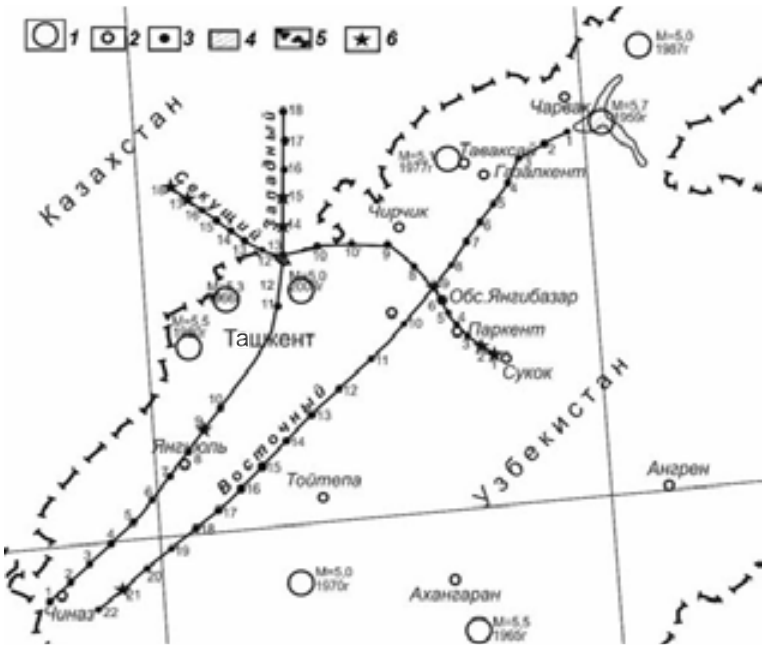


Рис. 1. Схематическая карта Ташкентского геодинамического полигона. *1* – эпицентры землетрясений с M ≥5; *2* – города; *3* – пункты магнитных съемок; *4* – Чарвак; *5* – государственная граница; *6* – пункты, на которых проявилась локальная аномальная вариация.

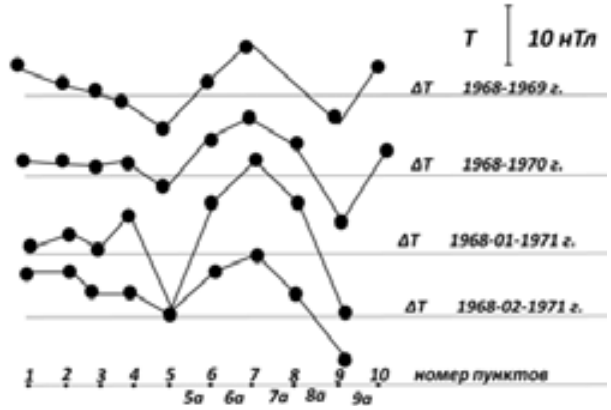


Рис. 2. Аномальные изменения магнитного поля по Западному профилю Ташкентского полигона, связанные с Абайбазарским землетрясением 9 февраля 1971 г. (M = 4,2).

Территория полигона отличается обилием разрывных нарушений различного направления. М.А.Ахмеджанов, О.М.Борисов и др. [17] группируют их по пространственной ориентировке в следующие группы: северо-западные, субширотные, северо-восточные, субмеридиональные. По мнению этих авторов, основная сетка разломов заложена в протерозое, возможно, еще раньше. Поэтому они предлагают их разделить не по времени заложения, а по эпохам интенсивного обновления.

Разломы субмеридионального направления в палеозое-мезозое не проявились; северо-западного направления наиболее интенсивны в нижнем палеозое; северо-восточного – в позднем палеозое, в альпийский цикл; наиболее активны они в настоящее время.

Таким образом, самые «молодые» разломы северо-восточного простирания. Основные сейсмотектонические процессы приурочены именно к этой группе разломов. В Приташкентском районе разломы данной группы многочисленны, но, как указывают Р.Н.Ибрагимов и Д.Х.Якубов [17], в сейсмическом отношении самыми активными являются разломы Полторацко-Сырдарьинской сейсмотектонической зоны, располагающейся на продолжении Угам-Каржантауской. Именно к серии альпийских разломов северо-восточного простирания приурочены эпицентры наиболее сильных землетрясений этого региона (Пскемское, 1937 г., Бричмуллинское, 1959 г., Ташкентское, 1966 г., Абайбазарское, 1971 г., Халкабадское, 1972 г., Таваксайское, 1977 г., Назарбекское, 1980 г. и ряд мелких).

Северо-восточная система разломов фиксируется как в мезозой-кайнозойских, так и палеозойских отложениях. Палеозойский фундамент полигона, состоящий в основном из интрузивных, эффузивных и осадочно-метаморфических образований, по литологическому составу аналогичен палеозойским выходам Чаткало-Кураминских гор [17].

Исследованы магнитные, плотностные, электрические, упругие, радиоактивные и другие свойства горных пород (В.В.Кузнецов, Ф.Г.Решетов, П.Г.Ахматов, И.М.Мельковицкий, В.Д.Бойко, Н.Я.Кунин, Б.Б.Тальвирский, А.Г.Хваловский, Л.Н.Котляревский, В.Я.Ляпидус и др.). Все осадочные породы мезозой-кайнозойского возраста и осадочно-метаморфические породы палеозойского комплекса немагнитны или слабомагнитны. Магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность этих пород находятся в пределах первых десятков СГС [2, 17].

Высокими магнитными свойствами обладают изверженные породы палеозойского фундамента [2]. Проанализировав данные о магнитных свойствах магматических пород палеозойского возраста, можно сделать следующие выводы.

Аномальное магнитное поле Ташкентского геодинамического полигона характеризуется сложным сочетанием различных по форме и интенсивности аномалий. Наиболее отличительная их черта – мозаичность. Однако внутри этого знакопеременного поля довольно отчетливо намечаются протяженные аномалии северо-западного простирания.

Результаты наземных и воздушных магнитометрических наблюдений не противоречат лабораторным определениям. В северо-восточной горной части полигона над эффузивами смешанного состава наблюдаются резкие знакопеременные аномалии от -1000 до +1000 нТл, над интрузивами обычно отмечаются поля изометричной формы различной интенсивности. Граниты характеризуются незначительными положительными или отрицательными аномалиями, гранодиориты – преимущественно положительным полем интенсивностью 400-700 нТл.

В случае Ташкентского землетрясения расчеты весьма упрощаются, поскольку с достаточным основанием можно сделать ряд допущений. Интрузия сильномагнитных пород лежит в слабомагнитных вмещающих породах. Размеры интрузии, пересекающей клин, позволяют считать, что вся она находится в зоне однородного давления: сжатия с северо-востока на юго-запад. Предположим, что направление намагниченности в интрузии совпадает с направлением современного магнитного поля (наклонение 60°, склонение меньше 5°).

В дальнейшем были исследованы изменения магнитных свойств магматических пород Ташкентского полигона под действием давления и температуры и осуществлены более детальные расчеты ожидаемого сейсмомагнитного эффекта для Ташкентского землетрясения [18]. Расчеты с учетом выявленных закономерностей для конкретных пород Ташкентского полигона показали, что величина сейсмомагнитного эффекта за счет индуктивной намагниченности равняется 0,3 нТл, естественной остаточной – 15,5, вязкой – 388, пьезоостаточной – 17,5 нТл [18].

На рис. 1 приведена схематическая карта Ташкентского геодинамического полигона. Расстояние между пунктами 5 км. В 1968-1972 гг. измерения на рядовых пунктах приводились к базисной линии Т-вариометра обсерватории Янгибазар [2].

Долгосрочные аномальные изменения магнитного поля по Западному профилю Ташкентского полигона, связанные с Абайбазарским землетрясением 9 февраля 1971 г. с магнитудой M = 4,2, отражены на рис. 2.

На рис. 3 приведен график долгосрочного и среднесрочного изменения магнитного поля на пункте Секущий 9, связанного с Таваксайским землетрясением 6 декабря 1977 г. с магнитудой M = 5,2. Время долгосрочного предвестника 7 лет, среднесрочного 2 года.

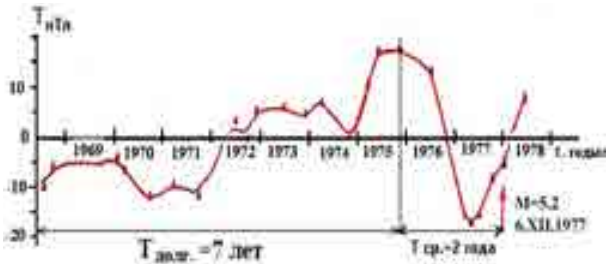


Рис. 3. График долгосрочных и среднесрочного изменения магнитного поля на пункте Секущий 9, связанного с Таваксайским землетрясением 6 декабря 1977 г. (M = 5,2).

Ферганский геодинамический полигон расположен в пределах Ферганской межгорной впадины. С северо-запада и севера ограничен Кураминским, Чаткальским, с востока Ферганским, с юга Алайским, Туркестанским хребтами. Геология, геоморфология, тектоника, сейсмичность, глубинное строение, геофизические поля территории Ферганской впадины отражены во многих работах [13-16].

Ферганская межгорная впадина и ее горное обрамление сложены протерозойскими, палеозойскими и мезозой-кайнозойскими породами. Генезис пород включает осадочные, магматические и метаморфические комплексы.

В горном обрамлении обнажаются докембрийские и палеозойские отложения, представленные метаморфизованными, осадочными, вулканогенными и интрузивными породами среднего и кислого состава. В пределах впадины широко распространены породы силура, девона и карбона, представленные известняками, песчаниками, сланцами, конгломератами и вулканогенными образованиями. Пермские породы распространены незначительно и сложены карбонатно-терригенными отложениями и прослоями кислых эффузивов.

Мощность мезозой-кайнозойских отложений увеличивается в направлении от горной части к центру впадины и достигает 8-10, ме-

стами 12 км. Они образованы известняками, доломитами, глинами, песчаниками, гравелитами, алевролитами, конгломератами, суглинками и другими осадочными породами.

Земная кора рассматриваемого района за новейшее время испытала большие изменения. Общий перепад высот земной поверхности между зонами поднятий и опусканий 10-12 км. Так, по данным Р.Н.Ибрагимова [13], амплитуды новейших воздымающихся движений на Кураминском и Чаткальском хребтах составляют 4 км, Ферганском – 4-5 км, Алайском и Туркестанском хребтах – 6,5 км, амплитуды опусканий в Чаткальской впадине – 3 км, в Ферганской – 7 км.

Ферганский полигон отличается также обилием разрывных нарушений и высокой сейсмической активностью. Наиболее активны Южно-Ферганский, Куршабский, Северо-Ферганский, Чаткало-Атойнакский, Таласо-Ферганский разломы и Южно-Ферганская и Северо-Ферганская флексурно-разрывные зоны [13]. Очаги наиболее сильных землетрясений (Ошское, 1883 г., M = 5,75, Ленинабадское, 1886 г., M = 6, Костакозское, 1888 г., M = 5,5, Чустское, 1894 г., M = 5,75, Ура-Тюбинское, 1897 г., M = 6,5, Андижанское, 1902 г., M = 7,5, Аимское, 1903 г., M = 6,5, Кыркольское, 1907 г., M = 6,5, Куршабское, 1924 г., M = 6,5, Джалалабадское, 1926 г., M = 6,75, Наманганское, 1927 г., M = 5,75, Каракалпакское, 1947 г., M = 5,5, Маркайское, 1962 г., M = 5,5, Супетауское, 1967 г., M = 5,25, Исфара-Баткенское, 1977 г., M = 5,4, Хайдарканское, 1977 г., M = 5,7 и др.) приурочены к этим разрывным нарушениям [19].

Как правило, участки контрастных новейших и современных движений земной коры, зоны глубинных разломов и высоких градиентов геофизических полей, очаги сильных землетрясений в совокупности создают сейсмогенные зоны. Р.Н.Ибрагимов [13] в пределах Ферганской впадины выделил сейсмогенные зоны трех категорий 9-, 8- и 7-балльных сотрясений. К первой категории отнесены Северо-Ферганская, Наманганская и Андижанская сейсмогенные зоны. Простираются они в виде узких полос с северо-востока на юго-запад и на западе сочленяются с зонами второй категории. К этой группе отнесены Уратюбе-Куршабская, Самгорская, Костакозская, Кукумбай-Абаданская и др. Сейсмогенные зоны третьей категории (Кокандская, Избасканская и др.) расположены на востоке и западе впадины разобщенно.

Аномальное магнитное поле Ферганской впадины. Наземные, аэромагнитные съемки в Ферганской долине проводятся с 1932 г. (А.М.Бескровный, М.Б.Зильберштейн, Л.Н.Котляревский, И.Г.Кремнев, В.В.Кузнецов, Н.Н.Ломанов, И.М.Мингель, Ф.Г.Решетов и др.). К настоящему времени составлены мелкомасштабная карта изодинам ΔT для территории Средней Азии [20], среднемасштабная карта изодинам территории Ферганской впадины и крупномасштабные карты для отдельных участков долины. Территория полигона характеризуется несколько повышенным магнитным полем (рис. 4). Впадина с юга, востока и северо-востока окаймляется многочисленными отрицательными локальными аномалиями и лишь с северо-запада – интенсивными положительными аномалиями Чаткало-Кураминского хребта. В пределах впадины выделяются наиболее крупные Кокандская, Майлисуйская и Мархаматская аномалии интенсивностью до нескольких сотен нТл, а также многочисленные более мелкие положительные и отрицательные магнитные аномалии (рис. 5).



Рис. 4. Схема Ферганского геодинамического полигона.

Отметим, что в 1970-1990 гг. на территории Узбекистана и соседних республик происходили многочисленные сильные землетрясения. После каждого сильного землетрясения организовывались эпицентральные экспедиции и проводились детальные комплексные работы. Помимо отчетов и статей, издавались монографии, посвященные результатам комплексных геолого-геофизических, сейсмотектонических, сейсмопрогностических и др. исследований. Изданы монографии, посвященные Ташкентскому, 1966 г. [17], Газлийским 1976 и 1984 гг., Исфара-Баткенскому 1977 г., Таваксайскому 1977 г., Алайскому 1978 г., Назарбекскому

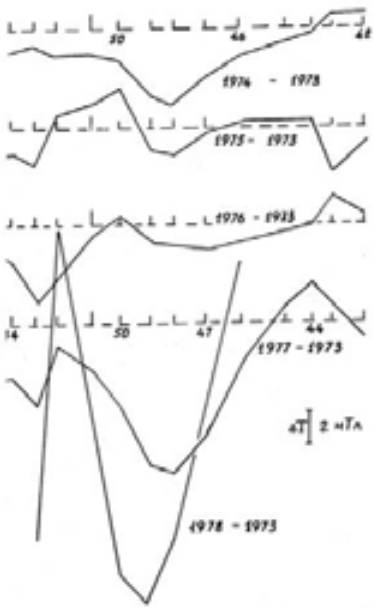


Рис. 5. Аномальные изменения магнитного поля по профилю Карасу-Маданият, связанные с Алайским землетрясением 1 ноября 1978 г. (M = 6,8).

1980 г., Чимионскому 1982 г., Папскому 1984 г. и др. землетрясениям, а также работы, обобщающие результаты многолетних комплексных исследований. Несмотря на это, отсутствуют монографии, посвященные крупным обобщениям результатов комплексных исследований. Недостаточно работ по сопоставлению полученных результатов с мировыми данными. В настоящей статье представлены результаты обобщения результатов многолетних исследований пространственно-временных особенностей проявления предвестников на геодинамических полигонах Узбекистана.

Среднесрочные предвестники. Среднесрочные аномальные изменения магнитного поля выделены на Ташкентском, Ферганском, Кызылкумском геодинамических полигонах. Мониторинг комплексных наблюдений осуществлен методами повторных маршрутных и площадных магнитометрических съемок, а также стационарных станций.

На рис. 6 показаны аномальные изменения магнитного поля по Секущему и Восточному маршрутам Ташкентского полигона, связанные с Таваксайским землетрясением 6 декабря 1977 г. с магнитудой M = 5,2. Наибольшие изменения магнитного поля интенсивностью около 30 нТл наблюдаются на пункте Секущий 9, находящемся всего в 15-20 км от эпицентра Таваксайского землетрясения (см. рис. 3, 6). Интенсивность долгосрочного предвестника за 1968-1975 гг. составляет 25 нТл и среднесрочного (1975-1977 гг.) около 20 нТл. Интенсивность аномальных изменений на остальных 8 пунктах постепенно уменьшается с расстоянием.

Так, выявлено аномальное изменение отношения бухтообразных вариаций на станции Чимион относительно станции Янгибазар (рис. 7). Для анализа использованы бухтообразные вариации с временем от 0,5 до 3-х часов [21].

Среднесрочные аномальные изменения Маржанбулакского землетрясения 26 мая 2013 г. с магнитудой M = 6,2 на станциях Бухара и Шурчи. Характерное время аномального изменения около одного года. Интенсивность на станции Бухара 6-8 нТл, а на удаленной станции Шурчи около 3-4 нТл отражены на рис. 8.

На рис. 9 приведены среднесрочные изменения угла трендовой составляющей магнитного

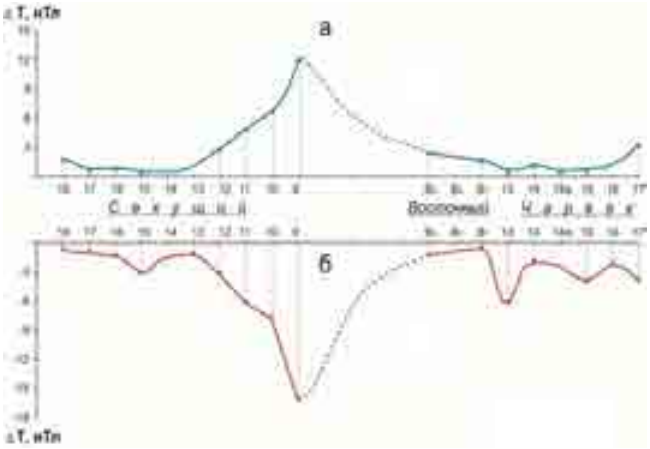


Рис. 6. Аномальные изменения магнитного поля по Секущему и Восточному профилям, связанные с Таваксайским землетрясением 6 декабря 1977 г. (M = 5,2): *а* – 1973-1975 гг.; *б* – 1975-1977 гг.

