

Горно- геологический журнал

научно-технический и производственный журнал



2009. №3-4 (19-20)

ISBN 9965-431-42-7

Уважаемые читатели

Горно-геологического журнала!

Прошло семь лет, как издается “Горно-геологический журнал”. За период существования журнал завоевал широкий круг читателей и стал известен не только в Казахстане, но и в странах ближнего и дальнего зарубежья: России, Азербайджане, Узбекистане, Китае. Мы получили и продолжаем получать отзывы на журнал от видных ученых, опытных специалистов и инженеров. Приятно сознавать, что выпуск нашего журнала не оставил равнодушными читателей и они отметили: высокий научный уровень печатаемых статей и актуальность практических проблем; высокий уровень отраслевой геологии, поскольку в журнале публикуются статьи не только титулованных ученых страны и зарубежья, но и руководителей предприятий, опытных производственников и молодых инженеров и т. д.

Мы благодарны авторам публикаций, отзывов и предложений которые продолжают присылать нам, ведь помогая нам, вы передаете накопленный опыт и информацию в области геологии и горного дела другим.

В настоящее время тираж журнала составляет 500 экземпляров, периодичность - 4 номера в год, годовая цена подписки - 1600 тенге. Журнал распространяется через редакцию.

Для оформления подписки на “Горно-геологический журнал” необходимо перечислить на расчетный счет № 9467635 в Костанайском филиале АО “БТА Банк” БИК 192701305 КБе 17 необходимую сумму и прислать в адрес редакции копию платежного поручения с указанием почтового адреса и телефона.

Мы приглашаем к сотрудничеству всех заинтересованных лиц, если у Вас есть материалы или рекламная информация, которой Вы хотели бы поделиться на страницах нашего журнала, пишите нам, звоните или присылайте по электронной почте.

Выписывайте, читайте “Горно-геологический” журнал, и Вы узнаете много интересного и полезного, учитывая опыт, идеи и мысли, опубликованные в журнале, Вы сможете решить научно-технические и производственные вопросы.

Наш адрес: 110700 г. Житикара, Республика Казахстан, Костанайская область, 4 мкрн., д. 5а ТОО “Асбестовое ГРП”
Редакция Горно-геологического журнала
E-mail: nizamid@mail.ru, asbestgrp@mosk.ru.
Контактные телефоны: 8 (714 35) 2-22-72; 2-35-60. Факс 8 (714 35) 2-22-72.



Главный редактор

Н. Н. Джафаров, доктор геолого-минералогических наук, академик НИА РК и МИА

Зам. главного редактора

Ф. Н. Джафаров, кандидат геолого-минералогических наук

Ответственный секретарь

Т. М. Каскевич

Ученый секретарь

Е. В. Альперович-Ландо, академик МАИ

Редакционная коллегия:

А. Б. Бегалинов, доктор технических наук, профессор

О. Б. Бейсеев, доктор геолого-минералогических наук, профессор

С. Ж. Галиев, доктор технических наук, профессор

К. К. Жусупов, доктор технических наук, академик МАИ

Л. И. Кованова, кандидат технических наук

А. Р. Ниязов, доктор геолого-минералогических наук, профессор

Учредитель – ТОО «Асбестовое геолого-разведочное предприятие»

Журнал зарегистрирован Министерством культуры и информации РК 22.02.2007 г. Свидетельство о регистрации № 8109-Ж. Первичное свидетельство о постановке на учет № 3561-Ж от 04.02.2003 г.

Адрес редакции:

110700, г. Житикара, 4 мкр., 5 «А»

Тел./факс: 8(71435) 2-22-72

Е-mail: nizamid@mail.ru, asbestgrp@mosk.ru

Литературная обработка

Т. Е. Каткова

Дизайн

И. Я. Хафизов,

Т. И. Исакова

Компьютерная обработка

С. Ляшенко

Подписано в печать 02.12.2009.

Формат 84x108.1/8 Бум. офсетная.

Уч.-изд. л. 7,5. Тираж 500 экз.

Заказ №

ISBN 9965-431-42-7

© ТОО «Асбестовое геолого-разведочное предприятие», 2009

Отпечатано в ТОО «Принт-С», г. Алматы, ул. Ибрагимов, 1

ХАЛИФА-ЗАДЕ Ч. М., МУРСАЛОВ В. А.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ТЕКТОНИЧЕСКИХ ТИПАХ, ПАЛЕОМОРФОЛОГИИ, БАТИМЕТРИИ И КЛИМАТЕ ПЛИОЦЕНОВЫХ БАССЕЙНОВ ЮКВ

(Республика Азербайджан).....3

ВИНОГРАДОВА Е. А.

ФАНЕРОЗОЙСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА И БЕТПАК-ДАЛА-ШУ-ИЛИЙСКОГО РЕГИОНА (Республика Казахстан).....8

САЗОНОВ В. Н., ОГОРОДНИКОВ В. Н., ПОЛЕНОВ Ю. А.

ПИРИТ СОБСТВЕННО ЗОЛОТОРУДНЫХ И КВАРЦЕВО-ЖИЛЬНЫХ ХРУСТАЛЕНОСНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ: ЭВОЛЮЦИЯ ГАБИТУСА КРИСТАЛЛОВ И ЕЕ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ СТАДИЙ ГЕОЛОГО-РАЗВЕДОЧНЫХ, ЭКСПЛУАТАЦИОННЫХ РАБОТ И ПРОГНОЗИРОВАНИЯ (Российская Федерация)26

ЦЗЭН ЖУН, ЛЮ ШУВЭНЬ, ГАО ЮНБАО,

СЮЕ ЧУНЬЦИ, ЛИ ЮЧЖУ

ОТКРЫТИЕ СИСТЕМЫ РУДООБРАЗУЮЩЕГО ФЛОИДА СВЕРХДАВЛЕНИЯ ГИГАНТСКОГО СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦИНЬДИН И ЕГО ЗНАЧЕНИЕ (КНР).....40

БИЛЯЛОВ Б. Д., ИМАНБЕКОВА Н. К.

ПЕРСПЕКТИВЫ ПЕРЕРАБОТКИ УГЛЕЙ МАЙКНОБЕНСКОГО БАССЕЙНА В ЦЕЛЯХ ПОЛУЧЕНИЯ ЖИДКОГО ТОПЛИВА (Республика Казахстан).....47

ГУСЕЙН-ЗАДЕ О. ДЖ., ЭФЕНДИЕВА З. ДЖ.

О ВЕРОЯТНОСТИ РОЛИ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ В ОБРАЗОВАНИИ СКЛАДЧАТЫХ ФОРМ ПРИ ПОИСКАХ НЕФТЕГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (Республика Азербайджан).....52

ДЖАФАРОВ Н. Н., ДЖАФАРОВ Ф. Н.

ИЗУЧЕННОСТЬ ОСНОВНОЙ ЗАЛЕЖИ ДЖЕТЪГАРИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХРИЗОТИЛ-АСБЕСТА (Республика Казахстан)56

ХАЛИФА-ЗАДЕ Ч. М., АЛИЕВА И. Т., НУРАЛИЕВ И. И.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫХ ЗОНАХ СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЕ (Республика Азербайджан).....59

НЕКРАСОВ В. Г.

НОВОЕ НАПРАВЛЕНИЕ АСБЕСТОВОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ (Республика Казахстан).....68

ЮБИЛЕЙНЫЕ ДАТЫ

Евгению Вениаминовичу Альперовичу-Ландо – 75 лет.....73

Олжабаю Жумагалеевичу Исмаилову – 60 лет.....76



Editor

N. N. Jafarov, dr. of geological sciences, academician NEA RK and IEA

Co-editor

F. N. Jafarov, candidate of geological sciences

Secretary

T. M. Kaskevitch

Secretary of sciences

E. V. Alperovitch-Lando, academician IAI

Editorial board:

A. B. Begalinov, dr. of technical sciences, professor

O. B. Beiseyev, dr. of geological Sciences, professor

S. G. Caliev, dr. of technical sciences, professor

K. K. Zhusupov, dr. of technical sciences, academician IAIS

L. I. Kovanova, candidate of technical sciences

A. R. Niyazov, dr. of geological Sciences, professor

The magazine is registered in the Ministry of Culture, Information and Publik Consent of the Republik of Kazakhstan. Certificate of registration № 8109-Ж dated 22.02.2007

Address of editorial office:

5 «А» house, microdistrict 4
Zhitikara Kostanai Region, 110700
Republik of Kazakhstan
Tel./fax: 8(71435) 2-22-72
E-mail: nizamid@mail.ru,
asbestgrp@mosk.ru

Literature processing

T. E. Katkova

Design

I. Y. Hafizov,
T. I. Issakova

Computer processing

S. Lyashenko

ISBN 9965-431-42-7

© "Asbestos Geological prospecting enterprise" LTD, 2009

KHALIFAZADE CH.M., V. A. MURSALOV

NEW DATA ON THE TECTONIC TYPES, PALEOMORPHOLOGY, BATHYMETRY AND CLIMATE OF THE PLIOCENE BASINS WITHIN SOUTH CASPIAN TROUGH3

E. A. VINOGRADOVA

FANEROSOYSKIY INTRUSIVE MAGMATISM OF CENTRAL KAZAKHSTAN AND BETPAKDALA-SHU-ILISKIY REGION8

V.N. SAZONOV, V.N. OGORODNIKOV, YU. A. POLENOV

PYRITE OF PROPER GOLD-ORE AND QUARTZ-VEIN CRYSTAL BEARING DEPOSITS: EVOLUTION OF GABITUS OF CRYSTALS AND ITS SIGNIFICANCE FOR STAGES OF GEOLOGICAL EXPLORATIVE AND OPERATIONAL WORKS AND FORECASTING26

ZENGRONG, LIU SHUWEN, GAO YONGBAO, XUE CHUNJI, LI YOUZHU

THE DISCOVERY AND SIGNIFICANCE OF OVERPRESSURE ORE-FORMING FLUID SYSTEM IN JINDING GIANT PB-ZN DEPOSIT, YUNNAN PROVINCE OF CHINA.....40

B. D. BILYALOV, N. K. IMANBEKOVA

PROSPECTS OF PROCESSING OF MAIKUBENSK BASIN'S COALS FOR THE PURPOSE OF RECEIPT OF LIQUID FUEL.....47

GUSEYN-ZADE O. DJ , EFENDIEVA Z. DJ.

ABOUT PROBABILITY OF ROLE OF ABYSSAL FAULTS IN FORMATIONS OF THE FOLDED FORMS AT SEARCH OF OIL AND GAS DEPOSITS52

N. N. JAFAROV, F. N. JAFAROV

COMPLETION OF THE STUDYING OF MAIN BEDS OF DZHETYGARINSKY CHRYSOTILE-ASBESTOS DEPOSIT56

KHALIFAZADE CH.M., I. T. ALIEVA, I. I. NURALIEV

NEW DATA ON THE STRUCTURE-FACIES ZONES OF MIDDLE JURASSIC DEPOSITS WITHIN PRECASPIAN TROUGH.....59

V. G. NEKRASOV

NEW DIRECTION OF ASBESTOS INDUSTRY.....68

ANNIVERSARIES

E. V. Alperovitch-Lando.....73

O. Zh. Ismailov.....76

УДК 551.314 (479.24)

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ТЕКТОНИЧЕСКИХ ТИПАХ, ПАЛЕОМОРФОЛОГИИ, БАТИМЕТРИИ И КЛИМАТЕ ПЛИОЦЕНОВЫХ БАССЕЙНОВ ЮКВ

Ч. М. ХАЛИФА-ЗАДЕ, доктор геолого-минералогических наук,

профессор, академик РАЕН;

В. А. МУРСАЛОВ, аспирант,

Институт Геологии НАНА.

г. Баку, Республика Азербайджан

Рассмотрены новые версии о тектонических типах и палеогеографических условиях образования плиоценовых бассейнов в Южно-Каспийской впадине. Авторы на основании комплекса седиментологических исследований и бассейнового анализа с использованием некоторых данных сейсмической разведки и сейсмостратиграфии получили новую информацию о тектонических типах плиоценовых бассейнов и палеогеографических условиях их образования. В частности, было установлено, что раннеплиоценовый бассейн является интраконтинентальным рифтогенно-грабенового типа, а верхнеплиоценовый – открытым эпиконтинентальным бассейном с малой скоростью седиментации.

On the paper is considered new versions on the paleogeographic environment and types of Pliocene basin within South Caspian trough. Authors is the base of the complex sedimentology investigations with using some data seismic exploration and seismostratigraphic environment reconstruction considered paleogeographic environment of Pliocene deposits and determinate two types Pliocene basins – early Pliocene closed graben-trench and late Pliocene – open epicontinental type basin with the small rate of sedimentation.

Плиоценовые бассейны Южно-Каспийской впадины (ЮКВ) по сей день не подвергались специальному бассейновому анализу, который в западных странах широко применяется для уточнения геологической истории регионов, оценки нефтегазового потенциала во многих палеовпадинах мира.

Анализ плиоценовых бассейнов ЮКВ авторами выполнен на базе теории плитной тектоники с использованием результатов седиментологических, сейсмостратиграфических исследований. Прежде всего, границы плиоценовых бассейнов ЮКВ определялись на основании фациально-генетического анализа разрезов плиоценовых отложений в пределах ореолов их распространения, а также по распределению их мощностей [1]. По результатам исследований нам удалось составить морфометрическую схему раннеплиоценового бассейна ЮКВ (рис. 1). Западная граница раннеплиоценового бассейна установлена по меридиану Агдаш–Мурадханлы (Азербайджан), а на востоке его граница уточнена по восточной окраине Западно-Туркменского прогиба (Туркменистан). На севере раннеплиоценовый бассейн ограничивается Аграханским, а на северо-востоке Казахским

заливами, на юге он протягивается до Анзалинской впадины Исламской Республики Иран. Кроме того, западная граница раннеплиоценового бассейна за счет воздействия складчатой системы Восточного и Юго-Восточного Кавказа, а на юго-востоке Тальшской горной системы заметно усложнилась (рис. 1). На восточном борту бассейна это усложнение было обеспечено древним Кара-Богаз-Гольским массивом.

В целом раннеплиоценовый бассейн ЮКВ приобрел характерную для внутриконтинентального водоема овальную форму и, естественно, был отнесен к типу бассейна *Sensu stricto*. С другой стороны наклон дна бассейна в сторону центральной части заметно возрастает, что еще раз подтверждает принадлежность его к *Sensu stricto* типу.

На последней стадии трансгрессии раннеплиоценового бассейна средняя его глубина не превышает 500 м и объем воды, по нашим расчетам, составляет не более $75 \times 10^3 \text{ км}^3$ – это фактически на $3 \times 10^3 \text{ км}^3$ больше, чем объем воды в современном Каспийском бассейне.

Поперечный профиль раннеплиоценового бассейна еще раз подтверждает наши прежние

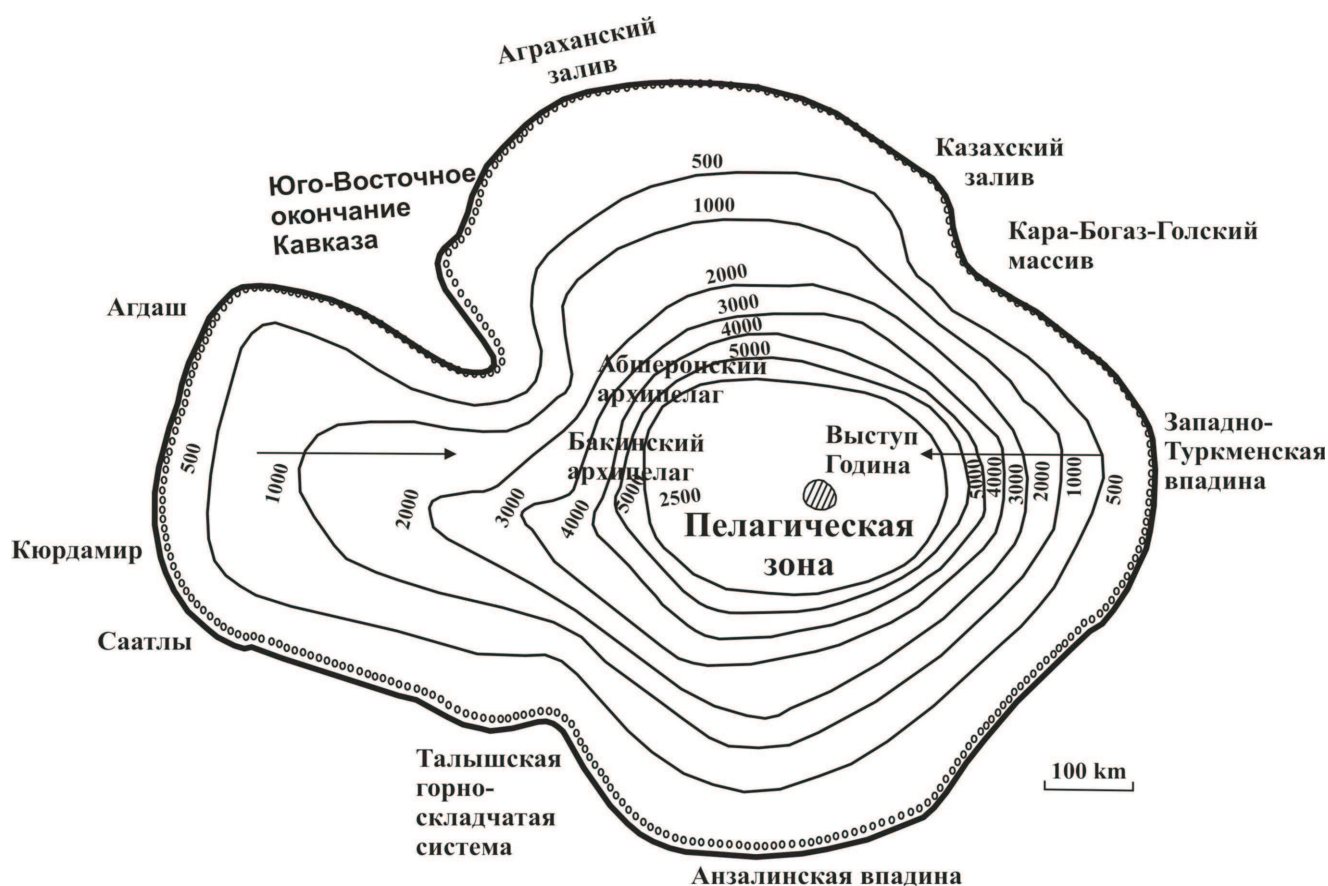


Рис. 1. Морфологическая схема нижнеплиоценового рифтоген-грабенового типа бассейна ЮКВ

выводы о принадлежности раннеплиоценового бассейна к интраконтинентальному – грабеновому типу [2, 3].

На поперечном профиле раннеплиоценового бассейна (рис. 2) ясно видно, что он по глубинным Западно-Каспийскому, Сангачал-Огурчинскому разломам и Западно-Туркменской террасе интенсивно погружался. Это, прежде всего, подтверждается тем, что за $1,9 \times 10^6$ лет в пределах его континентального шельфа сформировалось более 5 000 м песчано-глинистой толщи. Однако в раннеплиоценовом бассейне депоцентр не совпадает с его осевой линией, что позволяет именовать его бассейном асимметрично грабенового типа (рис. 2).

Фундамент плиоценовых бассейнов носит трансформенный характер. В центре осадочный чехол ЮКВ лежит на океанической коре, а по перифериям впадины, под осадочным чехлом, фундамент сложен гранитной корой. В пределах западного борта образование континентального

склона раннеплиоценового бассейна связано с Сангачал-Огурчинским глубинным разломом.

В целом раннеплиоценовый бассейн образовался в результате воздымания Малого и Большого Кавказа и Тальшской горной системы на континентальной, орогенной стадии развития Кавказского сегмента Паратетиса [2, 4].

В это время за счет сохранения первичной изостадии в позднем миоцене Южно-Каспийская впадина вследствие рифтогенеза подвергалась растяжению и деформации. Впоследствии благодаря разуплотнению в верхней части верхней мантии произошло утончение и погружение фундамента. Уже в раннем плиоцене осадочный чехол ЮКВ стал опускаться в результате рифтогенных процессов, начавшихся еще в раннем миоцене в фундаменте. Именно на рубеже миоцена и плиоцена на территории ЮКМВ произошли большие геологические события. Помимо значительного опускания уровня океана (50–60 м) и за счет

вертикальных движений формировались горные системы Малого и Большого Кавказа, Талыша и Копетдага и благодаря растяжению и опусканию образовались такие магматические прогибы, как Нижнекуруинский, Южно-Каспийский, Западно-Туркменский, Нахичеванский, Приараксинский и т. д.

Начавшиеся в раннем миоцене на фундаменте крипторифтогенные процессы циклически продолжаются по сей день. Об этом свидетельствуют большая скорость осадконакопления и формирование крупных мощностей в позднем миоцене, раннем плиоцене, плейстоцене и голоцене Южно-Каспийской впадины.

Рифтоген-грабеновый характер ЮКВ доказывается по ряду результатов седиментологических и сейсмостратиграфических исследований [3, 5, 6]:

прежде всего, большая скорость седиментации 250–300 см/1000 лет и формирование больших мощностей за $1,9 \times 10^6$ лет > 5000 м;

наличие оползневых текстур в пределах фаций авандельты и подводной части дельты, а также распространение в пелагических глинах песчано-турбидитных систем;

большое значение отношения территории областей денудации к области аккумуляции $V/L=2,5-2,8$.

Наличие известковистых водорослей *Socolitoforid* и бледно-зеленых пластинок глауконита в глинах, цементных алевролитах и песчаниках также доказывает глубокий грабено-

вый характер ЮКВ. Сравнительно узкий шельф, более крутой континентальный склон и обширная абиссальная зона глубиной 1800–2000 м свидетельствуют в пользу рифтоген-грабенового типа бассейна.

Значение солености из-за отсутствия остатков беспозвоночных определить трудно. Однако по седиментологическим критериям нам удалось установить низкую соленость раннеплиоценового бассейна, который относится к полусоленородным, закрытым бассейнам. Тем не менее в условиях засушливого климата в полулагунах, заливах, мелких подводных впадинах ввиду затруднительного обмена и интенсивного испарения соленость водоема достигала 50–60 ‰ и сопровождалась выпадением гипса и образованием магнезиальных гидросиликатов [3]. Допускаем, что в области Туркменского шельфа раннеплиоценового бассейна за счет более засушливого климата соленость имела более высокое значение 80–100 ‰, о чем свидетельствует повсеместное распространение прослоев и пластов гипса и ангидрита в красноцветной толще.

Климат раннеплиоценового бассейна также был определен с помощью седиментологических критериев. Наличие красной и красновато-бурой окраски раннеплиоценовых отложений с прослоями и линзами, конкрециями гипса указывает на засушливость климата. При этом по имеющимся литологическим признакам можно утверждать, что в области западного шельфа и окружающей его

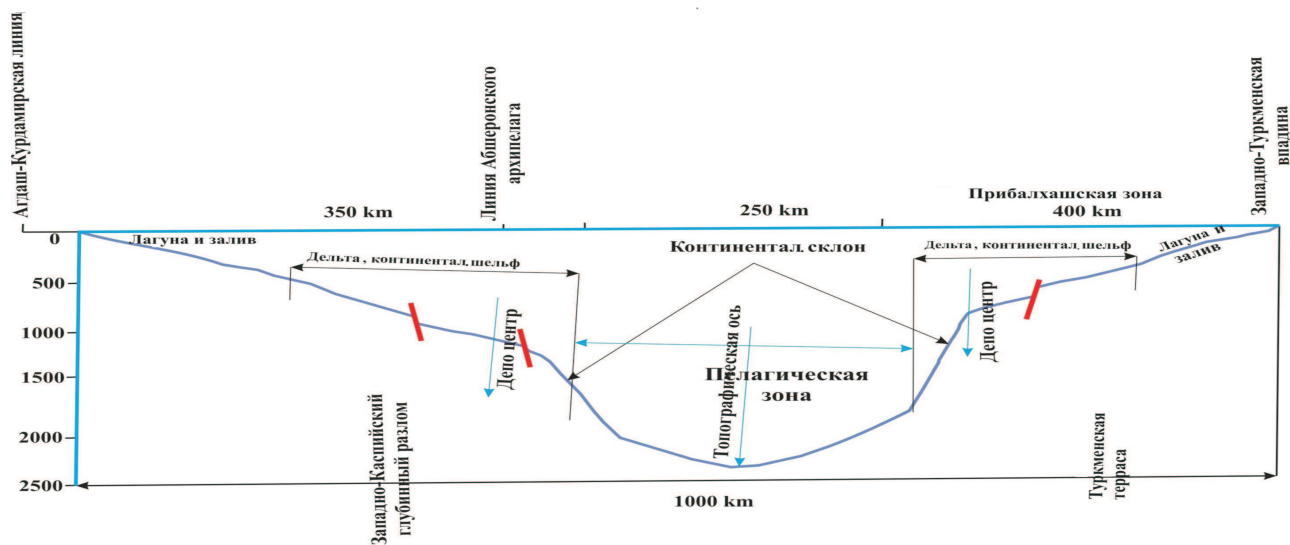


Рис. 2. Схематический поперечный профиль нижнеплиоценового рифтоген-грабенового типа бассейна

суши климат был субаридным, а в восточном направлении засушливость климата возрастала в пределах Западно-Туркменской впадины и он становился пустынным и аридным.

Бассейновый анализ показал, что верхнеплиоценовый бассейн как по морфологии данного рельефа, тектоническому режиму, так и по батиметрии, фациальной зональности, фаунистической характеристике, гидрохимическому типу и температурному режиму придонного слоя воды резко отличается от раннеплиоценового бассейна ЮКВ.

После завершения развития трансгрессии в раннеплиоценовом бассейне произошла крупная регрессия, началось его омеление, расчленение. В конечном счете море покинуло территорию ЮКВ и в прилегающих к нему регионах наступила в течение $0,8 \times 10^6$ лет континентальная стадия развития с крупным денудационным циклом.

На следующем этапе развития ЮКВ за счет погружения фундамента и рифтогенных процессов на огромной территории с различными тектоническими элементами наступило погружение, началась великая акчагыльская трансгрессия с проникновением океанических вод в ЮКВ и в прилегающие к ней регионы. В результате трансгрессии Палеочерное и Палеокаспийское моря объединились в единый бассейн.

Литературный материал показал, что акчагыльское море охватило также Дарданеллы и Босфор, соединилось с Эгейским морем, образовало Дарданелльский и Дакийские бассейны. Из-за огромного размера акчагыльского бассейна в пределах ЮКВ и прилегающих регионах не удалось определить форму и морфологию позднеплиоценового бассейна. Однако, начиная от Гянджа-Бассара, на расстоянии 1100 км до Западно-Туркменской впадины мы построили поперечный профиль акчагыльского бассейна. Позднеплиоценовый бассейн обладал более широким континентальным шельфом, слабо выраженным континентальным склоном и обширной пелагической зоной. Несмотря на огромный размер акчагыльского бассейна в пелагеле, его глубина не превышала 1200–1500 м. На основании бассейнового анализа мы определили седиментолого-тектонический тип позднеплиоценового бассейна как эпиконтинентальный, открытый бассейн. Здесь депоцентр акчагыльского бассейна еще больше, примерно на 400 км, переместился на запад и находился в пределах меридиана Нафталана,

Гянджа-Боздаг-Годжасен. Такое взаимоотношение депоцентра и осевой линии очень характерно для плиоцен-антропогенных бассейнов ЮКВ.

В позднеплиоценовом бассейне уклон дна в сторону центра выражен очень слабо. Этот бассейн по развитию специфической моллюсковой и фораминиферовой фауны резко отличается от позднемiocеновых и раннеплиоценовых бассейнов. Все это свидетельствует о специфических тектонических, гидродинамических, термических и гидрохимических условиях позднеплиоценового бассейна ЮКВ.

Батиметрия позднеплиоценового бассейна была определена по распространению остатков беспозвоночных, распределению известковых водорослей и по рыбным остаткам.

На заключительной стадии развития позднеплиоценового бассейна произошло его омеление, опреснение, расчленение на лагуны и заливы. Подобный вывод был сделан с помощью специальной ассоциации пресноводных моллюсков и по появлению в разрезах известняков, ракушняков, которые чередуются с различными типами грубозернистых, колювиальных и субконтинентальных отложений.

В позднеплиоценовом бассейне ЮКВ депоцентр совсем не совпадает с его топографической осью. Фактически депоцентр этого бассейна отошел от топографической оси на 400 км в западном направлении и локализован на южном борту Аджиноурской впадины (г. Дуздаг, Боздаг-Годжасен). Позднеплиоценовый бассейн характеризуется более обширным континентальным шельфом, слабо выраженным континентальным склоном и обширной пелагической зоной, где в отличие от раннеплиоценового бассейна ее глубина не превышала 1200–1500 м, что доказывается распространением в темно-серых глинах Апшеронского и Бакинского архипелагов остатков рыб, отсутствием моллюсков и наличием известковых водорослей, нанопланктона овелитов и coccolitoforid.

По результатам определения Ca/Mg индекса и содержания O^{18} в раковинах моллюсков установлена придонная температура позднеплиоценового бассейна, которая колеблется в пределах 13–14°C. Исходя из этих данных допускается, что в позднеплиоценовое время в летний сезон температура окружающей бассейн суши была 21–22°C. На этом основании мы сравниваем климат акчагыльского бассейна ЮКВ с таковым современного

Балтийского моря. По нашим палеотемпературным исследованиям можно сделать следующий важный вывод. В раннеплиоценовое время ЮКВ находилась в зоне аридного литогенеза, а верхнеплиоценовый бассейн – в зоне гумидного литогенеза.

По ассоциации моллюсковой и фораминиферовой фауны позднеплиоценовый бассейн относится к солоноватоводному гидрохимическому типу и занимает промежуточное положение между современными Черным и Каспийским морями. Его палеосоленость определяется в пределах 14–15 ‰.

Таким образом, на основании бассейнового анализа был определен позднеплиоценовый бассейн ЮКВ как эпиконтинентальный открытого типа с обширным континентальным шельфом и пелагической зоной с пассивным тектоническим режимом и низкой скоростью осадконакопления. Бассейн был солоноватоводным, со значением палеосолености 14–15 ‰ и температурой придонной воды 13–14°C. Осадконакопление в этом бассейне принадлежит к гумидному литогенезу.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ализаде А. А. Палеогеография балаханского века в Азербайджане. Баку: АЗИНТИ. 65 с.
2. Khalifa-Zade Ch. M., Rustamova R. E. New data on the paleogeographic model at the productive series basin of turbidity-sandy system within south Caspian depression//Geosciences News. 2002. P.65-72.
3. Халифа-Заде Ч. М., Мурсалов В. А. О палеогеографической модели века балаханской свиты западного борта Южного Каспия//АНХ. 2007. № 10. С. 6-10.
4. Khalifa-Zade Ch.M. New data on the distribution of turbidity systems in the productive series within Caspian depression//Third International Conference on the petroleum geology and hydrocarbon potential of the Black and Caspian Seas areas, Neptun-Canstanta. 1998. P. 26-31.
5. Мамедов П. З. О причинах быстрого прогибания земной коры в Южно-Каспийской впадине// АНХ. 2008. № 1. С.8-19.
6. Халифа-Заде Ч. М., Талыблы А. Р. О новых признаках наличия галогенеза в продуктивной толще Нижнекуринской впадины//АНХ. 2006. №12. С. 5-9.
7. Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. М.: Научный мир, 2004. 525 с.

УДК 552.32.

ФАНЕРОЗОЙСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА И БЕТПАК-ДАЛА-ШУ-ИЛИЙСКОГО РЕГИОНА

*Е. А. ВИНОГРАДОВА, директор по геологии и экологии
ТОО «Жамбыл Дидар»,
пос. Мирный, Жамбылская область, Республика Казахстан*

Предлагается новая сводная схема расчленения фанерозойских интрузивных образований Центрального Казахстана, СЗ Прибалхашья и северной части Шу-Илийских гор. Обсуждаются спорные вопросы выделения, корреляции и временной последовательности интрузивных комплексов и серий региона.

Настоящая статья посвящена анализу результатов более чем тридцатилетней работы автора по изучению интрузивного магматизма в Бетпак-Дала-Шу-Илийском регионе и ряде других районов Казахстана.

Термины «интрузивная серия», «интрузивный комплекс», «фаза», «фация» приняты автором в понимании Г. Л. Добрецова и др. [1]. Методика полевого и камерального изучения гранитоидов основывалась на тех же методических рекомендациях [1].

Фактический материал, полученный автором в процессе этих исследований и изложенный в работах [2,3], позволил выстроить новую схему интрузивного магматизма региона (табл. 1). Эта схема в значительной степени отличается от предлагавшихся ранее [4–7].

Схема возрастного расчленения гранитоидов, предложенная В. С. Коптевым-Дворниковым с соавторами [4,5], включала в себя три разновозрастные группы: каледонскую, раннегерцинскую и позднегерцинскую. Основанием для разделения послужили как полевые наблюдения, так и сопоставление гранитоидов района и соседних территорий.

Позже, при проведении геолого-съёмочных работ 1:50 000, Р. П. Топорова в южном контакте Каибского массива обнаружила залегающие на гранитоидах с размывом фаменские конгломераты Карабиинской мульды, что послужило поводом для отрицания в Чу-Илийском регионе послепфранского гранитоидного магматизма.

На этом факте базировалась более поздняя схема Г. Н. Щербы [6,7], в целом более или менее верно отражавшая направленность развития магматизма, но укладывавшая четыре последовательно сменявших друг друга во времени гранитоидных комплекса в слишком короткие для их внедрения и становления живецкий и франский века – 17 млн лет [8]. Эта схема, кроме того, не учитывала многочисленные радиологические датировки возраста моложе позднего девона, полученные в разное время различными исследователями для гранитоидов этого района [9]. Интрузивная схема Г. Н. Щербы, как и большинство других схем для других районов Казахстана, не учитывала дайковые комплексы и серии из-за слабой изученности последних. Дайки и малые тела тем не менее являются весьма важными звеньями в общей последовательности интрузивного магматизма и характеризуют определенные этапы тектонического развития территории, отличающиеся от этапов формирования гранитоидных комплексов. Наличие дайковых прокладок дополнительно свидетельствует о длительности процесса интрузивной деятельности в регионе.

Предлагаемая автором интрузивная схема учитывает перечисленные выше моменты и новые геологические данные, полученные в процессе изучения региона.

Результаты исследований в Бетпак-Дала-Шу-Илийском регионе и Юго-Западном Прибалхашье

Во-первых, автором было установлено, что базальные конгломераты Карабинской мульды трансгрессивно перекрывают только гранитоиды ордовикской акжальской серии, а лейкограниты раннепермского сарыбулакского комплекса имеют с фаменскими отложениями активный контакт [2]. Во-вторых, при полевых работах удалось отследить не только четкие с зоной закалки, но и трудно картируемые термостатированные («скрытые») без зоны закалки контакты между фазовыми телами одного комплекса, а также многочисленные сложные термохимические (с переплавлением и явлениями контаминации) контакты между среднеосновными и ультраосновными породами и значительно более молодыми лейкогранитами различного типа. Такие взаимоотношения между контактирующими породами обычно воспринимались геологами как постепенные переходы от одной породы к другой. В таких случаях породы автоматически объединялись в единый комплекс, невзирая на резкие различия в их составе. Следует отметить, что термохимические контакты не учитывались при отборе проб на радиологические исследования. Последнее привело к растягиванию, «размыванию» возрастных датировок отдельных комплексов [9].

