

ҚАЗАҚСТАН РЕСПУБЛИКАСЫ
ҰЛТТЫҚ ҒЫЛЫМ АКАДЕМИЯСЫНЫҢ

Х А Б А Р Л А Р Ы

ИЗВЕСТИЯ

НАЦИОНАЛЬНОЙ АКАДЕМИИ НАУК
РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН

NEWS

OF THE NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES
OF THE REPUBLIC OF KAZAKHSTAN

ГЕОЛОГИЯ ЖӘНЕ ТЕХНИКАЛЫҚ
ҒЫЛЫМДАР СЕРИЯСЫ



СЕРИЯ
ГЕОЛОГИИ И ТЕХНИЧЕСКИХ НАУК



SERIES
OF GEOLOGY AND TECHNICAL SCIENCES

5 (439)

ҚЫРКҮЙЕК–ҚАРАША 2012 ж.
СЕНТЯБРЬ–ОКТЯБРЬ 2012 г.
SEPTEMBER–OCTOBER 2012

ЖУРНАЛ 1940 ЖЫЛДАН ШЫҒА БАСТАҒАН
ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1940 г.
THE JOURNAL WAS FOUNDED IN 1940.

ЖЫЛЫНА 6 РЕТ ШЫҒАДЫ.
ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД
PUBLISHED 6 TIMES A YEAR

АЛМАТЫ, ҚР ҰҒА
АЛМАТЫ, НАН РК
ALMATY, NAS RK

Бас редактор

Ж.М. Әділов

Бас редактордың орынбасары

М.Ш. Өмірсеріков

Редакция алқасы:

Т.Д. Абаканов, Х.А. Беспаяев, Н.С. Бүктіков, Ф.Х. Ергалиев, Г.Ж. Жолтаев, Н.М. Жуков, Л.А. Крупник, А.К. Курскеев, А.Р. Медеу, С.М. Оздоев, Б.М. Рақышев, Б.Р. Рақышев, И.В. Северский, Н.С. Сейітов, Э.Ю. Сейітмұратова, Д.К. Сүлеев, З.В. Толубаева (жауапты хатшы)

МАЗМҰНЫ

Аймақтық геология

Тесленко Т.Л., Нагиева О.Б. Тәуекелді қауіпті геодинамикалық үдерістердің Қазақстан аумағында қалыптасуы мен белсенділігі.....5

Степанец В.Г. Орталық Қазақстанның офиолитті ұштағанды жыныстарының геодинамикалық табиғаты туралы мәселеге.....12

Минерагения, болжамдар, болашағы

Ермолов П.В., Жәутіков Т.М., Савельева Н.А. Степняк синклиниориндегі стратиформдық алтын-колчеданды кендену.....27

Гидрогеология

Жакелов А.К., Базарбаева Г.О. Іле Алатауы жерасты суларының қалыптасу заңдылықтары.....38

Сейсмология

Тимуш А.В., Тарадаева Т.В., Степаненко Н.П., Садықова А.Б., Сыдықов А. Қазақстанның жер қыртысының сейсмогенді белдемдері.....45

Әдістеме және технология

Паничкин В.Ю., Мирошниченко О.Л., Захарова Н.М., Трушель Л.Ю. Қазақстанда гидрогеологиялық-мелиоративтік зерттеулерде қашықтықтан сүңгімен тексеру әдісін қолдану58

Шайхүтдінов Е.М., Кенбейілова С.Ж., Бойко Г.И., Любченко Н.П., Каганович Е.В., Исмаилова Г.Г., Маймақов Т.П. «Supergave» әдісі арқылы төмен температурадағы жарықшақ пайда болуына битумполимер тұтқыр маркаларының тұрақтылығын зерттеу.....67

Мерейтойлар

Ғаппар Қасенұлы Ергалиев (*туғанына 80 жыл толуына орай*).....72

Ғылымды еске алу

Ергалиев Ф.К. Қ.И. Ең алғаш журналдан Қ.И. Сәтбаевтің суретін көріп, ол туралы оқығаным есімде өмір бойы қалды.....74

Болат Жағпарұлы Әубекеров (15.06.1936–09.09.2012).....76

«Известия НАН РК. Серия геологии и технических наук» ISSN 2224-5278

Собственник: Республиканское общественное объединение «Национальная академия наук Республики Казахстан (г. Алматы) Свидетельство о постановке на учет периодического печатного издания в Комитете информации и архивов Министерства культуры и информации Республики Казахстан №10892-Ж, выданное 30.04.2010 г.