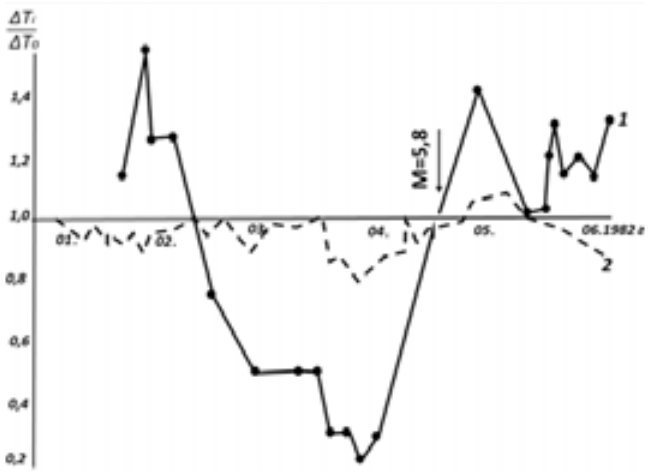


Рис. 7. Среднесрочные аномальные изменения отношения амплитуд бухтообразных вариаций на станциях Чимион (1) и Маданият (2) по отношению к обсерватории Янгибазар, связанные с Чимионским землетрясением 6 мая 1982 г. (M = 5,8).

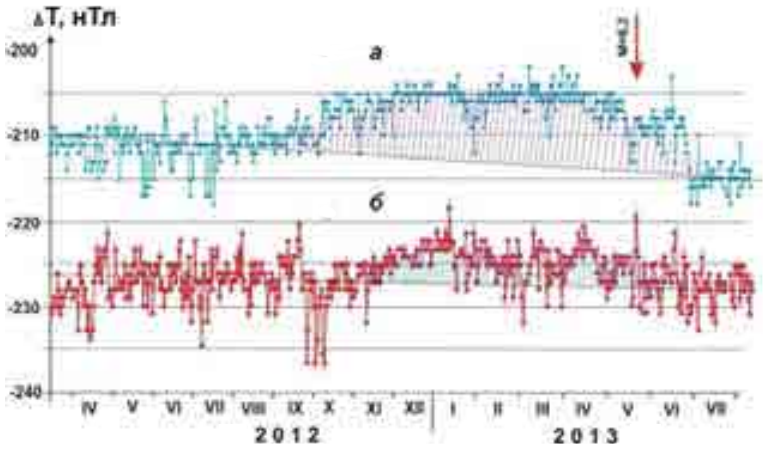


Рис. 8. Среднесрочные аномальные изменения Маржанбулакского землетрясения 26 мая 2013 г. (М = 6,2) на станциях Бухара (*а*) и Шурчи (*б*).

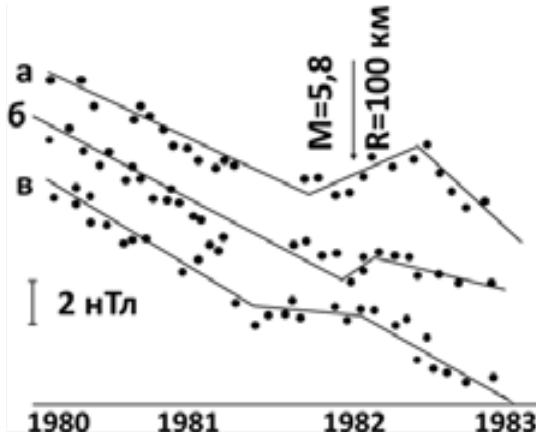


Рис. 9. Среднесрочные изменения угла трендового составляющего магнитного поля на станциях Маданият (*а*), Андижан (*б*) и Ташата (*в*), связанные с Чимионским землетрясением 6 мая 1982 г. (М = 5,8).

поля на стационарных станциях Маданият, Андижан и Ташата, связанные с Чимионским землетрясением 6 мая 1982 г. с магнитудой М = 5,8. Расстояние от эпицентра до стационарных станций Ташата, Андижан, Маданият 100-120 км. В отличие от предыдущих аномальных изменений, на этих станциях наблюдаются ступенчатые изменения магнитного поля.

В период мониторинга вариаций магнитного поля на стационарных станциях и пунктах повторных маршрутных съемок выделены многочисленные аномальные изменения магнитного поля, связанные с землетрясениями с магнитудой от 4,5 до 6,0.

Например, памятное Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 г. (магнитуда 5,3, интенсивность 7-8 баллов) изучено столь подробно, что удалось составить даже серию карт движений для разных периодов до и после события. Хорошим показателем служит максимальная разница изменений высот поверхности в пределах города для каждого изученного периода часов [17]. В 1930-1940 гг. она составляла 29+6 мм, в 1940-1965 гг. – 48+8 мм, в 1966 (май-июнь) - 1966 г. (июль-декабрь) – 42+10 мм, в 1965-1966 гг. (май-июнь, т. е. сразу после землетрясения) – 61+9 мм, в 1966 (июль-декабрь) - 1967 г. – 27+8 мм. Таким образом, наиболее активные и контрастные движения (свыше 6 см) в пределах города приурочены к периоду в несколько месяцев, включающему само землетрясение. После землетрясения возвращение к исходной скорости движений произошло гораздо быстрее, чем отклонение от него в предшествующий землетрясению период. Обращает на себя внимание смена знака движений – смена опусканий поднятиями – во время землетрясения и последующие слабые колебания. В этом случае очаг землетрясения находился под местом геодезических съемок на глубине 8 км [17].

Краткосрочные предвестники. В Узбекистане краткосрочные геофизические предвестники землетрясений исследуются на сети стационарных магнитометрических, импульсных электромагнитных, электрометрических и др. методов. Комплексные исследования краткосрочных методов проводятся также в России и других республиках СНГ, Японии, Китае, США, Германии, Греции и др. странах. Они исследуются также с помощью мировой сети геомагнитных обсерваторий и различных международных проектов. Так, нами использованы многолетние данные мониторинга комплексных сейсмопрогностических наблюдений на сети стационарных станций Института сейсмологии, Комплексной экспедиции Института сейсмологии и с 2019 г. данные Республиканского центра сейсмопрогностического мониторинга МЧС РУз, а также литературные данные многочисленных исследователей ряда стран по изучению пространственно-временных закономерностей проявления комплекса предвестников и моделей подготовки землетрясений, каталоги различных предвестников землетрясений [22-25].

Как известно, характерные времена комплекса краткосрочных предвестников землетрясений колеблются в пределах от нескольких часов до 10-15 суток. В редких случаях могут продлиться до одного месяца, поэтому они исследуются с помощью стационарных станций с непрерывной регистрацией или с частым повторным измерением. При исследовании методом повторных маршрутных или площадных съемок частота повторных измерений составляет от нескольких месяцев до одного года. Поэтому они не могут регистрировать полную информацию об исследуемых параметрах.

В качестве примера приведем некоторую информацию о краткосрочных предвестниках землетрясений. Они зарегистрированы в различные годы в различных регионах земного шара. Аномальное изменение магнитного поля на стационарной станции Андижан, связанное с Алайским землетрясением 2 ноября 1978 г. с магнитудой M = 6,8, отражено на рис. 10. Резкое изменение началось за неделю до землетрясения. К 30 октября оно достигло максимума 23 нТл, и в этот день сменился знак аномальности поля. Землетрясение произошло спустя 2 дня после смены знака аномальности поля в 130 км к югу 2 ноября 1978 г. с магнитудой M = 6,8.

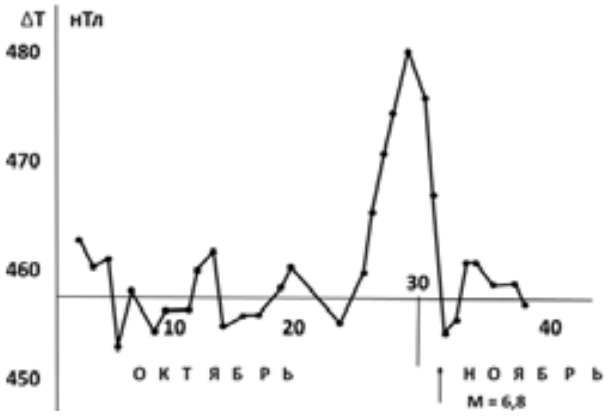


Рис. 10. Аномальные изменения магнитного поля на стационарной станции Андижан, связанные с Алайским землетрясением 2 ноября 1978 г. (M = 6,8), произошедшего на расстоянии 130 км от станции.

На рис. 11 показано аномальное изменение магнитного поля на стационарных станциях Маданият, Андижан и Ташата, связанные с Мархаматским землетрясением 19 февраля 1986 г. с магнитудой M = 4,4. Резкое скачкообразное изменение магнитного поля интенсивностью 4-7 нТл началось 5 февраля 1986 г. на трех станциях синхронно. В течение 7-8 дней наблюдается медленное возвращение поля величиной 2-4 нТл. Землетрясение произошло 19 февраля 1986 г. в 40-50 км от пунктов стационарных станций Маданият, Андижан и Ташата.

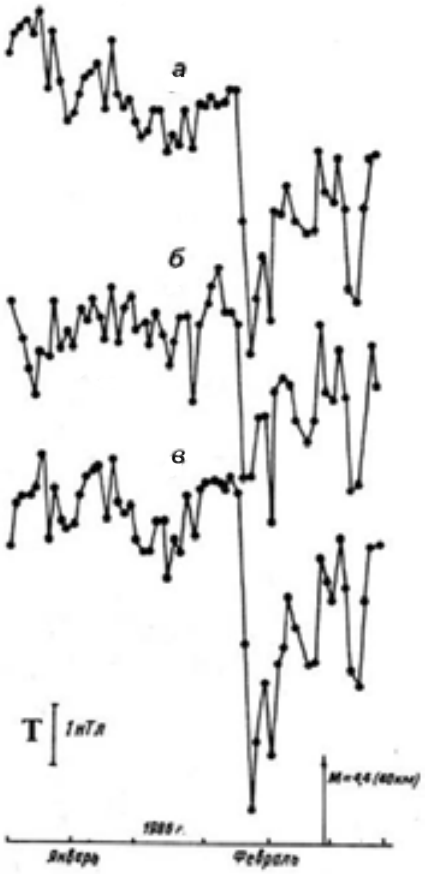


Рис. 11. Аномальные изменения магнитного поля на стационарных станциях Маданият (*а*), Андижан (*б*) и Ташата (*в*), связанные с Мархаматским землетрясением 19 февраля 1986 г. (M = 4,4).

ВЫВОДЫ

Проанализированы и обобщены многолетние данные комплексных магнитометрических исследований методами повторных маршрутных и стационарных съемок на Ташкентском, Ферганском, Кызылкумском геодинамических полигонах, на сети стационарных магнитометрических станций, на техногенных объектах, мировой сети геомагнитных обсерваторий, в эпицентрах сильных землетрясений;

Получена научно обоснованная информация о пространственно-временных параметрах долгосрочных, среднесрочных и краткосрочных предвестников землетрясений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Постановление Президента Республики Узбекистан № ПП-4794 от 30 июля 2020 г. «О мерах по коренному совершенствованию системы обеспечения сейсмической безопасности населения и территорий Республики Узбекистан».

2. *Абдуллабеков К.Н., Максудов С.Х.* Вариации геомагнитного поля сейсмоактивных районов. - Т.: Фан, 1975. - 128 с.

3. Электрические и магнитные предвестники землетрясений. - Т.: Фан, 1983. - 134 с.

4. Сейсмическое районирование и методология прогнозирования землетрясений в Узбекистане. - Т.: ГИДРОИНГЕО, 2002. - 132 с.

5. Прогноз сейсмической опасности Узбекистана. Т. 2 / Под ред. *Х.Н.Баймухамедова*. - Т.: Фан, 1994. - 308 с.

6. *Abdullabekov K.N.* Electromagnetic phenomena in the earth's Crust. A.A.Balkema - Rotterdam, Netherlands, 1991. - 169 p.

7. *Abdullabekov K.N.* Statistics of prediction with complex methods of strong earthquakes in Uzbekistan. Proceeding of the second Kazakhstan-Japan workshop «Problems of destructive earthquake disaster prevention», 23-25 September 2002, Almaty-EVERO, 2003. - P. 59-63.

8. *Abdullabekov K.N., Jiyanov T.P.* The use of high-precision magnetometry in solving various scientific and production problems // Technical science and innovation. Vol. 2020 Issue 3, Article 9. - P. 158-165.

9. *Maksudov S.Kh., Abdullabekov K.N., Tuichiev A.I. and Yusupov V.R.* Geomagnetic field variations caused by the processes occurring at different depths in the Earth's Crust and Upper Mantle // Physics of the Solid Earth. - 2021. - Vol. 57. - № 3. - P. 295-308.

10. *Shapiro V.A., Abdullabekov K.N., Muminov M.Yu.* High precision magnetometry for earthquake prediction in Uzbekistan: 91 forecasts between 1982 and 1992 // Electromagnetic phenomena related to earthquake prediction, TERRAPUB. - Tokyo, 1994. - P. 37-42.

11. *Абдуллабеков К.Н., Максудов С.Х., Туйчиев А.И.* Инструкция по прогнозированию землетрясений магнитометрическим методом. - Т.: Минитипография АН РУз, 2019. - 16 с.

12. *Абдуллабеков К.Н., Максудов С.Х., Туйчиев А.И., Муминов М.Ю.* Результаты многолетних исследований сейсмомагнитного эффекта в Узбекистане // Тр. IX междунар. науч.-практ. конф. «Анализ, прогноз и управление природными рисками в современном мире ГЕОРИСК-2015» (Москва, 14-15 октября). Т. 1. - С. 433-439.

13. *Ибрагимов Р.Н.* Сейсмогенные зоны Среднего Тянь-Шаня. - Т.: Фан, 1978. - 144 с.

14. Литосфера Памира и Тянь-Шаня. - Т.: Фан, 1982. - 248 с.

15. *Ярмухамедов А.Р., Якубов Д.Х., Саттаров А.С.* Современная геодинамика Восточного Узбекистана. - Т.: Фан, 1979. - 111 с.

16. Земная кора и верхняя мантия Средней Азии / Под ред. *И.Х.Хамрабаева*. - М.: Наука, 1977. - 211 с.

17. Ташкентское землетрясение 26.04.1966 г. - Т.: Фан, 1971. - 672 с.

18. *Максудов С.Х.* Тектономагнитные исследования магматических пород Ташкентского геодинамического полигона: Автореф. дисс… канд. ф.-м. наук. - Т., 1972.

19. *Ибрагимов Р.Н., Абдуллабеков К.Н.* О периодичности сильных землетрясений Западного Тянь-Шаня // Узб. геол. журн. - 1974. - № 4. - С. 42-45.

20. Карта магнитных аномалий центральной части Средней Азии / Под ред. *Б.Т.Таль-Вирского, И.А.Фузайлова*. - Т., 1970.

21. *Абдуллабеков К.Н.* Способ прогнозирования землетрясений // Авторское свидетельство № 1356767. Зарегистрировано 1 августа 1987 г.

22. *Алимова В.А.* Каталог предвестников землетрясений: гравитационные предвестники. - М.: Наука, 1988. - 57 с.

23. *Безуглая Л.С., Зубков С.И., Сковородкин Ю.П., Алимова В.А.* Каталог геомагнитных предвестников землетрясений. - М.: АН СССР, Институт физики Земли, 1983. - 140 с.

24. *Зубков С.И., Соловьева Р.П.* Каталог сейсмических предвестников землетрясений. - М.: АН СССР, Институт физики Земли, 1986. - 269 с.

25. *Никифорова Н.А.* Каталог импульсных электромагнитных предвестников землетрясений. - М.: АН СССР, Институт физики Земли АН СССР, 1991. - 126 с.

© С.Х.Максудов, 2022

С.Х.Максудов

АНОМАЛЬНЫЕ ВАРИАЦИИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В НАСТОЯЩЕЕ ВРЕМЯ И ВЕКОВЫЕ ВАРИАЦИИ В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ПРОШЛОМ



Максудов Сабитжан Хамидович – ведущий научный сотрудник ИС АН РУз, докт. физ.-мат. наук, профессор.

E-mail: *maksudov1945@mail.ru*

Введение. Геофизические методы широко применяются при изучении геодинамических процессов, в т. ч. по проблеме прогнозирования сильных землетрясений. Эти исследования широко развиты с середины XX в. Среди них геомагнитный метод – один из перспективных и информативных. За последние 60-70 лет зарегистрированы надежные аномальные вариации геомагнитного поля, связанные с процессами подготовки сильных землетрясений. Наряду с ними выявлены аномалии, связанные с процессами, происходящими внутри Земли. Они имеют различную интенсивность, форму проявления, продолжительность и размеры по площади. Подробный анализ полученных результатов показал отсутствие какой-либо связи их с геолого-тектоническими, гидрогеологическими, геоморфологическими особенностями исследованных территорий. Они также не связываются с геофизическими полями, сейсмическим режимом или отдельными сильными ($M \geq 5$) землетрясениями, произошедшими в регионе. Схожесть параметров этих аномальных вариаций с предвестниковыми аномалиями, в т. ч. по количеству, ставит задачу определения природы этого типа аномалии.

Как известно, аномальные вариации различной продолжительности, интенсивности и формы выявлены в результате палео-, археомагнитных исследований. Ниже приводится краткий анализ по этим данным, а также анализируются исследования современного геомагнитного поля по данным мировой сети магнитных обсерваторий на территориях сейсмоактивных регионов.

В рамках палеомагнитных исследований установлены, в частности, аномальные вариации древнего геомагнитного поля различной продолжительности, интенсивности и формы. Они были выявлены также по результатам археомагнитных исследований. Эти вариации имели место на всем протяжении фанерозоя платформенных областей (европейская, русская, западно-сибирская), в геосинклинальных регионах (Азия, Япония, Северная, Южная Америка). Этот факт указывает на общепланетарный масштаб проявления данного процесса, что подтверждается также результатами инструментальных измерений геомагнитного поля в мировой сети магнитных обсерваторий, на пунктах векового хода, а также детальными многолетними исследованиями на территориях Антарктики,

акватории Тихого океана, сейсмоактивных регионов земного шара.

Палео- и археомагнитные исследования выявили аномальные вариации с периодами от нескольких десятков лет до 50-100 тыс. лет и более. Они были зафиксированы благодаря возможностям этих методов, детальности исследований выбранных геологических разрезов, археомагнитных объектов. На современном геомагнитном поле этот тип аномальных вариаций выявлен с продолжительностью от 5-10 дней до 20-60 лет и более.