При картировании гранитоидов очень большое внимание уделялось различиям во внешнем облике пород: окраске, степени порфирированности, зернистости, особенностям минерального состава и характеру породообразующих минералов. Таким образом, типы гранитоидов и их взаимоотношения определились уже на стадии полевых исследований.

Дальнейшее микроскопическое изучение пород дополнило данные полевых исследований. На этом этапе помимо обычного описания структуры, качественных и количественных взаимоотношений породообразующих минералов и их оптических свойств, с чем может справиться любая лаборатория, автор особое внимание сосредоточил на характерных особенностях породообразующих минералов, присущих определенному типу пород. Важными микровизуальными признаками, выдерживающимися по всем фазам комплекса, а в ряде случаев и по всей интрузивной серии, оказались: характер пертитов и наличие или

отсутствие микроклиновой решетки, степень пелитизации щелочных полевых шпатов, наличие или отсутствие тех или иных темноцветных минералов и их цветовые характеристики. Особенно информативным признаком оказалась окраска биотита, отражающая, как известно, степень его железистости. Эти признаки наряду с особенностями структуры и количественным соотношением минералов позволили в сложных случаях, в частности в тонкозернистых и жильных породах, выявить принадлежность последних к определенному комплексу.

Анализ различий химического состава гранитоидов позволил дать точное название каждому выделенному типу пород, основываясь на принятой в 1980-х гг. унифицированной классификации [10, 11], а также сравнить их с данными других исследователей. Наиболее важными признаками в этом случае являются содержание кремнезема, сумма щелочей и их соотношение (серия), а также MgO, содержание которого почти на порядок ниже в микроклин-альбитовых разновидностях.

В основу выделения дайковых комплексов и серий положен принцип общности вещественного состава пород, объединяемых в комплекс, и гомодромности развития комплекса (серии) во времени. Временная последовательность комплексов определялась с помощью полевых геологических наблюдений взаимоотношений даек между собой, с гранитоидами и стратифицированными образованиями. Породы, слагающие дайки, наиболее легко коррелируются между собой по минеральному составу при просмотре шлифов. При этом в породах основного и среднего состава наиболее устойчивыми являются набор и характер темноцветных минералов. Другим важным критерием идентификации пород различных комплексов служат специфические черты их химического состава, главными из которых являются пределы колебаний содержания SiO_2 по комплексу в целом, общая щелочность и отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (серия), а также содержание MgO и CaO и их соотношение.

Применявшиеся автором при изучении интрузивных пород методические приемы несложны в использовании и не требуют больших финансовых затрат при проведении геологических работ. При этом они с лихвой окупают себя четкой идентификацией рудоносных комплексов, выявлением положения таких комплексов в объеме

гранитоидных массивов, в частности их эрозионного среза, а также различий в типе связанного с ними оруденения.

Анализ полученной временной интрузивной цепочки (см. табл. 1) привел автора к следующим выводам:

1. Развитие интрузивного магматизма – направленный, векторный процесс, исключающий неоднократные повторения полностью идентичных комплексов и серий во времени и зависящий от закономерно изменяющихся с течением времени тектонических условий.

2. Каждый интрузивный комплекс – совокупность пород, сформировавшихся из одного очага – имеет свой особый формационный тип, характеризующийся определенным набором входящих в его фазовый состав пород, объединенных рядом общих петрографических и петрохимических признаков.

3. Пределы колебаний состава пород единого комплекса по содержанию кремнезема весьма ограничены: не существует габбро-гранитовых, габбро-сиенит-гранитовых, гранит-лейкогранитовых комплексов – при внимательном рассмотрении все они оказываются либо интрузивными сериями, либо случайно пространственно связанными между собой разновременными образованиями. То же можно сказать и о диорит-гранитовых комплексах, за исключением коллизионных (сининверсионных) комплексов низкощелочных гранитоидов, где поздняя фаза представлена мезо- или меланократовыми гранитами. Плагииграниты также формируют отдельные комплексы. Общая щелочность обычно равномерно выдерживается по всем фазам комплекса.

Лейкогранитовые комплексы, часть из которых рудоносна, занимают особое место в ряду других гранитоидных образований. Они содержат в своем составе только очень близкие по всем параметрам лейкогранитовые фазовые тела, что, вероятно, обусловлено особенностями материнского очага. Исключение составляет только комплекс субщелочных аляскитов, представленный в ранних фазах существенно щелочнополевошпатовыми гранитами, а в поздних – аляскитами. Лейкограниты разделяются по минеральному составу на две подгруппы: двуполевошпатовые (включая микроклин-альбитовые) и существенно щелочнополевошпатовые. Различия в минеральном составе этих двух групп при общем сходстве

химического лежат в разных условиях подъема магмы из материнского очага и ее кристаллизации [12]. Двуполевошпатовые породы возникают при спокойном подъеме магмы и медленной кристаллизации ниже 660 °С (субсольвус граниты), а щелочнополевошпатовые – при быстром внедрении и застывании выше 660 °С (гиперсольвус граниты). В последнем случае летучие компоненты не успевают отделиться от расплава, чем обусловлена низкая рудоносность субщелочных гиперсольвус лейкогранитов. От этих деталей наряду с особенностями материнского расплава зависит возникновение нескольких формационных типов лейкогранитов региона – нормальный двуполевошпатовый, субщелочной двуполевошпатовый, субщелочной двуполевошпатовый мезократовый, микроклин-альбитовый, субщелочной существенно щелочнополевошпатовый, субщелочной аляскитовый, щелочной двуполевошпатовый и щелочной аляскитовый. Щелочные разновидности лейкогранитов, пока мало исследованные, слабо проявлены в пределах изученной территории и были обнаружены недавно при ревизии накопленных за многие годы материалов в процессе сопоставлении региональных схем.

Группа двуполевошпатовых лейкогранитов. Породы характеризуются светлой окраской различных оттенков, структура их может быть как порфировидной, так и равномернозернистой. Интрузивы этой группы лейкогранитов имеют лакколитообразную форму. Размещение их контролируется ортогональной системой разрывных нарушений. Для двуполевошпатовых лейкогранитов начальной фазы внедрения характерен активный обмен веществом с вмещающими породами, что приводит к понижению содержания SiO_2 до уровня нормальных гранитов, а в ряде случаев и ниже, появлению в составе пород амфибола и иногда понижению общей щелочности. Это явление особенно типично для крупнообъемных долговзастывающих массивов нормальных лейкогранитов. Им также весьма свойственны сложные термохимические контакты с габбро, диоритами и парагнейсами.

Нормальные двуполевошпатовые лейкограниты (жалгызский комплекс) слагают крупные (сотни кв. км) интрузивы, определяющие форму большинства полихронных массивов. Структура пород порфировидная. Наиболее яркими особенностями слагающих их минералов являются

грубопертитовый («бурундучный») ортоклаз и микроклин со слабо проявленной решеткой, умеренножелезистый биотит (плеохроизм от темно-бурого до светло-серовато-бурого). В жильных образованиях иногда устанавливаются аксессуарные топаз и флюорит. Характерной особенностью химического состава является несколько повышенная, чем в нормальных гранитах, общая щелочность, колеблющаяся около 8%, чаще всего не превышая этот классификационный рубеж. Пегматиты с этим типом лейкогранитов не связаны. Рудоносность комплекса маловероятна.

Субщелочные двуполевошпатовые лейкограниты (майкульский комплекс) слагают плоские лакколиты площадью до 250 кв. км. Структура пород равномернозернистая. В апикальных частях массивов нередко встречаются миаролитовые и полосчатые текстуры. Широко распространены камерные хрусталеносные пегматиты и штокшайдеры. Характерные минералы представлены решетчатым микроклином, высокожелезистым биотитом (плеохроизм от красно-бурого до темного красно-бурого, почти черного), альбитом, аксессуарными: флюоритом, ильменитом, шерлом, касситеритом, танталониобатами, редко полихромным турмалином. По химическому составу породы, слагающие комплекс, являются ультракислыми субщелочными лейкогранитами с преобладанием калия над натрием. По радиологическим датировкам (массив Караоба) возраст комплекса определяется как позднепермский – 250–260 млн лет [13, 14]. Комплекс рудоносен. С ним связаны кварцево-жильно-грейзеновые W-Mo-Vi-Be (ранняя стадия Караобы, Кенг-Киик, Акчатау и др.).

Микроклин (амазонит)-альбитовые лейкограниты (западномайкульский комплекс) – мало-распространенные, слабо вскрытые эрозией образования. Структура пород равномернозернистая, в поздней фазе и жилах иногда пегматоидная. Поздней фазе свойственны полосчатые текстуры, штокшайдеры и шпировые пегматиты. Встречаются жильные пегматиты. Этот тип лейкогранитов легко отличается от всех прочих по наличию амазонита и специфическому характеру слюд – светлоокрашенному буровато-зеленому биотиту и протолитиюниту, плеохроирующему в зеленовато-серых – сиреневатых тонах. По химическому составу отвечает стандартному микроклин-альбитовому лейкограниту. От остальных лейкогранитов отличается более низким (почти на порядок)

содержанием MgO. Характерно высокое Rb/Sr отношение – 5–40 с модой 15–20. Комплекс рудоносен: Be, Sn, W, Ta, Li, флюорит (поздняя стадия Караобы, Солнечное, Майколь, Каракамыс).

Субщелочные мезократовые двуполевошпатовые лейкограниты (байкатынский комплекс) – крайне редкие породы, встреченные только в Майкольском массиве. От других разновидностей лейкогранитов отличаются значительно более темной окраской сиреневато-серых тонов при стандартном химическом составе. Породы порфирировидные. Характерны повышенное содержание биотита, по оптическим свойствам близкого к биотиту западномайкульского комплекса, но более темного, и сиреневатая окраска щелочного полевого шпата.

Щелочные микроклин-альбитовые лейкограниты (алатагыльский комплекс). Комплекс выделяется впервые. Ранее эти породы включались в майкульский комплекс по сходству минерального состава наиболее хорошо обнаженной I крупнозернистой фазы. Однако обращали на себя внимание некоторые отличия в структуре (четкая таблитчатая форма зерен микроклина) и химическом составе этих пород (отношение Na_2O/K_2O близкое к 1), а кроме того, местами более темная серовато-зеленая окраска их. По мере отработки месторождения облицовочного камня Алатагыл (южная часть Жельтауского массива) карьерами были вскрыты неизменные лейкограниты II и III фаз, представленные биотит-диопсид-эгириновой разновидностью. Для лейкогранитов I фазы типичны таблитчатый микроклин, замещающийся шахматным альбитом, прозрачный ксеноморфный кварц, диопсид и темноокрашенный высокожелезистый биотит. Эгирин в шлифах не был установлен, так как, возможно, не попал в шлифы из-за очень крупнозернистой структуры породы. Лейкограниты II и III фаз сложены на 60–70% щелочным полевым шпатом с характерными частыми тонкоструйчатыми пертитами и тонкими альбитовыми каймами по краям зерен, прозрачным кварцем (до 25%) и темноцветными (до 5%): светло-зеленым эгирином, биотитом, редкими зернами диопсида и амфибола, плеохроирующего в синевато-зеленых – светло-бурых тонах. Постоянно присутствует магнетит. Жильная фаза представлена порфирировидной амфибол-биотитовой разновидностью. Миаролитовые лейкограниты того

же комплекса встречаются в массиве Кызылтас, где слагают небольшое гребневидное тело, прорывающее монцодиориты кокдомбакского комплекса. Отличаются набором темноцветных минералов, представленных щелочным амфиболом с плеохроизмом от темного сине-зеленого до светло-бурого и энigmatитом (?), плеохроирующим от оранжево-бурого до черного цветов. Химический состав (вес. %) пород I (анализ автора) и II (среднее по месторождению Алатагыл [15]) соответственно: SiO_2 – 77,59; 74,63; TiO_2 – 0,12; 0,167; Al_2O_3 – 10,64; 12,83; Fe_2O_3 – 1,56; 2,51; MnO – 0,03; 0,047; MgO – 0,16; 0,29; CaO – 0,54; 0,49; Na_2O – 4,51; 4,34; K_2O – 4,59; 4,48; P_2O_5 – 0,03; 0,01.

Щелочные лейкограниты не прорваны ни одной поясовой дайкой или другими типами гранитоидов, сами прорывают лейкограниты сарыбулакского комплекса и монцодиориты кокдомбакского.

Комплекс потенциально рудоносен (Th, TR, Zr, Ta, Nb) и требует детального изучения.

Група существенно щелочнополевошпатовых лейкогранитов. Породы окрашены в розовый до ярко-красного цвет, всегда порфирированные. Степень порфирированности зависит от величины объема фазовых тел. Интрузивы, размещение которых контролируется северо-восточно – северо-западной системой разломов, имеют лополитообразную форму. Контактный обмен веществом с вмещающими породами сведен к минимуму. Гибридные породы наблюдались только в контактах с ультрамафитами. В контактовых зонах иногда развиты брекчии.

Существенно щелочнополевошпатовые субщелочные лейкограниты (сарыбулакский комплекс) слагают плоские лополиты с центриклинальным падением фазовых тел под углами до 45° . Площадь их достигает нескольких сотен кв. км. Строение интрузивов обладает одной весьма характерной особенностью: плоские маломощные (1–10 м, редко более) фазовые тела часто далеко вытягиваются во вмещающие породы обычно согласно с напластованием последних и образуют псевдослоистые структуры. Такие тела при картировании чаще всего принимаются за дайки. Пегматиты отсутствуют. Очень редко в породах поздних фаз наблюдаются небольшие (0,5–1,5 кв. м) участки пегматоидного строения, имеющие постепенные переходы к более мелкозернистым породам. Характерными особенностями

минерального состава являются грубопертитовый ортоклаз и умеренножелезистый биотит, аналогичные таковым в нормальных лейкогранитах жалгызского комплекса. Химический состав стандартный для этого типа пород. Комплекс нерудоносен.

Субщелочные аляскиты и существенно щелочнополевошпатовые лейкограниты (кызылрайский комплекс) слагают лополиты с центриклинальным падением фазовых тел под углами 30 – 70° площадью до первых сотен кв. км. Обычно слабо эродированы, за исключением Восточно-Хантауского. Окраска пород розовая до ярко-красной, структура порфирированная до резкопорфирированной в зонах закалки и маломощных фазовых тел. Для аляскитов III фазы характерны миаролитовые текстуры. Пегматиты связаны с аляскитами III фазы. Обычно представлены краевыми штокшайдерами или вытянутыми по простиранию фазового тела пегматитами в центральной его части. В пегматитах часто наблюдается центральное кварцевое ядро или вытянутые полости, стенки которых выполнены мелкими кристаллами щелочного полевого шпата и более крупными кварца. В таких пегматитах в ряде случаев встречаются крупные выделения ортита. Камерные и шпировые пегматиты отсутствуют. Для пород комплекса типичны интенсивно пелитизированный бурый в шлифах ортоклаз-пертит, пегматоидные сростания его с кварцем, сферолитовые структуры основной массы в тонкозернистых разновидностях пород. Для III фазы характерен ирризирующий анортоклаз. По химическому составу породы стандартные. Комплекс ограниченно рудоносен. С ним связаны небольшие месторождения олова грейзенового и скарнового типа (Бие-Шолпанская группа, Октябрьское).

Щелочные аляскиты (бетбулакский комплекс). Выделяется впервые. Ярко-красные тонкозернистые порфирированные аляскиты слагают серию вертикальных дайкообразных трещинных тел мощностью от 5 до 100 м СЗ направления в блоке девонских вулканогенных отложений между Жельтауским массивом и Куланкетпесковой мульдой. Сложены на 55–70 % щелочным полевым шпатов, остальное кварц и альбит. Вкрапленники представлены полуотграненным прозрачным кварцем, таблитчатым пелитизированным щелочным полевым шпатов и крайне редко кислым

плагиоклазом. Темноцветный минерал обычно разложен, но в редких случаях устанавливается щелочной амфибол, плеохроирующий от темно-синего до светло-синего. Структура основной массы тонкозернистая, сферолитовая, микропойкилитовая. Иногда наблюдается пятнистая текстура. Дайкообразные тела аляскитов сопровождаются мелкими флюоритовыми жилами во вмещающих породах. Комплекс практически не изучен. Вероятно, с ним связана флюоритовая минерализация куланкетпесского типа. Следует отметить, что ни одна поясовая дайка эти породы не прорывает, а флюоритовые жилы Куланкетпесского месторождения часто залегают в бортах раннетриасовых долеритовых даек.

Ранее лейкогранитовые комплексы столь детально не разделялись ни в одном из регионов Казахстана [16–19], что привело к затруднениям и спорам при составлении и увязке интрузивных схем, связанных с положением отдельных подразделений, в общую временную цепочку. Наиболее ярким примером может служить акчатауский комплекс, о возрасте и рудоносности которого у разных исследователей нет единого мнения. Э. Ю. Сейтмуратова [20] считает его раннепермским (287–300 млн лет), проявленным до внедрения кокдомбакского комплекса (по геологическим взаимоотношениям). Г. Л. Добрецов с соавторами [19] считали его более поздним, проявленным после кокдомбакской серии до внедрения гранитоидов узунбулакского, байназарского и кызылрайского комплексов, и включали в него существенно щелочнополевошпатовые лейкограниты и аляскиты, хотя по петрохимическим характеристикам далеко не все породы, выделенные в этот комплекс, отвечают данному типу. Здесь обращают на себя внимание достаточно заметные колебания общей щелочности, а в описании комплекса [21] – наличие как порфиридных, так и равномернозернистых пород. Последнее как раз и является важным визуальным критерием различия внешне очень похожих друг на друга пород, слагающих разновозрастные комплексы. Таким образом, получается, что в один комплекс попадают как субщелочные равномернозернистые, порфиридные нормальные и субщелочные существенно щелочнополевошпатовые лейкограниты. Та же ошибка была допущена при выделении кызылрай-

ского комплекса, в котором объединены аляскиты и двуполевошпатовые лейкограниты.

На месте акчатауского Г. Л. Добрецов с соавторами выделяют нижнепермский береккетинский гранитовый комплекс, но половина приведенных в работе [19] химических анализов пород I фазы представляет собой лейкограниты нормальной или слегка повышенной щелочности, а другая, вероятно, представлена контаминированными разновидностями тех же пород с пониженным содержанием кремнезема.

Автором настоящей статьи в пределах Акчатауского массива были обнаружены лейкограниты трех типов – нормальные, субщелочные двуполевошпатовые и существенно щелочнополевошпатовые, а также найдены контакты между ними. Равномернозернистые, местами миаролитовые субщелочные двуполевошпатовые лейкограниты прорывают оба других типа лейкогранитов. Отлично обнаженный контакт между светлоокрашенными порфиридными и равномернозернистыми лейкогранитами находится в юго-восточной части массива (N 48°00,023'; E 74°02,171'), в логе, к северу от отвалов ствола шахты. В эндоконтакте равномернозернистых гранитов развита зона закалки около 20 см мощности, свидетельствующая о значительном временном перерыве между внедрением лейкогранитов разного типа. В массиве Бектауата нами установлено наличие трех лейкогранитовых комплексов: нормального лейкогранитового (акчатауского, по Э. Ю. Сейтмуратовой), аляскитового (кызылрайского) и субщелочных двуполевошпатовых лейкогранитов (аналога майкульского). Если наличие здесь двух комплексов и более позднее положение кызылрайского относительно акчатауского ни у кого не вызывают сомнений, то третий комплекс раньше не выделялся из кызылрайского. Контакты между лейкогранитами первых крупнозернистых фаз кызылрайского комплекса и более молодого аналога майкульского можно наблюдать в выемках под опоры ЛЭП, проходящей с южной стороны гористой части массива. Здесь так же, как и в Акчатауском массиве, наблюдается достаточно мощная (до 40 см) зона закалки в более поздних двуполевошпатовых лейкогранитах. Практически вся южная равнинная часть Бектауатинского массива сложена породами этого типа, часто имеющими миаролитовое строение и несущими камерные пегматиты.

В. И. Серых [17] для Агасу-Мойынтинского антиклинория вместо акчатауского комплекса выделяет рудоносный кууинский. В петротипическом, очень сложном по строению массиве Куу, вероятно, присутствуют три лейкогранитовых комплекса. Автору статьи удалось осмотреть только южную часть массива, где хорошо обнажены нормальные лейкограниты (аналоги жалгызского комплекса) и субщелочные двуполевошпатовые лейкограниты (аналоги майкульского). В северной половине массива по литературным данным [22] присутствует третий комплекс, лейкограниты которого прорывают вольфрамоносные грейзеновые тела на участке Куу. К сожалению, весьма неполные данные, приведенные в литературе, не дают возможности точно идентифицировать принадлежность этих пород к определенному формационному типу. Кроме того, В. А. Кудряшовым [22] здесь же были обнаружены биотитовые микроклин-альбитовые граниты (SiO_2 – 70,31; Na_2O – 5,12; K_2O – 3,61 %), отличающиеся от стандартного типа высоким содержанием MgO (1,22 %) и CaO (0,99 %), а также наличием более основного плагиоклаза (альбит-олигоклаза № 12). Кроме того, в пределах участка установлены амазонит и амблигонит, характерные для гранитоидов молодых активизационных серий. Присутствие амблигонита однозначно свидетельствует в пользу наличия здесь слабо эродированных литий-фтористых гранитов. Нестандартные микроклин-альбитовые граниты, вероятно, являются начальными внедрениями пород этой серии.

В. И. Серых для этой территории не выделяет из общей массы лейкогранитов аляскитовый формационный тип и соответственно кызылрайский комплекс (или его аналог), включая и его тоже в кууинский на основании близости химического состава. В результате этого в кууинский комплекс попали не только совершенно иные по геологической позиции, но и резко отличающиеся от двуполевошпатовых лейкогранитов по окраске и физиографическому облику аляскиты массива Алеке.

Подобные ошибки, к сожалению, нередки при выделении гранитоидных комплексов. Они вызваны непониманием многими геологами существенных геологических и металлогенических различий между щелочнополевошпатовыми и двуполевошпатовыми лейкогранитами, связанных с условиями внедрения и становления интрузивов. Однако

чаще, чем пробелы в теоретической подготовке, геологов подводит недооценка значения окраски гранитов, которая зависит от цвета щелочного полевого шпата, чутко реагирующего на скорость и температуру кристаллизации. Даже в работах, специально посвященных исследованию гранитоидов, почти никогда не указывается эта важная характеристика, так как всегда считалось, что цвет породы может достаточно резко меняться из-за наложенных процессов и поэтому является неустойчивым критерием. Автор в процессе работы убедилась в обратном: окраска гранитоидов – одна из наиболее устойчивых визуальных характеристик и очень незначительно варьирует при выветривании и термальном воздействии более поздних интрузивов. Процессы же, связанные с глубокой переработкой исходной породы, приводящие к коренному изменению ее окраски, в частности грейзенизация и окварцевание, прекрасно наблюдаются в обнажениях.

Таким образом, ошибка закладывается уже на раннем, полевом этапе исследований. При систематическом петрографическом изучении пород она может быть частично или полностью снивелирована, но, к сожалению, с течением времени при геолого-съёмочных работах этому виду исследований уделяется все меньше и меньше внимания. Микропетрографическое изучение пород, дающее ничем не заменимое огромное количество информации для геологических корреляций, постепенно превратилось в малоиспользуемый геологами и необязательный для исполнения вид лабораторных работ. Пропуская этот методически важный этап исследований и имея базовую полевую предпосылку для совершения ошибки, геологи сразу переходят к обобщению результатов химических анализов. Здесь и закрепляются окончательно заложенные ранее ошибочные корреляции, так как химические составы лейкогранитов разного типа очень близки между собой. Все это ведет в дальнейшем к ошибочным металлогеническим построениям и прогнозам, а в итоге к неправильной ориентировке поисковых работ.

Корреляция интрузивных схем

Сопоставление полученной интрузивной гранитоидной схемы изученного региона (см. табл. 1) с ранее предложенными [17] схемами соседнего

Агадырского района Центрального Казахстана во многом затруднено из-за разночтений в понимании самого термина «интрузивный комплекс». Исключением является последняя по времени составления схема Г. Л. Добрецова с соавторами [19, 21], полученная на основе предложенной ими методики. Общность методического подхода позволяет достаточно легко коррелировать между собой выделенные интрузивные комплексы и серии, несмотря на ряд расхождений.

Схема (табл. 2), предложенная в работе [19], была результатом первой «обкатки» нового методического подхода к расчленению гранитоидов. Работы охватывали большую, насыщенную гранитоидными массивами площадь и выполнялись в ограниченные сроки. Продолжения этих исследований не последовало из-за распада СССР. По этой и ряду других причин (недооценки первичной окраски пород и сложных контактовых взаимоотношений между гранитоидами разной основности, трудности сопоставления полученных результатов с материалами предшественников, разнобоя радиологических датировок и верхнепалеозойских стратиграфических схем района) данная интрузивная схема не избежала ряда ошибок и получилась излишне сложной.

Автору настоящей статьи посчастливилось продолжать подобную работу в своем регионе почти без перерывов более двух десятков лет, что дало возможность постепенно уточнять полевые наблюдения и без спешки обдумывать накопленный материал, сопоставляя его с данными других исследователей и с результатами, полученными автором в других регионах. В итоге нами была составлена следующая корреляционная схема фанерозойского интрузивного магматизма северной части Шу-Илийского региона и соседнего Агадырского района Центрального Казахстана (табл. 3). В интрузивную схему Агадырского района [19] нами были внесены следующие поправки: введен новый для этого района комплекс субщелочных двуполевошпатовых лейкогранитов – аналог майкульского, проявленного позже кызылрайского, но до внедрения триасовых серий поясовых даек, а также в связи с пересмотром объема и состава лейкогранитовых комплексов и их положения во временной цепочке уточнена и упрощена верхняя часть схемы:

1. Береккетинский комплекс объединен с акчатауским с сохранением последнего названия

как более привычного. Комплекс представлен двуполевошпатовыми лейкогранитами нормальной или слегка повышенной щелочности. Радиологический возраст [13] раннепермский – 280–290 млн лет.

2. Удален каттуадамский комплекс как составной, включавший контаминированные породы акчатауского и более ранние амфибол-биотитовые граниты жангельдинского (см. далее).

3. В кызылрайском комплексе оставлены только субщелочные аляскитовые граниты и аляскиты.

Наибольшие затруднения вызвала корреляция комплексов среднеосновного состава. В схеме Агадырского района, предложенной группой Г. Л. Добрецова, выделено на разных временных уровнях семь таких комплексов. Среднеосновные интрузивные породы в отличие от гранитов имеют меньше заметных визуальных различий между собой. При картировании подобных разновозрастных образований, внедренных друг в друга, их обычно не различают и затем объединяют в единый комплекс, ранние фазы которого имеют нормальную или пониженную щелочность, а поздние – повышенную. В Шу-Илийском регионе таким образом был выделен золотоносный кызылжартасский комплекс, петротипом которого являлся Кызылжартасский массив, вмещающий месторождение Акбакай. Нами при изучении этого массива установлено наличие в нем двух разновозрастных комплексов: раннего, представленного диоритами второго комплекса акжальской серии, и значительно более позднего, кокдомбакского, представленного монцогаббродиоритами, монцодиоритами и гранодиоритами. Имеющиеся радиологические датировки пород массива [9] дают «растянутый» от силура до среднего девона возраст. Пробы на радиологическое определение возраста обычно отбираются из крупнозернистых фазовых тел. В Кызылжартасском массиве наиболее крупнозернистыми являются ранние диориты акжальской серии, а породы кокдомбакского комплекса представлены преимущественно мелко- и тонкозернистыми разновидностями. В связи с этим становится понятным «растягивание» радиологических датировок. Диориты акжальской серии, залегающие в экзоконтакте Жельтауского полихронного гранитоидного массива, испытали неоднократный прогрев при внедрении девонских и раннепермских гранитов, затем были

Таблица 1. Схема расчленения интрузивных образований северной части Шу-Илийских гор и Юго-Западного Прибалхашья

Возраст	Серия	Комплекс	Фаза (стадия)	Состав
J (?)	Мирнинская	Дайки	Поздняя Ранняя	Субщелочные микроклин-альбитовые гранит-порфиры Субщелочные долериты
J (?)	Западномайкульская	Западно-майкульский Байкатынский Бетбулакский Алатагальский	Не менее трех фаз, жилы, пегматиты Три фазы ? Три фазы, жилы	Субщелочные плюмазитовые микроклин(амазонит)-альбитовые биотит-протолитонитовые лейкограниты Субщелочные мезократовые двуполошапчатые биотитовые лейкограниты Щелочные амфиболовые аляскиты Щелочные биотит-пироксен-амфиболовые лейкограниты
T ₃	Алатагальская щелочных лейкогранитов Щелочных калиевых ультрамафит-мафитов	Сарыкамысский		Щелочные пикриты, ферруситы, шонкиниты, минетты
T ₂	Монтогаббро-кварцевосиенитовая	Байгаринский	Дайки Силлы, дайки	Кварцевые сиениты Монтогаббро, монцититы
T ₁₋₂	Субщелочных натриевых базальтоидов	Жаламр-найманский		Субщелочные пикродолериты, долериты, базальты
T ₁	Субщелочных ультрамафит-мафитов			Перидотиты, бесфельдшпатондные эссекситы
T ₁	Долеритовая	Дайки	Поздняя, субмеридиональные Ранняя, широко-северо-восточные	Долериты и субщелочные долериты Долериты и субщелочные долериты
T ₁	Вогезитовая	Дайки	Поздняя, субмеридиональные Ранняя, северо-восточные	Вогезиты и сиениты Вогезиты, редко сиениты
T ₁	Гранит-гранодиорит-порфировая	Дайки		Гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры
T ₁	Майкульская	Майкульский Сарытобинский	Три фазы, жилы, пегматиты Три фазы	Субщелочные двуполошапчатые биотитовые лейкограниты Субщелочные мезократовые двуполошапчатые биотитовые граниты
P ₂		Кызылрайский	III фаза, жилы, пегматиты I и II фазы	Аляскиты Аляскитовые граниты

P ₁	Кокдомбакская	Трангылыкский	II фаза	Субщелочные биотит-амфиболовые граниты
			I фаза	Сиеиты, кварцевые сиеиты
P ₁	Диабазовая Диоритовых и диабазовых порфириров	Дайки	III фаза	Гранодиориты
			II фаза	Монодиориты и кварцевые диориты
			I фаза	Моногаббро
			Северо-восточные	Диабазы безамфиболовые
P ₁	Гранит-порфириров - диоритовых порфириров	Дайки	Субширотные	Амфибол-пироксеновые диабазовые, диоритовые и кварцевые диоритовые порфириды
			Поздняя	Биотит-амфиболовые диоритовые и кварцевые диоритовые порфириды
			Средняя	Биотит-амфиболовые гранодиорит-порфиры
			Ранняя	Гранит-порфиры
P ₁	Сарыбулакская	Сарыбулакский P ₁	Четыре фазы, жилы	Субщелочные собственно щелочнополевощапчатые биотитовые лейкограниты
			Пять фаз, жилы	Двуполевошпатовые биотитовые лейкограниты
			?	Биотит-амфиболовые кварцевые диориты
			Не менее двух фаз	Двуполевошпатовые биотитовые граниты
				Субщелочные гранит-порфиры
D _{2f} D _{2f} D _{2e}		Тастобинский	Не менее двух фаз	Гранит- и гранодиорит-порфиры
				Плагиограниты
O ₂	Аскальская	Диорит-гранитовый	IV фаза	Мезократовые двуполевошпатовые амфибол-биотитовые граниты
			III фаза	Амфибол-биотитовые гранодиориты
			II фаза	Биотит-амфиболовые кварцевые диориты
			I фаза	Биотит-амфиболовые диориты
			Не менее двух фаз	Амфиболовые габбро
Gабровый			Не менее двух фаз	

Таблица 2. Схема расчленения гранитоидов Центрального Казахстана, по Г. Л. Добрецову и др. [19]

Возраст	Комплекс	Состав комплекса
T ₁	Кызылрайский	Существенно щелочнополевошпатовые лейкограниты и аляскиты
T ₁	Байназарский	Амфибол-биотитовые кварцевые монцониты
T ₁	Узунбулакский	Мезократовые двуполевошпатовые биотитовые граниты
T ₁ ?	Акчатауский	Существенно щелочнополевошпатовые биотитовые лейкограниты
T ₁ ?	Каракезенский	Амфибол-биотитовые монцониты, граниты и лейкограниты
T ₁ ?	Мырзачекинский	Биотит-амфиболовые щелочнополевошпатовые кварцевые сиениты и граносиениты
T ₁ ?	Трангылыкский	Амфибол-биотитовые граносиениты, мезократовые биотитовые существенно щелочнополевошпатовые граниты
T ₁ ?	Кокдомбакский	Биотит-амфиболовые монцодиориты, кварцевые монцодиориты, кварцевые монцониты
P ₁ ?	Курпетайский	Биотитовые существенно щелочнополевошпатовые лейкограниты и граниты
P ₁ ?	Береккетицкий	Меланократовые амфибол-биотитовые двуполевошпатовые граниты, биотитовые двуполевошпатовые граниты
P ₁ ?	Каттуадамский	Меланократовые амфибол-биотитовые двуполевошпатовые граниты
P ₁ ?	Топарский	Биотит-амфиболовые монцодиориты, кварцевые монцодиориты, гранодиориты, меланократовые биотитовые двуполевошпатовые граниты
P ₁ ?	Предтопарский	Пироксен-амфиболовые монцогаббро, кварцевые монцогаббро, амфиболовые монцодиориты и кварцевые монцодиориты
C ₁	Балхашский	Амфиболовые диориты и кварцевые диориты, биотит-амфиболовые гранодиориты, амфибол-биотитовые меланократовые и мезократовые существенно плагиоклазовые граниты
D ₃	Кызылэспинский	Мезократовые двуполевошпатовые биотитовые граниты, биотитовые существенно щелочнополевошпатовые граниты
D ₂	Просторненский	Амфибол-биотитовые и биотитовые мезократовые двуполевошпатовые граниты
D ₂	Шумакский	Директивные пироксен-амфиболовые и амфиболовые габбро и габбро-диориты
O ₃ ?	Акжальский	Полосчатые габбро, биотит-амфиболовые кварцевые диориты, гранодиориты, биотитовые плагиограниты
O ₃ ?	Шумекский	Пироксен-амфиболовые монцогаббро-монцодиориты, биотит-амфиболовые кварцевые сиениты, граносиениты

прорваны мелкими телами кокдомбакского комплекса и изменены под влиянием золоторудного процесса. Естественно, что по таким породам получить достоверные радиологические датировки невозможно.