Периодичность: 6 раз в год

Тираж: 300 экземпляров

Адрес редакции: 050010, г.Алматы, ул.Шевченко, 28, ком.218-220, тел.261-06-33, 272-13-19, 272-13-18

Адрес типографии: ИП «Аруна», г.Алматы, ул.Муратбаева, 75

© Национальная академия наук Республики Казахстан, 2012

Главный редактор
Ж.М. Адилов

Заместитель главного редактора
М.Ш. Омирсериков

Редакционная коллегия:

Т.Д. Абаканов, Х.А. Беспаяев, Н.С. Буктуков, Г.Х. Ергалиев, Г.Ж. Жолтаев, Н.М. Жуков, Л.А. Крупник, А.К. Курскеев, А.Р. Медеу, С.М. Оздоев, Б.М. Ракишев, Б.Р. Ракишев, И.В. Северский, Н.С. Сеитов, Э.Ю. Сейтмуратова, Д.К. Сулеев, З.В. Толубаева (ответственный секретарь)

СОДЕРЖАНИЕ

Региональная геология

Тесленко Т.Л., Нагиева О.Б. Формирование и активность рискованных опасных геодинамических процессов на территории Казахстана.....5
Степанец В.Г. К вопросу о геодинамической природе пород офиолитовой триады Центрального Казахстана.....12

Минерагения, прогнозы, перспективы

Ермолов П.В., Жаутиков Т.М., Савельева Н.А. Стратиформное золото-колчеданное оруденение в Степнякском синклинии.....27

Гидрогеология

Джаскелов А.К., Базарбаева Г.О. Закономерности формирования подземных вод Заилийского Алатау.....38

Сейсмология

Тимуш А.В., Тарадаева Т.В., Степаненко Н.П., Садыкова А.Б., Сыдыков А. Сейсмогенерирующие зоны земной коры Казахстана.....45

Методика и технология

Паничкин В.Ю., Мирошниченко О.Л., Захарова Н.М., Трушель Л.Ю. Применение методов дистанционного зондирования в гидрогеолого-мелиоративных исследованиях в Казахстане.....58
Шайхутдинов Е.М., Кенбейлова С.Ж., Бойко Г.И., Любченко Н.П., Каганович Е.В., Исмаилова Г.Г., Маймаков Т.П. Исследование устойчивости битумполимерных вяжущих к низкотемпературному трещинообразованию методом «SUPERPAVE».....67

Юбилейные даты

Гаппар Касенович Ергалиев (к 80-летию со дня рождения).....72

Памяти ученого

Ергалиев Г.К. Впервые увидел портрет К.И. Сатпаева и прочитав о нем в журнале – в памяти он сохранился на всю жизнь.....74

Булат Джафарович Аубекеров (15.06.1936–09.09.2012).....76

Editor-in-chief

Zh.M. Adilov

Deputy editor-in-chief

M.Sh. Omirserikov

Editorial staff:

T.D. Abakanov, Kh.A. Bespayev, N.S. Buktukov, G.Kh. Ergaliev, G.Zh. Zholtaev, N.M. Gukov, L.A. Krupnik, A.K. Kurskeyev, A.R. Medeu, S.M. Ozdov, B.M. Rakishev, B.R. Rakishev, I.V. Seversky, N.S. Seitov, E.U. Seitmuratova, D.K. Suleyev, Z.V. Tolubayeva (secretary)

CONTENTS

Regional geology

Teslenko T.L., Nagieva O. B. Formation and activity of brave dangerous geodynamic processes in territory of Kazakhstan...5
Stepanets V.G. To question on the geodynamic nature of rocks ophiolite triad of the Central Kazakhstan.....12

Minerageny, prognoses and prospects

Ermolov P.V., Zhautikov T.M., Savelyev N.A. Stratiformnoe gold-pyritic ore in Stepnjaksky synclinorium.....27

Hydrogeology

Dzhakelov A.K., Bazarbaeva G.O. Regularities of formation of underground waters of Zailiysky Ala – Tau.....38

Seismology

Timush A.V., Paradaeva T.V., Stepanenko N.P., Sadykova A.B., Sydykov A. Seismogenerating zones of earth crust of Kazakhstan.....45

Technique and technology

Panichkin V.Ju., Miroshnichenko O.L., Zaharova N.M., Трушель L.Ju. Application of methods of remote-sensing in hydrogeology-meliorative researches in Kazakhstan.....58

Shajhutdinov E.M., Kenbeilova S.Z., Boiko G.E., Ljubchenko N.P., Kaganovich E.V., Ismailov G. G, Maimakov T.P. Research bitumpolimer cementation to low-temperature cracking a method «SUPERPAVE».....67

Anniversaries

Cappar Kasenovich Ergaliev (*to the 80 anniversary from the date of a birth*).....72

Science losses

Ergaliev C.K. Once look a portrait of K.I. Satpaev and read in the journal about his – he save in the memory on long life.....74

Bulat Dzhafarovich Aibekov (15.06.1936–09.09.2012).....76

УДК 624.131.1+557.4(-925.22)

Т. Л. ТЕСЛЕНКО¹, О. Б. НАГИЕВА²

ФОРМИРОВАНИЕ И АКТИВНОСТЬ РИСКОВЫХ ОПАСНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА ТЕРРИТОРИИ КАЗАХСТАНА

Экожүйеге түсетін аса ірі техногендік жүктемелер экономикалық, экологиялық және экзогенді геодинамикалық үдерістер мен құбылыстарға кері әсерін тигізуге себепші болды. Төтенше жағдайларға әкелетін қауіпті геодинамикалық үдерістердің қалыптасуы мен тигізетін әсеріне талдау жасалды.