Важность изучения этих аномальных вариаций заключается в их роли и месте в исследованиях вариаций современного геомагнитного поля по проблеме прогнозирования сильных землетрясений. Дело в том, что они по продолжительности, форме, интенсивности и количеству сопоставимы с аномальными вариациями предвестникового характера.

Рассмотрим информацию о параметрах, возможных механизмах проявления этих аномальных вариаций в геологическом прошлом и в настоящее время.

Аномальные вариации геомагнитного поля, выявленные палеомагнитными исследованиями. А.Н.Храмов [1], изучив палеомагнитные данные по палеозойскому периоду, сделал обобщающие выводы, среди которых интересными для нас являются:

• геомагнитное поле, существовавшее в палеозое, может быть разделено на две составляющие: поле вековых вариаций и квазистационарное палеомагнитное поле. Вековые вариации содержат широкий спектр с периодами 1-10 тыс. лет;

• на протяжении палеозоя последовательно, через 20-50 млн. лет, чередовались два режима геомагнитного поля: режим устойчивого поля прямой или обратной полярности, иногда с непродолжительными интервалами противоположной полярности, и режим частых инверсий, распределение которых во времени представляет картину сложной и нерегулярной ритмичности. Изменения частоты инверсий и напряженности поля сложно ритмического характера.

Амплитуды и периоды вековых геомагнитных вариаций в палеозое в целом довольно близки к таковым в четвертичном периоде и современности [2].

Были проведены палеомагнитные исследования геомагнитного поля по четвертичным осадочным породам Червенского копца (Моравия, Чехословакия). По результатам определения склонения и наклонения установлено, что магнитное поле претерпевало различные изменения направления за последний миллион лет [3]. В некоторые периоды поле было спокойным, в другие – наблюдались значительные изменения направления.

Для выявления элементов тонкой структуры геомагнитного поля использованы отобранные образцы из 5-ти разрезов Ширакской котловины и Севанского бассейна (Армения). В результате выявлены периодические компоненты в изменении направления для всех изученных разрезов, периоды которых оценены как 600, 1200, 1800 и около 3000 лет [4].

В работе [5] определена палеонапряженность геомагнитного поля и выявлены вариации палеонапряженности с периодами около 50, 34, 20 и 17 тыс. лет. Эти особенности вековых геомагнитных вариаций в целом свойственны для всего фанерозоя [6-8].

Аномальные вариации геомагнитного поля, выявленные археомагнитными исследованиями. Были проведены археомагнитные исследования в России, Украине, Индии, Молдавии, Польше [9, 10], Грузии [11], Монголии, Узбекистане [12] и на других территориях. Так, рассматривалось изменение наклонения за последние 2000 лет на Украине. Выявлено колебание наклонения с периодом 500-600 лет. Такое же явление наблюдалось в Москве периодом 500 лет [9].

Для анализа мировых данных по изменению напряженности геомагнитного поля (8500 лет) составлена сводка мировых археомагнитных результатов измерений. Произведено усреднение за 50 лет и было выявлено изменение с периодом порядка 200-400 лет [9].

В работе [10] приведены результаты обработки мировых данных Европы, Азии, Японии, Северной и Южной Америки.

Изучены средние столетние изменения напряженности геомагнитного поля с шагом скольжения 50 лет. Результаты подвергнуты спектральному анализу, где отчетливо проявились периоды порядка 350 и 1000 лет и наметился период порядка 500 лет.

Исследовались изменения древнего геомагнитного поля на территории Грузии в интервале от третьего тысячелетия до н. э. до первого тысячелетия нашей эры. Выявлен широкий спектр изменения параметров геомагнитно-

го поля, начиная от нескольких сотен лет до 1200-1800 лет [11].

В работе [12] проведено исследование изменения геомагнитного поля в Монголии, Абхазии и Узбекистане. Изменение наклонения и напряженности на территории Узбекистана за последнюю тысячу лет подтвердило существование 500-летнего периода вариаций. Результаты по Монголии для последних полутора тысячи лет показали наличие вековых вариаций в наклонении и напряженности поля периодом 500-600 лет.

Археомагнитные исследования в Болгарии проведены по определению наклонения геомагнитного поля в нашей эре [13]. В результате получена кривая вековых вариаций наклонения древнего геомагнитного поля для этой территории. На кривой выделены колебания наклонения периодом около 700-900 лет.

Для территории средней Европы (Чехословакия, Венгрия, Польша и Турция) зафиксированы данные об изменении напряженности магнитного поля Земли за последние 8500 лет [14]. В результате наблюдалось длительное изменение с периодом около 8900 лет. Были выявлены вариации с периодом приблизительно 1200 лет. Характер этих изменений в целом похож на вариации для территорий Центральной Америки, Японии, но по более короткопериодным изменениям – в каждом регионе имеются различия по периоду, интенсивности и форме.

В работе [15] рассмотрены медленные изменения геомагнитного поля по археомагнитным данным. В спектре геомагнитного поля за последние 10 тыс. лет выделены быстрые 300-400-600-летние колебания и медленные 1200 и 1800-летние на фоне основного порядка 8000-летнего периода. Наряду с перечисленными выше вариациями выявлено присутствие колебания 3200-4000-летней продолжительности. В работе [16] проведено исследование изменения интенсивности древнего геомагнитного поля за последние семь тыс. лет. По полученным результатам, вариации поля представляют суперпозицию нескольких колебаний разной продолжительности. Здесь на плавное изменение с характерным временем в несколько тысяч лет накладываются колебания меньшей продолжительности с периодом в несколько сотен лет и несколько десятков лет.

В работе [17] приведены результаты археомагнитных исследований, проведенных с целью изучения напряженности геомагнитного поля во II-I тыс. до н. э. На плавное изменение геомагнитного поля накладываются более короткопериодные изменения с характерными периодами 300-500 лет. Имеются также более быстрые (несколько десятков лет) изменения.

И.Е.Начасовой и К.С.Бураковым [18] проведены археомагнитные исследования керамического материала эпохи бронзы испанского памятника Баеса. Получены данные о напряженности геомагнитного поля с XIX по XIII в. до н. э. Максимум плавного изменения напряженности поля приходится на XVI-XV века. В интервале XIX-XIII вв. происходят быстрые изменения напряженности геомагнитного поля.

Краткий обзор результатов палеомагнитных исследований показал, что напряженность геомагнитного поля на всем протяжении геологического времени носила сложный характер. Особенно полную картину изменения магнитного поля дали результаты исследований, где проведен сплошной отбор образцов пород по геологическим разрезам, представленным мощными слоями осадочных пород без перерыва в осадконакоплении. Выявлены вариации геомагнитного поля с периодами, начиная от 600 лет до 50 тыс. лет. Эти особенности вариаций геомагнитного поля свойственны для всего фанерозоя [2, 5-8]. Они проявились на всем протяжении фанерозоя – как в период прямой, так и обратной полярности геомагнитного поля.

Археомагнитные исследования (наклонение, склонение, напряженности магнитного поля) проведены на территориях Северной, Южной Америки, Европы, Азии, Индии, Японии. Исследования охватили период за последние 10 тыс. лет. Выявлены изменения интенсивности древнего геомагнитного поля с периодом от нескольких десятков лет до 8-9 тыс. лет. Иногда наблюдается суперпозиция нескольких колебаний интенсивности магнитного поля разной продолжительности [16]. Здесь на плавное изменение со временем в несколько тысяч лет накладываются колебания с периодом от нескольких десятков до нескольких сотен лет [16, 17].

Аномальные вариации геомагнитного поля, выявленные на современном геомагнитном поле. Проанализированы данные мировой сети магнитных обсерваторий. Длительность исследований геомагнитного поля для

некоторых обсерваторий составляет порядка 200 лет. К.Н.Абдуллабеков и др. изучили данные мировой сети магнитных обсерваторий [19, 20]. В ряде обсерваторий наблюдаются медленные изменения поля с периодами в 15-25 лет и амплитудой до нескольких сотен нТл. Выявлены также изменения с длительностью 1-3 года и амплитудой порядка 20-30 нТл.

И.Г.Золотов анализировал данные для трех обсерваторий Алибаг, Абинджер-Хартленд и Цо-Зе [21]. Им обнаружено, что на фоне плавного низкочастотного изменения наблюдаются высокочастотные нерегулярные колебания. Периодичность низкочастотной части варьирует в пределах 40-50 лет. На всех трех обсерваториях выделены высокочастотные изменения со значительно меньшими периодами.

С.В.Филиппов анализировал пространственную структуру 20-летней вариации геомагнитного поля по данным более 50 обсерваторий [22].

Г.И.Коломийцева и др. [23] исследовали особенности векового хода южной полярной области. Они построили карты изопор Антарктики для периода 1980-1985 гг. Сопоставление этих карт с картами изопор 1960-1985 гг. показало, что Антарктика характеризуется как активный регион с интенсивными фокусами векового хода с преобладающим характерным временем более 25 лет. Г.И.Коломийцева и др. [24] рассмотрели изменчивость главного геомагнитного поля в интервале 1975-1990 гг. Отмечается, что по данным мировой сети магнитных обсерваторий в акватории Тихого океана сохраняется ранее выявленный вековой ход геомагнитного поля умеренного характера.

В.Г.Кузнецова и др. [25] проводили геомагнитные исследования в Закарпатском регионе в течение 1982-1989 гг. Изучены длиннопериодные (годовые, сезонные) временные изменения геомагнитного поля. Выделены трендовые составляющие и локальные временные изменения геомагнитного поля продолжительностью 1,5-2,5 мес., интенсивностью до 5 нТл.

В.А.Мухамадеева и др. [26] анализировали результаты геомагнитных исследований на территории Бишкекского геодинамического полигона. За длительный период на пунктах режимных и повторных наблюдений зарегистрированы незначительные и значимые вариации геомагнитного поля. Причем на разных пунктах характер вариаций также различен.

На территориях Ташкентского, Ферганского геодинамического полигонов Узбекистана в течение более 50-ти лет проведены высокоточные геомагнитные исследования по проблеме прогнозирования сильных землетрясений. За этот период, наряду с предвестниковыми аномальными изменениями, выявлены аномальные вариации, связанные с деятельностью техногенных объектов и геодинамическими процессами в литосфере, возможно и глубже. Последние по количеству, амплитудно-временным параметрам обладают широким спектром и формой проявления. Наблюдается их динамика во времени и пространстве, иногда наложение короткопериодных аномалий на более длиннопериодные [27]. Эти аномальные вариации по параметрам (интенсивность, продолжительность и форма) сопоставимы с аномальными вариациями, обусловленными процессами подготовки сильных землетрясений.

Несмотря на многочисленные выявления вековых вариаций, ни в одной работе не сказано о механизме проявления этих вариаций. В единичных работах максимумы вековых вариаций с периодом 500 лет и более предположительно связываются с явлением западного дрейфа аномального магнитного поля [14].

Обсуждение результатов. При палео-, археомагнитных изысканиях и исследованиях современного геомагнитного поля ставились конкретные цели по решению, например, палеостратиграфических задач, датировки археологических объектов и проблемы прогнозирования сильных землетрясений соответственно. В рамках палеомагнитных исследований выявлены аномальные вариации в наклонении, склонении и напряженности геомагнитного поля. По палеомагнитным данным, накануне инверсии геомагнитного поля зарегистрированы также «экскурсии» в напряженности геомагнитного поля. Эти аномальные вариации отмечались как совершившийся факт и не более. В работах [28-31] и др., говоря о механизме их проявления, ограничивались лишь предположениями. Они связываются с процессами в ядре, на границах ядро – мантия, кора – мантия и токами электрокинетической природы на различных глубинах в земной коре.

С.И.Брагинский и В.М.Фишман [28] допускают, что при определенных условиях вбли-

зи внешней границы ядра возникает тонкий «токовый слой». Процессы, протекающие в таком слое, могут проявляться в виде вариаций магнитного поля. С.Ранкорн [29] высказал предположение о возможном существовании на поверхности Земли токов «утечки» из ядра Земли. Ю.Р.Ривин [30] предполагает возможность воздействия 20-летнего цикла солнечной активности на жидкое ядро Земли, вследствие которого появились 20-летние вариации магнитного поля. Механизм действия Солнца на жидкое ядро Земли не рассматривается. В.Эльзассер [32-34] исследовал взаимодействие между магнитным полем и движением жидкости, возможно, происходящее в ядре, что объясняет вековые вариации некоторыми магнито-гидродинамическими взаимодействиями в ядре. Е.Буллард [35] показал, что интенсивные вековые вариации около Южной Африки могут быть объяснены предположением о вихревом движении в верхнем слое ядра. Многократно предпринимались допущения, что магнитные диполи могут быть помещены вблизи границы раздела ядро – мантия [36-38]. Е.Вестин и др. [39] рассчитали системы электрических токов, которые, как предполагалось, расположены на поверхности ядра и вызывают вековые вариации, наблюдаемые на земной поверхности. Анализируя результаты аэромагнитных измерений Л.Олдридж и Г.Ван Вурхис и др. [40, 41] делают предположение, что наблюденное поле пространственно может быть разделено на две части: одну – коротковолновую, обусловленную источниками в коре Земли, и другую – длинноволновую, источники которой, возможно, находятся в ядре.

Аномальные вариации геомагнитного поля, выявленные на территориях геодинамических полигонов Узбекистана, подробно рассмотрены в нашей работе [27]. В частности, они разделены по линейным размерам на локальные (от 1 до 5 км и более) и региональные (100 км и более). Вариации регионального и локального характера проявились в синусоидальной, бухтообразной и трендовой формах. Продолжительность – от 10-15 дней до 7 лет и более, интенсивность аномалий – от 2 до 25 нТл. Синусоидальные, бухтообразные аномальные вариации имеют обратимый характер изменения. На длиннопериодные изменения могут накладываться более короткие различной интенсивности, формы и знака. За более 50-летний период исследований на территории Узбекистана зарегистрировано достаточно большое количество аномальных вариаций рассматриваемого в данной работе типа. По количеству, параметрам они сопоставимы с аномальными вариациями, обусловленными процессами подготовки сильных землетрясений. В связи с этим определение природы рассматриваемых аномальных вариаций имеет важное научное и практическое значение. Прежде всего это важно для различия их от предвестниковых аномальных вариаций, регистрируемых на территориях сейсмоактивных регионов.

Нам представляется, что для определения природы этих аномальных вариаций требуется проведение длительных и детальных геомагнитных исследований. Их следует организовывать на сейсмически активных и пассивных территориях одновременно. Для полноты анализа полученных данных по установлению природы следует привлекать материалы по сейсмичности, электродинамике и по другим геофизическим полям.

Заключение. Палео-, археомагнитными и исследованиями современного геомагнитного поля выявлены аномальные вариации геомагнитного поля. Палеомагнитные исследования отразили проявление этих аномалий на протяжении всего фанерозоя. Археомагнитные исследования были проведены за период, охвативший последние 10 тыс. лет. Выявлены аномальные вариации поля с периодом от нескольких десятков лет до 8-9 тыс. лет. Измерениями геомагнитного поля в мировой сети магнитных обсерваторий, на пунктах векового хода, а также детальными многолетними исследованиями на сейсмоактивных регионах выявлены аномальные вариации с периодами от 5-10 дней до 20-60 лет и более. Аномальные вариации, зарегистрированные на территориях геодинамических полигонов Узбекистана, имеют синусоидальную, бухтообразную и трендовую формы. У синусоидальных и бухтообразных аномалий обратимый характер изменения. Иногда на длиннопериодные изменения накладывались более короткопериодные различной интенсивности, формы и знака. Отмеченные вариации по количеству, параметрам сопоставимы с аномальными вариациями, обусловленными процессами подготовки сильных землетрясений. Этот факт ставит задачу необходимости определения природы

этих аномалий для отличия их от сейсмообусловленных. К настоящему времени разумные предложения по механизму этих аномальных вариаций отсутствуют. Проблема весьма актуальна, требует постановки и проведения специальных длительных высокоточных геомагнитных исследований. Они должны организовываться как на сейсмоактивных, так и на слабосейсмичных регионах одновременно. Для установления природы выявленных аномальных вариаций следует привлекать данные по сейсмичности, электродинамике и по другим геофизическим полям.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Храмов А.Н., Шолпо Л.Е.* Палеомагнетизм палеозоя. - Л.: Недра, 1974. - 238 с.

2. *Храмов А.Н.* Магнитное поле Земли в позднем палеозое // Физика Земли. - 1967. - № 1. - С. 86-108.

3. *Буха В.* Изменения геомагнитного поля по четвертичным осадочным породам и характер инверсии, имевшей место около 900 000 лет назад // Тез. докл. VIII конф. по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Ч. III. - М., 1970. - С. 73-74.

4. *Варданян А.А., Нечаева Т.Б. и др.* Выявление элементов тонкой структуры геомагнитного поля на разрезах молодых осадков Армении // Тез. докл. III Всесоюзн. съезда по геомагнетизму. - Киев, 1986. - С. 114-115.

5. *Металлова В.В., Оганесян А.А., Иосифиди А.Г. и др.* Изменение палеонапряженности геомагнитного поля в позднекембрийской стабильной зоне обратной полярности // Тез. докл. III Всесоюзн. съезда по геомагнетизму. - Киев, 1986. - С. 122.

6. *Тойчиев Х.А.* Геомагнитные инверсии, экскурсии и вековые вариации в четвертичном периоде по результатам изучения осадочных пород Приташкентского района // Тез. докл. съезда «Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма». Ч. III. - М., 1976. - С. 92.

7. *Цыкора В.Н.* Вариации палеонапряженности геомагнитного поля позднего кайнозоя // Там же. - 99 с.

8. *Боронин В.П.* Палеовековые геомагнитные вариации в поздней перми и раннем триасе // Там же. - С. 14.

9. *Бурлацкая С.П., Начасова И.Е., Нечаева Т.Б., Петрова Г.Н.* Археомагнитные исследования 1968 г. // Сб. реферативных статей. Магнетизм горных пород и палеомагнетизм 1968 г. - М.: ИФЗ, 1968. - С. 166-169.

10. *Бурлацкая С.П.* Вариации напряженности геомагнитного поля по археомагнитным данным // Мат-лы VIII конф. по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму. Ч. II. - Киев: Наукова думка, 1970. - С. 135-138.

11. *Бурлацкая С.П., Челидзе З.А.* Изменение геомагнитного поля в Грузии в течение 3300 лет: от третьего тысячелетия нашей эры // Тез. докл. III Всесоюзн. съезда по геомагнетизму. - Киев, 1968. - С. 4.

12. *Бурлацкая С.П., Бураков К.С., Начасова И.Е., Нечаева Т.Б.* Изменение геомагнитного поля в Монголии, Абхазии и Узбекистане на основании археомагнитных исследований // Мат-лы IX конф. по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Ч. I. - Баку, 1973. - С. 20.