Подобные ситуации характерны для очень многих выделявшихся ранее комплексов в разных регионах Казахстана [16–18]. Однако по петрографическим и петрохимическим данным достаточно четко выделяются три типа этих образований – низкощелочной с преобладанием натрия габбро-плагиогранитовый, умереннощелочной натриево-калиевый габбро-гранодиоритовый и субщелочной с преобладанием калия монцогаббро-гранодиоритовый.

Ранняя сининверсионная низкощелочная серия слагает плоские пластинообразные массивы большой площади, которые во многих случаях являются «рамой» для внедрившихся позднее интрузивов, а также сохраняется в провесах кровли последних и образует многочисленные тектонические клинья и блоки в тектоическом меланже. Этот тип пород характеризуется порфиридовидными структурами с крупными вкрапленниками полевых шпатов и часто дирекционными полосчатыми текстурами, повышенной степенью катаклаза. В Сарытумской шовной зоне эти породы прорывают фаунистически охарактеризованные образования доцелиноградского кремнисто-базальт-терригенного жалгызского пакета, сформировавшегося в стадию спрединга. Перекрываются они с аркозовым контактом лландейльско-нижнекарадокской паралической молассой (ойсаксаульская свита). Таким образом, низкощелочная акжальская серия является раннепалеозойской и возникла в субдукционную стадию. Внедрение ее, вероятно, связано с моментом приращения энсиматической островной дуги к континенту и закрытием задугового бассейна, иными словами, с ранним этапом инверсии.

Подобные низкощелочные образования многими исследователями включаются [17, 18] и в более молодые каменноугольные комплексы диорит-гранодиоритового состава. Ярким примером может служить выделение балхашского комплекса, в составе которого преобладают низкощелочные породы, а по геологическим взаимоотношениям он прорывает каркаралинскую свиту (средний визе – серпухов) и перекрывается серпуховско-раннебашкирской калмакэмельской. На этом временном уровне для данного региона по

геологическим данным трудно предположить наличие широких спрединговых зон, энсиматических островных дуг и т. п. Скорее всего, при картировании массивов были пропущены малозаметные контакты между телами внешне похожих нижнепалеозойских и более молодых интрузивных пород среднего состава. Образования акжальской серии ввиду пластинчатой морфологии интрузивных тел формируют коркообразные, иногда значительной площади (до 100 кв. км) останцы в прикровельных частях внедрившихся в них более поздних интрузивов. В ряде случаев в них сохраняются и аркозовые контакты со стратифицированными толщами, как это наблюдается в южной части Каибского массива. Вероятно, таких контактов с разновозрастными толщами сохранилось достаточно много. Иначе трудно объяснить обилие выделяемых диорит-гранодиоритовых комплексов, следующих друг за другом в раннем – среднем карбоне. Так, Э. Ю. Сейтмуратова [20] для Северного Прибалхашья выделяет четыре таких комплекса (в скобках даны радиологический возраст в млн лет комплекса, прорываемая им и перекрывающая его свита и их геологический возраст): карабулакский (353, каркаралинская $C_1 v_2-s$, калмакэмельская $C_1 s_2 - C_2 b_1$); балхашский (341, калмакэмельская $C_1 s_2 - C_2 b_1$, керегетасская $C_2 b_2 - C_2 m_1$); топарский (331, керегетасская $C_2 b_2 - C_2 m_1$, колдарская $C_2 m_2 - C_3$); калдырминский (322, колдарская $C_2 m_2 - C_3$, беккайнарская $P_1 a_1$). Получается, что в интервале от визейского времени до ранней перми за 35–40 млн лет [8] должны были внедриться, застыть и последовательно эродироваться до выхода на дневную поверхность четыре достаточно крупных по объему интрузивных комплекса, сложенных полнокристаллическими породами и не несущих структурных признаков близповерхностного их становления. Приведенный в этой работе усредненный радиологический возраст комплексов по современной международной шкале отвечает раннему карбону (визе – серпухов) [8] и не совпадает с хорошо обоснованным биостратиграфическим возрастом вмещающих и перекрывающих эти интрузивные образования свит.

Для всех диорит-гранодиоритовых массивов, к какому бы комплексу их не относили, многочисленные радиологические датировки имеют очень большой разброс [16–18]. В литературных источниках обычно приводятся средние значения,

что, как показано в работах [9,19], не имеет геологического смысла, или интервалы наиболее часто встречающихся цифр, как правило, без петрографической и петрохимической характеристик пород, из которых были взяты пробы. Это не дает возможности детально проанализировать материал и четко объяснить причину разброса данных. Для акжальского комплекса [21] наиболее устойчивыми являются вендские датировки 540–550 млн лет, что никак не согласуется с геологическими наблюдениями: налицо явное значительное удревание возраста, связанное, вероятнее всего, с изменением первичных минералов под действием стрессовых давлений в процессе скучивания и образования аккреционных призм, в который были вовлечены эти породы. Для топарского, жангельдинского, балхашского и музбельского комплексов, выделявшихся для разных массивов Центрального Казахстана [17, 18], большая часть датировок попадает в интервал 325–365 млн лет, что соответствует раннему карбону. Кроме того, в ряде случаев [21] прослеживаются датировки около 300 млн лет (граница среднего и позднего карбона). Для кокдомбакского комплекса [18, 21] характерен позднекаменноугольно-раннепермский максимум около 300 млн лет (283–309) и более молодые датировки около 270 млн лет. Позднекаменноугольные возраста определены также для поздних внедрений в Акжальском массиве [17].

Раннекаменноугольный интервал датировок, вероятнее всего, объясняется интенсивным изменением пород раннепалеозойской акжальской серии и ее аналогов за счет внедрения более молодых интрузий различного состава и возраста. Балхашский комплекс, выделенный [18] в составе крупного, сложно построенного полихронного Токрауского массива и включающий в себя низкощелочные породы, представляет собой такие прогретые более поздними внедрениями образования, возникшие при закрытии раннепалеозойского бассейна, отложения которого представлены точнее (в современных координатах) в Кентерлауской зоне. Поэтому выделение западнее Токрауского массива данного комплекса, основанное только на «растянутых» радиологических датировках, не имеет геологического смысла. Следует отметить, что в работе [21], написанной еще при жизни Г. Л. Добрецова, балхашский комплекс не выделялся.

Позднекаменноугольный-раннепермский максимум, вероятнее всего, соответствует времени внедрения и становления умереннощелочного [19] топарского комплекса. Породы, слагающие топарский комплекс, характеризуются содержанием суммы щелочей около 6,5–7,5 % при соотношении $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, близком к 1, равномернозернистой или слабонервнозернистой структурой. Подобными характерными особенностями обладают и диориты каракамысского комплекса, имеющие раннепермские радиологические датировки 280–294 млн лет [2].

Порфириовидные субщелочные породы с резким преобладанием К над Na, часто относившиеся к последним фазам топарского комплекса, по всей видимости, принадлежат более позднему кокдомбакскому.

Кокдомбакский субщелочной монцогаббро-монцодиорит-гранодиоритовый комплекс проявлен в конце ранней перми (максимум около 270 млн лет) после внедрения акчатауского комплекса, но до внедрения кызылрайского и аналога майкульского. Выделение каракезенского комплекса, являющегося полным аналогом кокдомбакского и не имеющего взаимоотношений ни с кокдомбакским, ни с трангылыкским, по нашему мнению, излишне. В сводной схеме (табл. 3) эти два комплекса объединены под названием кокдомбакский.

Также, видимо, излишне выделение шумакского комплекса, для которого в работе [19] не приводится петрохимических данных, а в работе [21] он не упоминается. Директивные полосчатые габбро и габбро-диориты могут принадлежать либо акжальской серии, либо офиолитовым мафит-ультрамафитам.

Меланократовые порфириовидные амфибол-биотитовые граниты с примерно одинаковым содержанием К и Na в отдельный комплекс [19] не выделялись. Судя по химическим анализам, приведенным в этой работе, они (массивы Алмалы и Бугулы Северный) были, вероятно, объединены ввиду близости их минерального состава вместе с контаминированными меланократовыми разновидностями лейкогранитов, характеризующимися преобладанием К над Na, в каттауадамский комплекс. Этот тип гранитов описан В. И. Серых и А. П. Новичковой [17] как третья фаза внедрения жангельдинского комплекса (Жангельдинский массив). Авторы работы [19] граниты Жангельдинского массива не идентифицировали и при-

надлежность их к какому-либо комплексу оставили под вопросом. Этот тип гранитов, слагающий отдельный комплекс, по петрохимическим и минералогическим характеристикам весьма близок к породам топарского и является завершающим в раннепермской габбро-гранитовой интрузивной серии. По праву приоритета за ним предлагается оставить название жангельдинский комплекс. В Шу-Илийском регионе этот тип гранитов образует незначительный по площади выход в юго-восточной части Жельтауского массива, а также многочисленные крупные (до 2 м в диаметре) ксенолиты в лейкогранитах сарыбулакской серии в Жельтауском и Тюкенском.

Особо следует остановиться на субщелочных и щелочных комплексах среднеосновного и кислого состава. Эти разновидности пород слабо проявлены в пределах сопоставляемых территорий и часто пропускаются при геологических работах, чего не избежал и автор настоящей статьи. Исключение составляет только широко развитая кокдомбакская серия, представленная кокдомбакским (см. выше) и трангылыкским комплексами.

Трангылыкский сиенит-субщелочногранитовый комплекс, так же как и предшествующий более основной кокдомбакский, в петрохимическом отношении характеризуется преобладанием К над Na с соотношением около 0,8. Ведущими темноцветными минералами являются гастингсит и биотит в переменных количествах.

Мырзачекинский комплекс по всем признакам является аналогом трангылыкского и не имеет с ним взаимоотношений, поэтому выделять его как более молодой некорректно.

В настоящей работе не рассматривается сиенитовый шумекский комплекс, считавшийся ранее докембрийским. На каком основании возраст его датируется авторами работы [19] как позднеордовикский, неясно. Комплекс требует дополнительного изучения.

Достаточно сложным оказалось определение геологической позиции и возраста малых тел монцонитов и монцогаббро натриевой серии ($Na_2O/K_2O - 1-2$) с высокими содержаниями аксессуарных апатита и титановых минералов, в частности байназарского и байгаринского комплексов. По петрохимическим характеристикам и особенностям минерального состава в изученном регионе к этой серии помимо указанных комплексов также принадлежат монцогаббро, слагаю-

щие редкие дайки широтного направления, и штоки, прорывающие нижнекаменноугольные отложения южного борта Жаильминской мульды.

Субширотные дайки монцогаббро прорывают дайки раннетриасовых долеритов и лейкограниты майкульского комплекса (массив Кызылтас IV). Кольцевые дайки байназарского комплекса прорывают по данным [19] граниты узунбулакского и прорываются лейкогранитами кызылрайского. Такое положение байназарского комплекса у автора настоящей статьи вызывало некоторое недоумение, так как по нашим наблюдениям аналог узунбулакского – сарытобинский комплекс начинается более позднюю, чем кызылрайский комплекс, майкульскую серию. При анализе центральноказахстанских материалов выяснилось, что в пределах Кангаштинской кольцевой структуры, где наблюдается прорывание кольцевых даек кызылрайскими лейкогранитами, проявлен раннепермский трашгылыкский комплекс [20], так же как в Бугулинской [20] и Жаксы-Тагалинской (наблюдения автора). В Тунгатарской структуре кольцевые дайки срезают субмеридиональные поясовые дайки основного состава и, судя по характеру щелочности [19], принадлежат к байназарскому комплексу. Таким образом, по геологическим взаимоотношениям оба комплекса имеют возраст не ниже среднего триаса. По петрографо-петрохимическим особенностям, структурному и возрастному положению этот тип пород близок к монцонит-сиенит-щелочносиенитовой поздней натриевой серии Ирисуйского массива [17, 23]. Отличия заключаются в том, что в Ирисуйском массиве не установлены инициальные монцогаббро, а в пределах рассматриваемой территории отсутствует завершающий серию комплекс щелочных нефелин-содалитовых сиенитов. Аналоги пироксен-амфиболовых сиенитов третьей фазы первого комплекса позднеирисуйской серии в пределах изученной территории представлены лишь очень редкими дайками. В ряде случаев, возможно, эти породы не были идентифицированы, так как изучением даек вне гранитных массивов в Центральном Казахстане специально никто не занимался.

Бесфелдшпатоидные флогопитовые перидотиты и эссекситы диатремы Шет-Ботаборум условно включались нами [3] в сарыкамысский комплекс калиевых ультрамафит-мафитов. Однако прорывание диатремы сиенитовой дайкой свиде-

Таблица 3. Сводная схема расчленения фанерозойских интрузивных образований Центрального Казахстана, Северо-Западного Прибалхашья и северной части Шу-Илийских гор

Возраст	Тектонический этап	Формационный тип	Характер щелочности	Серия	Комплекс	Рудоносность
J?	Рифтогенный континентальный	Сложных даек долеритов и микроклин-альбитовых гранитпорфиров		Мирнинская		
J?	Активизационный	Микроклин-альбитовых биотитовых гранитов	Na>K			?
J ₁		Микроклин-альбитовых биотит-протолитонитовых лейкогранитов	K>Na	Западно-майкульская	Западномайкульский	Sn, Be, W, Ta, Li, Фл (караобинский тип)
J ₁		Мезократовых биотитовых двуполовошпатовых лейкогранитов			Байкатынский	
T ₃		Щелочных алекситов	K:Na=1:1 щелочная	Алатагальская (шунаская)	Бетбулакский Поздний шунаский	Фл (куланкетпесский тип), TR? (Pb, Zn)?
T ₃		Щелочных лейкогранитов			Алатагальский Ранний шунаский	Th, TR, Ta, Nb, Zr
T ₃	Рифтогенный континентальный	Щелочных калчевых ультрамафит-мафитов	Существенно K		Сарыкамьеский	Алмазы?
T ₂		Моноцито-кварцево-снетитовый	Существенно Na		Байгариинский Байназарский	(Pb, Zn, В)?
T _{Г2}		Субщелочных натриевых базальтоидов	Существенно Na		Жалаир-пайманский	Au
T ₁		Три серии поясов даек с ангидромным характером индерения (гранит-гранодорит-порфировая, вогезитовая, долеритовая)				Au (долеритовая серия)
P ₃	Активизационно-орогенный	Субщелочных двуполовошпатовых биотитовых лейкогранитов	K>Na	Майкульская	Майкульский	W, Mo, Bi, Be, пьезокварц
P ₃		Субщелочных двуполовошпатовых биотитовых гранитов			Сарытобинский Узунбулакский	

P ₂		Субщелочных существенно щелочнополевощатовых биотитовых лейкогранитов и аляскитов	K>Na		Кзылсайский	Sr, Mo, Bi
P ₁		Синит-субщелочногранитовый (гастингсит-биотитовый)	K>Na	Кокломбаская	Трангыльский	Pb, Zr, Au (Ag), U, Mo
P ₁		Моногаббро-монцидиорит-гранодиоритовый			Кокломбаский	Cu, Mg, Au
P ₁	Рифтогенный континентальный	Три серии полевых даек с андидромным характером внедрения (гранит-порфиров-диоритовых порфиритов, диоритовых и диабазовых порфиритов, диабазов)				
P ₁	Постколлизийный орогенный	Субщелочных существенно щелочнополевощатовых биотитовых лейкогранитов	K>Na	Сарьбулакская (акчатауская)	Сарьбулакский Акчатауский	
P ₁		Двуполевошатовых биотитовых лейкогранитов нормальной или слабо повышенной щелочности			Жалтызский Курлетайский	
P ₁		Нормальных двуполевошатовых роговообманково-биотитовых гранитов	K:Na=1:1 умереннощелочная	Топарская	Жангельдинский	
P ₁		Диорит-гранодиоритовый			Каракамынский Топарский	
P ₁		Габбро-габбродиоритовый			Предкаракамынский Предтопарский	
D ₃		Нормальных двуполевошатовых биотитовых гранитов	K>Na		Жельгауский Кызылэспинский	
O ₂	Коллизийный (синиверсионный)	Плагиогранитовый	Na>K низкощелочная	Акжалская	Поздний	
O ₂		Диорит-гранодиорит-гранитовый			Средний	
O ₂		Габбро-габбродиоритовый			Ранний	

тельствует о более древнем возрасте слагающих ее пород, возможно раннетриасовом, совпадающем по времени проявления с раннеирисуйской серией пироксенитов – псевдолейцитовых пород, и соответствует ранним образованиям последней. Различия в минеральном составе этих двух групп пород, вероятно, носят региональный характер. Псевдолейцитовый комплекс в пределах изученной территории не проявлен.

Щелочная лейкогранитовая серия начинается собственно активизационный этап в геологической истории развития региона, общий для всего Центрально-Азиатского пояса, и представлена ранним микроклин-альбитовым лейкогранитовым и поздним аляскитовым комплексами. Возраст серии, вероятнее всего, позднепермский. Цифры радиологического возраста для пород подобного типа в других регионах пояса [13, 14, 23, 24] лежат в пределах 212–225 млн лет. Субщелочная западно-майкульская серия более молодая, раннеюрская (Каракамысский массив – 198 [14], Хоргосский – 183 [13], слюды месторождения Караоба – 140–180 [13] млн лет).

В кызылэспинский комплекс авторами работ [19, 21] включены биотитовые двуполевошпатовые граниты нормальной щелочности и субщелочные существенно щелочнополевошпатовые лейкограниты (поздние фазы). Эти два типа пород плохо различаются визуально, поэтому неудивительно, что их объединили в один комплекс. Наши исследования показали на примере Атарского (кызылэспинский), Жельтауского и Жосандалинского (жельтауский комплекс) массивов, что поздние мелкозернистые фазы этих комплексов сложены такими же двуполевошпатовыми гранитами, как и ранние. По всем характеристикам [21] лейкограниты принадлежат к более позднему – курпетаускому комплексу. Следует отметить, что отнесение гранитов Аршалинского массива к кызылэспинскому комплексу весьма проблематично по двум позициям. Во-первых, эти граниты и лейкограниты отличаются неустойчивым содержанием и соотношением щелочей [17]. Приведенные в работе [19] данные по поздней четвертой фазе с отношением $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, близким к 1, скорее свидетельствует о принадлежности этой фазы к щелочным лейкогранитам, влияние которых могло вызвать колебание щелочности во вмещающих их породах. Во-вторых, на космодатированных четком контуренный Аршалинский массив выглядит

совершенно иначе, чем девонские граниты, дающие несколько расплывчатые неровные контуры.

В просторненский комплекс различные исследователи выделяют разные типы пород.

В. И. Старов [17] объединяет в нем низкощелочные существенно натриевые гранодиориты, плагиограниты и граниты нормального ряда с примерно равным соотношением $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$. Г. Л. Добрецов с соавторами [19] – только мелано- и мезократовые амфибол-биотитовые и биотитовые граниты. По приведенным в этой работе химическим анализам в него объединены две группы пород: умереннощелочные граниты с отношением $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ близким к 1 (массивы Дарьинский и Западный Кызылтау), и, вероятно, контаминированные граниты кызылэспинского комплекса с небольшим преобладанием К над Na (Мамантас). Из приведенных данных видно, что просторненский комплекс является составным и включает раннепалеозойские низкощелочные аналоги пород акжальской серии и умереннощелочные граниты жангельдинского и кызылэспинского комплексов. Неудивительно, что при сложном строении массивов немногочисленные радиологические датировки К–Аг-методом по биотиту из гранодиоритов дают ранне-среднедевонский возраст.

Обобщая изложенное, можно сделать следующие выводы. Во-первых, фанерозойский интрузивный магматизм Центрального Казахстана и Шу-Илийского региона развивался в единой временной последовательности, выраженной в закономерной смене комплексов и серий определенного состава. Во-вторых, длительность протекания интрузивного процесса в регионе значительно большая, чем это обычно было принято считать, и не ограничивается герцинским или каледонским (для Шу-Илийской его части) циклами. В развитии интрузивного магматизма изученного региона четко устанавливаются несколько этапов, связанных с изменениями тектонических условий (см. табл. 3). В-третьих, не наблюдается латеральной зональности в размещении большинства известных в пределах территории комплексов и серий, за исключением жалаир-найманского комплекса малых интрузий, проявленного в Жалаир-Найманской зоне и, вероятно, связанного с трапповым магматизмом Торгая и Западной Сибири. Размещение интрузивных тел контролируется общими для всей территории системами

разрывных нарушений и узлами их пересечения. Выходы на дневную поверхность молодых активизационных гранитовых серий приурочены к участкам, где отсутствуют многокилометровые каменноугольные вулканогенные толщи, и поэтому имеющим более глубокий эрозионный срез. В четвертых, развитие интрузивного магматизма во времени не только и не столько выражено в

нарастании кремнекислотности от древних к молодым гранитоидным сериям (что характерно для каждого этапа или стадии), сколько в нарастании щелочности и изменении ее характера. В-пятых, рудоносными являются только комплексы повышенной щелочности начиная с орогенно-активизационного этапа. При этом характер оруденения определяется формационным типом комплекса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Добрецов Г. Л., Лесков С. А., Марин Ю. Б. Принципы расчленения и картирования гранитоидных интрузий: Методические рекомендации. Л., 1988. 61 с.
2. Виноградова Е. А. Гранитоиды северной части Шу-Илийских гор и Юго-Западного Прибалхашья // Горно-геол. журнал. 2008. № 3-4. С. 36-52.
3. Виноградова Е. А. Дайки и малые тела Бетпак-Дала-Шу-Илийского региона // Горно-геол. журнал. 2009. № 1-2. С. 43-57.
4. Коптев-Дворников В. С., Полквой О. С., Маркова Н. Г., Ефремова С. В. Палеозойские интрузивные комплексы гранитоидов Бетпак-Далы // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1960. Т. 1, вып. 44.
5. Коптев-Дворников В. С., Полквой О. С., Дистанова А. Н., Дмитриев Л. В., Ефремова С. В. и др. Палеозойские интрузивные комплексы гранитоидов Бетпак-Далы. М.: АН СССР, 1962. Т. 2.
6. Чу-Илийский рудный пояс. Геология Чу-Илийского региона / Под ред. А.А. Абдулина, В.М. Волкова, Г.Н. Щербы (главный редактор). Алма-Ата: Наука КазССР, 1980. 503 с.
7. Щерба Г. Н., Кудряшов А. В., Масгутов Р. В. и др. Граниты и метасоматиты геотектоногенов Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1981.
8. Стратиграфический кодекс России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 95 с.
9. Виноградова Е. А., Кашиш С. В. О радиологическом возрасте гранитоидов // Горно-геол. журнал. 2006. № 1(7). С. 22-25.
10. Магматические горные породы. Классификация, номенклатура, петрография. М.: Наука, 1985. Ч. 1, 2. 768 с.
11. Петрографический кодекс. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1995. 127 с.
12. Негрей Е. В. Петрология верхнепалеозойских гранитоидов Центрального Казахстана. М.: Недра, 1983. 168 с.
13. Геохронология СССР. Т. II. Фанерозой // Под ред. Н. И. Полевой. Л.: Недра, 1974. 344 с.
14. Щерба Г. Н., Кудряшов А. В., Сенчило Н. П. и др. Редкометалльное оруденение Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1988. 224 с.
15. Торгунаков А. А. Отчет о результатах детальной разведки на месторождении облицовочных гранитов Алатагыл в Чу-Илийском поднятии с подсчетом запасов на 01.01.1994 г. Алматы, 1995. 135 с.
16. Магматические комплексы Казахстана. Чингиз-Тарбагатайская складчатая система. Алма-Ата: Наука, 1982. 168 с.
17. Магматические комплексы Казахстана. Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньская складчатая система. Алма-Ата: Наука, 1982. 236 с.
18. Магматические комплексы Казахстана. Джунгаро-Балхашская складчатая система. Алма-Ата: Наука, 1983. 216 с.
19. Добрецов Г. Л., Белоусов А. П., Сергуниенков Б. Б. Средне-позднепалеозойский гранитоидный магматизм Центрального Казахстана (проблемы, пути их решения, схема расчленения) // Гранитоиды складчатых областей. СПб., 1993. С. 93-112.
20. Сейтмуратова Э. Ю. Позднепалеозойские вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации Жонгаро-Балхашской складчатой области (стратиграфия, геолого-петрологические особенности). Алматы, 2002. 254 с.

21. *Ненашев Ю. П.* и др. Рабочая опорная легенда Госгеолкарты – 50 западной части Агадырского рудного района в Центральном Казахстане. Т. II. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1990. 389 с.
22. Чу-Илийский рудный пояс. Полезные ископаемые. Рудные полезные ископаемые / Под ред. А. А. Абдулина, В. М. Волкова, Г. Н. Щербы (главный редактор). Алма-Ата: Наука КазССР, 1980. 288 с.
23. Геология и металлогения Каратау. Т. 2. Металлогения. Алма-Ата: Наука, 1987. 248 с.
24. *Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Антипин В.С.* и др. Мезозойские интрузии Монголии. Пространственное распределение, геохимия и рудоносность. // Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977. С. 133-143.
25. *Djenchuraeva R. D., Borisov F. I., Pak N. T., Malyukova N. N.* Metallogeny and geodynamics of the Aktiuz – Boordu Mining District, Northern Tien Shan, Kyrgyzstan// *Jornal of Asian Earth Sciensis*. 2008. 32. P. 280-299.

УДК 549.3 + 553.411 (470.5)

**ПИРИТ СОБСТВЕННО ЗОЛОТОРУДНЫХ И КВАРЦЕВО-ЖИЛЬНЫХ
ХРУСТАЛЕНОСНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ: ЭВОЛЮЦИЯ ГАБИТУСА
КРИСТАЛЛОВ И ЕЕ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ СТАДИЙ
ГЕОЛОГО-РАЗВЕДОЧНЫХ, ЭКСПЛУАТАЦИОННЫХ РАБОТ
И ПРОГНОЗИРОВАНИЯ**

В. Н. САЗОНОВ, доктор геолого-минералогических наук, профессор,
Институт геологии и геохимии Уро РАН;

В. Н. ОГОРОДНИКОВ, доктор геолого-минералогических наук,
Уральский государственный горный университет;

Ю. А. ПОЛЕНОВ, кандидат геолого-минералогических наук, профессор,
Уральский государственный горный университет,
г. Екатеринбург, Российская Федерация

На примере золоторудных (золото кварцевой и черносланцевой формаций) и хрусталеносных кварцево-жильных месторождений охарактеризована форма кристаллов пирита и ее эволюция в процессе становления (изменение РТХ-параметров системы) указанных объектов. Показано, что форма кристаллов пирита в совокупности с зональностью околорудных метасоматитов может успешно использоваться при прогнозировании оруденения (минерализации) и проведении геолого-разведочных работ различных стадий.

Formation and evolution of pyrite's crystal form on the example of gold (gold-quartz and black shale formations) and crystal-bearing quartz veined deposits are discussed. It is shown that a form of pyrite crystals together with zonation of wall rock alteration can use during prognosis of mineralization and all studies of geological prospecting.

Пирит – наиболее распространенный сульфид: он встречается в комплексах пород всех трех классов – осадочных, магматических и метаморфических (и метасоматических), а также в продуктах пегматитового, пневматолитового и гидротермального процессов. Давно установлены три основные формы кристаллов пирита – куб, октаэдр и пентагон-додекаэдр. В зависимости от

РТХ-параметров системы в ее продуктах могут развиваться какие-либо из этих разновидностей или их различные комбинации. Известно, что пирит является в ряде случаев промышленно ценным минералом – золотоносным и кобальтоносным (вплоть до практически ценных масштабов), а также в некоторых странах используется как железорудное сырье. Все изложенное определило

интерес к этому минералу как исследователей (особенно после открытия в СССР 1958 г. Мурунтау – первенца золоторудных месторождений черносланцевой формации), главной задачей которых было изучение типоморфных свойств пирита для решения проблемы, указанной в заглавии статьи, так и геологов-рудников, использовавших в различное время в разных регионах опубликованные разработки по эволюции габитусов пирита в пространстве и времени в первую очередь для поисково-оценочных работ на золото, медь, кобальт и др., а также для прогнозирования слепого оруденения.

Приведем наиболее важные работы, посвященные решению упомянутой проблемы. Прежде всего, это монография Н. З. Евзиковой [1], а также ее статья с Н. С. Беленькой [2], в которых на примере золотосеребряных близповерхностных месторождений показана эволюция форм пирита в рудных телах в горизонтальной и вертикальной плоскостях. Затем следует отметить монографии [3–10], авторы которых решают проблему типоморфизма пирита, форм нахождения в нем золота и других элементов-примесей. Решению этой же проблемы посвящены многочисленные статьи, авторефераты и тезисы докладов по проблеме на совещаниях различных рангов, а также неспециализированные публикации, в которых проблема решается попутно с различной степенью детальности; отметим, как представляется авторам, наиболее значительные из них [11–23].

В основу статьи положены оригинальные материалы по коллизионным золоторудным месторождениям кварцево-жильного типа (Березовское и Шульгинское на Среднем Урале, Тохтаровское в Тобольском Зауралье) [7, 15, 20, 21], хрусталеносным кварцевым объектам (за эталон принято Астафьевское месторождение [12]), а также по золоторудным месторождениям (с существенно пиритовыми и пирит-арсенопиритовыми рудами), локализующимся в породах черносланцевой формации (Астафьевское, Гогинское, Ашка и ряд рудопроявлений) [12, 15, 21 и др.]. По последним объектам привлечены обширные литературные данные по Ленской золоторудной провинции [13, 22, 23], Наталкинскому месторождению (Яно-Колымский металлогенический пояс) [24, 26]. Для сравнения использованы материалы по небольшим объектам Южного Урала [11, 26, 27].

Задача статьи определена следующими важными обстоятельствами: первое – пирит на названных месторождениях золотоносен и в существенной мере определяет продуктивность рудных зон; второе – форма кристаллов пирита в этих месторождениях довольно значительно различается, к тому же претерпевает эволюцию в процессе их формирования и трансформации; третье – получены принципиально новые данные [6] о нахождении золота в пирите, которые должны быть доведены до специалистов; четвертое – необходимость суммировать сведения по теоретической и практической значимости способов вхождения золота в пирит; пятое – представляется естественной попытка установить параметры гидротермально-метасоматической системы, определяющие кристаллическую форму пирита.

Березовское, Шульгинское и Тохтаровское золоторудные кварцево-жильные месторождения. Все объекты генетически связаны с раннеколлизионными гранитоидами и комплексами даек гранитоид-порфиров. Золотоносны в первом случае лестничные и красичные жилы, во втором – только лестничные [15]. В третьем случае золотоносность связана с зонами сульфидизации, развитыми на контакте даек гранитоид-порфиров с вмещающими породами разного минерального и химического состава. Околорудные метасоматиты представлены березитами и лиственитами [7, 20, 21]. Золото сосредоточено в сульфидах (более 90 % из них – пирит) и встречается в виде самородков (массой до десятков граммов). В околорудных метасоматитах обычен пирит, парагенетичный их типоморфным минералам – кварцу, карбонату (анкерит, кальцит, магнезит).

Пирит в рассматриваемых месторождениях представлен двумя основными формами – кубом и пентагон-додекаэдром (рис. 1) [7, 8, 17]. Кубический габитус обычен для пропицитов (эпидот- и актинолит-хлоритовой минеральной фаций) – исходных пород для околорудных изменений золоторудных месторождений кварцево-жильного типа и метасоматитов внешней и промежуточной зон колонок березитизации-лиственитизации пород различного состава. Пентагон-додекаэдры наблюдались в существенно серицитовых («щелочных») березитах Березовского и в поздних березитах-лиственитах Шульгинского месторождений (В. А. Попов, 1970; В. Н. Сазонов, 1970, [17]). В сульфидных рудах

(сложены более чем на 90 % пиритом), развитых в кварцевых жилах и иногда в метасоматитах, сопряженных с этими жилами, развит мелкозернистый пирит. Обычно это ранний пирит, сильно раздробленный и, как правило, без отчетливо проявленных граней. Содержание Au в пиритах разных форм неодинаковое: в кубическом – до 4 г/т, в пентагон-додекаэдрическом – до 9 г/т и в мелкозернистом – до 150 г/т и более [7, 17].

На Березовском месторождении облик кристаллов пирита из кварцевых жил и вмещающих их метасоматитов (березитов, главным образом) изучен В. И. и В. А. Поповыми [16]. Ими установлено, что пирит в кварцевых жилах представлен кубами, в березитах – гранями пентагон-додекаэдра и куба. Причем количественно грани распространены равнозначно или же грани пентагон-додекаэдра преобладают. На Березовском месторождении установлены четыре генерации пирита. Первые две представлены кубом с грубой штриховкой, третья – пентагон-додекаэдром, а четвертая – октаэдром и кубооктаэдром. По наблюдениям В. И. Поповой [17], пентагон-додекаэдры образовались в результате дорастания более раннего пирита кубического облика; с глубиной количественно молодой пирит постепенно уступает место более древнему.

На диаграмму (см. рис. 1) простых форм пирита (1, 5, 9) и их комбинаций (2-4, 6-8, 10-15) на примере рудных зон Тохтаровского месторождения нанесены фигуративные точки, отвечающие морфологии кристаллов пирита. Подчеркнем два важных аспекта. Первый – в целом проявлен отчетливо тренд эволюции форм пирита в рудах этого месторождения по прямой, соединяющей простые формы – куб и пентагон-додекаэдр. Некоторое «смазывание» тренда, отмечающееся на его обоих концах, объясняется пульсационным развитием рудообразования, в результате чего из новых порций эволюционирующего флюида у пиритов с гранями куба и пентагон-додекаэдра начинают появляться грани октаэдра [7]. Сходная закономерность проявлена и на других месторождениях, например на Многовершинном золотосеребряном [1], Дарасунском золоторудном кварцево-жильного типа [8] и некоторых других. Обычно причину этого явления видят в волновой эволюции параметров гидротермальной системы [3]. В принципе возможность такого показана в работах Д. С. Коржинского (1953, 1962 и др.). Однако плавная система эволюции

«сбивается» стадиями развития разновозрастных систем трещиноватости. При этом последние могут развиваться как прогрессивно, так и регрессивно. И это вполне естественно в условиях развития коллизионного процесса.

На рис. 2 на примере Тохтаровского месторождения иллюстрируются все встреченные формы кристаллов и сложно устроенных агрегатов пирита и приведена характеристика среды и условий их локализации. На Тохтаровском и Березовском месторождениях встречены футляровидные кристаллы пирита (рис. 3). В. И. Кайнов [7, с. 108] представил модель их формирования, которой подтвержден вывод В. И. Поповой по Березовскому месторождению о более позднем времени образования пирита пентагон-додекаэдрического облика по сравнению с таковым кубического (детали см. выше).

Заметим, что наши попытки увязать форму пирита с РТ-параметрами его кристаллизации оказались малоуспешными. Пожалуй, наиболее ценными в этом отношении являются данные работы А. Ю. Кисина (1991), посвященные изучению месторождений рубина в известняках. Им показано, что снижение в системе соответственно Р от 2,2 до 1,7 кбар и Т от 600 до 530 °С привело к смене пирита октаэдрической формы пиритом пентагон-додекаэдрическим.

Для пирита из зон минерализации золоторудных объектов кварцево-жильного типа обычными элементами-примесями являются As, Sb, Bi, Ag, Au (рис. 4); формы вхождения в пирит первого и последнего элементов имеют принципиальное значение для построения модели рудообразования на рассматриваемых объектах и разработки схем обогащения.

Астафьевское кварцево-жильное хрупкотеплое месторождение. В районе месторождения развиты метавулканиды силурийско-девонского возраста и карбоновые черные сланцы. Древние породы претерпели двухэтапный метаморфизм – ранний в условиях эпидот-амфиболитовой и поздний – зеленосланцевой фаций. Поздняя коллизия выражена здесь образованием альпийно-типной складчатости и широким проявлением разрывных дислокаций. Объект сформировался в несколько стадий, которыми зафиксированы дискретные «отрезки» кислотно-щелочной эволюции флюида ювенильного происхождения [15]. Начальная его температура (530–490 °С) обусловила развитие в зонах дробления (разлома)

Рис. 1. Распределение форм кристаллов пирита (незалитые кружки) из руд Тохтаровского золоторудного месторождения (Тобольское Зауралье) на диаграмме А. Ф. Бушмакина (1990) в координатах куб – пентагон-додекаэдр – октаэдр [7]

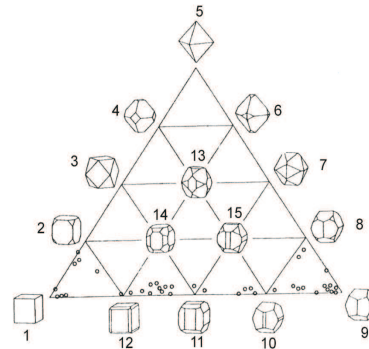
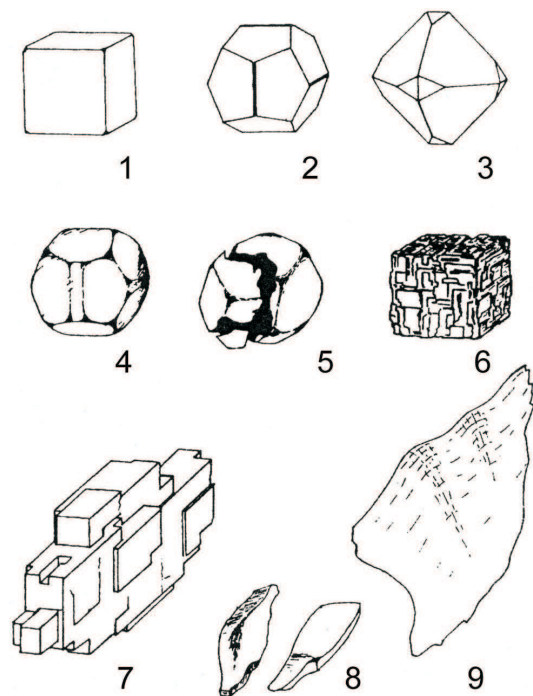


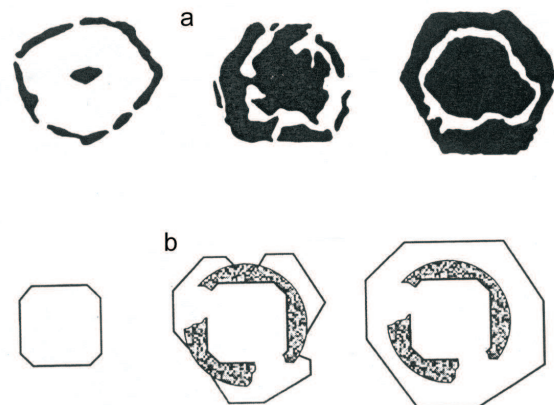
Рис. 2. Кристаллография пирита Тохтаровского золоторудного месторождения (Тобольское Зауралье) [7]:

1–3 – облик кристаллов из рассеянной вкрапленности пирита в березитах-лиственитах: кубический (1), пентагон-додекаэдрический (2), октаэдрический в двойной и тройной комбинациях с меняющимся соотношением площадей (3);
4 – кристаллы из зон динамотермального метаморфизма (отличаются сглаженной поверхностью, нарушенность сильнее проявлена у вершин и ребер кристаллов); 5 – раздавленные кристаллы из зон дробления; 6 – кубический габитус кристалла с мозаичной поверхностью граней; 7 – кристаллы уплощенного облика, образовавшиеся по тонкой трещине; 8 – ксеноморфные индивиды с тонкой штриховкой на поверхности; 9 – тонкие (до 0,3 мм) прожилки пирита (являются монокристаллом, разросшимся в стесненных условиях).



Примечание. Кристаллы пирита относятся к ранней (4, 5), промежуточной (1–3) и поздней (9) стадиям минералообразования

Рис. 3. Футляровидный кристалл (различные сечения) из руд Тохтаровского золоторудного месторождения (а) и модель его образования (б) [7]



биотитовых метасоматитов, с которыми связана повышенная (до 14,3 г/т) золотонность. Снижение T (до 450 °С) в системе вызвало замещение биотита и сопутствующих минералов хлоритом. Зоны развития хлорита концентрируют золото в количестве 0,1–4,0 г/т. Последнее сосредотачивается главным образом в пирите и халькопирите. В верхней части месторождения развит парагенезис серицита с кварцем и карбонатом (кальцитом и доломит-анкеритом). Метасоматиты, включающие этот парагенезис, содержат слабозолотоносный (до 1 г/т) пирит. На нижних горизонтах образуется пирит с повышенным содержанием золота. На верхних горизонтах наблюдается выщелачивание

кварца кварцевых жил. В породах зоны разлома и его влияния под углеродисто-алевролитовым экраном развита аргиллизация; в полостях выщелачивания при этом кристаллизовался горный хрусталь; в окологнездовом пространстве образовались гидротермальные глины [15].

Пирит существенно биотитовых и биотит-хлоритовых метасоматитов имеет пентагон-додикаэдрический облик с ограниченным развитием форм куба и октаэдра. Для пирита из кристаллов хрусталя и аргиллизитов из гнезд в кварцевых жилах, а также из самих жил и кварц-серицитовых метасоматитов типоморфен октаэдрический габитус с многочисленными осложнениями

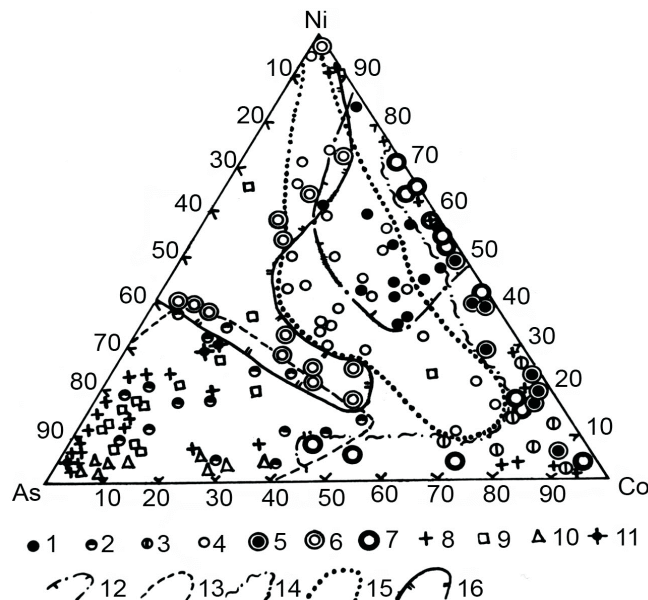


Рис. 4. Диаграмма содержаний Ni, Co и As – типоморфных элементов-примесей в пирите магматогенных гидротермально-метасоматических, гидротермальных золоторудных и кварцево-жильных хрусталеносных месторождений [7, с.431].

Монофракции пирита выделены из: 1, 2 – метасоматитов существенно биотитовых с хлоритом (1) и хлоритовых (2) по базальтовым и андезит-базальтовым вулканитам Астафьевского месторождения (Южный Урал); 3 – кварц-серицитовых метасоматитов того же объекта; 4 – эйситов того же объекта; 5 – кварцевых жил того же объекта; 6 – хрусталей и аргиллизитов гнезд хрусталеносных кварцевых жил того же объекта; 7 – околожильных метасоматитов (преимущественно кварц-серицитовых) месторождения горного хрусталя Додо (Приполярный Урал); 8 – березитов-лиственитов уральских золоторудных месторождений; 9 – зон минерализации золоторудных месторождений Ленской золоторудной провинции; 10 – рудных зон золоторудных месторождений Восточного Саяна; 11 – рудных тел Старобирюкульского золоторудного месторождения; 12–16 – поля распространения пиритов из: существенно биотитовых (12), хлоритовых (13) метасоматитов, кварцевых жил (14), эйситов (15), горного хрусталя и аргиллизитов гнезд хрусталеносных кварцевых жил (16).

Примечание. Данные по неуральским объектам приведены для сравнения

гранями тетрагон-триоктаэдра и дидодекаэдра (рис. 5). Развитие гидротермальной системы на месторождении происходило с падением T и уменьшением pH . В результате в системе пирит последовательно кристаллизовался в следующих формах: пентагон-додекаэдр – куб – октаэдр.

Элементы-примеси в пирите из биотит-хлоритовых и хлоритовых метасоматитов аналогичны указанным выше для золоторудных месторождений кварцево-жильного типа. В пирите из кварц-серицитовых метасоматитов обычен Co и незначительно развит Ni . Пирит из золотоносных и хрусталеносных кварцевых жил одинаково обогащен Ni и Co , при этом содержание последнего существенно больше. Никелем обогащен пирит из эйситов, кварц-карбонатных жил и из хрусталеносных гнезд (из хрусталя и аргиллизитов). В зонах развития хлоритизации на золоторудных и хрусталеносных объектах развит мышьяковистый пирит. В целом представление об элементах-примесях в пиритах кварцево-жильных золоторудных и хрусталеносных месторождений дает рис. 4. На нем для сравнения приведены данные по другим регионам.

Месторождения золота, сопряженные с породами черносланцевой формации. Образования черносланцевой формации развиты в различных структурах, но наиболее распространены они в шовных зонах, маркирующих бортовые части рифтов, а также в приконтактных частях офиолитовых поясов. Названные структуры являются сквозными в геологической истории Земли. Крупные концентрации золота (обычно и платиноидов) сопряжены с образованиями черносланцевой формации рифейского, верхнепалеозойского и мезозойского возраста.

Золоторудные месторождения, локализующиеся в черных сланцах, нами подразделяются на два типа: первый – полигенные, полихронные объекты, приуроченные к шовным зонам, являющиеся составной частью региональных кольцевых разломных структур (в качестве примера можно привести такие крупные объекты, как Мурунтау, Наталка, Сухой лог и др.); второй – обычно средние и небольшие месторождения золота с запасами, редко превышающими 100 т, генетически связанные с коллизионными гранитоидами тоналит-

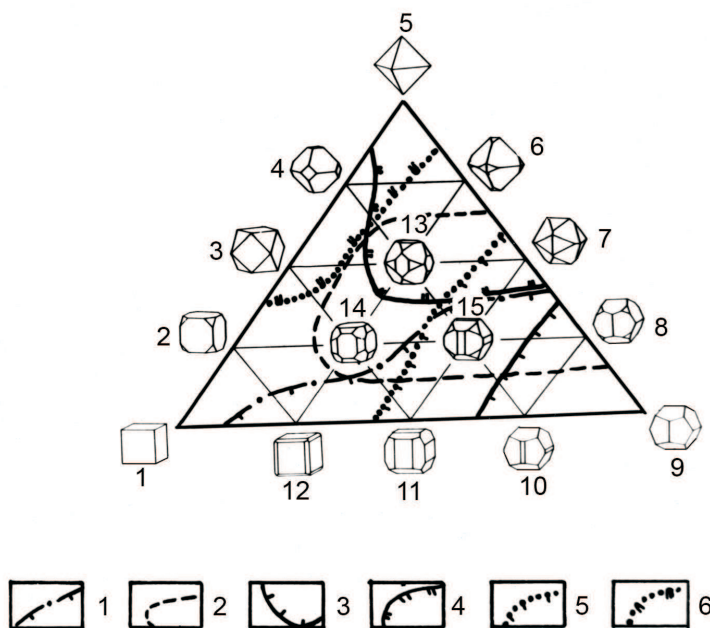


Рис. 5. Формы кристаллов пирита из магматогенных гидротермально-метасоматических и гидротермальных образований кварцево-жильных хрусталеносных месторождений Урала [14, с. 430].

Пириты выделены из: 1, 2 – существенно биотитовых (1) и хлоритовых (2) метасоматитов; 3 – кварцевых жил; 4 – хрусталеносных гнезд (горного хрусталя и аргиллизитов); 5 – эйситов; 6 – кварц-карбонатных образований полостей. Цифры на рисунке: 1, 5, 9 – простые формы – куб (1), октаэдр (5), пентагон-додекаэдр (9); остальные цифры – сложные, комбинированные формы: октаэдра с пентагон-додекаэдром (6–8), куба с пентагон-додекаэдром (9–12), куба с октаэдром и пентагон-додекаэдром (13–15)

гранодиоритовой формации (в данном случае черные сланцы являются обычными вмещающими породами наряду со многими другими, Березовское, Кочкарское, Гогинское месторождения на Урале). В связи с изложенным далее рассматриваются объекты только первого типа.

Генезис месторождений первого типа трактуется различными исследователями по-разному. В. Г. Гарьковец [25] движущую силу развития черносланцевого золота видит в осадочном процессе. Для черных сланцев Мурунтау (бесапанская свита) он приводит среднее содержание Au, равное 550 мг/т [25]. В работе [24] полагается, что эта величина завышена на порядок (ниже мы попытаемся показать причину указанных расхождений). П. Ф. Иванкин идентифицирует их с месторождениями второй группы. В. А. Буряк [13] на основе детальных геолого-тектонических, петрографических, минералогических и геохимических, включая изотопно-геохимические, на примере Восточной Сибири показал, что в формировании месторождений первого типа существенна роль метаморфических (и сопряженных метасоматических) процессов и тектонического фактора. Источник золота, по этому автору, создается процессом метаморфизма – Au из зон высокоградусного метаморфизма (фашия выше зеленосланцевой) мигрирует в зоны развития метаморфитов зеленосланцевой формации. При этом он считал, что слабо золотоносные кварцевые жилы, известные на месторождениях черносланцевой формации, являются поздними, связанными с гранитоидами (они секут зоны развития прожилково-вкрапленной золоторудной собственно черносланцевой минерализации). Отметим, что в последние годы представления В. А. Буряка во многом подтверждены прецизионными комплексными исследованиями [23], на которых мы остановимся далее специально. Очевидно, здесь следует отметить работы А. В. Синцова [26], в которой примат в решении проблемы черносланцевого золота отдается давлению, Н. А. Шило (2002), который на базе материалов по месторождению Мурунтау пришел к заключению, что черные сланцы обеспечивают лишь восстановительный режим рудообразования с буферированием кислорода за счет протекания реакций с участием углерода матрицы, а также данные изотопно-геохимического исследования руд, околорудных метасоматитов и вмещающих пород, выполненного

С. Г. Кряжевым (1994) по этому же месторождению, по результатам которых он пришел к заключению о том, что продуктивная фаза рудообразования имеет магматогенный источник в отличие от предрудных и пострудных образований метаморфогенного происхождения. С. Д. Шер [22, 27] модель, предложенную В. А. Буряком [13], не разделял. Он считал, что Au пород черносланцевой формации включалось в гидротермальный процесс только через их анатексис и магмообразование. Наконец, следует отметить, что в работах [23, 28–31] по разным регионам на основе главным образом тонких геохимических и изотопно-геохимических исследований авторы пришли к заключению о том, что модель В. А. Буряка вполне выдерживает проверку «современными фактурными данными».

Наши материалы [15], а также литературные данные ([32], И. В. Коновалов (1985) и др.) свидетельствуют о том, что в процессе зеленосланцевого преобразования пород различного состава (черных сланцев, терригенных пород, вулканитов разного состава и др.) количество Au возрастает (до 70–80 мг/т, а в отдельных случаях даже до 550 мг/т). Не исключено, что приведенные в работе [24] многочисленные примеры повышенных концентраций Au в черных сланцах, хотя бы отчасти обязаны этому явлению. Однако значительного концентрирования, тем более до промышленных масштабов, в этих условиях не происходит. Для того чтобы это случилось, необходимы зоны разломов, в которые золото будет стягиваться, а вместе с этим будет поступать флюид мантийной природы, несущий золото. Подобный механизм обосновывается нами в работе [15] на примере Светлинского месторождения, а также в близком варианте рассмотрен А. Ф. Коробейниковым и В. В. Масленниковым (1994) для Северо-Восточного Казахстана, где ими подмечено, что перераспределение Au с концентрированием происходило в локальных зонах рудообразования.

В сводке [24] приведены данные о золотоносности пирита месторождений черносланцевой формации. В частности, указано на то, что роль этого минерала как носителя Au небольшая (не превышает 10%). Большая часть этого элемента сопряжена непосредственно со сланцами и имеет органогенную и терригенную природу. «Первичный» пирит черных сланцев округлой и неправильной формы, размер его выделений крайне мал (колеблется от невидимой формы даже при

15 000-кратном увеличении до 20–25 мкм) (рис. 6, а; 7, а, б; 8, а, б). Такой пирит сохраняется в черных сланцах до их метаморфогенно-метасоматического преобразования. В процессе развития метаморфизма он претерпевает перекристаллизацию с существенным увеличением размерности зерен (рис. 6, б; 7, в; 8, б, в; 9, а, б). В пределе величина метакристаллов пирита может по сравнению с выделениями первичной размерности этого минерала увеличиться на два порядка и даже больше. Количество Au в «первичном» пирите обычно составляет доли грамма на тонну, достаточно редко оно достигает 2–5 г/т; в метаморфогенно-метасоматическом пирите количество Au возрастает в 3–4 раза; в пирите кварцевых жил содержание золота колеблется в пределах 4–15 г/т [11, 15 и др.].

По данным работы [6] в «первичном» пирите Au, S и As распределяются равномерно. Au находится в тонкорассеянном состоянии в пирите и арсенопирите. В последнем оно согласно работе [33] зафиксировано в изоморфной и «механической» формах. Рассеянная форма золота выявлена также в пирите, подвергшемся зеленосланцевому метаморфизму (серицит-хлоритовая зона). При более высокоградусном метаморфизме и тектонической активности происходит перераспределение Au, но в пределах зерен пирита по трещинкам (рис. 6, б; 9, а, б; 10, Б). Наиболее обогащены золотом не сами трещинки, а узкие

полоски вдоль них. Пирит кубической формы образуется после кливажа или одновременно с ним, на что указывает параллельность ориентировки включений углеродистого вещества во внутренних зонах зерен пирита и сланцеватости боковых пород (рис. 10, Б).

О форме «первичного» пирита пород черносланцевой формации упомянуто выше. Наиболее характерные примеры приведены на рис. 7, а, б; 8, а, б. Что касается пирита метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации черных сланцев, то форма его выделения – типичный куб, часто сопровождаемый кварцевой оторочкой давления (рис. 10, А). Для такого пирита характерно присутствие микрозолотин в трещинках, сосредоточенных преимущественно в его центральной части, а также реликтов матрицы с отчетливо наблюдаемой в ней сланцеватостью (рис. 10, Б). Кроме куба для пирита рассматриваемых золоторудных месторождений отмечается пентагон-додекаэдр [13, 28, 29]. Эта форма характерна для зон прожилково-вкрапленного оруденения, образовавшегося в щелочной среде. Причем на основании работ [13, 15] можно сделать вывод, что кубическая форма кристаллов пирита свойственна ранним зонам с прожилково-вкрапленным оруденением, а пентагон-додекаэдрическая – поздним кварцевым жилам, обычно бедным сульфидной минерализацией.

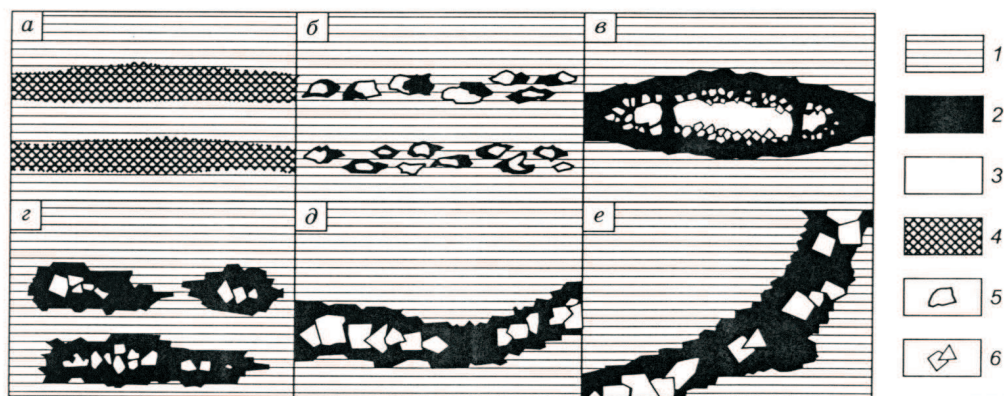


Рис. 6. Последовательность (модельная) смены формы выделения пирита (а – е) в процессе трансформации черных сланцев Витимо-Патомсчкого района при метаморфизме [6]:
 1 – черные сланцы; 2 – карбонатно-кварцевые образования (оторочки около выделений пирита);
 3 – пирит; 4 – послонная тонкоглобулярная сульфидная (существенно пиритовая) минерализация;
 5 – линзы пирита; 6 – идиоморфные кристаллы пирита

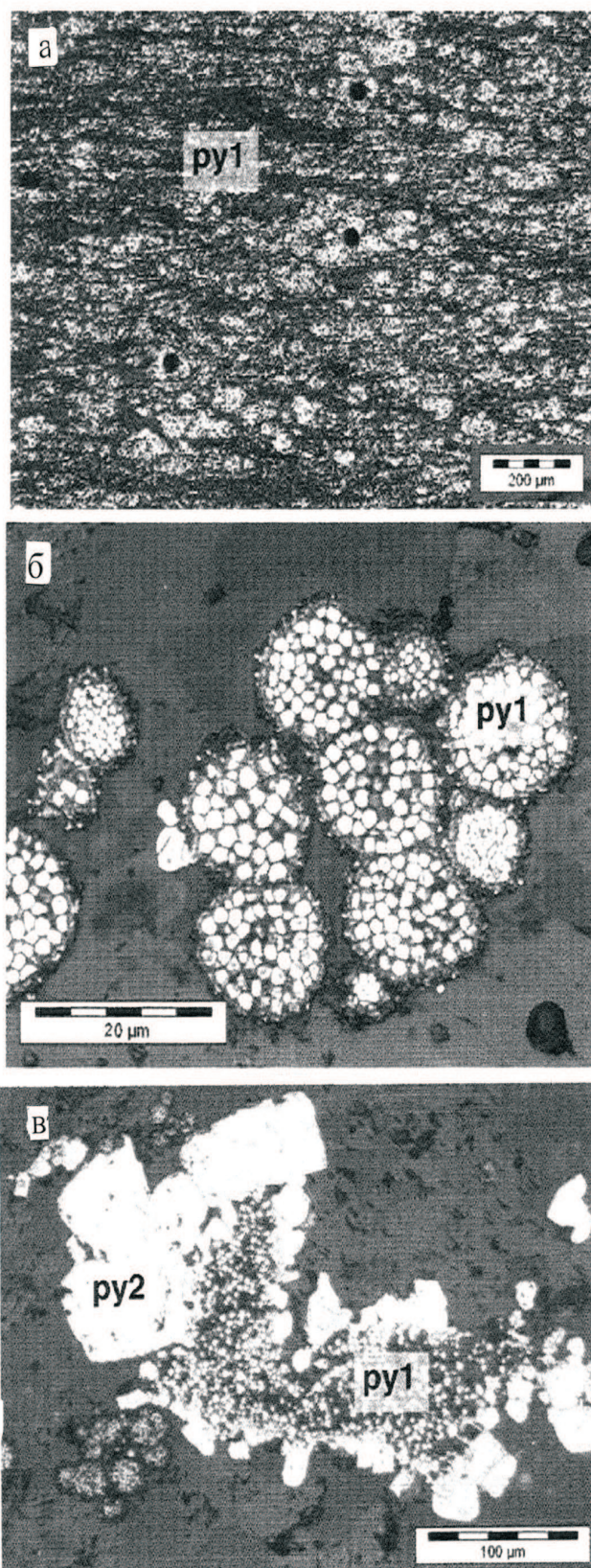


Рис. 7. Характер выделений сингенетического пирита с невидимым золотом в черных сланцах золоторудного месторождения Сухой лог (Ленская золотая провинция) [22] с некоторыми упрощениями:

а- стратифицированный, фрамбоидальный, «пылевидный» пирит (Pu_1) с содержанием Au 0,44–12,1 г/т; *б* – то же при большем увеличении; *в* – пирит кубической формы, эвгедральный (Pu_2), обрастающий Pu_1 , содержащий 0,02–13,0 г/т Au.

Примечание. Позднее $Pu_{1,2}$ образовался арсенипирит с невидимым золотом в количестве 0,1–13,0 г/т; еще позднее выделились пириты четырех генераций (Pu_{3-6}): Pu_3 – грубозернистый, включает реликты вмещающих пород, содержит невидимое золото в количестве 0,05–0,8 г/т, встречаются микроскопические выделения самородного Au; Pu_4 – грубозернистый, эвгедральный, с невидимым золотом в количестве 0,02–1,3 г/т, могут встречаться включения самородного золота; Pu_5 – грубозернистый, эвгедральный, без видимого золота, количество невидимого Au 0,01–0,22 г/т, сопровождается кварцевыми оторочками давления; Pu_6 – пористый, со структурой «птичьего глаза», содержит невидимое золото в количестве < 0,04–0,15 г/т

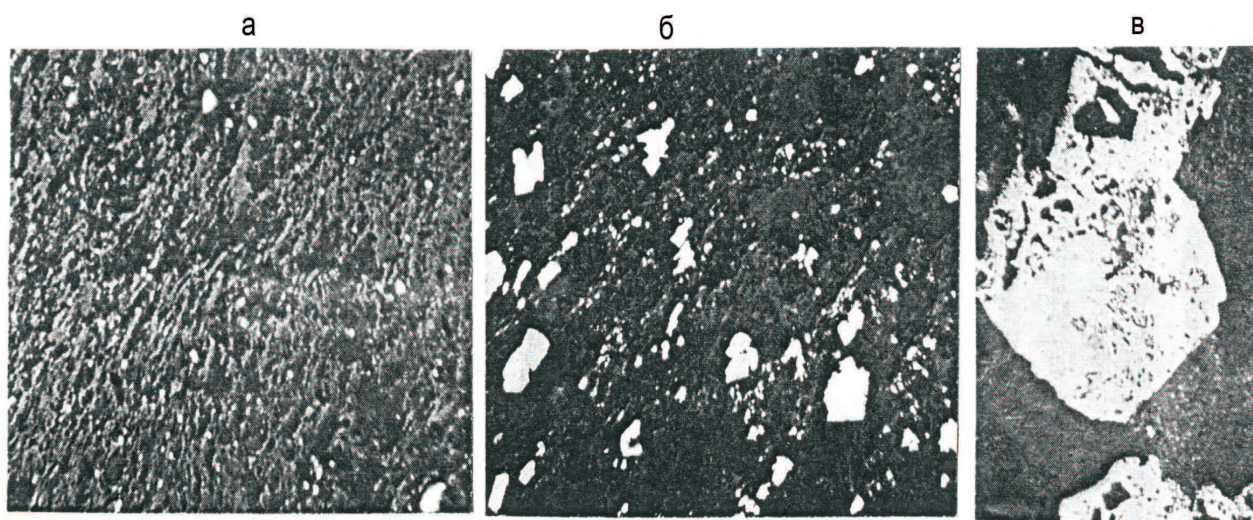


Рис. 8. Эволюция формы и размерности выделений пирита в процессе трансформации пород черносланцевой формации (Гогинское золоторудное месторождение, Южный Урал) [10]:
 а – тонкоглобулярный пирит, фотография аншлифа, ув. 80; б – тонкоглобулярный (мелкие зерна) и метакристаллический (крупные зерна и их агрегаты) пирит, фотография аншлифа, ув. 65;
 в – метакристаллы из пирита из пород, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации; черное – реликты вмещающих пород; фотография аншлифа, ув. 68

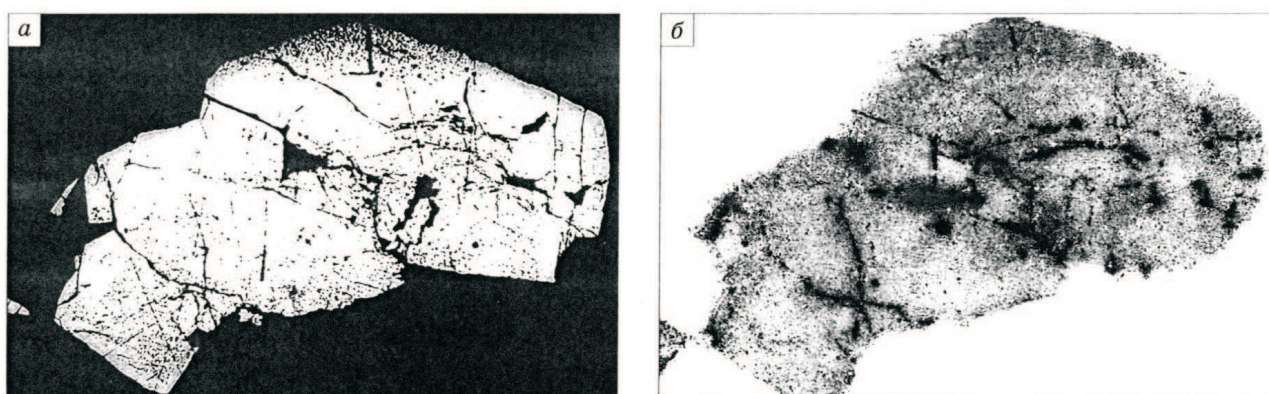


Рис. 9. Характер распределения золота в метакристалле пирита из пород, указанных в подписи к рис. 6. [6]:
 а – фотография полированного шлифа пирита; б – распределение в пирита Au и долгоживущих радиоизотопов, точки максимального почернения – золотины размером 2 – 4 мкм; однородный серый фон характеризует распределение серы

Обсуждение результатов и выводы. Пирит является существенной составляющей руд месторождений первого (золотосульфидно-кварцевые) и третьего (сопряженные с черными сланцами) типов, рассмотренных выше. Что касается объектов второго типа (хрусталеносные кварцевые жилы), то в них пирит скорее экзотический минерал. Наибольший интерес представляют месторождения третьего типа по следующим причинам: первая – их генезис до сих пор окончательно не выяснен (ясно, что для крупных объектов он полигенный и полихронный, однако ряд вопросов структурно-геологического, минералого-геохимического и возрастного планов, особенно по конкретным месторождениям, нуждается в серьезном доизучении); вторая – мировые запасы золоторудных месторождений, сопряженных с черными сланцами, составляют 30,62% (данные за 80-е гг. XX в., за исключением месторождения Витватерсранд), их руды, как правило, «упорные», в связи с чем изучение формы вхождения Au в них на основе современной приборной базы является крайне необходимой задачей.

Практически все золоторудные месторождения располагаются в зонах развития метаморфитов зеленосланцевой фации. Главный источник флюида таких объектов – породы матрицы (при их метаморфизме высвобождается существенное количество воды, давая начало метаморфогенно-гидротермальному флюиду ([11,13,15], И. В. Коновалов, 1985 и др.)). Причем, если на площади развития метаморфитов зеленосланцевой фации нет разломов, то отмеченное Au распределяется равномерно в ее пределах. Содержание Au повышается (до 70–80, в пределе до 550 мг/т – данные по Мурунтау). Такие зоны с повышенным содержанием золота выделены нами [15] в качестве его «промежуточных коллекторов». При наличии синхронных метаморфизму (или более поздних) зон разломов указанные коллекторы являлись «золотоносной» матрицей, из которой в них «сбрасывалось» золото, образуя зоны прожилково-вкрапленной минерализации с содержанием Au вплоть до промышленно интересных концентраций. В [15] на основе приуроченности крупных месторождений, сопряженных с черными сланцами.

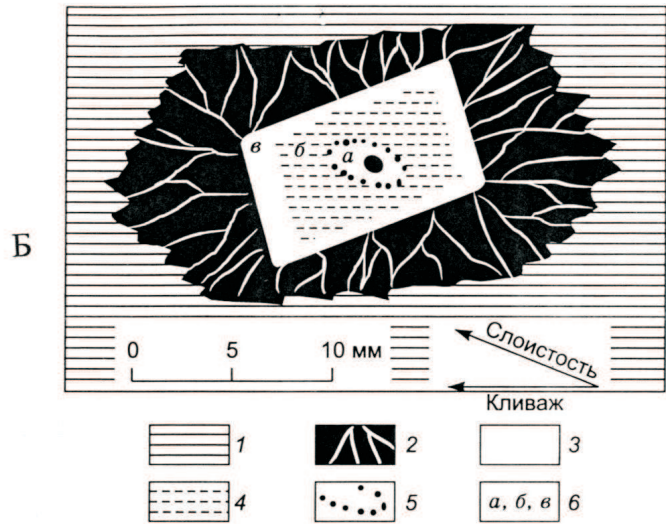
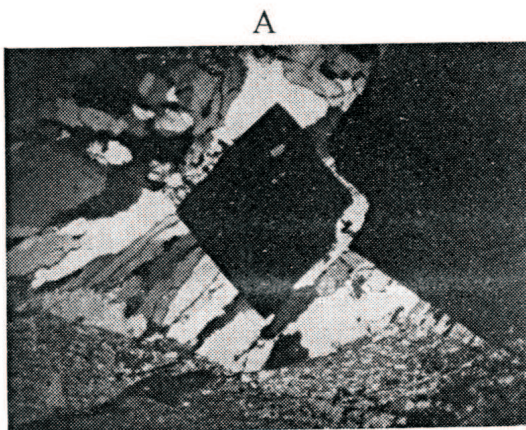


Рис. 10. Характер строения метакристаллов пирита из углеродистых кремнисто-карбонатно-глинистых пород, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации:

А – фотография прозрачного шлифа, ув. 210, николи +, вокруг куба пирита развита кварцевая оболочка давления [12]; Б – модель внутреннего строения метакристалла пирита, построенная на основе данных, полученных при его микроскопическом и автордиограммном изучении [6]: 1 – породы те же, что указаны на рис. 6; 2 – карбонат-кварцевая оторочка; 3 – пирит; 4 – включения углеродистого вещества; 5 – микроскопические выделения золота, внутренняя грануломорфная часть ориентирована по слоистости

к мощным глубинным разломам и приконтактовым зонам офиолитовых и вулканогенных поясов, а также присутствия в рудах платиноидов и данных изотопно-геохимических анализа по минералам руд и боковых пород сделан вывод о сложном корово-мантийном источнике вещества, включая S, Au, ЭПГ и др.