13. *Ковачева М.* Археомагнитные исследования в Народной Республике Болгарии // Тез. докл. VIII конф. по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Ч. III. - М., 1970. - С. 61-65.

14. *Буха В.* Изменение напряженности геомагнитного поля за последние 8500 лет и западный дрейф // Там же. - С. 70-72.

15. *Бурлацкая С.П.* О медленных изменениях геомагнитного поля // Физика Земли. - 1989. - № 1. - С. 73-78.

16. *Начасова И.Е., Бураков К.С.* Характер вариаций интенсивности геомагнитного поля в историческое время // Тез. докл. IV Всесоюзн. съезда по геомагнетизму. Ч. I. - Владимир–Суздаль, 1991. - С. 22-23.

17. *Начасова И.Е., Бураков К.С., Квирикадзе М.В.* Напряженность геомагнитного поля на Кавказе во II-I тыс. до н. э. // Тез. докл. III Всесоюзн. съезда по геомагнетизму. - Киев, 1986. - С. 123.

18. *Начасова И.Е., Бураков К.С.* Изменение напряженности геомагнитного поля и температуры во втором тысячелетии до нашей эры в районе Испании // Физика Земли. - 2012. - № 5. - С. 77-84.

19. *Абдуллабеков К.Н., Максудов С.Х.* Вариации геомагнитного поля сейсмоактивных районов. - Т.: Фан, 1975. - 128 с.

20. *Абдуллабеков К.Н., Головков В.П.* Изменения геомагнитного поля, связанные с процессами в земной коре // Физика Земли. - 1974. - № 3. - С. 93-100.

21. *Золотов И.Г.* О разделении векового хода на гладкую и случайные части // Тез. докл. VIII конф. по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. - М., 1970. - С. 23-26.

22. *Филиппов С.В.* Выделение и анализ пространственной структуры 20-летней вариации геомагнитного поля // Тез. докл. III Всесоюзн. съезда по геомагнетизму. - Киев, 1970. - С. 19.

23. *Коломийцева Г.И., Саютина О.А.* Особенности векового хода южной полярной области // Тез.

докл. III Всесоюзн. съезда по палеомагнетизму. - Киев, 1986. - С. 13.

24. *Коломийцева Г.И.*, *Бондарь Т.Н.* Изменчивость главного геомагнитного поля в интервале 1975-1990 гг. // Там же. - С. 12.

25. *Кузнецова В.Г., Городыский Ю.М. и др.* Тектономагнитные исследования в Закарпатском сейсмоактивном регионе // Тез. докл. IV Всесоюзн. съезда по геомагнетизму. Ч. II. - Владимир–Суздаль, 1991. - С. 12-13.

26. *Мухамадеева В.А., Воронцова Е.В., Лазарева Е.А.* Исторические аспекты геомагнитных наблюдений на Бишкекском геодинамическом полигоне // Тез. докл. шестого Международ. симпоз. «Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов». - Бишкек, 2014. - С. 207-211.

27. *Maksudov S.Kh., Abdullabekov K.N., Tuichiev A.I., Yusupov V.R.* Geomagnetic field variations caused by the processes occurring at different depths in the earth's crust and upper mantle // Физика земли. - 2021. - № 3. - С. 3-18.

28. *Брагинский С.И., Фишман В.М.* Исследование магнитогидродинамической устойчивости в областях вблизи границы ядра и мантии // Тез. докл. Третьего Всесоюзн. съезда по геомагнетизму. - Киев, 1986. - С. 3-4.

29. Итоги науки. Геофизика. - М., 1966. - 326 с.

30. *Ривин Ю.Р.* Новый подход к вопросу о воздействии Солнца на жидкое ядро Земли // Тез. докл. третьего Всесоюзн. съезда по геомагнетизму. - Киев, 1986. - С. 15-16.

31. *Адушкин В.В., Спивак А.А.* Проблемы взаимодействия геосфер и физических полей в приповерхностной геофизике // Физика Земли. - 2019. - № 1. - С. 4-15.

32. *Elsasser W.M.* Induction effects in terrestrial magnetism. 1. Theory. Phys. Rev. - 1946. - № 69. - P. 106-116.

33. *Elsasser W.M.* Induction effects in terrestrial magnetism. 2. The secular variation. Phys. Rev. - 1946. - № 70. - P. 202-212.

34. *Elsasser W.M.* Induction effects in terrestrial magnetism. 3. Electric modes. Phys. Rev. - 1947. - № 72. - P. 821-833.

35. *Bullard E.*C. The secular change in the earths magnetic field. Monthly notic. Roy. astron. Soc. // Geophys. Suppl. - 1948. - № 5. - P. 248-257.

36. *McNish A.G.* Physical representation of the geomagnetic field // Trans. Am. Geophys. union. - 1940. - № 21. - P. 287-291.

37. *Elsasser W.M.* A statistical analysis of the earths internal magnetic field // Phys. Rev. - 1941. - № 60. - P. 876-883.

38. *Lowes F.J., Runcorn S.K.* The analysis of the geomagnetic secular variation. Phil. Trans. Roy. Soc. (London) ser. A., 1951. - № 243. - P. 525-546.

39. *Vestine E.H., Laporte L., Lange I., Scott W.E.* The geomagnetic field its description and analysis. Carnegie inst. Wash. Publ. - 1947b. - № 580. - P. 1-390.

40. *Alldredge L.R., Van Voorhis G.* Depth to sources of magnetic anomalies // J. geophys. Res. - 1961. - № 66. - P. 3793-3800.

41. *Alldredge L.R., Van Voorhis G., Davis T.M.* A magnetic profile around the world // J. geophys. Res. - 1963. - № 68. - P. 3679-3692.

© Л.З.Шерфединов, Ж.Курбанов, Б.К.Усманов, 2022

Л.З.Шерфединов, Ж.Курбанов, Б.К.Усманов

ПРЕОБРАЗОВАНИЯ СТОКА ВЕРХНЕГО ТЕЧЕНИЯ СЫРДАРЬИ



Шерфединов Лензи Зекерьяевич –
главный научный сотрудник ГУ «Институт ГИДРОИНГЕО», докт. г.-м. наук, профессор.
E-mail: sh.lenzi.z@mail.ru



Курбанов Жуманали –
ведущий гидрогеолог ГУ «Институт ГИДРОИНГЕО».
E-mail: gidroingeo@exat.uz



Усманов Ботиржон Комилжонович –
начальник Ферганской поисковой гидрогеологической экспедиции.
E-mail: botirgidr@mail.ru

Верхнее течение рек Сырдарья-Нарын приурочено к орогенным структурам Тянь-Шаня, среди которых по крупности выделяется Ферганская межгорная впадина, с горного обрамления которой спадают в нее малые и средние реки. Сырдарья-Нарын по водности достигает уровня большой реки в среднем течении с впадением в нее р. Чирчик. Основной ствол этой гидрографической формации образует Сырдарья-Нарын, по которому в межгорную впадину втекает до 13,3 км^3/год [1-4], а всего с притоками с гор в средний по водности год – 25,6 км^3. Отток из впадины в средний по водности год достигал 17,2 км^3. Речные воды во впадине разбираются на орошение (до 90% от водозабора). Во впадине в начале XX в. орошалось около 740 тыс. га угодий [2], в 1971 г. – 1066 тыс. га [2], а ныне около 1500 тыс. га. Таким образом, орошаемое земледелие, столетиями внедряемое во впадину, сформировало в ней оазис, площадь орошаемых земель которого достигла уровня перспектив, намеченных проектировками приростов. Большая часть приростов пришлась на вторую половину XX столетия.

Практическое удвоение площади орошаемых земель обусловило рост водопотребления и расширение в этой связи гидрографической сети в формате ирригационно-дренажных систем. Эти обстоятельства отразились на параметрах водно-солевого стока. В табл. 1 в графах 2, 3, 4 приведены характеристики водно-солевого стока, отслеженные и оцененные по технологиям и методикам, принятым в гидрометеорологических службах бассейновых государств. В графах 5, 6, 7, 8, 9, 10 по предложенным в районах (1, 4, 5, 6, 7) методическим приемам водный и солевой сток подразделяются на генетические соответственные – транзитные и солевой сток подразделяется на генетические соответственные – транзитные и возвратные доли. В графах 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17 возвратные воды подразделяются, в свою очередь, на составленные их сбросные и грунтовые воды и массой солей. В графах 18 и 19 – контроль схождения вычислений по солевому балансу (графы 9 и 19). Таким образом, каждая строка таблицы характеризует трансформацию стока за гидрологический год, а столбцы из строк переформатируют таблицу в матрицу, которая отображает порядок изменений параметров стока за многолетие.

В многолетнем разрезе объем возвратных и составляющих их ирригационно-грунтовых вод контролируется водностью рек. Однако структура стока существенно преобразована: возвратные воды чаще составляют 2/3 стока в

Таблица 1

Параметры водно-солевого стока Ферганской долины

Гидрологический год	**Приток W_1 и отток W_2 вод по гидрографической сети, км³/год**	Минерализация вод притока C_1, оттока C_2, г/дм³	Приток S_1 и отток S_2 растворенных солей по гидрографической сети, млн.т/год.	Коэффициент трансформирования водного стока, солевого стока Q	Расчетная минерализация вод транзита	Приращение минерализации вод по замыкающему створу C_{pc}, г/дм³	Объем транзита – $W_{тр}$ и возврата – $W_{воз}$ водного стока, км³/год	$S_{тр}$ – масса транзита и $S_{воз}$ – возврата солей, млн. т/год	$C_{воз}$ – минерализация возвратных вод, г/дм	W_q – объем изъятия и W_z – эвапотранспирация вод, км³/год	$S_{вд}$ – масса изъятых солей и S_z – масса солей от эвапотранспирации, млн.т/год.	a_2 и O_2 – коэффициенты трансформирования изъятых вод и солей	$C^1_{сб}$ и $C^1_{гв}$ – доли минерализации сбросных и грунтовых вод в $C_{воз}$, г/дм³	$W_{сб}$ и $W_{гр}$ – индексы сбросных и грунтовых вод в возврате	$W_{сб}$ и $W_{гв}$ – объемы сбросных и грунтовых вод в возврате, км³/год	$C_{гв}$ и $C_{сб}$ – минерализация грунтовых сбросных вод, г/дм³	$S_{гв}$ и $S_{сб}$ – массы солей грунтовых и сбросных вод, млн. т/год	Сумма $S_{гв} + S_{сб} = S_{воз}$ (контроль)	$S_{гв}$ – масса притекающих в грунтовые воды солей; $W_{гв,1}$ – объем питания грунтовых вод	$C_{гв,1}$ – начальная минерализация ирригационно-грунтовых вод, г/дм³
1	**2**	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
1936-1937	**25,6**	0,275	7,04	0,672	0,275	0,509	8,76	2,41	0,815	17,16	4,72	0,499	0,559	0,686	5,79	1,995	5,29	6,88	3,628	0,674
1957-1958	**17,2**	0,54	9,29	1,32	0,265	0,491	8,44	6,88		8,72	2,4	1,458	0,265	0,314	2,65	0,275	1,59		5,386	
1956	**19,9**	0,27	5,37	0,593	0,27	0,491	5,8	1,59	0,82	14,1	3,81	0,425	0,335	0,774	4,65	2,7	3,65	4,9	2,838	0,893
1957	**11,8**	0,55	5,49	1,208	0,28	0,509	6,0	4,90		8,1	1,82	1,286	0,185	0,226	1,35	0,27	1,25		3,176	
1957	**28,5**	0,27	2,7	0,614	0,27	0,36	6,3	1,7	1,062	22,2	5,99	0,504	0,536	0,505	5,65	1,869	10,37	11,89	5,22	0,474
1958	**17,5**	0,75	13,6	1,709	0,48	0,64	11,2	11,9		11,0	2,97	1,986	0,526	0,495	5,55	0,27	1,52		11,0	
1958	**31,5**	0,27	8,505	0,654	0,27	0,396	8,16	2,202	0,951	23,34	6,302	0,532	0,507	0,533	6,627	1,733	10,04	11,83	5,35	0,491
1959	**20,6**	0,691	14,028	1,649	0,411	0,603	12,43	11,825		10,91	2,945	1,876	0,443	0,466	5,792	0,27	1,79		10,89	
1959	**31,7**	0,28	8,876	0,703	0,28	0,291	6,49	1,82	1,242	25,21	7,059	0,627	0,446	0,359	5,676	1,783	18,04	19,63	6,489	0,402
1960	**22,3**	0,962	21,453	2,417	6,682	0,709	15,81	19,63		9,4	2,632	2,78	0,795	0,64	10,118	0,28	1,59		16,137	
1960	**20,3**	0,29	8,887	0,566	0,29	0,27	3,1	0,899	1,366	17,2	4,99	0,488	0,594	0,438	3,65	2,194	10,416	11,475	4,53	0,465
1961	**11,5**	1,076	12,374	2,102	0,786	0,73	8,4	11,475		8,8	2,55	2,299	0,772	0,565	4,746	0,29	1,06		9,73	
1961	**19,1**	0,31	5,921	0,497	0,31	0,383	3,64	1,128	1,119	15,46	4,79	0,379	0,818	0,731	4,284	3,316	5,227	6,557	3,818	0,919
1962	**9,5**	0,809	7,685	1,298	0,499	0,617	5,86	6,557		9,6	2,98	1,369	0,301	0,269	1,576	0,31	1,33		4,158	
1962	**24,2**	0,26	6,292	0,611	0,26	0,315	4,66	1,212	1,084	19,54	5,08	0,562	0,463	0,427	4,325	1,632	9,473	10,983	4,381	0,424
1963	**14,8**	0,824	12,195	1,938	0,564	0,685	10,13	10,982		9,41	2,44	2,162	0,621	0,573	5,804	0,26	1,51		10,327	
1963	**29,2**	0,29	8,468	0,606	0,29	0,275	4,865	1,41	1,345	24,34	7,06	0,527	0,55	0,409	5,289	2,074	15,728	17,262	6,433	0,447
1964	**17,7**	1,055	18,673	2,205	0,765	0,725	12,832	17,262		11,5	3,34	2,445	0,795	0,591	7,583	0,29	1,534		14,389	
1964	**19,9**	0,27	5,373	0,523	0,27	0,302	3,144	0,849	1,163	16,756	4,524	0,433	0,683	0,536	3,886	2,198	7,389	8,438	3,962	0,474
1965	**10,4**	0,893	9,287	1,728	0,523	0,698	7,255	8,438		9,5	2,56	1,865	0,539	0,463	3,362	0,27	1,049		8,354	
1965	**31,2**	0,27	8,424	0,622	0,27	0,279	5,413	1,461	1,239	25787	6,964	0,542	0,498	0,402	5,625	1,891	15,819	17,338	6,51	0,421
1966	**19,4**	0,469	18,798	2,231	0,699	0,721	13,994	17,339		11,8	3,186	2,49	0,74	0,598	8,367	0,27	1,519		15,44	
1966	**25,04**	0,27	6,761	0,583	0,27	0,276	4,035	1,088	1,247	21,005	5,67	0,503	0,537	0,431	4,553	1,986	11,946	13,175	5,142	0,43
1967	**14,6**	0,977	14,264	2,11	0,707	0,724	10,565	13,176		10,44	2,819	2,323	0,71	0,569	6,015	0,27	1,229		11,956	
1967	**25,3**	0,26	6,578	0,593	0,26	0,341	5,111	1,329	1,023	20,189	5,249	0,489	0,531	0,519	5,132	1,849	8,778	10,112	4,555	0,469
1968	**15**	0,763	11,445	1,74	0,503	0,659	9,888	10,116		10,301	2,678	1,927	0,491	0,48	4,746	0,26	1,334		9,705	