Золоторудные месторождения так называемой черносланцевой формации подразделяются нами на два типа: первый – черные сланцы выполняют функцию боковых пород (наряду с другими породами) при развитии гидротермально-метасоматического процесса (например, при параметрах развития метасоматитов березит-лиственитовой формации) в связи с раннеколлизийными гранитоидами Урала; второй – эти сланцы выполняют ресурсную роль, но через трансформацию их в процессе метаморфизма (в условиях зеленосланцевой фации) и тектонической активизации.

«Первичный» пирит на золоторудных месторождениях черносланцевой формации представлен округлой и неправильной формой микроскопических размеров (рис. 7, а, б; 8, а, б). В процессе метаморфизма, в условиях относительно кислой среды, образуются метакристаллы пирита кубической формы. В рудную, щелочную стадию кристаллизуется этот минерал в форме куба и пентагон-додекаэдра [13]. В кислых средах (кристаллы кварца из гнезд в кварцевых жилах, аргиллизиты и др. (Астафьевское месторождение, Южный Урал)) кристаллизуется пирит октаэдрического облика. «Движущей силой» эволюции формы кристаллов пирита является главным образом рН системы. В пределах доступных нам материалов сколько-нибудь значительное влияние на нее РТ-параметров системы не установлено.

«Первичный пирит» черных сланцев содержит более 20 элементов-примесей, которые по величине содержания можно подразделить на три группы (элементы в группах приводятся в порядке повышения их содержания): первая (0,8–10 г/т) Ti, Sn, U, Te, Au, Bi, Ag; вторая (11–100 г/т) Se, Mo, V, Cr, Sb, Zn; третья (100–2000 г/т) Cu, Ba, Ti, Co, Pb, Mn, Ni, As. Пириты более поздних генераций «освобождаются» от этих элементов, исключая As, Ni, Se, содержание которых нарастает [15].

Для большинства золоторудных месторождений черносланцевой формации на глубинах от 0 до 4–5 км выявлены массивы гранитоидов, вокруг которых развита рудная зональность,

подтверждающая генетическую связь оруденения с магматизмом. Приведем пример по рудному району Мурунтау: центральная часть массива гранитоидов специализирована на W и Au (собственно месторождение Мурунтау), с удалением от массива она сменяется в последовательности – Au–As (месторождение Чармитан), Au–Te (месторождение Кочбулак), Au–Ag (Чаадак), Au–Sb (месторождение Кассан), Au–Ag (месторождение Хайдаркан). Представляется, что для Мурунтау связь золотооруденения с гранитоидами достаточно убедительно обоснована данными изотопно-геохимического анализа минералов указанных магматитов, более поздних даек, а также боковых пород и рудных зон (А. Г. Кряжев, 1999; Ю. А. Костицын, 1991). Близкий пример приведен в работе [30] по золоторудным объектам Верхнеколымского региона.

На крупных месторождениях, локализуемых в черных сланцах, развиты два типа золотого оруденения: первый (ранний) – прожилково-вкрапленный, развитый на нижних горизонтах; второй (более поздний) представлен слабо золотосными кварцевыми жилами, рассекающими зоны золотой минерализации первого типа ([2], Б. Л. Вуд, Н. П. Попов, 2006). Подобные взаимоотношения между золотооруденением указанных двух типов установлены на Светлинском месторождении Южного Урала [15].

Крупные месторождения золота обычно располагаются среди серии более мелких. В качестве примера укажем, что в районе Сухого лога выявлено 80 кварцево-жильных и 40 прожилково-вкрапленных золоторудных объектов [23].

Пирит на золоторудных месторождениях охарактеризованных типов эволюционирует в процессе их развития в последовательности: чрезвычайно тонкозернистый (невидимый при увеличении 15000, месторождение Карлиц) и тонкозернистый (3–15 мкм, месторождение Сухой лог и др.) – отчетливо наблюдаемый пирит кубической формы, возникающий при диагенезе и раннем метаморфизме черных сланцев, – более поздний пирит пентагон-додекаэдрического габитуса (продукт щелочной стадии) – мелкозернистый пирит, сильно обогащенный золотом (до 150 г/т и больше). На хрусталеносных кварцево-жильных месторождениях Урала ранний пирит представлен кубической формой, а поздний (образовался в сильно кислотной среде) – октаэдрической.

Смысл изучения форм кристаллизации пирита и возможности «насыщения» Au пиритов различных форм двойки. Во-первых, это, несомненно, углубляет знания о процессе рудообразования на месторождениях различных типов, в рудах которых этот минерал присутствует. Во-вторых, формой вхождения (химическая, физическая) Au в пирит в конечном счете определяется тип обогащения золотых руд. В качестве примера приведем месторождение Карлин, где упорные руды к цианированию были подвергнуты гидрометаллургическому процессу, что позволило существенно увеличить выход товарной продукции. И конечно же, октаэдрическая форма пирита при поисках месторождений горного хрусталя – весомый поисковый признак, примерно такой же, как пентагон-додекаэдрическая форма пирита при поисках золоторудных месторождений прожилково-вкрапленного и кварцево-жильного типов.

Таким образом, форма выделения пирита определяется преимущественно кислотностью-щелочностью среды минералообразования. В «первоначальном» пирите Au распределено равномерно, входя в дефекты кристаллической решетки. В процессе метаморфогенно-тектонической трансформации по трещинкам в этом минерале выделяется самородное золото (от кластеров до микроскопических и видимых невооруженным глазом частиц [7]). В работе [3, с. 130] полагается, что распределение кристаллизационных форм пирита в вертикальной плоскости, в частности на золоторудных месторождениях, определяется волновым характером кривой изменения рН гидротермальной системы с глубиной. Для одностадийного развития гидротермального

процесса это действительно так [20, 21]. Крупные месторождения золота полистадийные,

В заключение отметим, что теоретическая и практическая (с информативными примерами) значимость габитуса пирита для различных стадий геолого-разведочных работ и металлогенического анализа рассмотрена в монографиях [1–6, 8, 11]. Изменение рН в вертикальной плоскости при их формировании, прежде всего, зависит от характера трещинообразования – прогрессивного или регрессивного. В [15] на примере Березовского золоторудного поля показано, что полистадийное развитие минералообразующей системы приводит к совмещению на одном и том же эрозионном уровне различного состава метасоматитов, например эйситов и березитов, эйситов и гумбеитов и др. Выше было показано, что пирит может кристаллизоваться как в кислой, так и в щелочной средах, «реагируя» на них образованием кристаллов разных габитусов. Существенное различие моделей распределения кристаллов пирита разных форм в вертикальной плоскости [1, 4–9 и др.] на крупных рудных месторождениях обуславливается, как нами показано выше, мультистадийным (прогрессивным или регрессивным) развитием трещин, контролирующим развитие гидротермального процесса. Подчеркнем, что сведения о кристалломорфизме пирита вкуче с концентрически-зональным строением околорудных метасоматических ореолов могут успешно использоваться при поисках и оценочных работах на Au, Ag, As, W и др.

Исследования выполнены при частичной поддержке гранта 09-05-12035 – офи-м и проекта УРО, СО и ДВО РАН, 2009–2011 гг.

ЛИТЕРАТУРА

1. Евзикова Н. З. Поисковая кристалломорфология. М.: Недра, 1984. 143 с.
2. Евзикова Н. З., Беленькая Н. С. К вопросу о поисково-оценочном значении форм кристаллов пирита // Записки ВМО. 1977. № 6. С. 749–750.
3. Павлович В. И., Жабин А. Г., Китаенко А. Э. Типоморфизм и поисково-оценочное значение пирита. Киев: УкрГГРИ, 2004. 160 с.
4. Богуш И. А., Бурцев А. А. Онтогенетический атлас морфогенетических микроструктур колчеданных руд. Ростов-на-Дону: Изд-во СКВНЦ ВШ, 2004. 200 с.
5. Прохоров В. Г. Пирит. Красноярск, 1970. 180 с.
6. Жмодик С. М., Миронов А. Г., Жмодик А. С. Золотоконцентрирующие системы офиолитовых поясов. Новосибирск: ГЕО, 2008. 304 с.
7. Кайнов В. И. Тохтаровское месторождение золота (Тобольское Зауралье) // Уральский геологический журнал. 2005. № 5. 194 с.

8. Юргенсон Г. А. Типоморфизм и рудные формации. Новосибирск: Наука, 2003. 368 с.
9. Джафаров Ч. Д. Кристаллография пирита и ее прогнозное значение. Баку, 1970. 118 с.
10. Андреев Б. С. Пирит золоторудных месторождений. М.: Наука, 1992. 144 с.
11. Баранников А. Г. Золотоносность Гогинского рудно-россыпного района (Южный Урал). Екатеринбург: Изд-во УТГУ, 2006. 197 с.
12. Огородников В. Н., Сазонов В. Н. Соотношения золоторудных и хрусталеносных месторождений обрамления гнейсовых блоков Урала. Свердловск: УИЦ АН СССР, 1971. 72 с.
13. Буряк В. А. Метаморфогенное рудообразование. М.: Недра, 1982. 256 с.
14. Китаенко А. Э. Пирит – индикатор зональности и формационной принадлежности руд и ореолов месторождений: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1987. 30 с.
15. Месторождения золота Урала. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2001. 622 с.
16. Полтавец З. И. Эволюция свойств и состава пиригов при формировании железорудно-скарновых месторождений Северного Тургая: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск, 1980. 30 с.
17. Попова В. И. Эволюция форм роста кристаллов пирита из Березовского золоторудного месторождения на Урале // Труды Свердловского горного института, 1972. Вып. 81. С. 109-111.
18. Пшеничкин А. Я. Использование морфологии пирита при минералогическом картировании золоторудных месторождений Алтае-Саянской складчатой области // Минералогическое картирование рудоносных территорий. Свердловск: СГИ, 1985. С. 60-71.
19. Ракчеев А. Д. Зависимость ширины запрещенной зоны кристаллов пирита от температуры их образования // Современные методики петрологических исследований. М.: Наука, 1976. С. 77-86.
20. Сазонов В. Н. Березит-лиственитовая формация и сопутствующее ей оруденение. Свердловск: УрО АН СССР, 1984. 208 с.
21. Сазонов В. Н. Золотопродуктивные метасоматические формации подвижных поясов. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 1998. 181 с.
22. Шер С. Д., Демченко А. В. О значении исследований формы кристаллов пирита для поисков золоторудных месторождений в Ленском районе // Геология рудных месторождений. 1962. № 4. С. 5-15.
23. Large K., Maslennikov V., Robert F. et al. Multistage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the giant Sukhoi log deposit, Lena gold province, Russia // Econ. Geol. 2007. V. 102. P. 1233-1267.
24. Юдович Я. Э., Кетрис М. П., Мерц А. В. Геохимия и рудогенез золота в черных сланцах. Сыктывкар: Геонаука, 1990. 61 с.
25. Гарьковец В. Г. Условия образования сингенетично-эпигенетических месторождений углеродисто-рудной формации // Геология и закономерности размещения эндогенных рудных формаций Тянь-Шаня. Золото (вып. 1). Ташкент: САИГИМС, 1977. С. 4–23.
26. Синцов А. В. Рудогенез в углистых сланцах Байкало-Патомского нагорья // Геология, генезис и вопросы комплексного освоения месторождений благородных металлов. М.: ИГЕМ РАН, 2002. С. 220-223.
27. Шер С. Д. Металлогения золота (Евразия, Африка, Южная Америка). М.: Недра, 1974. 255 с.
28. Eremin R., Voroshin S., Sidorov V. et al. Geology and genesis of the Natalka gold deposit, Northeast Russia // Intern. Geol. Review. 1994. V. 36. P. 1113-1138.
29. Гончаров В. И., Ворошин С. В., Сидоров В. А. Наталкинское золоторудное месторождение. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2002. 250 с.
30. Ворошин С. В. Метаморфогенное золото-кварцевое оруденение Верхне-Колымского региона и анализ размещения месторождений методами ГИС: Автореферат дис. ... докт. геол.-мин. наук. М., 2005. 43 с.
31. Hutchison R. W. A multi-stage, multi-process genetic hypotheses for greenstone – hosted gold bodies: Ore Geol. Review. 1993. V.8. P. 349-382.
32. Добрецов Н. Л., Мельникова Р. Д. Золото в офиолитах и глаукофан-сланцевых толщах // Геология и геофизика. 1977. № 1. С. 147-150.
33. Генкин А. Д. Невидимое золото золоторудных месторождений // Геология, генезис и вопросы комплексного освоения месторождений благородных металлов. М.: ИГЕМ РАН, 2002. С. 261-263.

УДК 553.44.447.

ОТКРЫТИЕ СИСТЕМЫ РУДООБРАЗУЮЩЕГО ФЛЮИДА СВЕРХДАВЛЕНИЯ ГИГАНТСКОГО СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦИНЬДИН И ЕГО ЗНАЧЕНИЕ

ЦЗЭН ЖУН, доктор геологии и минералогии,

Чанъяньский университет, г. Сиань;

ЛЮ ШУВЭНЬ, доктор геологии и минералогии,

Сианьский центр геологического обследования Китайского
бюро геологического обследования, г. Сиань;

ГАО ЮНБАО, доктор геологии и минералогии,

СЮЕ ЧУНЬЦЗИ, доктор геологии и минералогии,

ЛИ ЮЧЖУ, доктор геологии и минералогии,

Китайский геологический университет,

г. Пекин, Китайская Народная Республика

Месторождение Циньдин – не только самое огромное в Китае, но и самое молодое в мире свинцово-цинковое месторождение, рудовмещающие породы которого в основном представляют собой осадочные породы. О генезисе месторождения существуют различные мнения. С помощью изучения флюидного включения и моделирования матобеспечения авторы установили, что в Ланьпинской впадине рудообразующий флюид является рассолом, приводная сила флюидного течения, сила тяжести и система давления приближаются к гидростатическому давлению, но богатое CO_2 флюидное включение показывает, что рудообразующее включение возникло при условиях сверхдавления $(513\text{--}1364) \cdot 10^5$ Па. Такое сверхдавление может быть вызвано давлением глубокорудоносного флюида. Глубокорудоносный флюид сверхдавления вдавливается в купол Циньдин по трещинам, смешивается с богатым H_2S рассолом, образует руду, и это основная модель рудообразования месторождения Циньдин.

The finding giant ore deposit, Lanping, Yunnan, is the youngest and the only continental sediment-hosted super-large Zn-Pb deposit in the world, and also the largest Zn-Pb deposit in China and followed with different understandings about its genesis. The fluid inclusion data and basin fluid modeling indicate that the ore-forming fluid is mainly basin brine whose driving force is gravity, and the pressure of ore-forming fluid is near hydrostatic pressure. However, the fluid pressures of $(513 \sim 1364) \cdot 10^5$ Pa are revealed in CO_2 -rich fluid inclusions. An injection process of mantle-derived fluids are likely responsible for the building-up of the high overpressures. The mixing of two types of fluids in a structural-lithologic trap may have been the key dynamic process for the large-scale mineralization in the Jinding deposit, one was a mantle-derived fluid enriched in metals and CO_2 with higher temperatures, and the other was H_2S -rich saline formation water.

Месторождение Циньдин пока не только самое огромное в Китае, но и самое молодое в мире свинцово-цинковое месторождение, рудовмещающие породы которого в основном представлены осадочными породами. Изучение данного месторождения было начато в 80-е гг. прошлого века. О генезисе месторождения существуют различные взгляды: стратифицированное рудообразование сингенетического осадконакопления и последующей переработки [1], средне-низкотемпературное немагматическое гидротермальное рудообразование [2], рудообразование

синантегического осадконакопления – деформационного наложения [3], рудообразование эксгальсионного (термального) осадконакопления [4], карстовое рудообразование [5], смешанное рудообразование флюида земной коры с мантийным флюидом [6, 7] и др. В познании свойств рудообразующего флюида и его процесса имеются большие разногласия. Авторы попытались рассмотреть систему рудообразующего флюида сверхдавления, открытую на гигантском свинцово-цинковом месторождении Циньдин, с помощью изучения включений и моделирования матобеспечения.

Фон рудообразования и геологические особенности рудного района

Свинцово-цинковое месторождение Циньдин находится в складчатой системе Саньцзян (Три реки) Юго-Западного Китая, на северном участке Ланьпин-Сымаоской впадины. Данная впадина простирается по направлению NNW, ширина ее составляет 50–150 км, длина – более 400 км. На основе древнего Тетиса образовались отложения с верхнего триаса по неоген мощностью более 10 км. Кроме того, известняки и мергели верхнего триаса – осадки морской фации и переходной фации море – континент, мезозой-кайнозойское основное тело представлено континентальными обломочными с эвапоритовыми породами [8]. Разлом р. Цзиньшацзян – гора Айлао и разлом р. Ног-чу на восточном и западном краю впадины, а также Ланьпин-Сымаоский разлом в ее центре совместно контролируют эволюцию структуры во впадине. В Индосинийское время впадина обладала свойством остаточного моря, в Яньшаньское – прогиба впадины, в Гималайское относится к отделяющей впадине горизонтального смещения; во время Гималайского движения регионально-тектонический шарьяж был заметно активизирован, но мезозой-кайнозойская складчатость не претерпела явный региональный метаморфизм, встречается интрузия субщелочной магмы [8].

В рудном районе Циньдин обнажены мезозойская и кайнозойская группы, тектонические движения кайнозойского шарьяжа образовали много поверхностей шарьяжной структуры, древнейшие отложения в рудном районе надвигаются на более молодые. Хутоусыская (K_2h) и юньлунская (E_1u) свиты относятся к нормальным породам автохтонной системы, цзиньсинская (K_1j), левоухахуэйская (J_2h), майчуцинская (T_3m) и саньхэдунская (T_3s) свиты последовательно надвигаются на новые отложения с образованием экзогенной системы и опрокинутых отложений. В рудном районе процесс локального куполообразования привел к деформации поверхности шарьяжной структуры, а также ее вышележащих и нижележащих отложений с образованием купола Циньдин. Длинная ось данного купола простирается по направлению NNE, размеры составляют 3,0x2,5 км², его центр сложен автохтонной системой, а крылья – экзогенной системой. Под поверхностями шарьяжной структуры и структуры

куполо-литологической ловушки Pb-Zn-сульфидные основные рудные тела проявляют таблитчатую и жилообразную форму в континентальных обломочных породах K_1j и E_1u , находящихся соответственно выше и ниже поверхности главной шарьяжной структуры; песчаники K_1j содержат Pb-Zn-сульфидную минерализацию с образованием руды верхней рудоносной зоны, а песчаники с дресвой E_1u – такую же минерализацию с образованием руды нижней рудоносной зоны. Руда в основном состоит из сфалерита, галенита, пирита и других сульфидных термальных минералов, обладает цементационной структурой из кальциевого цемента и микрокристаллической коллоидной текстурой. С дальнейшим развитием купола Циньдин вокруг его ядерной части появляется группа радиальных разломов, купол нарушается; в рудном районе, вокруг ядерной части данного купола расположены рудные участки – гора Цзяя, Бэйчан, Паомапин, западный склон, гора Фэнцзы, Наньчан и др. По эпохе рудообразования свинцово-цинковое месторождение Циньдин приближается к началу Гималайской субщелочной магматической активности данного района (68 Ma), температура рудообразования составляет 100–250 °C, глубина рудообразования – 0,9–1,5 км, соленость рудообразующего флюида средняя и несколько низкая, изотопный состав Pb сульфидной руды в основном отражает мантийный свинец, изотоп S богат легкой серой [3, 6, 7, 9, 10]. Из этого следует, что рудный район Циньдин проходил примерно мезозой-кайнозойское осадконакопление, шарьяжную тектонику, локальное куполообразование, нарушение купола и другие геологические процессы, образование залежи нефти и газа, а также рудообразование, которые сопутствуют последовательно осадочному литогенезису, шарьяжной тектонике, локальному куполообразованию и активности гидротермального флюида.

Открытие системы рудообразующего флюида сверхдавления

На месторождении Циньдин значительная часть рудных тел находится в известняковых брекчиях юньлунской свиты, которые перекрыты комплексами аллювиального веера или комплексами веерообразной дельты, связанными с образованием Бицзянского разлома [9]. Заполняющее вещество брекчий обычно красного цвета,

но местами виден светлый ореол шириной несколько миллиметров вокруг известняковых брекчий (рис. 1, А), что отражает восстановительную обстановку и указывает на то что в рудном районе Циньдин некоторые карбонатные глыбы образованы путем смешивания высоконапорного и восстановительного гидротермального флюида с осадками. Кроме того, в песчаниках хутоусыской свиты в ядерной части купола Циньдин наблюдается также гидравлическая дайка (рис. 1, В), которая образовалась, возможно, путем заполнения осадками после гидравлического катаклаза пород. В саньхэдунской свите также видно, что известняки сильно нарушены, катакластическая и угловатая известняковая дресва заполнена кальцитово-жидкой, содержащей в себе рудные сульфиды (рис. 1, С). Такие особенности могут быть связаны с

высоким давлением флюида и гидравлическим катаклизмом.

Исследований флюидного включения месторождения Циньдин было много [1, 4, 12]. Большинство исследователей считают, что рудообразующий флюид представляет рассол внутри впадины [9, 11], но после изучения было отмечено богатое CO_2 флюидное включение [12]. Для свинцово-цинкового месторождения, на котором осадочные породы в основном являются рудовмещающими, существование богатого CO_2 флюидного включения свидетельствует о существовании флюида высокого давления.

В рудном районе Циньдин, на рудном участке горы Заяц, авторы обнаружили, что известняки верхнего триаса заполнены штокверками из целестина-кальцита, содержащего галенит, сфале-

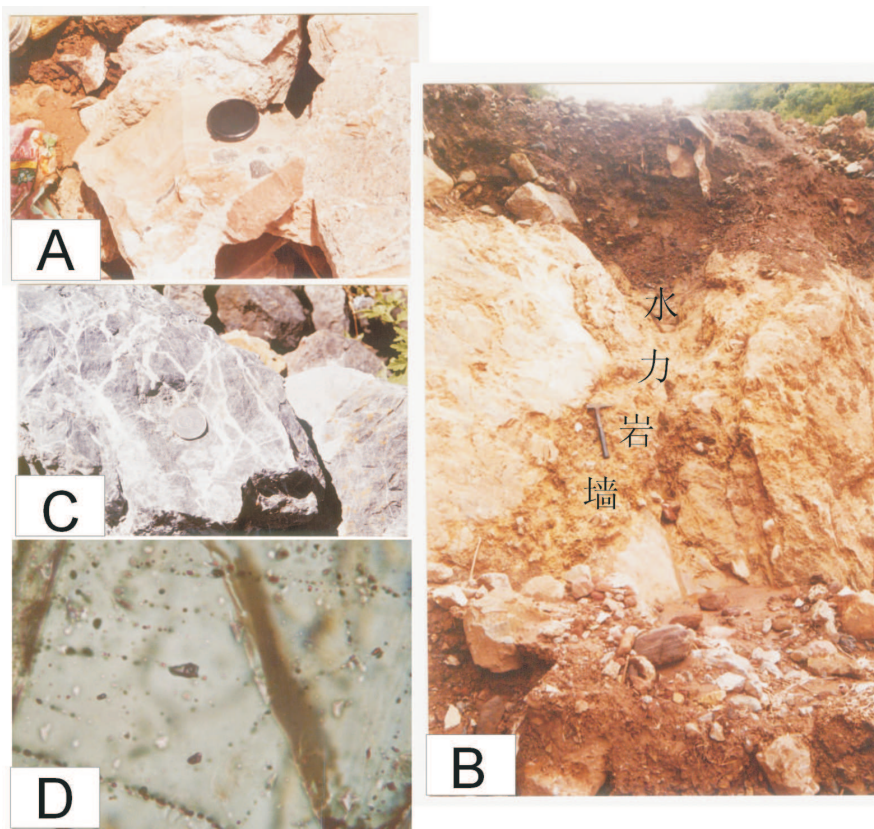


Рис. 1. Полевые фотографии рудного района Циньдин, связанные с системой рудообразующего флюида высокого давления: А – светлый ореол вокруг известняковой дресвы; В – гидравлическая дайка в хутоусыских песчаниках (на фотографии иероглифы – гидравлическая дайка); С – саньхэдунский угловатый известняковый обломок, цементированный кальцитом и сфалеритом; D – содержащее CO_2 включение месторождения Циньдин (ув. x 40)

рит и пирит. В таких штокверках наблюдается богатое CO_2 флюидное включение (рис. 1, D). Отношение воды к CO_2 во включении значительно изменяется, даже появляется содержащее только CO_2 включение и только водоносное, что может быть результатом связи несмешиваемых многофазных флюидов. После вымораживания богатого CO_2 включения температура снова повышается, при температурах $-58,5 \sim -57,0^\circ\text{C}$ CO_2 растворяется. Это свидетельствует о том, что во включениях флюидный состав в основном представляет собой CO_2 , вторично – незначительный CH_4 ; температура гомогенизации богатого CO_2 включения до жидкого состояния составляет $-6,8 \sim 21,3^\circ\text{C}$, температура гомогенизации включения парагенетического водного раствора $-110 \sim 133^\circ\text{C}$. Нами взят последний температурный интервал в качестве температуры связи богатого CO_2 включения и использована изохорическая линия богатого CO_2 включения для оценки флюидного давления, которое составляет $(513 \sim 1364) \cdot 10^5 \text{ Па}$ (рис. 2). Из рисунка видно, что в процессе крупномасштабного рудообразования возникло очень высокое флюидное давление в Ланьпинской впадине; изменение

флюидного давления тесно связано с гидростатическим и литостатическим давлением.

Моделирование системы рудообразующего флюида сверхдавления

Для изучения причины возникновения очень высокого флюидного давления в процессе крупномасштабного рудообразования в Ланьпинской впадине авторами использовано матобеспечение Basin2TM [13] для моделирования изменения флюидного давления во впадине, оценена величина флюидного сверхдавления, образованного уплотнением осадков и структурным шарьяжем. Структурно-осадочная идеальная модель Ланьпинской впадины, основанная на регионально-геологическом обследовании (рис. 3), выражается тем, что в широтных пределах шириной 60 км отмечены непрерывные осадочные отложения со стабильной мощностью от верхнего триаса по нижний мел ($T_3 - K_1$, 228 Ma ~ 99,6 Ma), отсутствует средне-верхний мел ($K_{2-3} - 99,6 \text{ Ma} \sim 65,5 \text{ Ma}$), в целой впадине появляется осадочный перерыв, потом в двух опущенных центрах центральной

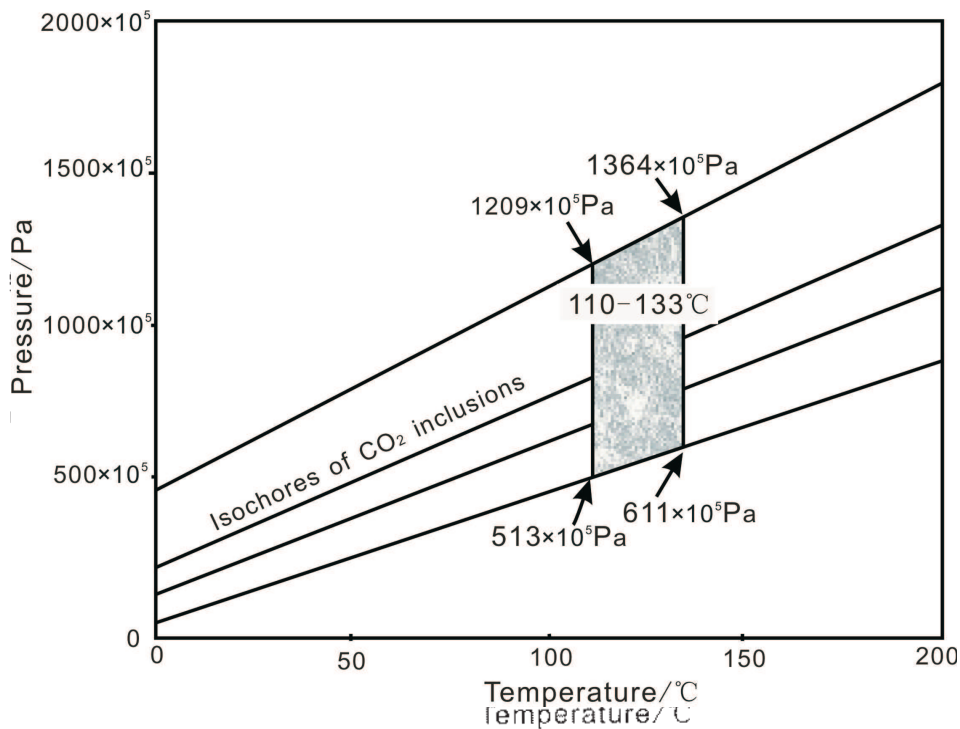


Рис. 2. Изохорическая линия жидкого включения CO_2

части впадины отмечено палеоценовое осадконакопление (E_1 – 65,5 ~ 55,8 Ma), после этого впадина испытала процесс шарьяжной тектоники (55,8 ~ 52,8 Ma), наконец, проходило эоценовое – олигоценовое осадконакопление ($E_{2,3}$ – 52,8 ~ 23 Ma). Горные породы разных отложений и их мощности показаны на рис. 3. Предположено, что на дне впадины и на ее восточном и западном боках флюид был замкнут, в верхней границе был закрыт, но теплый поток (2 НФУ) размером $83,6 \text{ mW/m}^2$ (2 НФУ) равномерно оказывал влияние на дно впадины. Для матобеспечения Basin2™ авторами использованы следующие значения пористости и проницаемости песчаников, сланцев, карбонатных пород, т. е. для песчаников: $\phi_0=0,4$, $\phi_1=0,05$, $bpor=0,5 \text{ (km}^{-1}\text{)}$, $A_perm=15$, $B_perm=-3$ (логарифмические величины Дарси), $p_kxkz=2,5$; для сланцев $\phi_0=0,55$, $\phi_1=0,05$, $bpor=0,85 \text{ (km}^{-1}\text{)}$, $A_perm=8$, $B_perm=-7$ (логарифмические величины Дарси), $p_kxkz=10$; для известняков $\phi_0=0,4$, $\phi_1=0,05$, $bpor=0,55 \text{ (km}^{-1}\text{)}$, $A_perm=6$, $B_perm=-4$ (логарифмические величины Дарси), $p_kxkz=2,5$. Для эвапоритовых осадочных пород два параметра представляют собой соответственно: $\phi_0=0,5$,

$\phi_1=0,05$, $bpor=10 \text{ (km}^{-1}\text{)}$, $A_perm=8$, $B_perm=-8$ (логарифмические величины Дарси), $p_kxkz=20$. Шарьяжная структура моделировалась с помощью консолидированного осадочного тела, перекрытого мощностью 2 км на одном опущенном центре во время 3 Ma. Для параметров пористости и проницаемости консолидированных песчаников, сланцев, карбонатных пород и эвапоритов применены поправочные величины их соответственных неконсолидированных осадков. Когда начальная пористость ϕ_0 равна конечной, тогда считают, что не было процесса уплотнения в шарьяжном теле.

Результаты моделирования динамического процесса флюида Ланьпинской впадины показывают, что во время T_3 – K_1 возникало только минимальное флюидное сверхдавление, которое исчезало с сопутствовавшим осадочным перерывом $K_{2,3}$. Во время E_1 флюидное сверхдавление в осадочных телах в двух опущенных центрах не было рассчитано (линия *a* на рис. 4). С активностью шарьяжной структуры флюидное сверхдавление быстро образовалось под шарьяжным телом (линия *b* на рис. 4), максимальное сверхдавление достигало $170 \cdot 10^5 \text{ Па}$ (рис. 5).

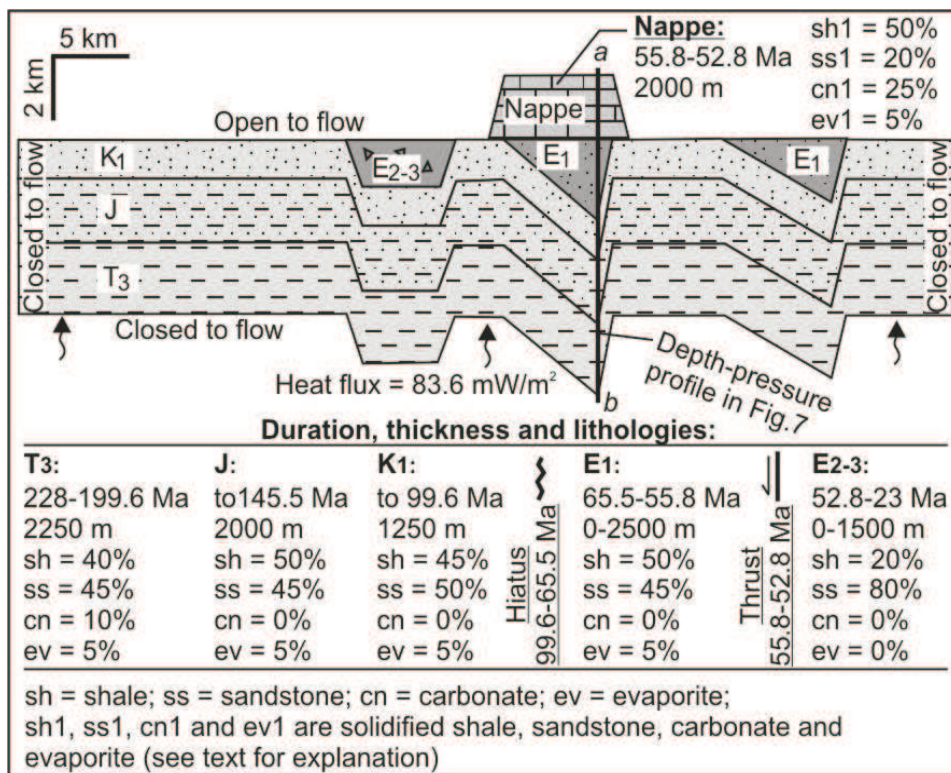


Рис. 3. Структурно-осадочная идеализированная модель Ланьпинской впадины

Флюидное сверхдавление постепенно исчезало после его установления в шарьяжном теле, одновременно в окончательное время E_3 появля-

лось состояние флюидного давления чуть ниже нормального (линия c на рис. 4).