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
1968 1969	**39,28** **31,626**	0,26 0,0903	10,213 28,107	0,792 2,752	0,26 0,643	0,288 0,712	8,964 22,164	2,331 25,68	1,159	30,316 8,152	7,882 2,119	0,731 3,258	0,356 0,803	0,307 0,693	6,808 15,356	1,557 0,26	23, 177	25,688	7,341 21,0	0,349
1969 1970	**30,618** **19,687**	0,26 1,091	7,961 21,479	0,643 2,698	0,26 0,831	0,238 0,762	4,691 14,995	1,219 20,259	1,351	25,927 10,932	6,741 2,842	0,578 3,005	0,449 0,902	0,382 0,559	4,983 10,011	1,894 0,26	18,962 1,295	20,257	6,31 17,32	0,364
1970 1971	**25,483** **17,04**	0,27 1,134	6,88 19,325	0,669 2,809	0,27 0,864	0,238 0,762	4,056 12,983	1,095 18,23	1,404	21,427 8,444	5,785 2,28	0,606 3,151	0,446 0,958	0,317 0,682	4,12 8,859	1,932 0,27	17,115 1,112	18,227	5,432 14,62	0,371
1971 1972	**23,69** **15,432**	0,24 1,118	5,686 17,252	0,651 3,034	0,24 0,878	0,215 0,785	3,313 12,114	0,795 16,457	1,358	20,377 8,258	4,89 1,982	0,595 3,365	0,403 0,955	0,297 0,703	3,596 8,519	1,83 0,24	15,594 0,863	16,457	4,834 14,317	0,324
1972 1973	**28,32** **18,585**	0,30 1,36	8,496 25,275	0,656 2,975	0,3 1,06	0,22 0,779	4,089 14,485	1,227 24,048	1,66	24,231 9,746	7,259 2,924	0,598 3,308	0,502 1,158	0,302 0,698	4,38 10,104	2,25 0,3	22,731 1,314	24,045	6,871 16,896	0,407
1973 1974	**16,474** **9,292**	0,31 1,17	5,107 10,872	0,564 2,129	0,31 0,86	0,265 0,735	2,462 6,83	0,763 10,109	1,48	14,012 7,182	4,344 2,226	0,487 2,327	0,635 0,843	0,429 0,57	2,93 3,892	2,363 0,31	9,198 0,908	10,106	3,953 7,992	0,494
1974 1975	**19,246** **8,631**	0,36 1,18	6,928 10,184	0,448 1,47	0,36 0,82	0,305 0,695	2,633 5,999	0,948 9,236	1,539	16,613 10,614	5,98 3,82	0,361 1,544	0,997 0,542	0,648 0,352	3,886 2,113	3,707 0,36	7,833 1,399	9,232	5,073 5,853	0,867
1975 1976	**18,616** **10,048**	0,36 1,26	6,702 12,661	0,54 1,9	0,36 0,9	0,286 0,714	2,871 7,177	1,033 11,627	1,62	15,745 8,568	5,668 3,084	0,456 2,051	0,789 0,83	0,487 0,512	3,495 3,677	2,819 0,36	10,367 1,258	11,625	5,054 8,063	0,627
1976 1977	**18,963** **10,773**	0,33 1,31	6,258 14,112	0,568 2,255	0,33 0,98	0,252 0,748	2,714 8,059	0,895 13,216	1,64	16,249 8,19	5,362 2,703	0,496 2,465	0,665 0,975	0,405 0,594	3,268 4,789	2,534 0,33	12,137 1,078	13,215	4,924 9,655	0,51
1977 1978	**17,986** **9,607**	0,29 1,28	5,24 12,297	0,534 2,358	0,29 0,99	0,226 0,773	2,176 7,43	0,631 11,665	1,57	15,81 8,38	4,585 2,43	0,47 2,544	0,617 0,953	0,393 0,607	2,92 4,51	2,398 0,29	10,818 0,847	11,664	4,252 9,596	0,443
1978 1979	**22,207** **10,867**	0,30 1,89	6,662 12,932	0,489 1,941	0,30 0,89	0,252 0,748	2,739 8,127	0,822 12,11	1,49	19,468 11,341	5,84 3,402	0,417 2,074	0,719 0,77	0,483 0,517	3,922 4,203	2,601 0,30	10,932 1,176	12,108	5,271 10,079	0,523
1979 1980	**20,884** **12,568**	0,30 1,31	6,265 16,465	0,602 2,628	0,30 1,01	0,229 0,771	2,878 9,689	0,863 15,602	1,61	18,006 8,317	5,4 2,495	0,538 2,889	0,558 1,052	0,346 0,653	3,358 6,333	2,304 0,30	14,592 1,007	15,599	5,05 11,771	0,429
1981 1982	**19,53** **15,34**	0,27 1,21	5,273 18,562	0,795 3,52	0,27 0,94	0,223 0,777	3,423 11,917	0,924 17,638	1,48	16,107 4,19	4,349 1,131	0,739 4,056	0,365 1,116	0,247 0,754	2,939 8,986	1,875 0,27	16,845 0,793	17,638	4,153 12,159	0,342
1982 1983	**19,435** **13,041**	0,27 1,26	5,247 16,431	0,621 3,131	0,27 0,99	0,214 0,786	2,794 10,246	0,754 15,677	1,53	16,641 6,395	4,493 1,726	0,616 2,28	0,438 1,091	0,286 0,714	2,933 7,311	2,036 0,27	14,884 0,792	15,676	6,528 11,868	0,55
1983 1984	**20,758** **12,568**	0,27 1,0	5,604 12,568	0,605 2,243	0,27 0,73	0,27 0,73	3,393 9,175	0,916 11,652	1,27	17,365 8,19	4,688 2,211	0,528 2,485	0,511 0,759	0,402 0,597	3,692 5,476	1,945 0,27	10,653 0,997	11,65	4,287 10,371	0,413
1984 1985	**19,152** **12,001**	0,30 1,18	5,746 14,161	0,626 2,464	0,3 0,88	0,254 0,746	3,048 8,944	0,914 13,246	1,48	16,104 7,155	4,831 2,146	0,556 2,742	0,539 0,94	0,384 0,635	3,259 5,686	2,157 0,3	12,265 0,977	13,243	4,473 10,226	0,419
1992 1993	**23,7** **15,6**	0,31 0,956	7,35 14,91	0,658 2,028	0,31 0,646	0,324 0,675	5,05 10,55	1,567 13,34	1,264	18,65 8,1	5,78 2,51	0,566 2,308	0,548 0,716	0,434 0,566	4,574 5,976	1,995 0,31	11,92 1,42	13,34	5,165 10,56	0,489

замыкающем створе, против почти половины до массового их освоения, а солевой сток возрос более чем вдвое.

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что объемы эвапотранспирации в оазисе существенно не возросли, тогда как минерализация вод на оттоке более чем удвоилась. Это, по-видимому, обусловлено тем, что под орошение осваивались непромытые от солей земли. Безвозвратные затраты стока в оазисе колебались в пределах 10÷13 км^3 в год и лишь в середине периода уменьшились до 4,2÷9,4 км^3. Однако, в это же время увеличились объемы возвратных вод до 10,2-11,9 км^3/год при обеспеченности 80-85%, т. е. ниже средней.

За рассматриваемый период принципиально изменилась структура водно-солевого стока: существенно сократился транзитный сток и значительно увеличился сток возвратных вод. К тому же в структуре возвратных вод возросла доля ирригационно-грунтовых вод. Объемы оттока ирригационно-грунтовых вод варьируют от 6 км^3 в маловодный год до 13 км^3 в средний по водности и несколько превышает 15 км^3 в многоводные годы. В графах 20, 21 по методике, предложенной в работе [1], подсчитано поступление солей ($S_{ГВ}$) и вод ($W_{ГВ}$) в толщу ирригационно-грунтовых вод и их минерализация ($C_{ГВ1}$). По этим оценкам, как видно, объем формирующихся ирригационно-грунтовых вод значительно превысил объем их оттока. Эти обстоятельства, по-видимому, требуют объяснения для разработки технологии формирования регулировочных запасов подземных вод. Конечно, это сложная проблема, пока не имеющая научно-методического основания и технологических заделов. Однако, ориентировочно прирост регулировочных запасов подземных вод может составить 3-4 км^3 в год, в чем заинтересованы все бассейновые государства р. Сырдарьи. Так что управление преобразованием водно-солевого стока представляется насущной проблемой, требующей решения.

Рассмотренный в табл. 1 период, конечно, следовало пополнить данными последнего десятилетия прошлого и первыми десятилетиями текущего столетия. Однако, информация для этого ограничена (для автора) характеристиками 1992/1993 гидрологического года по работе [5] и оценками по орошаемым массивам областей Узбекистана. Название оценки сведены в табл. 2, в которой приведены дан-

Таблица 2

Характеристика трансформирования оросительных вод областей Ферганской долины

Год	W_1^1 – водоподача оросительных и W_2^1 – сброс дренажных вод , км^3/год	C_1^1 – минеральных оросительных и C_2^1 – дренажных вод , г/дм^3	$S_{ор}$ – приток и $S_{др}$ – отток солей, млн. т/год	Коэффициенты трансформирования оросительной воды; солевого стока	$C_{сб}$ и $C_д$ – доля минеральных сбросных и грунтовых вод в минерализации КДВ, г/дм^3	W_1 – доля (индекс) сбросных и W_2 – грунтовых вод в КДС	$W_{сб}$ – объемы сбросных и $W_{гв}$ – грунтовых вод в КДС, км^3/год	$S_{сб}$ – массы солей сбросных и $S_{гв}$ – грунтовых и вод, млн. т/год	$C_{гв}$ – минерализация грунтовых вод сбрасываемых в КДС, г/дм^3	$S_{гв}$ – масса солей, млн. т/год и $W_{ГВ10}$ – объем питания грунтовых вод, км^3/год	$C_{гв.1}$ – начальная минерализация ирригационно-грунтовых вод, г/дм^3
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Массивы Андижанской области											
2013	2,83 1,88	0,89 1,0	2,52 1,88	0,664 0,746	0,89 0,11	0,89 0,11	1,67 0,21	1,48 0,40	1,904	0,536 0,316	1,696
2014	2,94 1,96	1,05 1,31	3,087 2,568	0,667 0,832	1,05 0,26	0,801 0,198	1,57 0,39	1,65 0,918	2,354	1,103 0,585	1,885
Массивы Наманганской области											
2013	2,73 2,6	0,36 0,76	0,983 1,976	0,952 2,01	0,36 0,40	0,474 0,526	1,232 1,368	0,444 1,552	1,12	0,762 1,437	0,53
2014	2,77 2,5	0,36 0,77	0,997 1,925	0,902 1,93	0,36 0,41	0,467 0,532	1,17 1,33	0,42 1,505	1,131	0,78 1,474	0,529
Массивы Ферганской области											
2013	4,38 2,28	0,99 1,21	4,336 2,759	0,521 0,636	0,99 0,22	0,818 0,182	1,865 0,415	1,846 0,913	2,199	1,435 0,796	1,803
2014	3,83 1,96	0,9 1,57	3,447 3,077	0,512 0,893	0,9 0,67	0,573 0,487	1,124 0,836	1,012 2,065	2,47	2,312 1,633	1,416
2018	4,45 2,70	0,652 1,49	2,90 4,02	0,608 1,386	0,65 0,84	0,436 0,564	1,18 1,52	0,77 3,25	2,14	3,25 2,5	1,3
2019	4,28 2,55	0,663 1,57	2,84 4,01	0,595 1,41	0,66 0,89	0,42 0,567	1,07 1,46	0,71 3,30	2,26	3,3 2,21	1,49

ные формы 17 отчетов гидрогеолого-мелиоративных экспедиций областей (графы 1, 2, 3, 4) и по которым в порядке вычислительного эксперимента по методике (1, 4, 5, 6, 7) определены параметры трансформирования оросительных вод (графы 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12).

По проведенным оценкам, 1992/1993 гидрологический год – это начало перехода режима эксплуатации водных ресурсов верхнего течения р. Сырдарьи с ирригационно-энергетического в энерго-ирригационный. Такой переход практически не изменил погодовые параметры стока, но принципиально изменил внутригодовое его распределение – межень трансформировалась в половодье, а половодье – в межень.

Исходные данные гидрогеолого-мелиоративных экспедиций и их последующая расшифровка (см. табл. 2) показывают, что правобережная (Северная) Фергана характеризуется относительным мелиоративным благополучием, практически малозатратным водопотреблением, но с выносом солей до 1 млн. т/год. Левобережная (Южная) Фергана характеризуется относительным мелиоративным неблагополучием, ограниченным водопотреблением (до 4,2 км^2/год на одну область), но с соленакоплением (до 0,6-1, 9 млн. г/год).

Причина соленакопления, по-видимому, обусловлена слабым отводом (сбросом) с орошаемых массивов грунтовых вод, тогда как поверхностный сброс оросительных вод превалирует (см. табл. 2).

В экстремальных по водности годах объем питания грунтовых вод на минимуме достиг 3,2 при оттоке 1,35 км^3/год, а на максимуме параметры составляли 21 и 15,4 км^3/год соответственно, тогда как в среднем колебались в пределах 10-12 и 5-6,5 км/год. По этим оценкам, очевидно, что регулировочные запасы ирригационно-грунтовых вод представляют практический интерес и составляют предмет регулирования (управления).

Таким образом, проблема состояния водных объектов верхнего течения р. Сырдарьи актуальна и комплексное ее решение требует усилий научных коллективов бассейновых государств.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Азизов У.А., Шерфединов Л.З.* Вычислительный алгоритм характеристик водного и ионного стока орошаемых массивов // Мат-лы Междунар. конф. - Т.: ГИДРОИНГЕО, 2018. - С. 20-25.

2. Государственный водный кадастр. Основные гидрологические характеристики. Т. 14. Вып. 1. Бассейн р. Сырдарьи. - Л.: Гидрометеоиздат, 1980. - 429 с.

3. Ирригация Узбекистана. Т. II. Современное состояние и перспективы развития ирригации в бассейне р. Сырдарьи / Под ред. *Э.М.Беньяминовича, Д.К.Терситского.* - Т.: Фан, 1975. - 360 с.

4. *Рубинова Ф.Э.* Изменение стока р. Сырдарьи под влиянием водохозяйственного строительства в ее бассейне. - М.: Гидрометеоиздат, 1979. - 139 с.

5. *Шерфединов Л.З.* Водохозяйственная стратегия и трансформирование структуры стока р. Сырдарьи // Проблемы питьевого водоснабжения и экологии. - Т.: Университет, 2002. - С. 46-52.

6. *Шерфединов Л.З., Азизов У.А.* Характеристики водного стока орошаемых массивов в естественных условиях и под воздействием техногенного фактора // Геология и минеральные ресурсы. - 2018. - № 5. - С. 36-38.

7. *Шерфединов Л.З., Хрусталева Е.Г., Маяцкая Л.Л.* О структуре коэффициента трансформирования водного и солевого стока орошаемых массивов аридных областей // Гидрогеологические и инженерно-геологические исследования в Узбекистане. - Т.: САИГИМС, 1992. - С. 103-108.

Статья представлена членом редколлегии докт. г.-м. наук А.А.Мавлоновым.

© И.Х.Хабибуллаев, С.Х.Хушвактов, Ў.Б.Мардиев, 2022

И.Х.Хабибуллаев, С.Х.Хушвактов, Ў.Б.Мардиев

ЕР ОСТИ СУВЛАРИ МОНИТОРИНГИ АХБОРОТ ТИЗИМИНИ АХБОРОТ-КОММУНИКАЦИЯ ТЕХНОЛОГИЯЛАРИ АСОСИДА ТАКОМИЛЛАШТИРИШ МАСАЛАЛАРИ



Хабибуллаев Иброҳим Хабибуллаевич –
техника фанлари доктори, профессор
Тошкент молия институти.
E-mail: xabibullayev@mail.ru



Хушвактов Сайдулла Холбозорович –
лаборатория мудири «ГИДРОИНГЕО институти» ДМ,
техника фанлари номзоди.
E-mail: saydulla.hushvaktov@yandex.com



Мардиев Ўткир Бердиевич –
кичик илмий ходим «ГИДРОИНГЕО институти» ДМ, таянч докторант (PhD).
E-mail: mardiyev_utkir@mail.ru

Республикамизнинг барча соҳаларида шу жумладан ер ости сувларининг ҳолатини мониторинг қилиш муаммоларини ҳал этишда замонавий ахборот – коммуникация технологияларидан фойдаланиш устувор йўналишлардан биридир. Ер ости сувларини мониторинг қилишнинг асосий мақсади ер ости сувларидан фойдаланишни бошқариш жараёнларини ахборот билан таъминлаш, шунингдек энг долзарб гидрогеологик муаммолардан бири чучук ер ости сувларини ифлосланишдан ҳимоя қилишдир. Шу ўринда ҳозирги кунда «ГИДРОИНГЕО институти» ДМда ер ости сувларининг параметрларини масофадан СМС технологияси тарзида мониторинг тизимини такомиллаштириш мақсадида замонавий ахборот-коммуникация технологияларининг имкониятларидан фойдаланган ҳолда мониторинг жараёнининг онлайн тизимини ишлаб чиқиш борасида тадқиқот ишлари олиб борилмоқда. Хусусан ер ости сувларининг ҳолатини масофадан онлайн мониторинг имкониятларини тадбиқ қилган ҳолда автоматлаштирилган мониторинг тизимини такомиллаштириш лозим. Бундай шарт-шароитларда ер ости сувларининг параметрлари мониторинг тўри тизимини масофадан онлайн мониторинг қилиш, бошқариш технологияларини қўллаган ҳолда бир қанча таҳлил ва тадқиқот ишлари амалга оширилиб келинмоқда.

Ер ости сувларининг автоматлаштирилган мониторинг тизими – бу стратегик ва тезкор қарорларни қабул қилишни қўллаб-қувватлашнинг замонавий юқори самарали воситаси бўлиб, ер ости сувлари тўғрисидаги зарурий маълумотларни визуал таъминлаш асосида фойдаланувчиларга таҳлил қилиш ва бошқарув қарорларини қабул қилиш учун яқиндан ёрдам беради.

Ер ости сувларининг ҳолатини автоматлаштирилган мониторинг тизимини ишлаб чиқиш бир қатор фундаментал ташкилий ва технологик жиҳатлардан келиб чиққан ҳолда, автоматлаштирилган мониторинг тизимини ишлаб чиқиш ва амалга ошириш дастурини шакллантиришда қуйидагиларни эътиборга олиш зарур [1, 2]:

- автоматлаштирилган мониторинг тизимини лойиҳалаш умумлашган мураккаб функционал модел тамоилларига асосланган бўлиши, шу жумладан ер ости сувларининг ҳолатини кузатиш давлат мониторинг тизимининг ажралмас механизми сифатида амалга оширилиши лозим;

• ер ости сувларини автоматлаштирилган мониторингини яратиш ва амалга ошириш учун мавжуд замонавий ахборот ва техник ресурслардан фойдаланиш;

• ер ости сувларининг автоматлаштирилган мониторинг тизими фойдаланувчилари учун тизимнинг очиқлиги ва қулайлиги каби муҳим имкониятларни таъминлаши учун замонавий ахборот-коммуникация технологияларидан фойдаланиш.

Тизим архитектурасини ривожлантириш, унинг механизмларини лойиҳалаш ва ишлаб чиқишдаги муҳим вазифалардан бири ҳисобланади ва у фаолият самарадорлигини белгилайди. Автоматлаштирилган мониторинг тизими қуйидаги асосий масалаларни ҳал қилиш учун мўлжалланган:

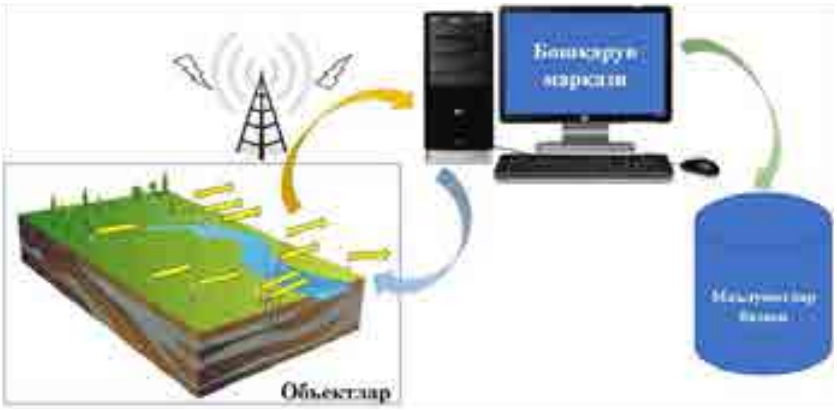
• ер ости сувларининг кимёвий таркиби тўғрисидаги маълумотларни, меъёрий кўрсаткичларни йиғиш ва тўплаш;

• ер ости сувларининг ҳолатини баҳолаш ва башорат қилиш мақсадида маълумотларни таҳлил қилиш;

• стандарт ҳисобот ҳужжатларини шакллантириш;

• автоматлаштирилган мониторинг тизими фойдаланувчиларига маълумотлар бериш.

Автоматлаштирилган мониторинг тизимида амалга ошириладиган жараёнлар ва воситалар. Ер ости сувлари автоматлаштирилган мониторинг тизими – маълумотларни қайта ишлаш, таҳлил қилиш, визуаллаштириш, ўзгартириш, юклаш ва самарали сақлаш каби жараёнлардан иборатдир. Ушбу жараёнларни амалга ошириш замонавий ахборот-дастурий воситалари ёрдамида амалга оширилади. Автоматлаштирилган мониторинг тизимини амалга ошириш жараёнлари ва воситаларининг тузилиш таркиби 1-расмда кўрсатилган.



1-расм. Автоматлаштирилган мониторинг тизимини амалга ошириш жараёнлари ва воситалари.

Ер ости сувларининг ҳолатини кузатиш учун автоматлаштирилган мониторинг тизими фойдаланувчиларга рухсатсиз фойдаланишдан ҳимояланган холда ташкилотнинг ички интернет тармоғи орқали фойдаланувчиларга очиқ бўлган таҳлилий ахборотлардан фойдаланиш имконини бериши керак.

Автоматлаштирилган мониторинг тизими архитектурасини ишлаб чиқишда тизим ҳал қилиши керак бўлган асосий вазифаларни бажариш учун қуйидагиларни эътиборга олиниши зарур (маълумотлар базасининг тузилиши 2-расмда келтирилган):

• маълумотларни йиғиш ва бирламчи қайта ишлаш;

• маълумотларни чиқариш, ўзгартириш ва юклаш;

• маълумотларни сақлаш ва таҳлил қилиш;

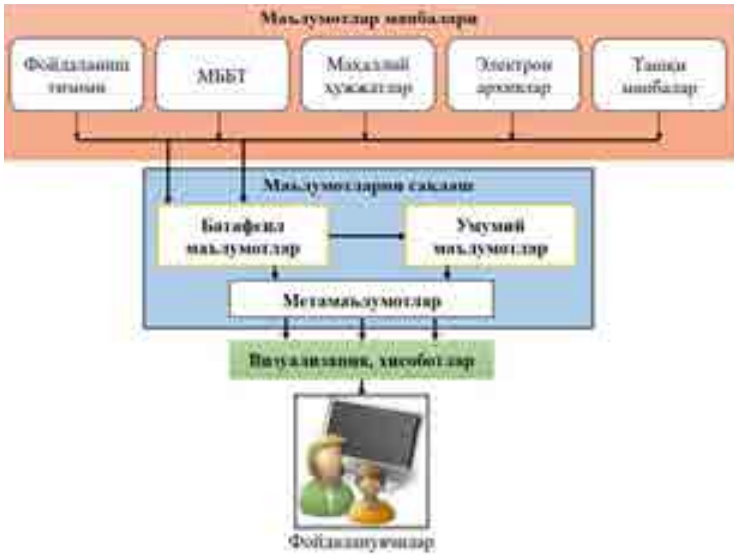
• маълумотлар омборини яратиш;

• кўп ўлчовли (MOLAP) ва реляцион (ROLAP) маълумотларни ҳосил қилиш;

• аналитик воситалар ёрдамида маълумотларни таҳлил қилиш.

Маълумотларни йиғиш ва бирламчи қайта ишлаш жараёнлари йиғиладиган маълумотлар манбалари турли маълумотлар базаси (мониторинг объектлари бўйича, ер ости сувларининг параметрлари ва бошқалар) дан импорт қилинади. Улардан олинган натижалар, ер ости сувларининг динамик ва кимёвий ҳолатларини ифодаловчи параметр маълумотлари автоматлаштирилган мониторинг тизими маълумотлар базасига жамланади. Айрим эмпирик маълумотлар маълум алгоритмлар асосида ҳисоблашлар орқали ҳосил қилинади. Маълумотлар манбаларининг яна бир омили турли форматдаги (харита маълумотлари, меъёрий хужжатлар тўплами) маълумотлардан фойдаланиш зарурлигидан келиб чиқади. Умуман олганда, маълумотлар манбалари транзакцион маълумотлар манбаларини акс эттиради. Транзакцион маълумотлар базалари импорт ёки қўлда киритиш йўли билан олинган маълумотларни йиғиш ва қайта ишлаш асосида шакллантирилади.

Кириш маълумотлари – бу маълумотларни қайта ишлашнинг онлайн тизимларидан келиб чиқадиган ҳар хил форматдаги маълумотлардир. Бу



2-расм. Маълумотлар базасининг тузилиши.

маълумотларни характерловчи маълумотлар гуруҳини ифодалайди:

• ер ости сувларини кузатиш тизими фаолиятини тартибга солувчи ҳужжатлар тўплами (қонунчилик ва меъёрий ҳужжатлар);

• мониторинг объектлари (қудуқлар ва сув олиш иншоатлари тармоғи);

• ер ости сувларининг ҳолатини сифат ва миқдорий баҳолаш (ер ости сувларининг кимёвий таркиби натижалари).

Қабул қилинган маълумотлар олинади, ўзгартирилади ва норматив маълумотларга мувофиқлигини текшириш жараёни амалга оширилади, сўнгра маълумотлар марказлашган маълумотлар базасига юкланади [3].

Тизимнинг ядроси бошқарув марказида жойлаштирилган интеграллашган маълумотлар базасидир. Автоматлаштирилган мониторинг тизимини амалга оширишда маълумотлар бевосита автоматлаштирилган мониторинг тизими орқали ҳосил қилинган яхлит интеграллашган маълумотлар базасида йиғилади.

Интеграллашган маълумотлар базаси ўз ичига қуйидагиларни олади:

• график маълумотлар базаси (харита маълумотлари, графиклар, диаграммалар ва бошқалар);

• семантик маълумотлар базаси (мутахассислар билимини шакллантирувчи билимлар базаси);

• математик моделлар базаси (ер ости сувларининг ифлосланиш даражасини баҳолаш ва уларнинг ҳолатини прогнозлашнинг математик усуллари ва моделлари);

• ҳужжатларнинг библиографик тавсифлари маълумотлар базаси (мониторинг обектларининг паспорт маълумотлари, меъёрий ва ҳисобот ҳужжатлари).

Турли манбалардан олинган маълумотлар одатда бир-бирига мос келмайди, шунинг учун кейинги қадам уларни мослаштириш ва аналитик маълумотлар базаларини шакллантиришдир. Аналитик маълумотлар базалари ер ости сувлари ҳолатини таҳлил қилиш муаммоларини ҳал қилиш учун маълумот манбаи ҳисобланади.

Маълумотлар базасидаги маълумотлар қуйидаги талабларга жавоб бериши керак [4]:

1. *Мавзу йўналиши.* Ер ости сув тизимига оид барча маълумотлар йиғилади, мувофиқлаштирилади, тўлдирилади, жамланади ва улардан фойдаланувчиларга қулай шаклда тақдим этилади.

2. *Интеграция.* Ер ости сувлари мониторинг тизимининг турли хил объектлари бўйича барча маълумотлар ўзаро мос келади ва ягона умумий маълумотлар базасида сақланади.

3. *Ўзгармаслик.* Дастлабки маълумотлар келишилгандан, тасдиқлангандан, умумий маълумотлар базасига киритилгандан сўнг ўзгаришсиз қолади ва фақат ўқиш режимида ишлатилади.

4. *Хронология*.* Маълумотлар хронологик равишда тузилган бўлиб, таҳлил ва башорат

* **Хронология** (хроно… ва…логиядан) – тарихий воқеаларнинг даврий тадрижийлиги, вакт ўлчови ҳақидаги фан.

қилиш вазифаларини бажариш учун етарли вақт давомида тарихни акс эттиради.

Ишлаб чиқилган автоматлаштирилган мониторинг тизимининг маълумотлар базалари реляцион маълумотлар базаси модели асосида тузилади ва кўп ўлчовли моделнинг юқори тезликда ишлаш характеристикасини реляцион моделга хос бўлган катта маълумотлар тўпламларини сақлаш қобилиятини бирлаштиришга имкон беради. Тизимнинг асосий тамойили – маълумотлар реляцион структура асосида сақланади, бу катта ҳажмдаги маълумотларни сақлашга ва сўровларни бажариш тезлигини оширишга имкон яратади.

Маълумотларни таҳлил қилиш жараёни аналитик воситалар ёрдамида амалга ошириш усулига асосланган. Автоматлаштирилган мониторинг тизими воситалари интеллектуал таҳлил усуллари, статистик усуллар ва моделлар мажмуидан иборат бўлиб, улар:

- маълумотларни қидириш;
- ер ости сувларининг ифлосланиш даражасини баҳолаш ва прогнозлаш;
- норматив ҳисоботларни шакллантириш масалаларини амалга ошириш вазифаларини бажаради.

Оператив маълумотлар оператив таҳлил воситалари ёрдамида амалга оширилади. Аналитик дастурларнинг ишлашини таъминлаш учун барча маълумотлар автоматлаштирилган мониторинг тизимларида йиғилади ва кўп ўлчовли маълумотлар базасига юкланади. Айни вақтда бу оператив таҳлил воситалари энг самарали ҳисобланади. Оператив таҳлил маълумотлар манбаларидан статистик ва жамланган маълумотларга кириш имконини беради. Оператив таҳлил технологиялари бошқарув қарорларини қабул қилиш учун уларни тезкор қайта ишлаш мақсадида оператив маълумотлар базаси асосида кўп ўлчовли маълумотлар базаларини қуриш имкониятини яратади.

Оператив маълумотлар таҳлили онлайн мониторинг маълумотларини қайта ишлаш технологияси, қарор қабул қилиш жараёнларини қўллаб-қувватлаш учун кўп ўлчовли маълумотларни тўплаш, сақлаш, таҳлил қилиш усуллари ва воситаларидан фойдаланади. Ер ости сувлари мониторингида автоматлаштирилган мониторинг тизимининг маълумотлар базаси катта ҳажмдаги маълумотларни ўз ичига олади. Бу ер ости сувлари тизимининг мураккаблиги, узоқ муддатли кузатишлар натижасида жуда кўп миқдордаги маълумотларнинг тўпланиши билан боғлиқ. Умуман олганда, ишлаб чиқилган автоматлаштирилган мониторинг тизими жараённи номаълум қийматларни прогноз қилиш учун ер ости сувлари тизимида аниқланган қонуниятлардан фойдаланишдан иборат.

Хулоса қилиб шуни айтиш мумкинки, автоматлаштирилган мониторинг тизимини ва маълумотлар базасини ишлаб чиқиш натижасида ер ости сувларининг ифлосланиш шароитларини ўрганиш, геологик тузилмаларда ифлослантирувчи моддалар ҳаракатини ўрганиш, самарали мониторинг тизимини яратган ҳолда республикамиз аҳолисини сифатли ичимлик суви билан таъминлаш мақсадида мониторинг олиб бориш бўйича илмий-амалий таклиф ва тавсиялар бериш мумкин. Бу ўз навбатида гидрогеологик тадқиқотларни бажаришда гидродинамик, гидрокимёвий кўрсатгичларни баҳолаш ва ер ости сувларининг мониторинг тизимини олиб борилишига имкон яратади.

АДАБИЁТЛАР

1. *Хушвактов С.Х., Мардиев Ў.Б., Анорбоев Э.А., Маъмиров Ф.А.* Замонавий ахборот-коммуникация ва геоахборот технологиялари асосида ер ости сувлари мониторингини ишлаб чиқариш // Геология ва минерал ресурслар. - 2020. - № 5. - С. 73-78.

2. *Мардиев Ў.Б.* Ер ости сувлари мониторингида геоахборот технологияларини қўллашнинг илмий асослари // Рақамли технологиялар: соҳаларда амалий жорий этишнинг ечимлари ва муаммолари // Муҳаммад ал-Хоразмий номидаги ТАТУ - 28-29.04.2021. - С. 189-190.

3. *Бельдеубаева Ж.Т., Рахметуллина С.Ж.* Разработка информационно-аналитической системы мониторинга состояния подземных вод // Вестник ВКГТУ. - 2016. - № 3. - С. 148-156.

4. *Алексеева Т.В., Лужецкий М.Г., Курганова Е.В.* Информационно-аналитические системы: Учеб. пособие. - М.: Московская промышленно-финансовая академия, 2005. - 61 с.

Мақолани редколлегия аъзоси г.-м. ф. доктори А.А.Мавлонов тавсия қилган.

© И.К.Аимбетов, Р.Т.Бекимбетов, 2022

И.К.Аимбетов, Р.Т.Бекимбетов

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ЗАСОЛЕНИЯ ГРУНТОВ г. НУКУСА С ПРИМЕНЕНИЕМ ГИС-ТЕХНОЛОГИЙ



Аимбетов Иззет Каллыевич – заведующий лабораторией Каракалпакского научно-исследовательского института естественных наук Каракалпакского отделения АН РУз, докт. техн. наук.
E-mail: izzet_chf.mail.ru



Бекимбетов Руслан Турсынбаевич – базовый докторант Каракалпакского научно-исследовательского института естественных наук Каракалпакского отделения АН РУз.

Город Нукус расположен в южной части Каракалпакстана (Узбекистан), на правом берегу Амударьи, в 800 км к северо-западу от Ташкента (1255 км по дороге).

Южная и восточная части города окружены пустыней Кызылкум. Северная часть граничит с дельтой Амударьи. Через город проходят магистральный канал Дослык (Кызкеткен) и канал Анасай (Каттагар) Площадь территории города 222 км^2, население 317,3 тыс.

Экологическая особенность г. Нукуса – засоленность почвогрунтов. Результаты исследований показывают, что происходит рост засоленности почвогрунтов. Это приводит к изменению инженерно-геологических условий города, т. е. изменяются физико-механические показатели грунтов и повышается рост агрессивности грунтов и подземных вод на подземные бетонные части зданий и сооружений. Результаты обследований свидетельствуют о том, что повышение уровня грунтовых вод и их агрессивности привели к разрушению ряда зданий г. Нукуса [1, 2].

Характер разрушения здания, расположенного в центре города представлен на рис. 1.

Грунты территории г. Нукуса представлены мелкозернистыми и пылеватыми (преобладают пылеватые) песками светло-серого цвета с прослойками мелкозема общей мощностью до 0,4 м, легкими пылеватыми супесями, суглинками светло-серого и желтовато-серого цвета, прослойками песков, а также глинами зеленовато-серого, темно-серого и охристого цветов мощностью до 0,3 м. В таблице представлены физические свойства грунтов г. Нукуса, которые получены в результате систематизации исследований Нукусского филиала ГУП «UzGASHKLITI» и других изыскательских организаций.

Анализ литературы показывает, что засоленность грунтов изменяет их механические показатели и приводит к разрушению строительных материалов [3-17].

Смягчение негативного влияния солей на здания и сооружения Нукуса является одной из злободневных задач, решение которой позволит увеличить долговечность строительных объектов. Для эффективного проектирования городской дренажной системы и защиты зданий, сооружений необходимо иметь информацию о характере и закономерностях засоления почвогрунтов территории города.

Цель работы – составление серии карт-схем засоления почвогрунтов г. Нукуса с при-



Рис. 1. Характер разрушения здания по ул. А.Шамуратовой в г. Нукусе (2018 г.).

Минимальные и максимальные значения физических свойств грунтов г. Нукуса

Грунт	Природная влажность, %	Плотность, г/см^3	Плотность частиц, г/см^3	Коэффициент пористости	Число пластичности
Песок	11,2-38	1,42-1,85	2,64-2,69	0,62-1,08	-
Супесь	7,3-33,4	1,42-1,96	2,65-2,73	0,73-1,23	0,7-6,2
Суглинок	5,1-33,3	1,44-1,96	2,65-2,74	0,72-1,24	15,1-16,0
Глина	23,1-30,7	1,68-1,83	2,70-2,74	0,76-1,25	17,2-17,7

менением ГИС-технологий, которые необходимы для развития коллекторно-дренажной системы и проектирования зданий и сооружений города.

Материалы и методы. Результаты исследований показывают, что в Нукусе происходит рост уровня подземных вод (рис. 2). Это связано, прежде всего, с орошением территории и фильтрацией воды из оросительной системы, магистральных каналов, протекающих через город, а также недостаточностью дренажной системы города.

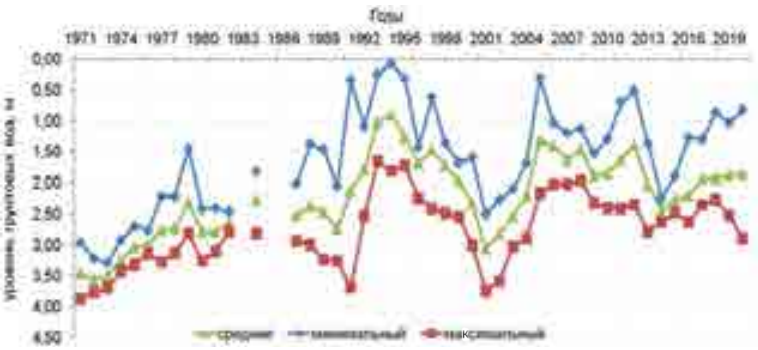


Рис. 2. Изменение уровня подземных вод г. Нукуса.

Анализ архивных материалов местных изыскательских организаций показал, что в 1970 г. при уровне подземных вод 2-5 м минерализация подземных вод составляла 1,7 г/л. В 1986 г. уровень грунтовых вод поднялся до 0,3-2 м, а минерализация в среднем достигла 18 г/л, в некоторых случаях до 32 г/л [2], что свидетельствует об увеличении агрессивности подземных вод, при этом г. Нукус недостаточно обеспечен дренажной системой.

Для предотвращения агрессивного воздействия солей на здания и сооружения необходимо оценить закономерность засоления грунтов г. Нукуса. Для оценки экологической ситуации по засоленности территории использованы данные существующих заключений инженерно-геологических изыскательских организаций. Для оценки закономерностей распространения солей на оцифрованную карту в масштабе 1:50 000 нанесены географические координаты точек, где были определены засоленность грунтов до уровня подземных вод. Карты составлены с использованием компьютерной программы ArcGIS. При составлении карт были обработаны результаты определений засоленности грунтов 113 выработок, залегающих до уровня подземных вод. Площадь исследований 153,6 км^2. При составлении карт в качестве основы использована карта в масштабе 1:50 000.

Результаты и обсуждение. На карте-схеме засоления почвогрунтов представлен характер засоления (рис. 3). Так, видно, что грунты по типам засоления в основном относятся к хлоридно-сульфатному типу, к агрессивному типу засоления по действию к бетонам.