Рис. 4. Результаты моделирования Н-р в средней части Ланьпинской впадины (линии a и b на рис. 6)

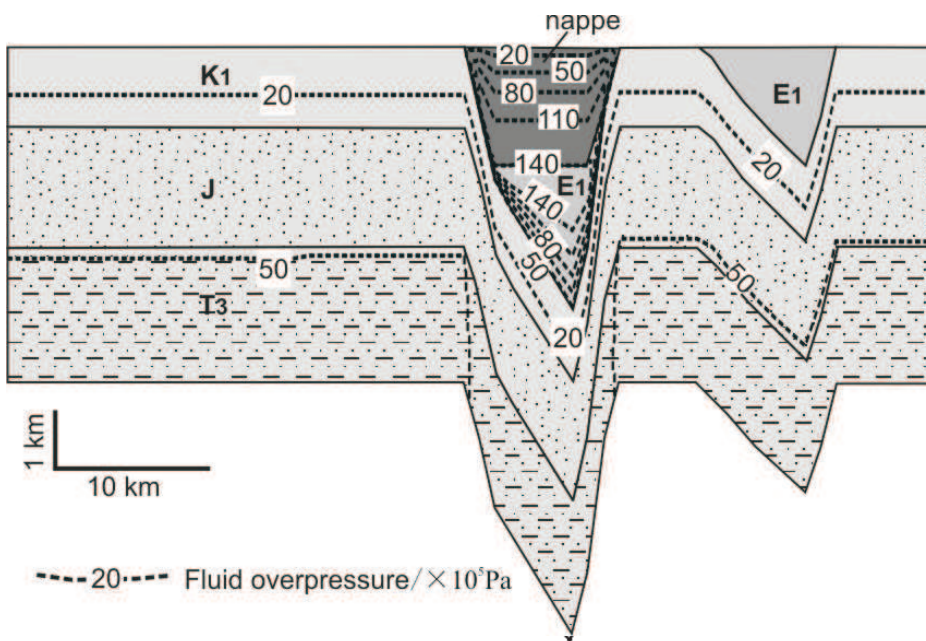
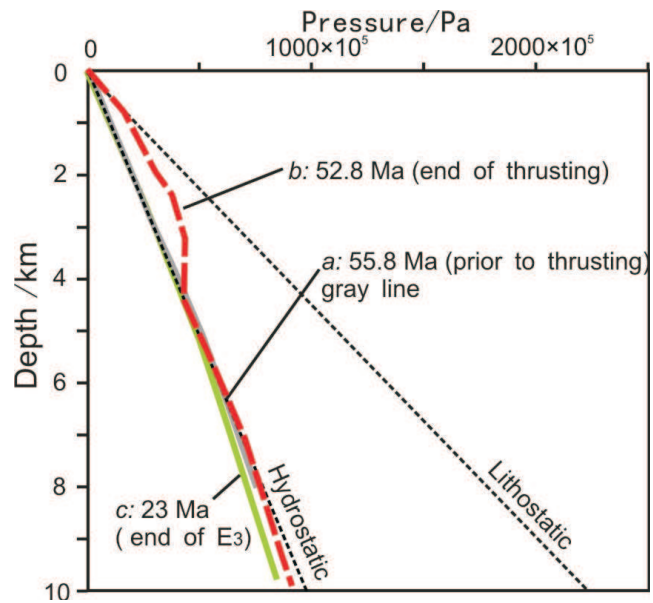


Рис. 5. Распределение флюидного сверхдавления в Ланьпинской впадине при окончании развития шарьяжной структуры (52,8 Ma)

Значение открытия системы рудообразующего флюида сверхдавления

Обычно считают, что рудообразующий флюид в Ланьпинской впадине представляет собой рассол, в котором приводная сила течения флюида – сила тяжести, система давления приближается к гидростатическому давлению, но богатое CO_2 флюидное включение раскрыто так, что рудообразующий флюид находился в условиях сверхдавления $(513 \sim 1364) \cdot 10^5 \text{ Па}$. На главных месторождениях внутри впадины часто встречается гидравлическая катакластическая структура руды, поэтому в процессе крупномасштабного рудообразования, несомненно, возникало флюидное сверхдавление; но флюидное сверхдавление, образованное осадконакоплением впадины и ее уплотнением, нами не учтено, регионально-тектонический шарьяж максимально образует флюидное сверхдавление только размером $170 \cdot 10^5 \text{ Па}$. Почему же образуется высокое флюидное сверхдавление до $1364 \cdot 10^5 \text{ Па}$? После изучения глубинного фона Ланьпин-Сымаоской впадины некоторые исследо-

ватели высказывают мнение о комплексном рудообразовании мантия – кора [8]. Геофизические исследования структуры земной коры и мантии в северо-западной части провинции Юньнань КНР свидетельствуют о том, что под Ланьпинской впадиной существует явное мантийное поднятие (upwelling). В средне-нижней части земной коры, очевидно, развиты низкоскоростные линзы, которые, возможно, показывают существование карманов теплового потока или магматического тела; во впадине отмечена активность щелочной магмы кайнозойского источника кора – мантия (например, Юнпинский, Вэйшаньский массив и др.). Исследования показывают, что рудообразующий флюид и рудообразующие металлы, очевидно, происходят из глубокой части земной коры или из мантии. Таким образом, авторы предполагают, что сверхдавление может быть вызвано давлением глубоко-рудоносного флюида, который вдавливается в купол Циньдин по трещинам, смешивается с богатым H_2S рассолом с образованием руды, что является основной моделью рудообразования данного купола.

ЛИТЕРАТУРА

1. Bai Jiafeng, Wang Changhuai, Na Rongxian. Geological Characteristics of The Jinding Lead-Zinc Deposit in Yunnan With A Special Discussion on its Genesis [J]. Mineral Deposits, 1985, 4(1). 1-9.
2. Gao Guangli. Review of Geological Origin About Jinding Lead-zinc Ore Deposit [J]. Earth Science, 1989, 14(5). 468-475.
3. Wu Ganguo, Wu Xindong. A Preliminary Study On The Tectonic Evolution and The Mineralization Regularity of The Jinding Lead-Zinc Deposit, Yunnan Province [J]. Earth Science, 1989., 14(5): 477-486.
4. Zhao Xingyuan. On The Genesis of The Jinding Lead-Zinc Ore Deposit in Yunnan [J]. Earth Science, 1989, 14(5): 523-530.
5. Hu Ming'an. A Preliminary Evaluation of The Mineralization and Their Characters on The Karst-type Lead-zinc Deposit by The Exemplification of Jinding, Yunnan Province [J]. Earth Science, 1989, 14(5). 531-537.
6. Xue. C. J, Wang. D. H., Chen. Y. C., et al. Helium, argon, and xenon isotopic compositions of ore-forming fluids in Jinding-Baiyangping polymetallic deposits, Yunnan, Southwest China [J]. Acta Geologica Sinica, 2000, 74. 521-528.
7. Xue. C.J., Chen.Y. C., Wang.D.H., et al. Geology and isotopic composition of helium, neon and metallogenic age of the Jinding and baiyangping ore deposits northwest yunnan, China [J]. Sciences in China (series D). 2003, 46:789-800.
8. Xue C J, Liu S W, Chen Y C, et al. Giant mineral deposits and their geodynamic setting in the Lanping basin, Yunnan, China [J]. Acta Geologica Sinica, 2004, 78 (2). 1-7.
9. Kyle J.R., Li N. Jinding: A giant Tertiary sandstone-hosted Zn-Pb deposit, Yunnan, China [J]. SEG Newsletter, 2002, 50. 1, 9-16.
10. Kaufman J. Numerical models of fluid flow in carbonate platforms: implications for dolomitization. Journal of Sedimentary Research, A64 [J], 1994, 128-139.

11. Xue C J., Zeng R, Liu S W, et al. Geologic, fluid inclusion and isotopic characteristics of the Jinding Zn-Pb deposit, western Yunnan, South China: A review [J]. Ore Geology Reviews, 2007, 31. 337-359.

12. Xue, C. J., Chen, Y. C., Yang, J. M., Wang, D. H., 2002. The CO₂-rich and hydrocarbon-bearing ore-forming fluid and their metallogenic role in the Lanping Pb-Zn-Ag-Cu ore-field, Northwestern Yunnan, China. Acta Geologica Sinica 76. 244-253.

13. Bethke C M, Lee M K, Quinodoz H, Kreiling W N. Basin modeling with Basin2, A guide to using Basin2, B2plot, B2video, and B2view [M]. University of Illinois, Urbana, 225 p. 1993.

УДК 665.7.032.54 (574.2)

ПЕРСПЕКТИВЫ ПЕРЕРАБОТКИ УГЛЕЙ МАЙКЮБЕНСКОГО БАСЕЙНА В ЦЕЛЯХ ПОЛУЧЕНИЯ ЖИДКОГО ТОПЛИВА

Б. Д. БИЛЯЛОВ, доктор геолого-минералогических наук, академик АМР РК,
Н. К. ИМАНБЕКОВА, магистрант,
Карагандинский государственный технический университет,
г. Караганда, Республика Казахстан

Мақалада Майкүбе бассейні көмірлерін қайта өңдеу перспективасы қарастырылған, көмірден сұйық отын алу қажеттілігі көрсетілген, өйткені синтетикалық жанармай өндіру мәселесі тек Қазақстанда емес, бүкіл дүние жүзінде де актуалды болып табылады.

Рассмотрены перспективы переработки углей Майкюбенского бассейна, показана необходимость производства жидкого топлива из углей, так как проблема получения синтетического топлива по-прежнему остается актуальной не только в Казахстане, но и во всем мире.

In this article we consider prospects of processing the coal of Maikoobe basin. It is shown that it is necessary to produce liquid fuel from coal, as the problem of getting synthetic fuel is still actual not only in Kazakhstan, but in the whole world.

Постоянный рост потребности в жидком топливе обусловлен главным образом развитием различных видов транспорта, для которых оно является технологически необходимым, и тем, что у него долгое время не будет альтернативы. Вместе с тем дальнейшее увеличение объемов производства бензина, керосина и других видов моторного топлива в значительной мере будет сдерживаться из-за относительной ограниченности запасов традиционного сырья – нефти и поставки ее на внешний рынок. В связи с этим практическое значение приобретает проблема увеличения ресурсов жидкого топлива, в частности на основе вовлечения в переработку нетрадиционных источников сырья. В Казахстане в качестве источников получения жидкого топлива можно использовать в первую очередь уголь. На базе углей в России было

организовано производство синтетического топлива в прошлом, на его основе работают промышленные предприятия сейчас и на него ориентируются в будущем.

Производство синтетического топлива из твердых горючих ископаемых, например, из бурых и каменных углей, имеет относительно длительную историю. Первые опыты по решению этой проблемы на основе метода гидрогенизации были проведены в Германии. На основе результатов этих опытов и дополнительных исследований, выполненных компанией «ИГ Фарбениндустри», были разработаны основы технологии гидрогенизации углей и построены первые опытно-промышленные установки в Германии и Англии.

Производство синтетического жидкого топлива из угля в промышленных условиях получило

относительно широкое развитие перед Второй мировой войной. К началу Второй мировой войны в Германии работало шестнадцать заводов, в том числе четырнадцать из них производили топливо на основе прямого ожигения угля методом гидрогенизации.

Для развития сырьевой базы перспективной технологии гидрогенизации углей под невысоким давлением водорода, обеспечивающей экономическое производство моторного топлива, проводятся систематические исследования по гидрогенизации углей различных месторождений России [1, 2, 3, 4], в том числе Канско-Ачинского и Подмосквовного бассейнов, Камчатской области, месторождений ряда зарубежных стран – Югославии, Японии и Индонезии, КНР и Монголии (табл. 1).

В Республике Казахстан, обладающей крупными запасами месторождений угля, который может служить перспективным сырьем для производства синтетического жидкого топлива, проведены исследования термодинамических свойств углей месторождений [5, 6]. В основу технологии ожигения углеводородного сырья были положены идеи академика НАН РК Е. А. Букетова.

Петрографический и элементный состав, а также результаты технического анализа [6] исследованных для этих целей углей месторождений Центрального и Восточного Казахстана приведены в табл. 2.

Оценка углей Ерквецкого месторождения Амурской области (Россия) как сырья для получения жидкого топлива [4] показала, что они обладают следующими техническими показателями: $W^a - 6,7$, воздушно-сухой; $A^d - 13,9$; $V^{daf} - 44,1$; $C^{daf} - 71,6$; $H^{daf} - 4,47$; $S^{daf} - 0,36$; петрографическим составом, %: $Vt - 50,0$; $L - 4,0$, $S_m - 32,0$, отражательная способность витринита, $R_o - 0,39$ %. В химическом составе минеральной части угля содержатся, мас. %: $SiO_2 - 37,12$; $Al_2O_3 - 18,85$; $Fe_2O_3 - 16,80$; $CaO - 12,52$; $MgO - 2,28$.

Сравнивая физико-химические характеристики углей Ерквецкого и Майкюбенского месторождений, можно заметить, что витринита в майкюбенских углях в 1,5 раза больше, отражательная способность (у пригодных для процесса гидрогенизации должна быть в пределах 0,30 – 0,80 %) которого тоже выше почти на 10%, правда, зольность углей Ерквецкого месторождения почти в 2 раза ниже, а выход летучих веществ выше почти на 10% по сравнению с майкюбенскими углями.

Природа щедро наделила Центральный и Восточный Казахстан многими уникальными рудными месторождениями (меди, цинка, полиметаллов и др.), но обделила месторождениями жидких углеводородов, что компенсировалось богатыми залежами углей, из которых в результате процессов гидрогенизации можно получить синтетическое жидкое топливо. И если угли Ерквецкого месторождения [4] считаются весьма перспективным сырьем для химико-технической переработки в целях расширения сырьевой базы производства жидкого топлива с одной стороны, а с другой – вовлечения в народнохозяйственный оборот малоиспользуемых в этом регионе России углей, то в указанных выше регионах Казахстана эти же задачи могут быть успешно решены, так как угли данных казахстанских месторождений используются только в качестве энергетических.

Изучив исследования российских и казахстанских ученых и сравнив результаты оценки углей некоторых месторождений как сырья для получения жидкого топлива при низком давлении водорода, можно утверждать, что угли Майкюбенского бассейна более чем пригодны для указанных целей.

Для получения жидкого топлива также возможно применение способа полукоксования, при котором получают полукокк, первичную смолу, первичный газ, газовый бензин и подсмольную воду. Первичная смола является одним из наиболее ценных продуктов полукоксования. Ее используют для получения светлых моторных топлив (бензина, керосина), смазочных масел, парафина и других продуктов. Выход первичной смолы зависит от конструкции и режима печей для полукоксования, а также от исходного сырья. В среднем выход первичной смолы из бурого угля составляет 5–11%.

По данным технического и элементарного анализа, а также по выходу гуминовых кислот (2,5–3,7%) угли Майкюбенского бассейна [7] относятся к бурым углям, находящимся на стадии перехода к длиннопламенным. Отмечаемое непостоянство в выходе летучих веществ можно объяснить различным содержанием в углях фюзенита, о чем свидетельствуют данные анализа фюзенированного угля.

Рядовой уголь и концентрат бурого угля характеризуются низким выходом смолы полукоксования (6,0–9,0).

Таблица 1. Гидрогенизация углей различных месторождений при 10 МПа и 425 °С

Месторождение, марка угля	A ^d	S ^d	C ^{daf}	H ^{daf}	R _O	Степень превраще- ния ОМУ	Выход жидких продук- тов	Расход водо- рода
	%							
Бурый уголь Канско-Ачинского бассейна								
Барандатское, Б ₂	7,0	0,3	72,0	4,6	0,35	87,0	84,2	2,6
Итатское, Б ₂	11,0	0,7	70,0	4,7	0,35	76,7	85,3	2,7
Березовское, Б ₂	7,0	0,3	71,0	5,1	0,34	89,6	83,4	2,4
Бородинское, Б ₂	7,3	0,19	71,4	4,4	0,36	90,2	86,9	2,8
Назаровское, Б ₂	7,6	0,12	68,7	4,7	0,41	92,4	87,2	3,3
Абанское, Б ₂	8,4	0,4	71,0	5,1	0,36	82,5	82,9	3,2
Урюпинское, Б ₂	8,0	0,3	71,0	4,8	0,35	87,8	81,5	2,9
Каменный уголь Камчатской области								
Тигильское, Д	26,3	0,09	79,1	6,04	0,63	83,7	87,3	2,4
Каменный уголь Кузнецкого бассейна								
Газовый уголь, Г ₆	5,6	-	-	-	0,66	92,1	86,6	2,0
Газово-жирный уголь	2,6	-	-	-	1,06	87,1	71,1	2,1
ГЖ	14,3	-	-	-	0,54	93,0	88,2	2,0
Длиннопламенный уголь	10,8	-	-	-	0,73	88,8	78,0	2,7
Газовый уголь, Г ₆								
Каменный уголь КНР								
Bei Su Colliery ДГ	7,5	3,27	82,1	5,49	0,58	87,3	76,7	2,8
Бурый уголь Индонезии								
Tanito-Narum	6,6	0,55	74,7	5,95	0,34	78,4	75,5	1,8
Бурый уголь Австралии								
Yallourn	1,8	0,15	68,3	4,58	0,47	89,9	85,5	0,9
Лигнит Болгарии								
Марица-Восток	18,9	4,5	62,2	6,3	0,25	90,5	90,6	1,5
Бурый уголь Монголии								
	8,2	3,8	65,4	4,7	0,29	96,0	84,6	2,1
Бурый уголь Югославии								
Колубарское	5,9	0,57	65,4	5,6	0,2	88,2	83,3	2,2

Таблица 2. Физико-химические характеристики углей Казахстана

Месторождение	Технический анализ, %			Элементный состав, % на <i>daf</i>			Петрографический состав, %				R _o	H/C
	W ^a	A ^d	V ^{daf}	C	H	S	Vt	L	Sm	F		
Шубаркольское	7,7	13,7	43,3	73,9	4,9	0,05	87	1	2	7	0,51	0,79
Майкюбенское	7,1	21,7	40,7	74,5	5,4	0,53	79	7	1	14	0,46	0,8
Каражыринское	8,2	7,1	47,4	74,8	5,5	0,35	92	5	1	-	0,53	0,9

При термической обработке бурого угля, проводившегося [8] на укрупненной лабораторной установке ВУХИН по энергетическому режиму, при конечной температуре коксования 650 °С и температуре пиролиза 850 °С выходы химических продуктов колеблются в следующих пределах: 1) для пробы, поступившей в 1966 г., смолы 1,80–1,98 %, бензола 0,82–0,86 %, аммиака 0,12 %; 2) для пробы, поступившей в 1967 г., смолы 1,1–1,45 %; бензола 0,90–0,96 %; аммиака 0,20 %.

При коксовании бурого угля (конечная температура коксования 950 °С, температура пиролиза – 850 °С) выход химпродуктов коксования изменялся в следующих пределах: смолы 1,50–1,52 %, бензола 0,90–1,01 %, аммиака 0,16–0,20 %.

Сравнение с выходом химпродуктов коксования, полученных из угля пласта Верхняя Марианна Карагандинского бассейна [8], показывает, что бурый уголь дает значительно меньший выход смолы, равный таковому из углей ОС Кузнецкого бассейна.

О динамике потребления природных углеводородов известно следующее [4]. Доля нефти в общем потреблении энергоресурсов была в 1900 г. 3 %, перед Первой мировой войной – 5 %, накануне Второй мировой войны – 17,5 %, в 1950 г. – 41,5 %. Здесь необходимо отметить одну особенность: развитые капиталистические страны переходили на нефть в энергопотреблении с большей жадностью: в том же 1972 г. в США эта доля составляла 46 %, в странах Европейского экономического сообщества – свыше 60 %, а в Японии – 70 %. Общее потребление энергии на душу населения в мире возросло с 1950 по 1978 г. примерно в 2 раза, а нефти за тот же период – в 3,35 раза. До 1973 г. всего в мире был добыт 41 млрд т нефти, из них

почти половина – в 1965–1973 гг. К 1981 г. в мире было добыто 47 млрд т нефти, из них 22,2 млрд в 1971–1980 гг.

Общеизвестно, что основное преимущество нефти перед другими энергоносителями – технологичность. Нефть и продукты ее переработки – жидкости, которые достаточно легко транспортировать, хранить и использовать в силовых установках. Уголь нельзя транспортировать по трубопроводам и труднее загружать/разгружать в суда и из судов, силовые установки на угле требуют более громоздкой и сложной системы подачи топлива в камеру сгорания (топку).

Именно то, что нефть и нефтепродукты при обычной температуре являются жидкостями, дает им преимущество перед более распространенным углем.

Мало кто в настоящее время задумывается о том, что нефть – невозобновляемый энергоресурс, запасы ее ограничены и через 20–30 лет остро станет вопрос получения синтетического топлива из угля.

На сегодняшний день производство жидкого топлива из угля сопряжено с огромными затратами, поэтому необходимо заранее прорабатывать этот вопрос в целях выявления приемлемого и доступного способа получения синтетического топлива из угля.

Несомненно, что в пределах крупных месторождений, особенно угленосных бассейнов, петрографический состав углей по площади изменяется. Так, Майкюбенский бассейн включает в себя пять месторождений [7], и, конечно, на всех месторождениях петрографический состав углей неодинаков, что видно из приведенных выше примеров. Желательно, чтобы при разработке

процессов получения синтетического топлива из твердых горючих ископаемых учитывалось влияние изменения петрографического состава углей отдельных месторождений угленосных бассейнов или участков крупных месторождений на технологию получения из них жидкого топлива.

В качестве примера можно сослаться на Шубаркольское месторождение, где по отдельным разведочным скважинам зольность углей западного участка не превышала 0,5 %, тогда как средняя зольность по месторождению принята 13,7.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кричко А. А., Малолетнев А. С., Заманова Л. В. и др. // Химия твердого топлива. 1998. №2. 4 с.
2. Малолетнев А. С., Юлин М. К., Кричко А. А., Мазнева О. А. // Химия твердого топлива. 1996. №5. 71 с.
3. Кричко А. А., Малолетнев А. С., Юлин М. К., Мазнева О. А. // Химия твердого топлива. 1997. №1. 39 с.
4. Малолетнев А. С., Кричко А. А., Головин Г. С., Пятаев Д. А. // Гидрогенизация углей Ерковецкого месторождения с получением жидкого топлива // Химия твердого топлива. 2002. №6. С.40-50.
5. Букетов Е. А. Нефть, уголь и вода в химии и энергетике. Караганда: Гылым, 1994. С.45.
6. Ордабаева А. Т. Термодинамические свойства углей Казахстана // Химия твердого топлива. 2006. №6. С.9-12.
7. Голицын М. В., Думлер Л. Ф., Орлов И. В. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 5 кн. 2. С.152-204.

УДК 553.982.23.053

О ВЕРОЯТНОСТИ РОЛИ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ В ОБРАЗОВАНИИ СКЛАДЧАТЫХ ФОРМ ПРИ ПОИСКАХ НЕФТЕГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

О. ДЖ. ГУСЕЙН-ЗАДЕ, доктор геолого-минералогических наук, профессор;

З. ДЖ. ЭФЕНДИЕВА, кандидат технических наук, доцент,

Азербайджанская государственная нефтяная академия,

г. Баку, Республика Азербайджан

Рассмотрены механизм складкообразования и его связь с формированием нефтегазовых месторождений.

Одним из основных критериев поисков нефтегазовых месторождений, несомненно, является установление складчатых форм, благоприятных для формирования углеводородных скоплений. В связи с этим возникает необходимость и изучения механизма складкообразования.

Проблема складкообразования исследуется на протяжении многих лет, причем с различных научных позиций [1]. Опубликовано немало работ, в которых обобщены результаты экспериментирования и теоретического обоснования механизма складкообразования. Особое место отводится математическому моделированию взаимосвязи тектонофизических параметров. Все это, конечно, позволяет в той или иной мере познать физическую сущность напряженно-деформационного состояния горных пород и предсказать характер прохождения геологических процессов в земной коре. При рассмотрении механизма складкообразования особый акцент делается на теорию литосферных плит. Высказывается предположение о том, что образование линейной складчатости связано с глубинными разломами.

Выдвигая идею блоковой дифференциации морфоструктур, авторы [2] стремятся обосновать это с позиции теории литосферных плит в общей связи с новейшей и современной геодинамикой, т. е. движениями, происходящими в земной коре. Предположение, что антиклинальные и синклиналильные морфоструктуры возникли в результате блоково-складчатой деформации, остается далеко не раскрытым. Допускается при этом формирование полей деформаций и напряжений под действием смещающихся блоков фундамента. Указывается

на то, что именно над разломами сбросового типа происходит поперечный изгиб слоев в виде антиклинальных и синклиналильных складок.

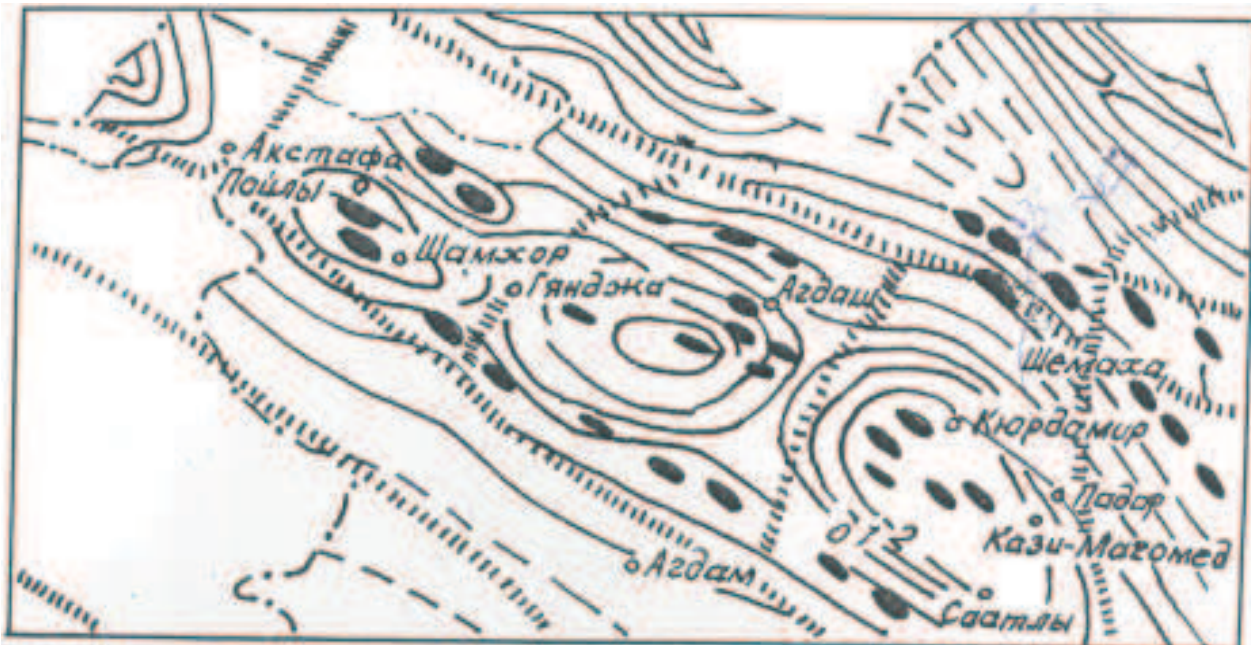
В геологической литературе наблюдается большая приверженность к концепции линейных форм складчатости вдоль глубинных разломов. Более того, настойчиво утверждается мысль о том, что складкообразование связано с глубинным пластичным течением реологических активных масс вдоль зон разломов в периоды тангенциальных напряжений в земной коре. Вполне естественно, что тангенциальные напряжения возникают под воздействием тангенциальных движений, которые, по существу, являются производными вертикальных. Указывается на то, что зоны глубинных разломов и региональных разрывных нарушений обычно заполняются продуктами динамометаморфизма, отличающимися высокой плотностью и почти полным отсутствием пластичности. Следовательно, в этих условиях вряд ли можно ожидать пластичное течение веществ вдоль зон разломов.

Маловероятным становится также проникновение реологической активной массы (за исключением магмы) в зоны глубинных разломов или региональных разрывов. С другой стороны, известно и то, что активные глубинные разломы или региональные разрывы, перекрытые реологической активной массой, порой могут стимулировать возникновение в них складок течения, передавая свою динамику.

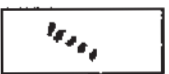
Чтобы более или менее ясно представить себе роль глубинных разломов и других геологических факторов в общем процессе складкообразования, рассмотрим результаты комплексных

геолого-геофизических и геодинамических исследований, выполненных нами на территориях Азербайджана и Прикаспийской впадины, главным образом на участках нефтегазовых месторождений. На рисунке приведена схема расположения нефтегазоносных структур на территории Азербайджана. В ней четко проявляется отсутствие какой-либо взаимосвязи между глубинными разломами и размещением зон линейно-складчатых форм. Наличие серии глубинных разломов, пересекающих Куринскую межгорную впадину в

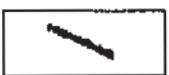
субмеридиональных направлениях, придало ей ступенчатое строение с обособлением отдельных блоков. Именно эти глубинные разломы выделены нами впервые по данным геодинамических исследований. Эти глубинные разломы прослеживаются между населенными пунктами Пойлы–Актафа, Дальмамедли–Гянджа, Ляки–Уджары и Мюсюлю–Падар. Характерно то, что они в целом выделяются на общем фоне упорядоченности пространственной дифференциации СДЗК.



Нефтегазоносные структуры



Разломы



Изолинии среднегодовых скоростей СДЗК

Карта современных движений земной коры (СДЗК) Куринского межгорного прогиба с показом расположения нефтегазовых структур

Судя по данным СДЗК, гравиметрических и тепловых аномалий, удастся различить относительно пассивные и активные глубинные разломы. Отчетливо прослеживаются резкоконтрастные сочленения южного склона Большого Кавказа с Алазано-Агричайской депрессией, Западно-Апшеронской флексурой, блоковой поперечной дифференциацией современной геодинамики Куринской впадины. Между тем общая пространственная картина дифференциации современных движений по интенсивности проявления их в известной мере согласуется с сейсмической активностью, отражая их взаимосвязь.

Весьма интересные данные были получены при сопоставлении величин значений максимума и минимума СДЗК с геологическими особенностями выделенных здесь тектонических элементов или же самостоятельных структур. В частности, устанавливается, что если зоны предгорного прогиба северо-восточного крыла Большого Кавказа отличаются сохранением положительного максимума вертикальных смещений, то участку, занятому Кусаро-Дивичинским синклиналием, наоборот, становится свойствен отрицательный минимум.

Анализ результатов многочисленных повторных нивелировок и гравиметрических измерений по различным направлениям, выполненных на территориях как геосинклинальных, так и платформенных областей, свидетельствует о волнообразном возмущении земной коры, которое выражается сопряжением зон поднятий и опусканий при различных длинах волн.

Установлено, что интенсивность движений оказалась приуроченной преимущественно к зонам молодой тектоники, сложенной кайнозоом. Поэтому неслучайно, что большинство зафиксированных на территории Азербайджана землетрясений относится к типу поверхностных, у которых глубина расположения очагов возникновения не превышает 10 км. Аналогичная картина имеет место и на месторождениях Западной Сибири, а также Прикаспийской впадины (Центральная – Западная Прорва, Западная Прорва, Караарна и др.). Наблюдаемые здесь разрывные нарушения сбросо-взбросового характера свидетельствуют о переориентации осей главных нормальных напряжений во времени, приводящей к возникновению новых разрывов в процессе роста складки. С осуществлением геодинамических исследований

на нефтегазовых месторождениях Западной Сибири впервые было установлено наличие разрывных нарушений, а также рассматривались некоторые вопросы механизма складкообразования. Все это позволило по-новому воспринять геологическое строение нефтегазовых месторождений платформенных областей и совершенствовать систему разработки залежей, особенно при воздействии на продуктивные пласты.

Физико-геологическая сущность складкообразования, несомненно, заключается в возникновении полей тектонических напряжений, приводящих через явления ползучести и релаксации к деформации слоев под действием внутренней энергии Земли. Весь процесс продолжающегося нагнетания напряжения одновременно сопровождается складкообразованием с возникновением разрывов.

В основу теоретического изучения механизма складкообразования легла теория упругого изгиба слоев. Чтобы понять процесс образования складок при упругом изгибе слоев, применяется метод математического моделирования. Берется прямоугольный отрезок земной коры и рассматривается как тонкая пластина в виде плоскости. Сила действует вдоль плоскости и приложена перпендикулярно к одному из ее краев. В этих условиях равновесие упругого материала выражается формулой

$$\Phi''(x) = M d^2 y / dx^2,$$

где Φ – сила; y – отклонение пластины от ее первоначальной плоскости; x – координата в направлении действующей силы; M – постоянная, свидетельствующая о сопротивлении пластины изгибу в зависимости от ее упругих параметров. Левая часть уравнения выражает момент силы, приложенной к пластине в точке x , а правая соответствует изгибу пластины, который, как предполагается, пропорционален локальной кривизне, равной $d^2 y / dx^2$ для небольших отклонений. Таким образом, если сила достигает собственного значения, пластина начинает изгибаться. Наименьшее собственное значение дает синусоидальную полуволну с произвольно большой амплитудой. Такой тип изгиба, имеющий форму синусоидальной полуволны, в известной степени напоминает складку, что позволяет использовать его для объяснения складчатости.

Из изложенного можно сделать следующие выводы:

1. Возникновение линейно вытянутых складчатых форм в пределах тех или иных регионов земной коры нельзя объяснить влиянием глубинных разломов. Следовательно, наличие глубинных разломов нельзя считать критерием для поисков нефтегазовых месторождений. Важным условием образования линейных складчатых форм, несомненно, является характер волнообразного возмущения земной коры, вызванного упорядоченностью пространственной дифференциации тектонических движений. Что касается различных типов складок или складчатости, то это представляет собой

трансформацию направленности приложенных усилий и модификацию деформируемости горных пород во времени.

2. Данные гравиметрических, тепловых аномалий и интенсивности проявления современных движений земной коры позволяют судить о степени активности глубинных разломов и их роли в геологическом развитии исследуемых складчатых форм.

3. Линейность размещения складчатых форм, выявленных на территории Азербайджана, в целом выдерживает общекавказскую ориентацию, причем не согласуется с направлениями глубинных разломов. Весьма похожая картина вырисовывается на структурах платформенных областей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гусейн-заде О. Дж. Геодинамическая основа районирования нефтегазоносных площадей по этапам разработки в условиях тектонической активности территории // Первая Всесоюзная конференция. М., 1988.

2. Аджигирей Г. Д. Структурная геология. М.: Недра, 1952.

УДК 553.676.2

ИЗУЧЕННОСТЬ ОСНОВНОЙ ЗАЛЕЖИ ДЖЕТЫГАРИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХРИЗОТИЛ-АСБЕСТА

Н. Н. ДЖАФАРОВ, доктор геолого-минералогических наук, академик НИИ РК и МИА,
ТОО «Асбестовое ГРП»,

г. Житикара, Республика Казахстан

Ф. Н. ДЖАФАРОВ, кандидат геолого-минералогических наук,
ТОО «КазКопер»,

г. Алматы, Республика Казахстан

Приведены данные о состоянии изученности глубоких горизонтов Основной залежи.

Джетыгаринское месторождение хризотил-асбеста эксплуатируется почти 45 лет. Глубина отработки достигла 280 м. Эксплуатируются Основная залежь, где сосредоточено почти 80 % запасов месторождения, и небольшая Западная залежь.

Геолого-разведочными работами к началу отработки месторождения Основная залежь была разбурена скважинами по сетке 50х25 м до глубины 50 м, по сетке 100х50 м до глубины 200–250 м и по сетке 300х100 м до глубины 450–500 м, а также была определена возможность прироста до глубины 800 м [1]. В последующем были продолжены работы по изучению месторождения, в том числе глубоких горизонтов Основной залежи, с целью перевода запасов в более высокие категории. В настоящее время запасы Основной залежи до глубины 200–300 м изучены по категории В. Ниже запасы подсчитаны по категориям C_1 и C_2 , которые характеризуются гораздо меньшей степенью изученности (рис. 1).