На рис. 4 – карта засоления грунтов, описывающая количественный характер засоления территории г. Нукуса. Так, засоленность грунтов города составляет 42560 мг/кг. При этом наблюдается, что, по сравнению с засоленностью правого берега канала Дослык, грунты левого берега засолены более чем в 3-10 раза. Это связано с тем, что на этой территории отсутствует коллекторно-дренажная сеть и протекают два канала, которые способствуют под-

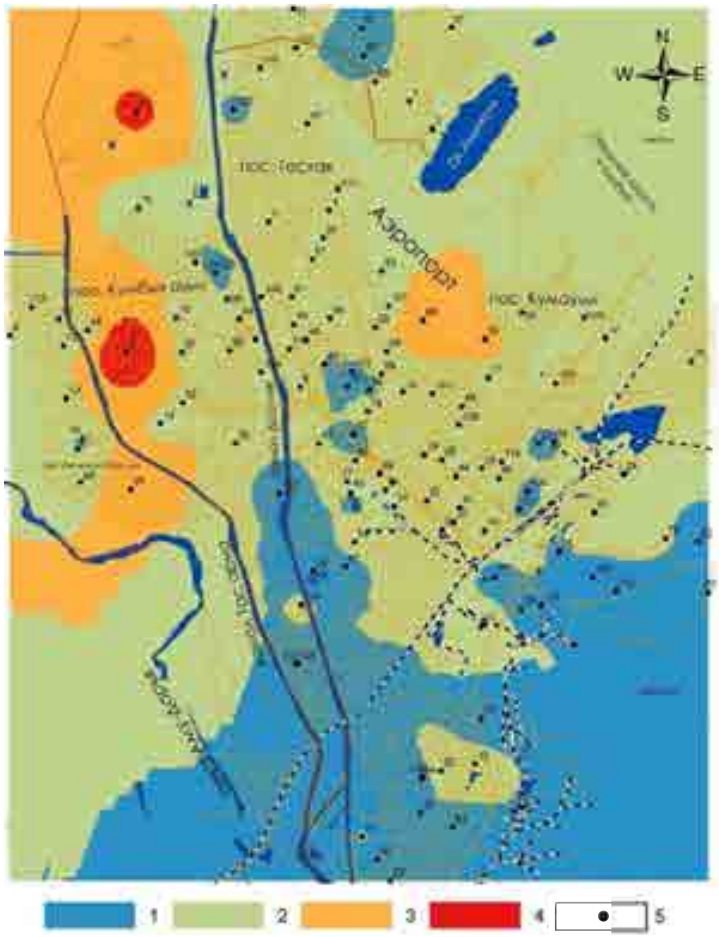


Рис. 3. Карта-схема засоления почвогрунтов г. Нукуса (до уровня подземных вод) по типам засоления (соотношению ионов Cl/SO_4). *1* – 0,04-0,2 (сульфатный); *2* – 0,2-1 (хлоридно-сульфатный); *3* – 1-2 (сульфатно-хлоридный); *4* – 2-4,781 (хлоридный); 5 – скважина.

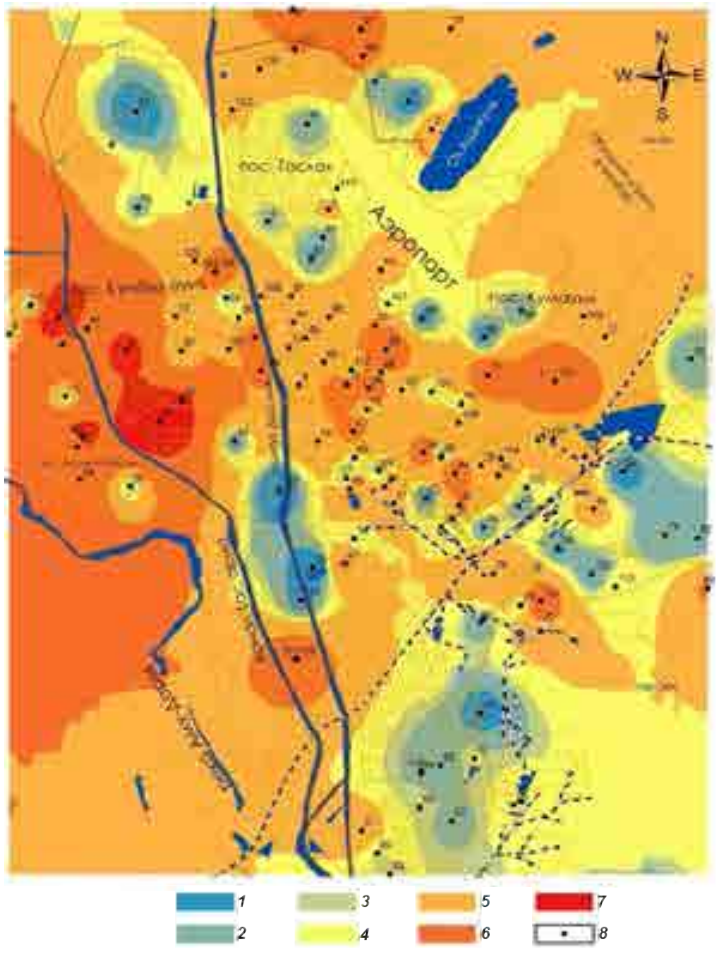


Рис. 4. Карта-схема засоления почвогрунтов г. Нукуса (до уровня подземных вод), %: *1* – 0-0,28; *2* – 0,283-0,37; *3* – 0,377-0,40; *4* – 0,408-0,50; *5* – 0,501-0,78; *6* – 0,785-1,64; *7* – 1,646-4,256; *8* – скважина.

нятию уровня подземных вод, в результате чего происходит дополнительное засоление грунтов.

Данные карты можно использовать при проектировании городской дренажной системы, зданий и сооружений в условиях г. Нукуса. Это позволит повысить долговечность существующих зданий и сооружений и более надежно проектировать новостройки.

ВЫВОДЫ

1. В г. Нукусе из-за роста уровня подземных вод произошло увеличение уровня засоленности почв. Засоленность грунтов и подземных вод имеет, в основном, хлоридный и сульфатный характеры.

2. Наибольшая засоленность наблюдается между каналами Анасай и Дослык, где отсутствует городская дренажная система.

3. Для улучшения экологической ситуации г. Нукуса необходимо провести научно-исследовательские работы, нацеленные на проектирование новой инновационной дренажной системы.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Аимбетов И.К.* Инженерно-геологические основы строительства зданий и сооружений на засоленных грунтах Каракалпакстана. - Нукус: Илим, 2020. - 287 с.

2. *Аимбетов И.К., Сейтниязов Ш.* Исследование причин аварий г. Нукуса // Основания, фундаменты и механика грунтов. - 1994. - № 1. - С. 22-24.

3. *Мавлянов Г.А., Хасанова Х.А.* Инженерно-геологические свойства лессовых пород Узбекистана. - Т.: Фан, 1974. - 170 с.

4. *Петрухин В.П.* Строительство сооружений на засоленных грунтах. - М.: Стройиздат, 1986. - 264 с.

5. *Agudo E., Mees F., Jacobs P., Rodriguez-Navarro C.* The role of saline solution properties on porous limestone salt weathering by magnesium and sodium sulphates // Environmental geology. - 2007. - № 52. - P. 269-281.

6. *Angeli M., Bigas J.P., Benavente D., Menéndez B., Hébert R., David C.* Salt crystallization in pores: quantification and estimation of damage // Environmental geology. - 2007. - № 52. - P. 205-213.

7. *Benavente D., Cueto N., Martínez-Martínez J., Del Cura M.G., Cañaveras J.* The influence of petrophysical properties on the salt weathering of porous building rocks // Environmental geology. - 2007. - № 52. - P. 215-224.

8. Benavente D., Garcia del Cura M.A., Garcia-Guinea J., Sanchez-Morald S., Ordonez S. Role of pore structure in salt crystallization in unsaturated porous stone // Journal Crystal Growth. - 2004. - № 260 (3-4). - P. 532-544.

9. *Berest P., Brouard B.* Safety of salt caverns used for underground storage blow out; mechanical instability; seepage; cavern abandonment // Oil Gas Science Technology. - 2003. - № 58 (3). - P. 361-384.

10. *Cosenza P.H., Ghoreychi M., Bazargan-Sabet B., de Marsily G.* In situ rock salt permeability measurement for long term safety assessment of storage // International Journal Rock Mechanics and mineral Scienses. - 1999. - № 36 (4). - P. 509-526.

11. *Hou Z., Wu W.* Improvement of design of storage cavity in rock salt by using the Hou/Lux constitutive model with consideration of creep rupture criterion and damage // Chinese Journal Geotechnical Engineering. - 2003. - № 25 (1). - P. 105-108.

12. *Li Y.P., Yang C.H., Qian Q.H., Wei D.H., Qu D.A.* Experimental research on deformation and failure characteristics of laminated salt rock // In Proceedings of the 6th conference on the mechanical behavior of salt «SALTMECH6 – the mechanical behavior of salt-understanding of THMC processes in salt». - Hannover. - 2007. - P. 69-74.

13. *Liang W.G., Yang C.H., Zhao Y.S., Dusseault M.B., Liu J.* Experimental investigation of mechanical properties of bedded salt rock // International Journal Rock Mechanics. Mineral Science. - 2007. - № 44 (3). - P. 400-411.

14. *Lux K.H., Hou Z., Duesterlohn U.* Some new aspects about the mechanical behavior of salt cavities and about the geotechnical proof of safety // Erdoel Erdgas Kohle. Part 1: Theories analysis. - German. - 1999. - № 115 (3). - P. 122-127.

15. *Naeiny S.A., Jahanger M.A., Monshi A.* Mechanisms Controlling the Undrained Strength Behavior of Landfill Liner Clay // Proceeding of the 5th International Symposium on deformation characterics of geomaterials is Seoul. - Seul. - 2011. - Vol. 1. - P. 500-505.

16. *Schulze T., Popp H.K.* Development of damage and permeability in deforming rock salt // Engineering Geology. - 2001. - № 61 (2/3). - P. 163-180.

17. *Ломтадзе В.Д.* Инженерная геология. Инженерная петрология. - Л.: Недра, 1985. - 511 с.

Статья представлена членом редколлегии канд. физ.-мат. наук Б.С.Нуртаевым.

Турамуратов И.Б., Ежков Ю.Б., Бекчанов Ж.И. ДУНЕ ЛИТИЙ БОЗОРИ. ЎЗБЕКИСТОНДА ЛИТИЙ РЕСУРСЛАРИНИ БАШОРАТЛИ БАҲОЛАШ ВА ЯҚИН КЕЛАЖАКДАГИ ГЕОЛОГИК-ҚИДИРУВ ИШЛАРИНИНГ АСОСИЙ ЙЎНАЛИШЛАРИ

Мақолада энг машҳур металлардан бири – литий муҳокама қилинади, унинг ўта муҳим техник хусусиятлари уни замонамизнинг энг истиқболли металларидан бирига айлантирди. Литий электрон ускуналар учун литий-ионли батареялар, электромобиллар учун батареялар ва бошқа кўплаб юқори технологик махсулотлар ишлаб чиқариш учун ишлатилади. Мақолада литий хом ашё бозори таҳлили берилган, Ўзбекистонда ва дунёда литий конлари ва маъданлари пайдо бўлиши тўғрисидаги маълумотларни ҳисобга олган ҳолда литий конларининг жойлашувининг геологик шароитлари ва уларнинг янгиланган генетик таснифи берилган, литий ресурсларининг башоратланган баҳоси ва кейинги тадқиқот йўналишлари бўйича тавсиялар берилган.

Турамуратов И.Б., Ежков Ю.Б., Бекчанов Ж.И. РЫНОК ЛИТИЯ В МИРЕ. ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА РЕСУРСОВ ЛИТИЯ В УЗБЕКИСТАНЕ И ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ГЕОЛОГО-РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ НА БЛИЖАЙШУЮ ПЕРСПЕКТИВУ

Рассматривается один из востребованных металлов – литий, исключительно важные технические свойства которого вывели его в ряд одного из самых перспективных металлов современности. Литий используют для производства литий-ионных батарей для электронной аппаратуры, аккумуляторов для электромобилей и во многих других высокотехнологичных сферах. Дан анализ рынка литиевого сырья, приведены геологические условия размещения месторождений лития и приведена их актуализированная генетическая классификация с учетом информации по месторождениям и рудопроявлениям лития в Узбекистане и мире, дана прогнозная оценка ресурсов лития и рекомендации по дальнейшим направлениям исследований.

Turamuratov I.B., Ezhkov Yu.B., Bekchanov Zh.I. MARKET OF LITHIUM IN THE WORLD. FORECAST EVALUATION OF LITHIUM RESOURCES IN UZBEKISTAN AND THE MAIN DIRECTIONS OF GEOLOGICAL EXPLORATION IN THE NEAR PERSPECTIVE

Lithium, one of the most demanded metals, is considered, the exceptionally important technical properties of which have brought it into the ranks of one of the most promising metals of our time. Lithium is used in the production of lithium-ion batteries for electronic equipment, batteries for electric vehicles and in many other high-tech industries The analysis of the lithium raw materials market, the geological conditions for the placement of lithium deposits and their updated genetic classification, taking into account information on lithium deposits and ore occurrences in Uzbekistan and the world, a forecast assessment of lithium resources and recommendations for further research directions are presented.

Мусаев А.М., Джуманиязов Д.И. ҚЎЧБУЛОҚ МАЪДАН МАЙДОНИНИНГ ЖАНУБИ-ШАРҚИЙ ҚИСМИДАГИ МАЪДАН ТАРКИБИНИНГ ПЕТРОГРАФИК ИСТИҚБОЛЛАРИ (Шарқий Ўзбекистон)

Мақолада Шарқий Ўзбекистондаги Қўчбулоқ маъдан майдонининг жануби-шарқий қисмидаги маъдан таркибининг петрографик истиқболлари кўрилган. Березитланиш, кварц-серицитли метасоматоз ва пропилитлашиш жараёнлари тавсифланган.

Мусаев А.М., Джуманиязов Д.И. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ПЕРСПЕКТИВЫ РУДОНОСНОСТИ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КОЧБУЛАКСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (Восточный Узбекистан)

Рассматриваются петрографические перспективы рудоносности юго-восточной части Кочбулакского рудного поля. Охарактеризованы явления березитизации, кварц-серицитового метасоматоза и пропилитизации.

Musaev A.M., Djumaniyazov D.I. PETROGRAPHIC PROSPECTS OF ORE POTENTIAL IN THE SOUTH-EASTERN PART OF THE KOCHBULAK ORE FIELD (Eastern Uzbekistan)

The petrographic prospects for the ore potential of the southeastern part of the Kochbulak ore field are considered. The phenomena of beresitization, quartz-sericite metasomatism and propilitization are characterized.

Косбергенов К.М., Ганиев С.С. ҚОРАТОВ ИНТРУЗИВИ СПЕССАРТИТЛАРИ (Жанубий Нурота)

Мақолада Қоратов интрузиви гранитоидларидаги спессартит дайкаларининг геологик-петрографик, петрогеокимёвий маълумотлари келтирилган. Ўртасой ҳавзасида топилган спессартит дайкалари шимолий-шарқ йўналишидаги кичик дайкали камар ҳосил қилади. Дайкаларнинг тузилиши бир хил эмас, закал зоналарда трахитоидсимон лампрофирли бўлса, марказий қисмларида роговая обманка ва плагиоклаз холдор доналари билан донадор тузилишга эга. Спессартитлар барий, молибден, вольфрам, гафний, цинк, қалай, кумуш, қўрғошин, маргимуш, селен ва висмутга геокимёвий ихтисослашуви ҳақида хулоса қилинган.

Косбергенов К.М., Ганиев С.С. СПЕССАРТИТЫ КАРАТАУСКОГО ИНТРУЗИВА (Южный Нуратау)

Приведены геолого-петрографические, петрогеохимические данные даек спессартитов в гранитоидах Каратауского интрузива. Дайки спессартитов, обнаруженные в басс. р. Уртасай, образуют небольшой дайковый пояс северо-восточного направления. Структура пород неоднородная, в зонах закалки лампрофировая в сочетании с трахитоидной, а в центральной – более зернистая с порфировыми выделениями роговой обманки и плагиоклаза. Сделан вывод о геохимической специализации спессартитов на барий, молибден, вольфрам, гафний, цинк, олово, серебро, свинец, мышьяк, селен и висмут.

Kosbergenov K.M., Ganiev S.S. SPESSARTITES OF THE KARATAU INTRUSIVE (Southern Nuratau)

The article presents geological, petrographic, petrogeochemical data of spessartite dykes in granitoids of the Karatau intrusion. Spessartite dikes found in the Urtasay river basin form a small northeastern dyke belt. The structure of which is heterogeneous, in the hardened zones it is lamprophyric in combination with trachytoid, and in the central, more granular with porphyry segregation of hornblende and plagioclase. A conclusion is made about the geochemical specialization of spessartites for barium, molybdenum, tungsten, hafnium, zinc, tin, silver, lead, arsenic, selenium and bismuth.

Норматов У.А., Мамарозиков У.Д. ОЛТИНТОВ МАЪДАН МАЙДОНИНИНГ КОМПЛЕКС НОЁБМЕТАЛЛИ МАЪДАНЛАШУВЛИ ПЕГМАТИТЛАРИ (Марказий Қизилқум)

Олтинтов майдонидаги танталониобатли, қалайили ва ноёб ишқорий металли комплекс ихтисослашувга эга берилли пегматититлар ички тузилишига кўра юқори даражада дифференциаллашган микроклин-альбитли турига мансуб. Уларни ички тузилишида қамраб турган жинслардан томирларнинг ўрта қисмига томон аста-секин алмашинувчи учта зоналар ажратилган: 1) кварц-альбит-мусковитли (грейзенлашган); 2) ўртача-кристалли кварц-микроклин-альбитли ва 3) йирик донали (блокли) кварц-микроклин-альбитли. Танталониобат-ноёб ишқорий металли ва фақат ноёб ишқорий металли микроклин-альбитли пегматит томирларитекстуравий-структуравий,минералогикхусусиятларигакўранисбатаняхшидифференциаллашган турга мансуб бўлиб, улар альбитлашган ва грейзенлашган. Бу турга мансуб пегматит томирларида шартли равишда учта текстуравий-парагенетик зоналар мавжуд: 1) нотекис донадор; 2) йирик донали (блокли); 3) мономинералли – микроклинли.

Олтинтов маъдан майдонида танталониобатли, қалайли ва нодир ишқорий металларга иқтисослашган берилли йирик пегматитларнинг, шунингдек танталониобатли ва нодир ишқорий металли пегматит томирларининг ривожланганлиги уни юқоридаги металлар комплекс маъданларига истиқболли объект эканлигидан далолат беради.