Результаты изучения глубоких горизонтов в стадии разведки позволили сделать некоторые выводы об изменении вещественного состава, интенсивности и характера асбестоносности, увеличении содержания I–VI, в том числе III, сортов асбеста с глубиной (рис. 2) [2].

Дальнейшее изучение месторождения проводится эксплуатационной разведкой, которая началась практически одновременно с эксплуатацией месторождения и продолжается по сей день, что позволяет проследить за изменением параметров и качества оруденения, изменением вещественного состава, структурных особенностей и т. д.

В целом эксплуатационная разведка подтверждает результаты разведки месторождения, однако в ходе работ выявлены некоторые особенности геологического строения месторождения, которые не были установлены разведкой.

Сразу после первых лет эксплуатации месторождения в процессе добычных работ выявились трудности в переработке выветрелых руд, а также в использовании выветрелого асбеста в асбоцементных изделиях.

Большое значение для изучения месторождения имели исследования, проведенные в 1971–1974 гг. под руководством И. И. Волчека в процессе эксплуатационной разведки. В результате этих работ впервые была установлена закономерная связь типов асбестоносности с петрографическими разновидностями пород. Эти и другие работы на основе эксплуатационной разведки позволили: расчленить первичные породы по содержанию пироксена; выделить серпентиновые минералы и установить закономерности распространения их в пределах верхних горизонтов залежи; оценить промышленную значимость асбестоносности типа мелкопрожил, детально изучить зону выветривания и влияние процессов выветривания на волокно хризотил-асбеста. В эти годы был разработан технологический режим обогащения выветрелых руд. По итогам этих работ выветрелые руды верхних горизонтов были признаны нецелесообразными к переработке и в количестве 8 млн т вывезены в отвалы.

Для предотвращения возможных осложнений в отработке месторождения было решено

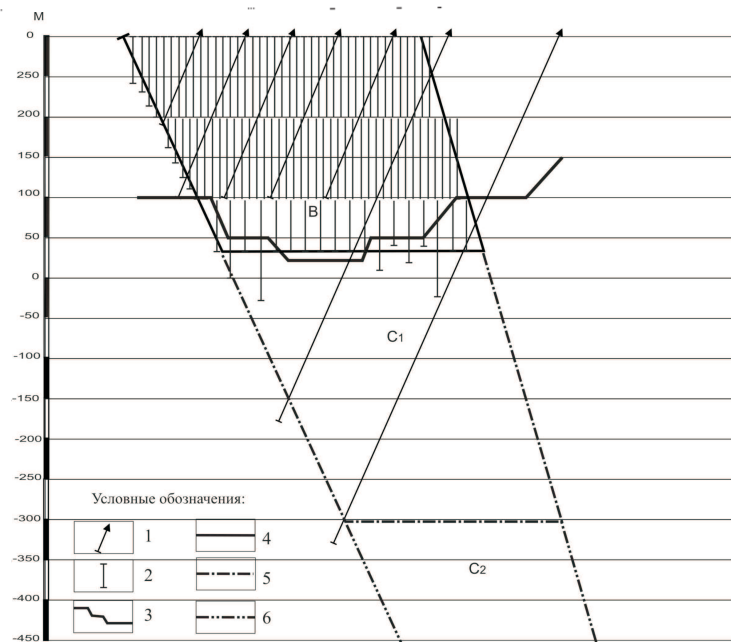


Рис. 1. Схематический геологический разрез Основной залежи: 1 – разведочные скважины; 2 – скважины эксплуатационной разведки; 3 – контур запасов категории В; 4 – контур запасов категории С₁; 5 – контур запасов категории С₂; 6 – контур состояния карьера отработки

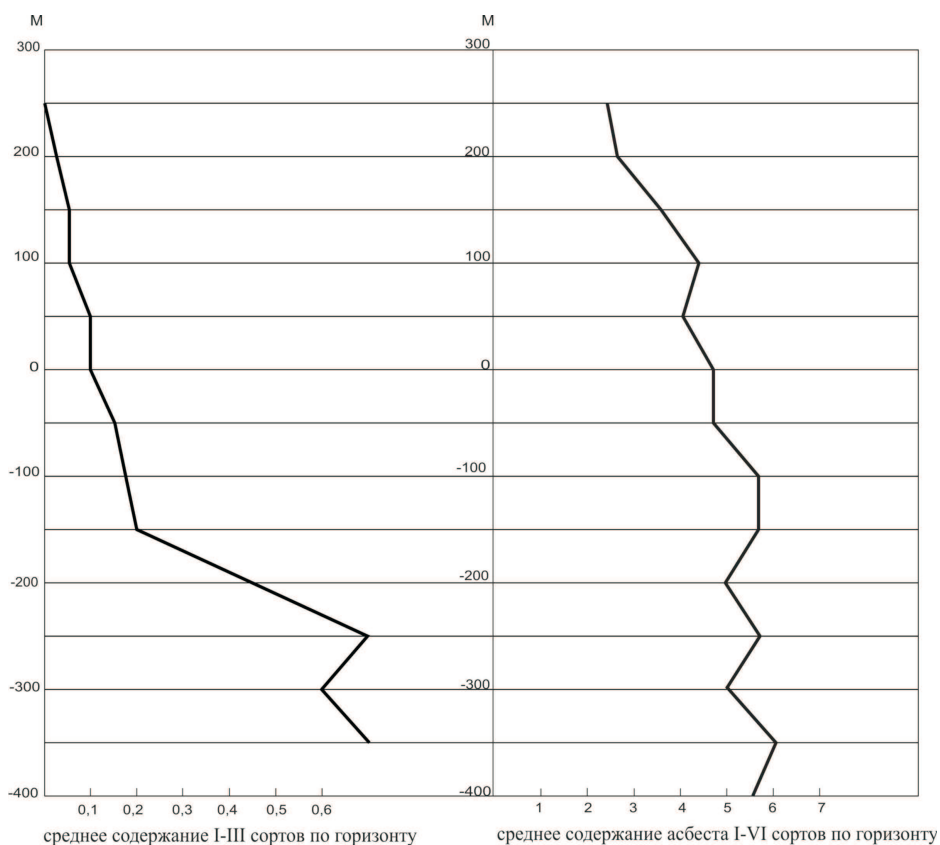


Рис. 2. Изменение содержания асбеста с глубиной

провести опережающую эксплуатационную разведку, что позволяло выявить изменения геологических особенностей месторождения с глубиной. Особой задачей было выделение шестого типа асбестоносности мелкопрожил, который не был выделен и оценен в процессе разведки месторождения. Руды с мелкопрожилковой асбестоносностью характеризовались низкими качественными параметрами и отрицательными технологическими свойствами. Количество их оказалось достаточно большим, и это необходимо было учесть в процессе отработки.

По результатам эксплуатационной разведки запасы верхних горизонтов Основной залежи несколько раз пересчитаны и утверждены различными уполномоченными государственными комиссиями, а в 1992 и 2005 гг. запасы утверждены по классам крупности, что позволило на время снять вопрос о необходимости переоценки запасов всего месторождения. Дело в том, что согласно разработанной по рекомендации ГКЗ «Методике определения содержания хризотил-асбеста» в 1985 г. запасы всего месторождения необходимо было переоценить по классам крупности [3].

В связи с известными экономическими трудностями 90-х гг. прошлого века объемы опережающей эксплуатационной разведки были уменьшены, что отразилось на степени изученности глубоких горизонтов.

В настоящее время в процессе добычных работ в карьере возникает множество вопросов, связанных с изменением качества, количества, технологии переработки асбестовых руд и др. Ответы на некоторые из них можно найти по результатам глубокого анализа и обобщения исторических материалов, опыта отработки верхних горизонтов и т.д. Однако для выяснения большинства вопросов необходимы специальные исследования глубоких горизонтов Основной залежи, которые имеют свои отличительные черты.

Кроме изменения природных особенностей оруденения с глубиной отмечается также изменение горно-технических условий, связанных с технологическими работами по отработке месторождения. С одной стороны, изменение вещественного состава руд, уменьшение степени серпентинизации определяют характер, качество и количество асбестового оруденения, а с другой – непрерывные буровзрывные работы на протяжении многих лет отражаются на степени трещиноватости пород.

Таким образом, требуется изучить глубокие горизонты месторождения с целью оценки их как сырьевой базы для добычи асбеста, определить технологию отработки, учитывая сложившуюся конъюнктуру на мировом рынке.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Артемов В. Р., Черемных Н. С., Наумов А. И., Шишкова Л. Я.* Джетыгаринское месторождение // Месторождения хризотил-асбеста СССР. М.: Недра, 1967. С. 115 - 163.
2. *Джафаров Н. Н.* Хризотил-асбест Казахстана. Алматы, 2000. 180 с.
3. Методика определения содержания хризотил-асбеста. Асбест, 1984. 69 с.; 1999. 104 с.

УДК 551.314.1 (479.24)

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫХ ЗОНАХ СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЕ

Ч. М. ХАЛИФА-ЗАДЕ, доктор геолого-минералогических наук, профессор, академик РАЕН;

И. Т. АЛИЕВА, ассистент кафедры АГНА;

И. И. НУРАЛИЕВ, аспирант Института геологии НАН, г. Баку, Республика Азербайджан

Впервые на основании седиментологических, фациально-генетических анализов с учетом новейших регионально-геофизических исследований в области распространения среднеюрских отложений Прикаспийской впадины установлены **шесть** структурно-фациальных зон, раскрывающих взаимосвязь юрского структурного плана с фациально-генетическим строением среднеюрских отложений. Они могут быть широко использованы при палеогеографических реконструкциях, уточнении истории геологического развития региона и оценке перспективности нефтегазоносности среднеюрских отложений.

Authors paper in the first time on the base of sedimentology, facies-genetic analysis and take into account of regional – geophysics investigations in the field of distribution of middle jurassic deposits within Precaspian depression are established six **structure-facies zones**.

There **structure-facies zones** are discovers interrelation between the jurassic structure floor and facial-genetic structure of middle **jurassic deposits**.

The established **structure-facies zones** Precaspian depression may be use under paleogeographic reconstruction and detalization of **history-geologic** development of region and under asisment of perspectivity oil-qas potential of middle jurassic deposits **within** Precaspian trough.

В последние годы в связи с проведением глубокого разведочного бурения мезозойских отложений перспективной структуры Ялама-море в пределах азербайджанской части Прикаспийской впадины интересы исследователей к среднеюрским отложениям сильно возросли.

Прикаспийская впадина, протягивающаяся в меридиональном направлении вдоль западного борта Среднекаспийской впадины, представляет собой низменность, имеющую более сложное, многоэтажное геологическое строение. Среднеюрские отложения занимают нижний структурный этаж осадочного чехла, залегают на различных глубинах (от 0,3 до 7–8 км) и содержат перспективные природные резервуары в байосском песчано-глинистом комплексе.

В административном отношении Прикаспийская впадина протягивается с севера на юг с территории Хасавюртского района на расстоянии 230 км,

достигает Апшерон-Прибалханской тектонической зоны Южно-Каспийской мегавпадины.

В целом изучением стратиграфии, седиментологии, тектоники и нефтегазоносности среднеюрских отложений Прикаспийской впадины занимались В. Е. Хаин, А. Н. Шарданов, И. А. Конюхов, П. Н. Куприн, С. С. Итенберг, Ч. М. Халифа-заде, Ф. Г. Шарафутдинов, А. Н. Гаджиев и др.; ими были получены весьма интересные результаты.

Один из авторов [1] в конце прошлого столетия провел комплекс стратиграфических, седиментологических и палеогеографических исследований среднеюрских отложений Восточного и Юго-Восточного Кавказа, а также частично Прикаспийской впадины. Заслуживают внимания также обобщающие геолого-географические работы П. И. Лебедева, Д. Х. Бабаева, А. Н. Гаджиева [2, 3] как по фундаменту, так и по осадочному чехлу всего Каспийского бассейна и его орогенного и платформенного обрамления.

Однако повышение эффективности поисково-разведочных работ при изучении среднеюрских отложений западного борта Среднекаспийской впадины требует более углубленного знания стратиграфии, седиментологии и палеогеографии среднеюрского комплекса указанной впадины и разработки хорошо аргументированных седиментологических и палеогеографических критериев их нефтегазоносности.

Эта миссия частично выполнена авторами статьи, которые провели новые стратиграфо-седиментологические исследования среднеюрских отложений Юго-Восточного Кавказа, а также ими же обобщены все новые геофизические данные по Прикаспийской впадине Азербайджана и Дагестана.

Здесь рассматриваются некоторые результаты этих исследований для структурно-фациального районирования среднеюрских отложений Прикаспийской впадины. При этом авторы приняли во внимание как структурный план, так и его связь с распределением фациальных обстановок среднеюрских отложений.

Среднеюрские отложения в Прикаспийской впадине имеют весьма сложное геологическое строение, обусловленное стратиграфическими и тектоническими несогласиями как с подстилающим фундаментом, так и с вышележащими осадочными комплексами. Эта сложность выпукло выражена в пределах азербайджанской части Прикаспийской впадины, где в отдельных тектонических единицах, разграниченных глубинными разломами, отмечаются резкие изменения градиентов мощности и литолого-фациального строения среднеюрских отложений.

В целом в пределах изученной территории распределение фациальных обстановок в среднеюрских отложениях контролируется субширотными и субмеридиональными глубинными разломами, разграничивающими основные тектонические элементы Прикаспийской впадины. Кроме того, усложнение строения среднеюрских отложений обусловлено блочным строением гетерогенного фундамента и палеогеографической обстановкой, т. е. географическими координатами областей денудации.

На основании отмеченных факторов с учетом наших палеогеографических построений мы впервые разделили область распространения среднеюрских отложений в Прикаспийской впадине на шесть структурно-фациальных зон, которые приурочены к определенным структурным элементам Прикаспийской впадины и отличаются специфическим литолого-фациальным строением и петрографическим составом пород [4, 5].

Эти структурно-фациальные зоны с севера на юг имеют следующие названия и фациальные характеристики (рис. 1):

- 1 – зона Дагестанского клина и складчатого борта передового прогиба (пассивная окраина континента);
- 2 – Избербаш-Ачисуинская зона гравитационного минимума;
- 3 – Южно-Дагестанская структурно-фациальная зона;
- 4 – Присамурская структурно-фациальная зона;
- 5 – Кусаро-Девичинская структурно-фациальная зона (активная окраина континента);
- 6 – Бегимдаг-Текчайская структурно-фациальная зона Хизинского прогиба.

Первая, самая северная структурно-фациальная зона на рис. 1 не указана из-за масштаба карты.

Далее рассмотрим строение и структурно-фациальные особенности среднеюрских отложений в каждой установленной структурно-фациальной зоне.

Структурно-фациальная зона Дагестанского клина и складчатого борта передового прогиба характеризуется широким распространением грубозернистых песчано-аллювиальных дельтовых фациальных комплексов верхнеаленских и песчано-алевролитно-глинистых мелководных морских байосских отложений с широким развитием верхнеюрской сульфатно-карбонатной эвапоритовой толщи. В этой зоне между мезозойским и палеоген-неогеновым комплексами отмечается резко выраженное стратиграфическое и тектоническое несогласие. Мезозойские отложения собраны в более пологие складки, а третичный комплекс с угловым несогласием налегает моно-

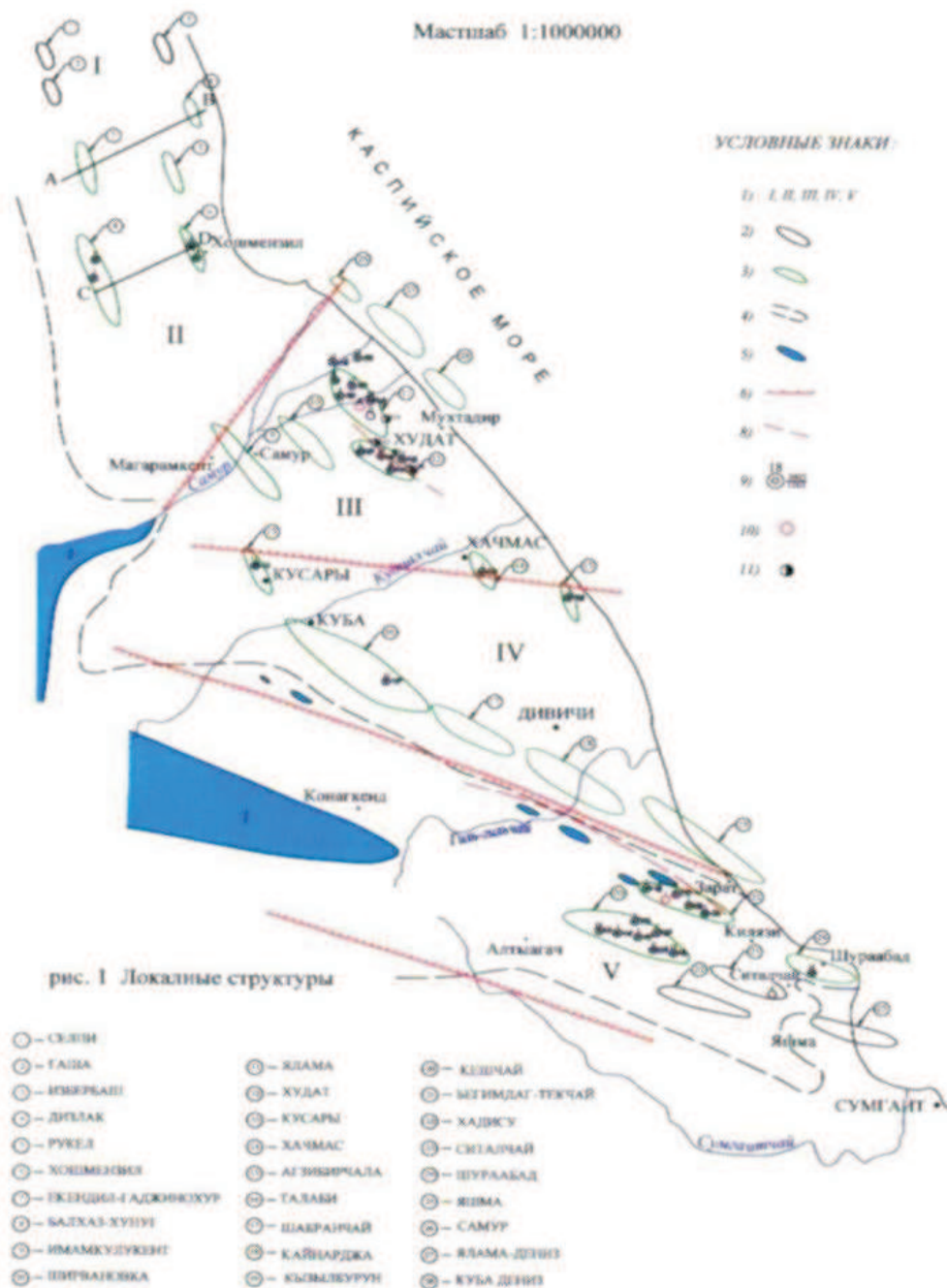


Рис. 1. Схематическая карта расположения структурно-фациальных зон средней юры Прикаспийской впадины (масштаб 1 000 000): 1 – I, II, III, IV, V – выделенные структурно-фациальные зоны по среднеюрским отложениям; 2 – локальные структуры, подтвержденные по геолого-геофизическим данным; 3 – локальные структуры по отложениям средней юры; 4 – граница выходов мезозойских отложений; 5 – граница выходов юрских отложений; 6 – глубинные разломы; 7 – тектонические нарушения; 8 – скважины, пробуренные на нефть и газ (в числителе – вскрытая поверхность средней юры, в знаменателе – мощность вскрытой части среднеюрских отложений); 9 – скважины, из которых получены нефть и газ; 10 – скважины, из которых получены термальные воды; 11 – структурно-фациальные профили (АВ и СД)

клинально на размытую поверхность мезозойских отложений. Здесь среднеюрские отложения по сравнению с соседними структурно-фациальными зонами имеют относительно высокую гипсометрическую поверхность залегания. В зоне Дагестанского клина среднеюрские отложения (только самая верхняя часть) вскрыты глубокими скважинами в Шамхал-Булакской и Миатлинской структурах. В Талгинской структуре глубокие скважины вскрыли весь среднеюрский комплекс, где ааленские и частично нижнебайосские отложения представлены мощными песчано-алевролитовыми пачками.

В самой западной части Дагестанского клина среднеюрские отложения вскрыты в ядре Салатауской антиклинали, где верхнеааленские отложения представлены аллювиально-дельтовым комплексом с пластами и линзами каменного угля. Аллювиальные песчаники слабоцементированы и сложены мономинеральным кварцевым составом. В аллювиальных песчаниках найдены обломки (15 x 8 см) кристаллических сланцев [1].

Все эти факты наряду с результатами фациально-генетических исследований среднеюрских разрезов показали, что среднеюрские отложения структурно-фациальной зоны Дагестанского клина образовались за счет денудации Сулакского палеозойского массива и близко залегавших палеозойских выступов. Установленная в среднеюрскую эпоху область денудации по возрасту и петрографическому составу слагающих ее пород может быть сравнена с Гарабогаз-Голским палеозойским выступом [3, 6].

Избербаш-Ачисуинская зона гравитационного минимума расположена южнее Дагестанского клина. Она занимает площадь размером 30 x 12 км, по субширотным глубинным разломам опущена и представляет собой грабенообразную депрессию.

С юга эта зона отделяется от Южно-Дагестанского гравитационного максимума Гамре-Озенским глубинным разломом. Северная окраина Избербаш-Ачисуинской зоны ограничена Ачисуинским разломом, а с востока данная зона разобщена с Приморским антиклинальным поясом Дербентским глубинным разломом.

Гипсометрическая поверхность среднеюрских отложений в пределах западного антиклинального пояса опущена глубоко и залегает на глубине 5–5,5 км. Особенно большая глубина залегания отмечается на площадях Избербаш, Инчха-море и Ачи-су. В последней структуре только поверхность верхнего мела вскрыта глубокими скважинами на глубине 4000–4100 м. В пределах этой зоны среднеюрские отложения контактируют с маломощным терригенно-карбонатным комплексом баррема.

На западе рассматриваемая структурно-фациальная зона контактирует с Губденским тектоническим выступом. В целом в западном направлении гипсометрическая поверхность среднеюрских отложений резко воздымается и на площади Игартбаш залегает на глубине 450 м.

На площади Игартбаш параметрическая скважина вскрыла аален-байосский разрез мощностью 2100 м. Мощность байосских отложений сильно сокращена за счет глубокого барремского среза (450 м). Верхний аален представлен в сокращенной мощности глинисто-сидеритовой свитой.

В песчаниках кернового материала собраны остатки аммонитов из семейства Леоферас и Думортериа. Для этой структурно-фациальной зоны характерны уменьшенная мощность отдельных стратиграфических подразделений среднеюрских отложений и их мелководный морской генезис, полимиктовый петрографический состав песчано-алевролитовых пород и глубокий предбарремский срез.

В песчано-алевролитовых пачках карахской свиты не отмечаются прослойки и линзы углей и углистых сланцев. Наоборот, они содержат типичные морские остатки ааленских аммонитов.

Таким образом, Избербаш-Ачисуинская структурно-фациальная зона представляет собой опущенную грабенообразную депрессию с указанными выше структурно-седиментологическими отличительными признаками. Поэтому данную территорию Прикаспийской впадины мы рассмотрели как самостоятельную структурно-фациальную зону среднеюрских отложений.

Южно-Дагестанская структурно-фациальная зона локализована в одноименной тектонической зоне. Данная структурно-фациальная

зона с четырех сторон разграничена субширотными, субмеридиональными глубинными разломами. С юга она отделяется от соседней, Присамурской структурно-фациальной зоны Самурским, с востока Дербентским субмеридиональным и с севера Гамре-Озенским глубинными разломами. А с запада данная структурно-фациальная зона граничит с юго-восточными крыльями Самурского и Джафардагского антиклинориев.

В пределах этой зоны проходят Западный и Восточный антиклинальные пояса, разобщенные Билгадинским и Кулларским прогибами. Здесь гипсометрическая поверхность среднеюрских отложений сильно приподнята и залегает на глубинах 530–1800 м (рис. 2). Палеозойский фундамент залегает на глубинах 4–6,5 км. Для этой зоны характерны многостажность геологического строения осадочного чехла (3–5 км); несоответствие структурных планов; так, например, юрские структуры по отношению к меловым смещены на

1200–1500 км на северо-восток и сводовая часть структур осложнена крупным Дербентским надвигом, что хорошо видно на площади Дузлак по материалам глубоких скважин 100, 102 (рис. 2).

Благодаря этому субмеридиональному глубинному разлому надвигового характера весь восточный антиклинальный пояс Прикаспийской впадины представляет собой поднадвиговую зону. Так, в пределах площади Дузлак сводовая часть структуры надвинута на юго-восточное крыло с амплитудой перемещения примерно на 1200 м. А. Н. Гаджиев и др. [2] считают, что Дербентский разлом на юго-востоке пересекает Яламинские и Худатские структуры. Однако в материалах пробуренных глубоких скважин на площадях Ялама и Худат мы не находим подтверждения высказанной мысли.

В Южно-Дагестанской структурно-фациальной зоне поверхность среднеюрских отложений в восточном антиклинальном поясе залегает на глубине 450–800 м. Она очень высоко

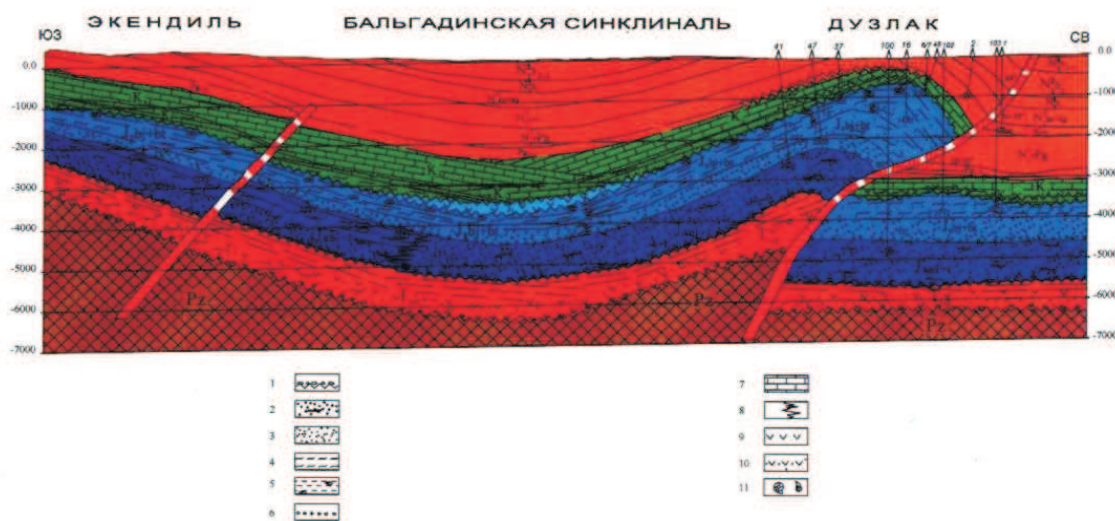


Рис. 2. Структурно-фациальное строение среднеюрских отложений Прикаспийской впадины (Южный Дагестан): 1 – базальные конгломераты и несогласное залегание;

- 2 – гравелиты и гравелистые песчаники аллювиального и дельтового генезиса с включением и линзами кларена и витрина; 3 – мелко- и среднезернистые песчаники литорального и сублиторального генеза; 4 – тонко- и крупнозернистые алевролиты; 5 – глинистые сланцы со сидерит-кальцитовыми конкрециями; 6 – эрозионные границы; 7 – белые хомогенные и биогенные известняки; 8 – фациальные переходы; 9 – голубовато-белые ангидритовые пласты; 10 – кислые туфы и туффиты; 11 – остатки аммонитов и пеллеципод

приподнята на площади Дузлак (600–650 м), а в Дагестанских огнях и Хошмензиле – на 550–850 м. В западном направлении, наоборот, наблюдается погружение поверхности средней юры, так, на площади Балхас-Хунуг она составляет 1500 м. В Западном антиклинальном поясе среднеюрские отложения контактируют с карбонатной толщей валанжина, а в направлении востока диапазон стратиграфического перерыва возрастает до терригенно-карбонатного комплекса баррема. Мощность среднеюрских отложений в восточном направлении сокращается и увеличивается глубина эрозии. В основании байоса (хиналугская свита) установлены массивные зеленовато-серые песчаники и алевролиты с умеренным емкостным и фильтрационным свойством, которые могут быть рассмотрены как природные резервуары третьего класса.

В пределах Южно-Дагестанской структурно-фациальной зоны глубина предбарремского среза намного меньше, чем в Избербаш-Ачисуйнской зоне. Здесь остается от размыва небольшая часть верхнего байоса – бата, представленная песчано-алевролитно-аргиллитовой толщей мощностью 150–200 м. Нижний байос выражен ленточным чередованием маломощных прослоев песчаников алевролитов и аргиллитов; в последних были собраны из нижнебайосских аммонитов *Witchella* и *Stephanoceras*.

На структуре Дузлак глубокая скважина № 100 вскрыла ааленские отложения не в полном объеме (рис. 2).

Нижняя часть верхнего аалена представлена массивными крупнозернистыми песчаниками лагунно-заливного и дельтового происхождения (рис. 2). Поэтому допускаем, что в пределах Южно-Дагестанской структурно-фациальной зоны исходя из фациальной зональности отложений карахской свиты граница среднекаспийской суши проходила в полосе Приморской антиклинали. В байосскую эпоху за счет региональной байосской трансгрессии граница среднекаспийской суши резко отошла в восточном и северо-восточном направлениях.

По результатам фациально-генетического анализа среднеюрские песчано-алевролитовые породы в данной структурно-фациальной зоне принадлежат граувакко-аркозовому типу. Тяжелая

фракция представлена ассоциацией устойчивых минералов, редко встречаются призматические зерна апатита и дистена. В песчаниках установлены в количестве 5–10 % обломки вулканитов андезит-базальтового состава.

Описанные структурные и литолого-фациальные особенности среднеюрских отложений характерны для Южно-Дагестанской структурно-фациальной зоны.

Присамурская структурно-фациальная зона охватывает территорию южнее долины р. Самур и Ялама-Худатский палеозойский выступ, протягивается до Кусаро-Хачмазского палеозойского выступа и разобшена Кусаро-Агзыбирчалинским глубинным разломом палеозойской консолидации (см. рис. 1). В данной структурно-фациальной зоне известны следующие среднеюрские структуры: Гильяр, Ширвановка, Ялама, Худат. Зона с севера граничит с Самурским глубинным разломом, а с востока – с Приморской антиклинальной полосой и Ялама-Худатским палеозойским выступом, с юга – с Кусаро-Агзыбирчалинским глубинным разломом, который носит погруженный характер и хорошо трассируется по гравиметрическим и магнитометрическим аномалиям как в юрских отложениях, так и в гетерогенном фундаменте (см. рис. 2).

С запада структурно-фациальная зона граничит с далеким юго-восточным крылом Самурского антиклинория Южного Дагестана.

В пределах данной структурно-фациальной зоны барремский терригенно-карбонатный комплекс лежит на размытой поверхности средней юры, которая по сравнению с Южно-Дагестанской структурно-фациальной зоной опущена на 2500 м, и здесь поверхность среднеюрских отложений находится на глубинах 3200 (Ялама) и 2800 м (Худат).

На структуре Ялама глубина предбарремского среза незначительна и полностью вскрыта только отложениями кейванской свиты с мощностью 350 м, а хиналугская свита лишь частично вскрыта. Вскрытая часть хиналугской свиты (470 м) представлена пачками массивных среднезернистых граувакко-аркозовых песчаников, чередующихся с каолинит-гидрослюдистыми аргил-

литами мелководного морского происхождения [4, 5].

В Худате глубина предбарремского размыва резко возрастает, и здесь кейванская свита (верхний байос и нижний бат) представлена алеврито-аргиллитовой толщей мощностью 160 м. Хиналугская свита полностью вскрыта глубокими скважинами и представлена массивными граувакко-аркозовыми песчаниками литорального и сублиторального генезиса и частично подводной части дельты. На структуре Худат вскрыта также хивская свита (верхний аален), которая представлена массивными мелко-среднезернистыми песчаниками, богатыми растительными остатками с включением витрена и зольного угла (отложения дельты и лагунно-заливного происхождения). Минералогический состав песчано-алевролитовых пород рассматриваемой зоны очень сходен с таковыми Южно-Дагестанской структурно-фациальной зоны. Это неслучайно, поскольку песчано-алевролитовые породы средней горы обеих зон образовались за счет денудации метаморфизированной осадочной толщи, связанных с ней гранитоидов и частично вулканитов среднего и верхнего палеозоя Среднекаспийского свода. Однако в образовании Присамурской зоны песчано-алевролитовых пород, возможно, дополнительно участвовали метаморфизованные породы Ялама-Худатского палеозойского выступа, о чем свидетельствуют призматические зерна дистена и ставролита в составе тяжелой фракции обломочных пород.

Кусаро-Девичинская структурно-фациальная зона. В пределах этой зоны среднеюрские отложения имеют совершенно другие условия залегания. Это обусловлено структурно-седиментологическими условиями образования и геологическими особенностями развития данной зоны. Кроме того, сложные условия геологического развития связаны также с субширотными и субмеридиональными глубинными разломами, действовавшими на ее территории.

Прежде всего, эта структурно-фациальная зона с севера ограничена Кусаро-Агзыбирчалинским погребенным глубинным субширотным разломом (см. рис. 1).

На юге данная структурно-фациальная зона разобщена с соседней зоной Сиазанским глубинным субмеридиональным разломом. На западе данная зона обособляется Велвелечайским гравитационным максимумом и Западно-Каспийском глубинным разломом, а также мезозойской складчатостью Юго-Восточного Кавказа.

На территории Кусаро-Девичинской структурно-фациальной зоны вдоль глубинных разломов на северо-востоке и юго-западе протягиваются две линии среднеюрской складчатости – Кусары-Западно-Хачмаз-Хачмазская и Чархинская, а на юго-западе – Талабы, Кайндарджа, Кызылбурунская. На юго-западе по структуре Талабы и на северо-востоке по структурам Кусары и Хачмазской глубокие скважины вскрыли среднеюрские отложения на глубинах 2500 и 4200 м. По данным глубоких скважин установлено, что в пределах Кусаро-Девичинской структурно-фациальной зоны среднеюрские отложения глубоко срезаны предверхнемиоценовой денудацией. В данной структурно-фациальной зоне в отличие от перечисленных выше зон все байос-батские отложения, даже значительная часть верхнего аалена, полностью размывы предверхнемиоценовой денудацией. Оставшиеся в разрезах нижнеюрские отложения имеют сокращенную мощность за счет декомпенсированного прогибания и развития пелагической зоны нижнеюрских бассейнов и представлены толщей черных глинистых сланцев с прослоями алевролитов с включениями сидеритовых конкреций.

В пределах этой зоны согласно фациально-палеогеографическим реконструкциям в разрезах нижне-среднеюрской толщи природные резервуары полностью отсутствуют, а глинистые сланцы испытали стадию апокатагенеза и, возможно, метагенеза. Исходя из скудного кернового материала глинистые сланцы сложены каолинит-серицит-хлоритовой ассоциацией глинистых минералов.