Норматов У.А., Мамарозиков У.Д. ПЕГМАТИТЫ С КОМПЛЕКСНЫМ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫМ ОРУДЕНЕНИЕМ АЛТЫНТАУСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (Центральные Кызылкумы)

По внутреннему строению бериллиевые пегматиты с комплексной танталониобатовой, оловянной и редкощелочнометалльной специализацией Алтынтауского поля являются микроклин-альбитовыми, характеризующимися высокой степенью дифференциации. Во внутреннем строении жил выделены три зоны со стороны вмещающих пород к центру жилы: 1) кварц-альбит-мусковитовой (грейзенизированной) породы; 2) средне-кристаллического кварц-микроклин-альбитового пегматита и 3) блокового кварц-микроклин-альбитового пегматита, развитого в центральной части жилы. Танталониобат-редкощелочнометалльные и существенно редкощелочнометалльные микроклин-альбитовые пегматитовые жилы по текстурно-структурным, минералогическим особенностям – относительно хорошо дифференцированные жилы, в которых проявлены процессы альбитизации и грейзенизации. В жилах этого типа три первичные текстурно-парагенетические зоны: 1) неравномернозернистая; 2) блоковая; 3) мономинеральная микроклиновая.

Развитие бериллиевых пегматитов с комплексной танталониобатовой, оловянной и редкощелочнометалльной специализацией, а также танталониобиевых и редкощелочнометалльных пегматитовых жил в Алтынтауском рудном поле свидетельствует о его принадлежности к значимым объектам комплексных руд этих металлов.

Normatov U.A., Mamarozikov U.D. PEGMATITES WITH COMPLEX RARE METAL MINERALIZATION OF ALTYNTAU ORE FIELD (Central Kyzylkum)

According to the internal structure, beryllium pegmatites with a complex tantaloniobate, tin and rare alkali metal specialization of the Altyntau field are microcline-albite, characterized by a high degree of differentiation. In the internal structure of the veins, three zones are identified from the side of the host rocks to the center of the vein: 1) quartz-albite-muscovite (greisenized) rock; 2) medium-crystalline quartz-microcline-albite pegmatite and 3) blocky quartz-microcline-albite pegmatite developed in the central part of the vein. Tantaloniobate-rare-alkali metal and essentially rare-alkali metal microcline-albite pegmatite veins are relatively well differentiated veins in terms of textural-structural, mineralogical features, in which albitization and greisenization processes are

manifested. The veins of this type have three primary textural-paragenetic zones: 1) uneven-grained; 2) block; 3) monomineral microcline.

The development of beryllium pegmatites with complex tantaloniobate, tin and rare-alkali metal specialization, as well as tantaloniobium and rare-alkali metal pegmatite veins in the Altyntau ore field indicates that it belongs to significant objects of complex ores of these metals.

Султонов П.С., Шафайзиев Х.Х. АНГРЕН КАОЛИНЛАРИНИНГ ЛИТОЛОГИК-ФАЦИАЛ ҲУСУСИЯТЛАРИ

Мақолада чўкинди фойдали қазилма конларини қидириш ва башоратлашнинг мажмуавий услубиёти, унинг мазмун-моҳияти ҳамда тамойиллари ёритилган. Ангрен каолин кони ушбу тамойиллар асосида таҳлил қилинган. Умуман чўкинди фойдали қазилма конларини, шу жумладан каолин конларини башоратлашда уларнинг генетик-формацион хусусиятларини, формацияларни ташкил этувчи жинсларнинг ҳосил бўлишидаги ритмийликни, каолин ҳосил бўлиш вақтидаги динамик-палеогеографик шароитларни ва уларнинг кейинги эпигенетик ўзгаришларга учраганлигини ҳисобга олиш муҳим аҳамиятга эга деган ҳулосага келинган.

Султонов П.С., Шафайзиев Х.Х. ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ АНГРЕНСКИХ КАОЛИНОВ

Описана комплексная методика поисков и прогноза осадочных полезных ископаемых, ее содержание и принципы. Проведен анализ Ангренского месторождения каолина. Сделан вывод о том, что при прогнозировании осадочных полезных ископаемых, в т. ч. каолиновых месторождений, важно учитывать их генетико-формационные особенности, ритмичность пород, слагающих формации, динамико-палеогеографические условия в момент образования каолинов и их последующие эпигенетические изменения.

Sultonov P.S., Shafaiziev X.X. LITHOLOGICAL AND FACIAL FEATURES OF THE ANGREN KAOLINS

A comprehensive methodology for prospecting and forecasting sedimentary minerals, its content and principles are described. An analysis of the Angren kaolin deposit was carried out. It is concluded that when predicting sedimentary minerals, including kaolin deposits, it is important to take into account their genetic and formational features, the rhythm of the rocks that make up the formations, the dynamic and paleogeographic conditions at the time of kaolin formation and their subsequent epigenetic changes.

Абдуллабеков К.Н., Юсупов В.Р. ЎЗБЕКИСТОН ГЕОДИНАМИК ПОЛИГОНЛАРИДА ЗИЛЗИЛАЛАРНИНГ УЗОҚ МУДДАТЛИ, ЎРТА МУДДАТЛИ ВА ҚИСҚА МУДДАТЛИ МАГНИТ ДАРАКЧИЛАРИНИ ЎРГАНИШ НАТИЖАЛАРИ

Мақолада Ўзбекистон геодинамик полигонларида ва дунё магнит расадхоналарида стационар, қайта маршрут ва майдон съемкалари ёрдамида зилзилаларнинг узоқ муддатли, ўрта муддатли ва қисқа муддатли магнит даракчиларининг кўп йиллик тадқиқот натижаларини тизимлаш ва умумлаштириш натижалари келтирилган. Узоқ муддатли, ўрта муддатли ва қисқа муддатли магнит даракчиларининг макон-замонда ва жойларнинг геологик-тектоник тузилишига қараб намоён бўлиш хусусиятлари ёритилган.

Абдуллабеков К.Н., Юсупов В.Р. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ДОЛГОСРОЧНЫХ, СРЕДНЕСРОЧНЫХ И КРАТКОСРОЧНЫХ МАГНИТНЫХ ПРЕДВЕСТНИКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПОЛИГОНАХ УЗБЕКИСТАНА

Систематизированы и обобщены многолетние данные комплексных магнитометрических исследований на геодинамических полигонах Узбекистана методами стационарных, повторных маршрутных и площадных съемок, векового хода геомагнитного поля по данным мировой сети магнитных обсерваторий. Исследованы пространственно-временные особенности проявления долгосрочных, среднесрочных и краткосрочных предвестников в зависимости от магнитуды землетрясений и геолого-тектонических условий регионов.

Abdullabekov K.N., Yusupov V.R. RESULTS OF THE STUDY OF LONG-TERM, MEDIUM-TERM AND SHORT-TERM MAGNETIC EARTHQUAKE PRECURSORS IN GEODYNAMIC POLYGONS OF UZBEKISTAN

The article systematizes and summarizes the long-term data of complex magnetometric studies at geodynamic polygons of Uzbekistan by methods of stationary, repeated route and area surveys, the age-old course of the geomagnetic field according to the world network of magnetic observatories. The spatial and temporal features of the manifestation of long-term, medium-term and short-term precursors depending on the magnitude of earthquakes and geological and tectonic conditions of the regions are investigated.

Максудов С.Х. ҲОЗИРГИ ВАҚТДАГИ ГЕОМАГНИТ МАЙДОНЛАРИНИНГ НОМЕЪЁРИЙ ЎЗГАРИШЛАРИ ВА ГЕОЛОГИК ЎТМИШДАГИ АСРИЙ ЎЗГАРИШЛАР

Палео-, археомагнит маълумотлар ва замонавий ўлчовлар натижалари асосида геомагнит майдондаги номеъёрий ўзгаришларни ўрганиш натижалари келтирилган. Тадқиқот мавзуси фанерозой ва ҳозирги

даврда содир бўлган номеъёрий ўзгаришлардир. Улар Антарктикада, Тинч океанида, платформа ҳудудларда (Европа, Россия, Ғарбий Сибир), геосинклинал минтақаларда (Осиё, Япония, Шимолий ва Жанубий Америка) намоён бўлди, бу сайёралараро миқёсида содир бўлган ўзгаришларни кўрсатади. Ўтган 100 йил давомида геомагнит майдоннинг номеъёрий ўзгаришларини батафсил ўрганиш натижалари ушбу номеъёрликларнинг кенг спектрда, интенсивликда ва шаклда намоён бўлишини акс эттиради. Улар кучли зилзилалар, тектоника тайёрлаш жараёнлар билан боғлиқ эмас. Геомагнит майдоннинг батафсил, узоқ муддатли кузатув натижалари шуни кўрсатадики, улар турли шаклларда, муддатларда ва белгиларда маълум бир ҳудудда қайта-қайта намоён бўлиши мумкин. Узоқ муддатли номеъёрий ўзгаришлар даврида қисқа муддатли номеъёрий ўзгаришлар қайта бўлиши мумкин. Кўрсаткичлар (интенсивлиги, давомийлиги ва шакли) бўйича улар кучли (M ≥ 5) зилзилаларни тайёрланиш жараёнлари оқибатида келиб чиқадиган номеъёрий ўзгаришларнинг параметрлари билан мос келиши мумкин. Ушбу ҳодисанинг табиати ҳақидаги асосий қарашлар келтирилган.

Максудов С.Х. АНОМАЛЬНЫЕ ВАРИАЦИИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В НАСТОЯЩЕЕ ВРЕМЯ И ВЕКОВЫЕ ВАРИАЦИИ В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ПРОШЛОМ

Приводятся результаты исследований аномальных изменений геомагнитного поля по палео-, археомагнитным данным и современным измерениям. Предмет исследований – аномальные изменения на всем протяжении фанерозоя и в современности в Антарктике, акватории Тихого океана, на платформенных областях (европейская, русская, западно-сибирская), в геосинклинальных регионах (Азия, Япония, Северная, Южная Америка). Это указывает на общепланетарный масштаб проявления. Результаты детальных исследований аномальных вариаций геомагнитного поля за последние 100 лет отражают проявление этих аномалий в широком пространственно-временном спектре, интенсивности и форме. Они не связываются с процессами подготовки сильных землетрясений, тектоникой, могут проявляться неоднократно на определенной территории в различной форме, длительности и знаках. На длительные изменения геомагнитного поля могут накладываться более короткопериодные аномальные. По параметрам (интенсивность, продолжительность и форма) они сопоставимы с аналогичными параметрами аномальных вариаций, обусловленных процессами подготовки сильных (M ≥ 5) землетрясений. Приводятся основные версии о возможной природе этого явления.

Maksudov S.Kh. ANOMALOUS VARIATIONS OF THE GEOMAGNETIC FIELD AT THE PRESENT TIME AND SECULAR VARIATIONS IN THE GEOLOGICAL PAST

The results of the study of anomalous changes in the geomagnetic field based on paleomagnetic, archeomagnetic data and modern measurements are presented. The subject of research is the anomalous changes that took place throughout the Phanerozoic and in the present. They have manifested in Antarctica, the Pacific Ocean, in platform areas (European, Russian, West Siberian), in geosynclinal regions (Asia, Japan, North and South America). This indicates a planetary scale of manifestation. The results of detailed studies of anomalous variations in the geomagnetic field over the past 100 years show the manifestation of these anomalies in a wide spatio-temporal spectrum, intensity and shape. They are not associated with the preparation of strong earthquakes, tectonics. As the results of detailed long-term measurements of the geomagnetic field show, they can appear repeatedly in a certain area in various forms, durations, and signs. Long-term changes can be superimposed on shorter-period anomalous changes in the geomagnetic field. In terms of parameters - intensity, duration, and shape, they are comparable with similar parameters of anomalous variations caused by the preparation of strong (M ≥ 5) earthquakes. The main versions of the possible nature of this phenomenon are presented.

Шерфединов Л.З., Курбанов Ж., Усманов Б.К. СИРДАРЁ ЮҚОРИ ОҚИМИ СУВЛАРИНИНГ ЎЗГАРИШИ

Ушбу мақолада Сирдарё дарёси оқими тузилиши ўзгаришини 1936-1937-1992-1993 гидрогеологик йиллар кесимида таҳлил қилинган. Дарё оқими ўзгаришининг асосий хусусиятларидан бири ирригацион-грунт сувларининг хажмини ошиб бориши ва юқори оқимнинг қуйи кесимида уларнинг минераллашувини икки баробарга ошишидадир.

Шерфединов Л.З., Курбанов Ж., Усманов Б.К. ПРЕОБРАЗОВАНИЕ СТОКА ВЕРХНЕГО ТЕЧЕНИЯ СЫРДАРЬИ

В статье рассмотрен порядок трансформации структуры стока р. Сырдарьи за 1936-1937-1992-1993 гидрогеологические годы. Характерной особенностью преобразования стока реки представляется прирост ирригационно-грунтовых вод и более чем двухкратное повышение минерализации вод в замыкающем створе верхнего течения.

Sherfedinov L.Z., Kurbanov Zh., Usmanov B.K. TRANSFORMATION OF THE RUNOFF OF THE UPPER REACHES OF THE SYR DARYA

The article considers the order of transformation of the runoff structure of the river Syr Darya for 1936-1937-1992-1993 hydrogeological years. A characteristic feature of the transformation of the river runoff is

the increase in irrigation and groundwater and a more than twofold increase in water salinity in the outflow section of the upper reaches.

Хабибуллаев И.Х., Хушвактов С.Х., Мардиев Ў.Б. ЕР ОСТИ СУВЛАРИ МОНИТОРИНГИ АХБОРОТ ТИЗИМИНИ АХБОРОТ-КОММУНИКАЦИЯ ТЕХНОЛОГИЯЛАРИ АСОСИДА ТАКОМИЛЛАШТИРИШ МАСАЛАЛАРИ

Ер ости сувлари мониторинги уларнинг динамик ўзгаришларини ўз вақтида аниқлаш, баҳолаш, салбий оқибатларининг олдини олиш ва сифат ўзгаришлари бўйича кузатувлар тизимини ўз ичига олади. Ер ости сувларини мониторинг қилиш соҳасида геоахборот технологияларини қўллаш, улардан самарали фойдаланиш ва ер ости сувларининг ҳолати бўйича тезкор мониторинг олиб бориш технологияларини такомиллаштириш зарур. Ер ости сувларининг холатини автоматлаштирилган мониторинг тизимини такомиллаштириш, замонавий ахборот-коммуникация технологияларидан фойдаланиш муҳим ҳисобланади. Натижада ер ости сувларининг сатҳини, ҳароратини ва умумий минераллашув ҳолатларини кузатиш, маълумотларни тезкор таҳлил қилиш ва бошқарув қарорларини қабул қилиш учун яқиндан ёрдам беради.

Хабибуллаев И.Х., Хушвактов С.Х., Мардиев У.Б. ПРОБЛЕМЫ СОВЕРШЕНСТВОВАНИЯ ИНФОРМАЦИОННОЙ СИСТЕМЫ МОНИТОРИНГА ПОДЗЕМНЫХ ВОД НА БАЗЕ ИНФОРМАЦИОННО-КОММУНИКАЦИОННЫХ ТЕХНОЛОГИЙ

Мониторинг подземных вод включает систему своевременного выявления, оценку предотвращения неблагоприятных воздействий, наблюдение за качественными изменениями. В области мониторинга подземных вод необходимо совершенствовать использование геоинформационных технологий, систему автоматизированного мониторинга подземных вод, использование современных информационных и коммуникационных технологий. В результате мониторинг внимательно следит за уровнем грунтовых вод, температурой и общим состоянием минерализации, обеспечивает непосредственную помощь для быстрого анализа данных и принятия управленческих решений.

Khabibullaev I.Kh., Khushvaktov S.Kh., Mardiev O.B. PROBLEMS OF IMPROVEMENT OF GROUNDWATER MONITORING INFORMATION SYSTEM ON THE BASIS OF INFORMATION AND COMMUNICATION TECHNOLOGIES

Groundwater monitoring includes a system for timely detection, assessment of their dynamic changes, prevention of adverse impacts and changes in quality. It is necessary to improve the application of geoinformation technologies, their effective use and technologies for rapid monitoring of the state of groundwater. It is important to improve the system of automated groundwater monitoring, to use modern information and communication technologies. As a result, we observe a thorough monitoring of the level, temperature and total mineralization of groundwater, rapid data analysis and assistance in making management decisions.

Аимбетов И.К., Бекимбетов Р.Т. НУКУС ШАҲРИ ТУПРОҚ ШЎРЛАНИШИНИНГ ГИС-ТЕХНОЛОГИЯЛАР ЁРДАМИДА МУХАНДИС-ГЕОЛОГИК БАҲОЛАШ

Нукус шаҳридаги тупроқларнинг ер ости сувлари даражасигача шўрланишини муҳандис-геоэкологик тадқиқотлар натижалари, ер ости сувлари сатҳининг ўзгариши кузатувлари келтирилган. Сув сатҳининг кўтарилиши тупроқнинг қўшимча шўрланишига олиб келиши аниқланган. Бу муҳандис-геологик шароитларни ёмонлаштиради, бино ва иншоотларнинг чидамлилигини пасайтиради. Асосан хлорид-сулфатли турларга тегишли бўлган тупроқларнинг шўрланишининг харита-схемаси тузилган.

Аимбетов И.К., Бекимбетов Р.Т. ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ЗАСОЛЕНИЯ ГРУНТОВ г. НУКУСА С ПРИМЕНЕНИЕМ ГИС-ТЕХНОЛОГИЙ

Представлены результаты инженерно-геоэкологических исследований засоления грунтов г. Нукуса до уровня подземных вод, наблюдения за изменением уровня грунтовых вод. Установлено, что повышение уровня воды приводит к дополнительному засолению почв. Это ухудшает инженерно-геологические условия, снижает долговечность зданий и сооружений. Составлены карты-схемы засоления грунтов, которые в основном относятся к хлоридно-сульфатному типу.

Aimbetov I.K., Bekimbetov R.T. ENGINEERING AND GEOLOGICAL ASSESSMENT OF SOIL SALINING IN THE CITY OF NUKUS USING GIS TECHNOLOGIES

The results of engineering and geoecological studies of soil salinization in the city of Nukus to the level of groundwater, observations of changes in the level of groundwater are presented. It has been established that an increase in the water level leads to additional soil salinization. This worsens engineering and geological conditions, reduces the durability of buildings and structures. Maps-schemes of salinization of soils, which are mainly related to chlorine-sulfate types, have been compiled.