Бегимдаг-Текчайская структурно-фациальная зона Хизинского прогиба фактически занимает северо-западное крыло Хизинского синклиория и юго-восточное крыло Тенги-

Бешбармакского антиклинория. Эта зона с севера разобщена с Кусары-Девичинской структурно-фациальной зоной Сиазанским субмеридиональным глубинным разломом. По этому же разлому гипсометрическая поверхность среднеюрских отложений была сильно приподнята и находится на глубинах 400–500 м на структурах Нардаран и Кешчай и 1200 м на поднятиях Бегимдаг, Текчай. Данная структурно-фациальная зона в юго-восточном направлении резко погружается в Северо-Апшеронскую впадину. Это подтверждается меловыми структурами Советабд, Ситалчай, Советабд-море и Яшма-море. На этих структурах среднеюрские отложения залегают на глубинах 4–5 км, и на основе фациально-палеогеографических экстраполяций допускаяем, что они представлены глинистыми сланцами пелагической фации. В пределах рассматриваемой территории среднеюрские отложения, как было отмечено выше, залегают на небольших глубинах, глубокими разведочными скважинами они были вскрыты на структурах Кешчай, Бегимдаг-Текчай и Нардаран.

В этой структурно-фациальной зоне повсеместно маломощный глинисто-карбонатный комплекс валанжина с большим стратиграфическим несогласием лежит на глубоко эродированной поверхности средней юры. На основании собранной в глинистых сланцах, реже в песчаниках пеллециподовой и фораминиферовой фауны и путем корреляции с среднеюрскими разрезами Тенгинско-Бешбармакского антиклинория удалось установить, что в структурах Бегимдаг-Текчайской зоны от предваланжинской денудации уцелели лишь 2/3 хиналугской свиты [4, 5]. Здесь нижняя часть хиналугской свиты представлена пачками массивных газоносных мелкозернистых песчаников, которые в юго-восточном направлении выклиниваются либо полностью замещаются глинистыми сланцами.

В среднеюрских структурах данной структурно-фациальной зоны глубокие скважины полностью вскрыли разрезы верхнего аалена, которые представлены темно-серыми глинистыми сланцами с включениями кальций-сидеритовых конкреций.

Южный и юго-западный борта Бегимдаг-Текчайской структурно-фациальной зоны сочленяются Дибрар-Яшминским палеозойским выступом [2]. Последний как основная зона денудации в среднеюрских бассейнах определяет обособленное структурно-фациальное строение среднеюрских отложений. Петрографический анализ обломочных пород из нижней части хиналугской свиты показал, что эти породы петрографически представлены полевошпатовыми граувакками и в их тяжелой фракции доминирует мусковит-хлоритовая ассоциация минералов. Абсолютный возраст диоктаэдрических гидрослод, полученных из аргиллитов и глинистых сланцев, составляет $(250–265) \cdot 10^6$ лет, что однозначно свидетельствует об их образовании за счет размыва Дибраро-Яшминского палеозойского выступа. Эта суша размером примерно 100 x 30 км носила островной характер, не отличалась контрастным гористым рельефом и была сложена преимущественно кристаллическими сланцами и филлитами [6] каледонского возраста. Поэтому вокруг Дибраро-Яшминского палеозойского выступа не могли образоваться крупная речная сеть и мощный песчано-алевролитовый шлейф дельтового и литорального, а также сублиторального генезиса, что подтверждается петрографическими данными и результатами абсолютной геохронологии [4–6].

Таким образом, по результатам комплексных литостратиграфических, минералого-петрографических исследований среднеюрских отложений в тесном интегрировании с результатами регионально-геофизических работ последних лет нам удалось в пределах Прикаспийской впадины Дагестана и Азербайджана установить в субмеридиональном направлении локализацию структурно-фациальных зон. Эти структурно-фациальные зоны наглядно иллюстрируют взаимосвязь структурного плана, тектоники с литогенезом среднеюрских отложений. Полученные новые данные по среднеюрским отложениям могут оказаться полезными при уточнении геологического развития Прикаспийской впадины, а также при оценке нефтегазоносности среднеюрских отложений и реконструкции палеографических условий их образования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Султанов К. М., Самедов С. С., Халифа-заде Ч. М. Структурные особенности юрских отложений Южного Дагестана и Северо-Восточного Азербайджана в связи с их нефтегазоносностью// АНХ. 1964. № 3. С. 15 - 19.
2. Гаджиев Р. М. Глубинное строение Азербайджана. Баку: Азнефтиздат., 1965. 250 с.
3. Бабаев Д. Х., Гаджиев А. Н. Глубинное строение и перспективы нефтегазоносности бассейна Каспийского моря. Баку: Нафта пресс, 2006. 304 с.
4. Алиева И. Т. К петрографии и генезису обломочных пород среднеюрских отложений Прикаспийской впадины// Азербайджанское нефтяное хозяйство. 2006. № 8. С. 9 - 12.
5. Алиева И. Т., Халифа-заде Ч. М. Литолого-палеографические критерии перспективы нефтегазоносности среднеюрских отложений Прикаспийской впадины Азербайджана // Труды международной конференции. Киев, 2005. Вып. 2.
6. Халифа-заде Ч. М., Магомедов А. М. Среднеюрские отложения восточной части Большого Кавказа. М.: Наука, 1982. 240 с.
7. Халифа-заде Ч. М., Гурбанов В. М. Литолого-палеографическая модель триас-палеозойских отложений Южного Мангышлака. Баку: Нафта пресс, 2003. 216 с.
8. Лебедев Л. И., Алексин И. А. и др. Каспийское море, геология и нефтегазоносность. М.: Наука, 1987. С. 72 - 84.

УДК 553.676.

НОВОЕ НАПРАВЛЕНИЕ АСБЕСТОВОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ

В. Г. НЕКРАСОВ, кандидат технических наук,
доцент Актыюбского государственного университета,
г. Актыюбе, Республика Казахстан

Приведены сведения об использовании хризотилового волокна в автотранспортной промышленности.

Казахстан богат природными ископаемыми. Железная руда и руды цветных металлов, каменный уголь, нефть, газ, урановые руды – все эти ископаемые имеются на территории республики и активно добываются для применения в промышленности. К уникальным месторождениям полезных ископаемых следует отнести также залежи серпентина или хризотиловых руд, используемых для производства асбеста. Житикаринское месторождение хризотиловых руд в Костанайской области является уникальным. Горнорудное предприятие АО «Костанайские минералы» по добыче и обогащению руд хризотил-асбеста по объему добычи и переработки хризотила входит в тройку мировых лидеров в асбестовой отрасли промышленности. Проектная мощность АО «Костанайские минералы» составляет 400 тыс. т в год, ежегодно добывается более 200–240 тыс. т, АО «Костанайские минералы» производит 10 % мирового объема хризотилового волокна.

Из общего объема добычи более 90 % продукции асбестового сырья экспортируется и лишь около 17 тыс. т используется на внутреннем рынке. Житикаринский асбест по своему качеству является высококонкурентноспособным продуктом на мировом рынке и применяется для изготовления асбоцементных труб, кровельного шифера, других асботехнических изделий. Низкие марки асбестового сырья идут на изготовление изоляционных материалов и наполнителя.

Как известно, асбест имеет уникальные свойства. Минерал серпентин, разновидностью которого является хризотил, образован водными силикатами магния, железа, кальция, натрия и других элементов. Общая химическая формула минералов этого вида $X_{2-3}SiO_5(OH)_4$, где X – Mg, Fe²⁺, Fe³⁺, Ni, Al, Zn, Mn. Химическое название

минерала – моногидрат ундекаоксотетрасиликат гексагидроксогексамагния.

Основная особенность хризотила состоит в том, что он негорючий, высокотермостойкий, плавится при температуре 1550 °С. Он химически стоек для щелочных сред (в кислоте асбест разрушается). Минерал расщепляется на тонкие прочные волокна, которые представляют собой кристаллы рулонной или трубчатой структуры. Прочность волокон на растяжение достигает 30 000 кг/см², что выше прочности стали. Волокнистое строение наиболее ярко выражено у асбеста серпентиновой группы, куда относится только один вид асбеста – хризотил-асбест.

Асбест известен миру с очень древних времен. Еще за 1300 лет до нашей эры в Китае, Индии жрецы имели негорючие одежды из асбеста, в которых входили в огонь и выходили из него живыми к изумлению народа, вызывая тем самым преклонение перед собой.

Название «асбестос» минерал получил в Древней Греции, что в переводе с греческого означает «негорючий, неугасимый, неразрушимый». Он был известен в Греции за 300–400 лет до новой эры. Это качество асбеста на многие столетия определило главные области его применения – обеспечение огнезащиты и тепловой защиты.

Не менее романтичное название асбеста «горный лен» (в уральском варианте «каменная кудель») определяет его другое уникальное свойство – он способен расщепляться на тончайшие длинные волокна, которые можно свивать в нити, из них могут изготавливаться негорючие ткани обычным текстильным методом.

Термостойкость, эластичность, прочность волокон и их высокие прядильные свойства используются для производства асботехнической продукции. Асбестовая промышленность в

современном понимании существует более 100 лет. В настоящее время промышленность производит более трех тысяч наименований продукции на основе асбеста, среди которых наибольшую долю имеют кровельный шифер, облицовочные блоки, асбоцементные трубы. Производятся также огнеупорные и теплоизоляционные изделия в виде панелей, плит, специальной технической бумаги, картона, шнуров, веревок, ткани и т. д.

Используется асбест также в производстве деталей и комплектующих изделий для автотракторной промышленности. Фрикционные материалы, подвергающиеся при работе воздействию высоких температур, – тормозные колодки, накладки дисков сцепления – выполняются из композитных материалов, основным компонентом которых, обеспечивающим прочность и термостойкость, является асбестовое волокно в сочетании со специальными видами связующих материалов.

В 80-е гг. XX в. в военно-промышленном комплексе СССР решалась задача повышения живучести наземной бронетанковой и транспортной техники в условиях ведения боевых действий. При этом ставилась задача обеспечить самостоятельный выход боевой и транспортной техники из зоны боевых действия при наличии ее повреждений. Одним из типичных повреждений такой техники является разрушение картера двигателей, при котором двигатель остается без масла. Возможность работы двигателей внутреннего сгорания без наличия масла в картере в течение некоторого времени, достаточного для выхода из зоны боевых действий самоходом, ставилась главной задачей.

В результате этого на предприятиях военно-промышленного комплекса России были разработаны ремонтно-восстановительные препараты (РВП или РВС – ремонтно-восстановительные составы), которые предварительно вводятся в систему смазки. Ремонтно-восстановительные препараты представляют собой тонкие суспензии природных минералов и их комбинации при размере частиц, измеряемых нанометрами. Размер частиц препаратов на порядок меньше зазоров в кинематических узлах двигателей и механизмов трансмиссий. При нормальной работе двигателя ремонтно-восстановительные препараты циркулируют вместе со смазочной жидкостью, не проявляя своих свойств. Если в кинематических узлах имеется износ более предельного значения и масляный клин не создается, а масло вытекает

из кинематического узла, не выполняя своих свойств смазывающей жидкости, происходит нагрев фрикционного контакта за счет сухого или полусухого трения. Подобное происходит и в кинематических узлах с нормальными зазорами, если в них не подается смазывающая жидкость ввиду повреждения системы смазки. В таких случаях за счет тепловыделения происходит преобразование структуры ремонтно-восстановительной смеси. Она создает во фрикционном контакте защитное покрытие, прочно связанное с поверхностью деталей подшипника, при его высокой твердости и с малым сопротивлением трению (коэффициент трения 0,007–0,008). Действие ремонтно-восстановительных препаратов не только позволяет получить поверхность с низким сопротивлением трению, но и обеспечивает эффект регенерации триботехнического узла, т. е. при износе фрикционного узла его геометрические параметры восстанавливаются до исходных значений. Эксперименты, например с автомобилем КамАЗ, показали пробег автомобиля без масла в картере двигателя протяженностью более 900 км до полного выхода двигателя из рабочего состояния. Это расстояние намного превышает возможный пробег от места повреждения до ремонтной базы, даже для условий боевых действий.

На основании регенеративной способности ремонтно-восстановительных смесей возможен безразборный ремонт двигателей и других машин и механизмов, когда при наличии предельного износа фрикционного контакта ремонтно-восстановительные препараты в смазочной жидкости регенерируют фрикционные контакты до восстановления их номинальных рабочих характеристик. Причем восстановленные за счет применения ремонтно-восстановительных препаратов поверхности обладают более высокими качественными показателями по твердости, шероховатости и потерям на трение по сравнению с исходным состоянием до применения ремонтно-восстановительного препарата.

После распада Советского Союза технологии производства ремонтно-восстановительных препаратов стали достоянием рыночной экономики. В России и Украине появился ряд фирм, которые выпустили на рынок ремонтно-восстановительные препараты: «РВС», «Форсан», «ОМКА», «NIDO», «Pratex», «Suprotex» в России, «ХАДО», «Ретол»

в Украине. Отметим особо, что подобных препаратов зарубежного производства на рынке стран СНГ нет. Это подтверждает, что ремонтно-восстановительные препараты вышли из недр военно-промышленного комплекса Советского Союза.

Регенеративный эффект ремонтно-восстановительных препаратов обеспечивается двумя факторами. Первый фактор – качественный состав препарата. Основным компонентом препарата является хризотил, содержащий отмеченные выше компоненты, а также другие компоненты, добавляемые в смесь для поддержания определенного баланса элементов. Регенеративное действие таких препаратов основано на следующем преобразовании его минералогического состава во фрикционном контакте под действием давления и повышенной температуры. Так, композиция $Mg_6SiO(OH)_8 + Fe_2O_3 + H_2$ преобразуется в соединение $4MgFeSiO_4 + 5H_2O$, имеющее стеклоподобную структуру, прочно спаянную с трущимися поверхностями. Опытами подтверждено, что содержание в композиции структур типа $(Mg, Mn, Fe, Zn)_3(Si, Al)_2O_5(OH)_4$ и $(Mg_5Al)(Si, Al)_4O_{10}(OH)_8$ менее 10% снижает скорость формирования новой поверхности контакта. Содержание композиции $(Mg, Mn, Fe, Zn)_3(Si, Al)_2O_5(OH)_4$ и $(Mg_5Al)(Si, Al)_4O_{10}(OH)_8$ более 40% не приводит к увеличению скорости, но сказывается на уменьшении микротвердости. Следовательно, оптимальное содержание отмеченных минералов в композиции колеблется в диапазоне 10–40%. Основной компонент композиции содержится в минерале хризотиле. Некоторые компоненты, требующиеся для создания сбалансированной по составу элементов композиции, могут добавляться в нее в виде других минералов: доломита, кремнезема, магнетита, иногда нефрита, титанита, пироксенов и др.

Вторым действующим фактором при образовании защитного покрытия является наноструктура всех входящих в композицию составляющих. Известно, что наноструктуры склонны к агрегатированию и агломерированию, т. е. объединению за счет молекулярных сил. Наноструктуры проявляют способность к механосинтезу и механическому легированию, т. е. присоединению к наночастицам атомов и молекул других веществ из соседних структур. Наносистемы могут образовывать твердые сплавы, т. е. создают комбини-

рованные системы, взаимная растворимость которых в жидкофазных методах пренебрежимо мала. Материалы в виде наночастиц имеют пониженную температуру плавления по сравнению с макросистемами этих же материалов.

Отмеченные факторы обеспечивают создание новой аморфной структуры в виде металло-керамики стеклоподобного вида, прочно спаянной с ограничивающей поверхностью и имеющей малую шероховатость и низкое сопротивление трению.

Эффект создания защитных покрытий во фрикционных узлах механизмов и машин зафиксирован в России открытием. А фирмы, производящие и поставляющие на рынок ремонтно-восстановительные препараты, имеют многочисленные дипломы и сертификаты, подтверждающие положительный эффект от их применения.

Как было отмечено выше, хризотил добывается в Казахстане на Джетыгаринском месторождении предприятием АО «Костанайские минералы» в количестве сотни тысяч тонн в год. Следовательно, существует потенциальная возможность производства казахстанского ремонтно-восстановительного препарата. Другие компоненты, входящие в состав ремонтно-восстановительного препарата, не являются уникальными и имеются в достаточном количестве. К примеру, можно отметить, что железная руда добывается в той же Костанайской области на Соколовско-Сарбайском горнодобывающем комбинате. Такие минералы, как доломит, кремнезем, каолинит, достаточно широко распространены и используются во многих отраслях промышленности и строительстве.

Остановимся на таком факте. Предприятия, производящие ремонтно-восстановительные препараты, имеют национальные и международные патенты, в которых фиксируется содержание компонентов, их структура и т. п. Естественно, такие составы в разных патентах несколько отличаются друг от друга. Между тем специальные исследования показали, что основной эффект препарата зависит от наличия в нем серпентина (хризотила) и наноструктуры композиции. Различие природных составов минерала разных месторождений и некоторые колебания в пропорции составляющих природных либо специально вводимых компонентов не вносят принципиальных отличий. Любое незначительное отклонение состава позволяет зафиксировать это новым патентом, но это в большинстве случаев делается для придания

препарату эффекта «патентованного средства», хотя основа многих препаратов практически идентична.

Рассматривая возможность производства ремонтно-восстановительных препаратов на основе казахстанского сырья, следует отметить два фактора. Во-первых, для применения в ремонтно-восстановительном препарате не требуется длиноволокнистый хризотил, так как при производстве препарата он измельчается до наноразмеров частиц. Следовательно, для этих целей можно использовать низкосортный хризотил и даже его отходы от других производств. Во-вторых, объем сырья, применяемый для производства ремонтно-восстановительных препаратов, очень малый. Так, одна доза для обработки двигателя легкового автомобиля с емкостью масла в двигателе 5 л равна 0,5 г и рассчитана на полгода работы двигателя. Таким образом, препарата расходуется 1 г в год, из которых хризотил составляет не более 40 %, т. е. затраты хризотила на одну дозу препарата всего 0,4 г. Отсюда следует, что 1 т хризотилового асбеста, причем некондиционного состава (по характеристике длины волокон), может обеспечить получение 25 тыс. доз препарата для обработки двигателей легковых автомобилей.

Предприятие для производства ремонтно-восстановительных препаратов должно оснащаться оборудованием (шаровые мельницы, рассеивочные машины, микроскопы, и т. п.), в целом представляющим собой по масштабам и производительности больше лабораторию, а не промышленное предприятие.

Экономика производства ремонтно-восстановительного препарата такова. Сегодня на рынке автомобильных препаратов одна доза для обработки двигателя легкового автомобиля, содержащая 0,5 г активного компонента, стоит 3 000 тенге. Следовательно, 1 т хризотила, использованная для приготовления ремонтно-восстановительного препарата, обеспечит валовый доход 75 млн тенге. Естественно, есть еще затраты на другие компоненты препарата, затраты на амортизацию оборудования, зарплату персонала, оплату энергоносителей для размола, отопления помещения, приобретения упаковки, на транспорт, маркетинг, рекламу и т. п. Даже если они составят 50 % от валового дохода, прибыль с 1 т препарата на уровне 30–35 млн тенге достаточно впечатляет.

В производстве ремонтно-восстановительного препарата есть еще один вопрос, требующий разъяснения. Конвенция №162 Международной организации труда «Об охране труда при использовании асбеста», принятая на 72-й сессии Генеральной конференции Международной организации труда 24 июня 1986 г. в Женеве, отметила вредность асбеста как канцерогенного вещества. Конвенция вступила в силу 16 июня 1989 г. Ее ратифицировали 26 стран. Европейская комиссия приняла директиву о запрете использования асбестосодержащих материалов и изделий с января 2005 г. На последней встрече сторон Конвенции более 100 стран одобрили рекомендации Комитета экспертов о включении хризотилового асбеста в список веществ, подпадающих под юрисдикцию Конвенции.

Однако ряд стран выступили против такого решения. Эти страны, ратифицировавшие решение Конвенции, т. е. имеющие право голоса в этом вопросе, включая Канаду, Индию, Кыргызстан, Иран, Перу и Украину, своим несогласием не допустили включения асбеста в список Конвенции по запрещенным веществам. Их поддержали Зимбабве, Россия и Индонезия, которые не ратифицировали решение Конвенции. Казахстан также не ратифицировал решение Конвенции. Для этого имеются особые причины.

По мнению специалистов из международной «Хризотиловой ассоциации», имеющей отделение в Центрально-Азиатском регионе, отнесение всех видов асбестового сырья к опасным веществам неправомерно. Только одна разновидность этого минерала – амфибол представляет опасность для человека, тогда как другая группа асбестового волокна – хризотиловая такой опасности не представляет. Имеется ряд заключений авторитетных специалистов в области токсикологии, подтверждающих преувеличение опасности хризотила.

Запрет на применение асбестосодержащих материалов без разграничения его видов следует рассматривать с точки зрения конкуренции транснациональных компаний и стремления вытеснить с рынка крупных его производителей, в том числе Казахстан. Так, конкуренция со стороны производителей альтернативных хризотил-асбесту материалов – основная причина антиасбестовой компании, которая возникла и активно проводится в странах, не имеющих собственных месторождений асбеста, но располагающих мощной химической и металлургической промышленностью по

производству заменителей этого природного материала. Поэтому запрет на применение асбестосодержащих материалов без уточнения его разновидности можно считать намеренным введением в заблуждение мирового общественного мнения.

Специалисты Казахстана считают, что запрет прямым давлением стран, производящих альтернативные волокна и изделия, – мера, у которой нет научного и медицинского обоснования.

В настоящее время Казахстан экспортирует более 180 тыс. т добываемого в республике асбеста, поставляя его в 65 стран мира.

Исходя из этого можно считать, что производство ремонтно-восстановительных препаратов для автотракторной техники с использованием хризотил-асбеста казахстанского месторождения не создаст экологической напряженности ни в

регионе производства ремонтно-восстановительных препаратов, ни при его применении в двигателях и других механизмах транспортных установок.

Таким образом, в Казахстане имеются предпосылки создания ремонтно-восстановительных препаратов для автотракторной отрасли на основе отечественного хризотил-асбестового сырья. Больших капиталовложений развитие такого производства не требует, поскольку для его организации необходимо в основном лабораторное оборудование. Однако экономический эффект от этого может быть весьма существенный с точки зрения как насыщения рынка отечественными препаратами для автотранспорта, так и увеличения ресурса автотракторной техники.

Евгению Вениаминовичу Альперовичу-Ландо – 75 лет



20 октября исполнилось 75 лет известному геологу, полевику-съемщику Евгению Вениаминовичу Альперовичу-Ландо.

Евгений Вениаминович родился в г. Ленинграде, где в 1947 г. стал членом Клуба юных геологов Ленинградского дворца пионеров и в 1949 г. выехал в свою первую геологическую экспедицию на Северный Кавказ.

В 1952 г. он поступил на геолого-разведочный факультет Ленинградского горного института им. Г. В. Плеханова, который окончил с отличием в 1957 г. по специальности «геология, съемка и поиски месторождений полезных ископаемых». С 1955 г. Евгений Вениаминович участвовал в геолого-съемочных работах в Центральном Казахстане. В 1958 г. был назначен начальником геолого-съемочной партии в составе

Агадырской геолого-разведочной экспедиции ЦКГУ. За годы работы в Агадырской экспедиции он составил карты *10,5 номенклатурных планшетов масштаба 1:50 000*, разработал для Атасу-Мойынтинского водораздела *стратиграфическую схему нижнего палеозоя–венда*, обоснованную многочисленными находками органических остатков (схема не изменена до сих пор), развил для региона представления о периодичности геологической истории и значительной роли *горизонтальных перемещений* фрагментов земной коры. Им были предположены и выявлены *объекты уранофосфорной рудной минерализации в Шажагайском районе*. Под руководством Е. В. Альперовича-Ландо для Агадырского рудного района была составлена *первая в Казахстане прогнозно-металлогеническая карта масштаба 1:200 000*, которая представляла, с одной стороны, полную сводку фактического материала по геологии и полезным ископаемым региона, а с другой стороны, явилась перспективной программой многолетних поисковых работ на все виды полезных ископаемых. Одновременно он закончил аспирантуру у выдающегося советского ученого-геолога, академика Д. В. Наливкина.

В 1972 г. работая главным геологом Саблинской металлогенической экспедиции ВСЕГЕИ, Евгений Вениаминович занимался широким кругом геологических исследований. Руководил поставленной Мингео СССР проблемой по разработке методики прогнозно-металлогенических исследований при геолого-съемочных работах, которая была завершена в 1985 г. изданием Методического пособия по геологической съемке вып. 13, *«Прогнозно-металлогенические исследования при региональных геолого-съемочных работах»*, возглавлял работы по геологическому доизучению северной части Шу-Илийского рудного пояса, которые завершил составлением *геологических карт масштаба 1:200 000 для 12 номенклатурных планшетов* этого масштаба, *открытием золоторудного месторождения Алтынсай* и соучастием в монографии Института геологических наук АН КазССР по Шу-Илийскому рудному поясу, в Центральноказахстанской серии геологической карты Казахской ССР масштаба 1:500 000.

В это же время Е. В. Альперович-Ландо руководил экспериментом по автоматизированному прогнозу полезных ископаемых с помощью вычислительной машины БСМ-4, в основу которого была положена прогнозно-металлогеническая карта Агадырского рудного района. Исследования

показали равные возможности машины и человека. Однако человек оказался свободен от ошибок, возникавших при формальной разбраковке перспективных площадей. В 1974-1980 гг. он преподавал методику прогнозно-металлогенических исследований при геолого-съёмочных работах на курсах повышения квалификации геологов-съёмщиков Мингео СССР.

В 1980 г. Евгений Вениаминович был избран старшим научным сотрудником ВСЕГЕИ, где выполнял работы по исследованию *черносланцевых геологических формаций Казахстана* и одновременно руководил изучением *золотоносности Северной Бетпак-Далы*. С 1984 г. он был назначен *куратором Волковского ПГО* по геолого-съёмочным работам и возглавил работы по Шу-Илийскому рудному поясу в целях конверсии *Волковского и Степного ПГО I ГГРУ Мингео СССР*. В результате в 1990 г. была составлена *прогнозно-металлогеническая карта* в масштабе 1:500 000, охватившая весь регион от Жезказгана до Алматы. В 1991 г. в рамках этой же программы Евгений Вениаминович завершил *составление рабочих опорных легенд для геолого-съёмочных работ масштаба 1:50 000* в Шу-Илийском регионе и Юго-Западном Прибалхашье. На этом этапе своей жизни он пришел к выводу о существовании в пределах Казахстана дальнеприносного аллохтона, свидетельствующего о длительном *формировании Казахской складчатой области* путем горизонтальных перемещений с северо-востока и востока горно-породных масс, возникших в различных геодинамических обстановках, что определило закономерности размещения твердых полезных ископаемых. Все последующие работы, возглавляемые им, были небезуспешно посвящены подтверждению этой концепции.

В 1992 г., после развала СССР окончательно переехав в Казахстан, Евгений Вениаминович организовал *геологическую фирму «Жамбыл Дидар»*, базирующуюся в пос. Мирный, главной задачей которой явилось *продолжение регионального изучения республики*. Вместе с ОАО «Волковгеология» он выполнял геолого-съёмочные работы масштаба 1:200 000 и руководил *ГДП-200 Западного Прибалхашья и центральной части Шу-Илийского поднятия*. В 1997–2003 гг. под его руководством были подготовлены комплекты современных государственных геологических карт для шести номенклатурных планшетов. Для их создания были привлечены все современные технологии: ГИС-программы и современная дистанционная основа. В работах приняли участие многие зарубежные ученые, отработавшие на этих полигонах новейшие палеонтологические методы. С их помощью были выявлены стратиграфические конденсированные разрезы нижнего палеозоя и окончательно доказано существование дальнеприносного аллохтона. Для прогноза полезных ископаемых были использованы все новейшие теоретические разработки. Не замыкаясь на текущей работе, Евгений Вениаминович пропагандирует и внедряет современные методы исследований среди геологов, занимающихся региональными исследованиями, распространяя *современную дистанционную (аэрокосмическую) основу и новейшие методы палеонтолого-стратиграфических и петрографических исследований и подходов*.

Руководимая им фирма кроме упомянутых региональных работ выполняла и выполняет *разведочные работы на месторождениях золота* (Кепкен), облицовочного *камня* (Жельтау 7 и 11, Айдарлинское, Байдибек, Капал-Арасан Восточный и Центральный), других строительных материалов (кирпичных и цементных суглинков – Жаксылык, Берккара и Маловодное), песчано-гравийных смесей (Коктал, Ушарал). С 2004 г. по договору с АО «Волковгеология» Е.В. Альперович-Ландо ведет работы по *обеспечению радиационной безопасности республики*, включающие *радиогидролитохимическую съёмку масштаба 1:1 000 000* Жамбылской, Карагандинской и Костанайской областей, *среднемасштабные радиоэкологические исследования* в масштабе 1:200 000 – 1:100 000 на эталонных участках Карагандинской и Южно-Казахстан-

ской областей, *рекогносцировочное радиоэкологическое обследование* объектов прошлой геолого-разведочной деятельности в Жамбылской и Карагандинской областях.

В настоящее время Евгений Вениаминович является *ученым секретарем «Горно-геологического журнала»*, в котором регулярно печатает свои статьи, автором и соавтором *70 геологических отчетов, более 150 научных трудов, среди которых 6 монографий. При его участии подготовлено 27 листов геологической карты Республики Казахстан масштаба 1:200 000.* Практическим навыкам полевых геологических исследований у него обучались многие известные ученые и специалисты-геологи.

31 марта 2006 г. Е.В. Альперович-Ландо награжден знаком «Отличник разведки недр». В 2006 г. его избрали действительным членом Международной академии информатики, а в 2007 г. ему присваивается звание «Почетный разведчик недр Республики Казахстан».

Сердечно поздравляем Евгения Вениаминовича с юбилеем, желаем ему крепкого здоровья, оптимизма, больших творческих успехов на поприще геологии, долголетия.

*Коллеги,
редколлегия*

Олжабаю Жумагалеевичу Исмаилову – 60 лет



12 ноября исполнилось 60 лет Олжабаю Жумагалеевичу Исмаилову, заслуженному геологу Республики Казахстан, члену-корреспонденту Международной академии минеральных ресурсов, члену Академии минеральных ресурсов Республики Казахстан.

После окончания Миасского геолого-разведочного техникума и Казахского политехнического института им. В. И. Ленина с присвоением квалификации горного инженера-геолога. О.Ж. Исмаилов начал трудовую деятельность в 1970 г. в должности начальника отряда. С 1977 по 1982 г. работал начальником геолого-разведочной партии, с 1983 по 1989 г. трудился в должности заместителя начальника Тургайской геолого-разведочной экспедиции.

С 1990 по 1995 г. работал начальником производственно-технического отдела производственно-геологического объединения «Севказгеология».

С 1996 г. – президент АО «Геобайт», с 1999 г. – генеральный директор ТОО «Геобайт-Инфо».

За высокие производственные показатели, профессионализм, плодотворный труд О.Ж. Исмаилов награжден грамотами и медалями СССР и Республики Казахстан, орденом «Звезда Содружества», а также значками «Первооткрыватель месторождения полезных ископаемых», «Почетный разведчик недр».

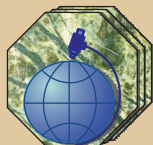
Олжабай Жумагалеевич является членом объединения юридических лиц «Ассоциация производственных геологических организаций Республики Казахстан», членом «ГИС Ассоциации» (Россия), членом и постоянным участником Межправительственного совета по разведке, использованию и охране недр стран – участниц СНГ, членом Центрального комитета профсоюза работников геологии, геодезии и картографии.

В данное время организация, возглавляемая Олжабаем Жумагалеевичем, тесно сотрудничает с крупными казахстанскими, российскими и иностранными компаниями и занимается следующими видами работ:

- оцифровка топографических и геологических карт;
- создание компьютерных автоматизированных систем управления базами данных для министерств и ведомств Республики Казахстан;
- геолого-разведочные и экологические работы;
- поиски и разведка месторождений подземных вод;
- бурение добычных скважин на урановых месторождениях Республики Казахстан.

Сердечно поздравляем Олжабая Жумагалеевича с юбилеем, желаем крепкого здоровья, счастья, благополучия и больших творческих успехов.

*Коллеги,
редколлегия*



ТОО “АСБЕСТОВОЕ ГРП”

- *Изучение геологического строения месторождения, горно-геологических и инженерно-геологических условий, гидрогеологических характеристик*
- *Проектирование горных выработок, геологическое трехмерное моделирование, прогноз и оценка запасов в программе Micromine*
- *Разработка ТЭО, пересмотр и утверждение локальных технических проектов по горным работам*
- *Бурение скважин на все виды полезных ископаемых*
- *Геолого-маркшейдерское обслуживание при пользовании недрами*
- *Инженерно-геодезические и инженерно-геологические изыскания*
- *Проектные и строительно-монтажные работы*
- *Инжиниринговые услуги при выполнении работ для строительства*

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

1. Статьи в “Горно-геологический журнал” принимаются набранными в текстовом и электронном вариантах MS Word-97/2003 на русском языке.
2. Статьи должны сопровождаться аннотациями, содержащими не более 10 строк. Название статей и аннотаций к ним следует давать на государственном, русском и английском языках.
3. В верхней части статьи по центру строчными буквами жирным шрифтом без переноса - название статьи, на следующей строке полужирным шрифтом - инициалы и фамилии авторов, ученая степень, на следующей строке - полное название организации, где выполнена работа, город, страна.
4. Максимальный объем материала 7 страниц формата А4. Материал печатается через 1,5 интервала, шрифт №12, Times New Roman, выравнивание по ширине, красная строка 0,7 см. Поля - верхнее, нижнее, справа и слева - 2,5 см. Страницы статьи обязательно нумеруются.
5. Рукопись должна иметь индекс УДК.
6. В конце рукописи приводится список литературы, в тексте указываются номера ссылок в порядке цитирования. Таблицы (Word, Excel) и графические материалы (Jpg, Tiff) располагаются по тексту статьи. Графические материалы представляются в черно-белом варианте с условными обозначениями (крап). Цветные иллюстрации печатаются за отдельную плату.
7. Сданные в редакцию статьи авторам не возвращаются.

Адрес редакции:

110700 г. Житикара Костанайской обл., 4 мкр., д. 5а
ТОО “Асбестовое ГРП”

E-mail: nizamid@mail.ru, asbestgrp@mosk.ru

Контактные телефоны: 8 (714 35) 2-22-72; 2-35-60. Факс 8 (714 35) 2-22-72.

Журнал
распространяется в
Республике Казахстан,
Российской Федерации

Ответственность
за достоверность
фактов и сведений,
содержащихся в
публикациях, несут
авторы

Ответственность
за содержание рекламы
несут рекламодатели

При перепечатке
материалов ссылка на
“Горно-геологический
журнал” обязательна



ТОО “АГРП”

110700, г. Житикара, Республика Казахстан

тел./факс: 8 (71435) 2-22-72

e-mail: nizamid@mail.ru, asbestgrp@mosk.ru