Колоссальные техногенные нагрузки на экосистему обуславливают ряд негативных экономических, экологических и экзогенных геодинамических процессов и явлений. Проведён анализ формирования и влияния опасных геодинамических процессов, приводящих к возникновению чрезвычайных ситуаций

Enormous technogenic loadings on ecosystem cause a number negative economic, ecological and exogenic geodynamic processes and the phenomena. The analysis of formation and influence of the dangerous geodynamic processes leading to occurrence of extreme situations is carried out.

Быстроизменяющиеся факторы формирования и активизации опасных экзогенных геодинамических процессов, приводящих к возникновению чрезвычайных ситуаций, подразделяются на *природные* и *техногенные*.

Природные факторы формирования и активизации опасных геодинамических процессов. Быстроизменяющимися природными факторами, влияющими на формирование и активизацию опасных экзогенных геодинамических процессов, являются гидрологические и метеорологические, характеризующиеся экстремальными значениями параметров.

Сведения о многолетнем режиме этих факторов, их генезисе и масштабности проявления содержатся в многочисленных, часто разрозненных, фондовых и опубликованных источниках. Оценка экстремальных значений быстроизменяющихся природных факторов сделана на основании анализа Казахстанской серии (тома 12-15) монографий «Ресурсы поверхностных вод СССР». Сводные гидрометеорологические материалы основываются на многолетних наблюдениях по нескольким десяткам государственных (РГП «Казгидромет») и ведомственных (Комитет водного хозяйства, Управления оросительных систем) метеостанций и гидрометрических постов. Кроме этого, материалы по режиму гидрометеороло-

гических факторов опубликованы в научных трудах Государственного гидрологического института, КазНИГМИ и др. Также использованы материалы кратковременных экспедиционных исследований [1, 2].

Интенсивные жидкие атмосферные осадки, оцениваемые их суточной суммой 1 % обеспеченности, способствуют активизации русловой и овражной эрозии, склонового смыва, возникновению паводков и ливневых селей. Они учитываются в строительном проектировании, водохозяйственных расчётах и прогнозировании формирования катастрофических дождевых паводков, переходящих в селевые потоки, с повторяемостью 1 раз в 100 лет. Суточная сумма атмосферных осадков 1 % обеспеченности определялась расчётным способом, с использованием картографического материала. В гидрометеорологической практике считается, что в горных районах с суточным максимумом осадков 1 % обеспеченности равным 70 мм, дождевой паводок при наличии рыхлых пород переходит в селевой поток. Как правило, максимальные суточные осадки наблюдаются в апреле-июле, реже в августе. В целом они носят локальный характер, образуя, так называемые, дождевые пятна площадью до 30-40 км². Частота прохождения интенсивных суточных дождей следующая: в 60 % случаев выпадает один

^{1,2} Казахстан, 050010, г. Алматы, ул. Кабанбай батыра, 69а, «Институт геологических наук им. К. И. Сатпаева»

дождь, в 30% — два дождя и в 10% — четыре дождя.

В горных условиях распределение осадков подчиняется закономерной высотной поясности, осложненной влиянием ориентации склонов. Увеличение слоя суточных осадков, как правило, отмечается в средневысотной зоне. Наиболее благоприятной для аккумуляции осадков является юго-западные склоны Тарбагатай, северные и западные Жонгарского Алатау, северные склоны Илейского Алатау и Рудного Алтая. Максимальные суточные осадки 1% обеспеченности достигают величины 80-100 мм и более. В Среднем Талгаре 16 мая 1947 г. выпало 182 мм осадков, 13 мая 1941 г. на метеостанции Горельник суточный слой осадков достиг 110 мм. На низкогорьях величина максимальных суточных осадков 1% обеспеченности уменьшается до 50-70 мм. По метеостанции Алматы в 1942 г. выпало 78 мм, на метеостанции Кугалы — 48 мм осадков.

Масштабное воздействие данного фактора на формирование и активизацию геодинамических процессов видно из следующих примеров.

В 1974 году к северу от города Капшагай Алматинской области на площади водосбора 30-50 км² за сутки выпал слой осадков около 90-100 мм, который сформировал селевой поток с расходом более 100 м³/с. Это привело к частичному разрушению железнодорожного моста и отдельных домостроений в городе.

В том же 1974 году летом в районе дорожного моста через р. Шарын по трассе Алматы — Кеген за счёт интенсивных суточных осадков сформировался селевой поток, которым были повреждены устои моста, дорожное полотно, домостроение.

Максимальные снегозапасы на конец зимнего периода, мм. Этот фактор является одним из главных, влияющих на величину весеннего половодья. Активизация геодинамических процессов связана с подъемом уровня воды в реках и затоплением береговой полосы. Даже средние по величине снегозапасы на конец зимнего периода при дружной весне (интенсивном нарастании прихода тепла) нередко формируют очень высокое половодье, приводящие к катастрофическим последствиям, что в Казахстане повсеместно наблюдалось в 1969 г. В период наибольшего снегонакопления запасы воды в снеге распределяются крайне неравномерно.

Наибольшие максимальные снегозапасы формируются в горных районах Жонгарского и Илей-

ского Алатау, на юго-западных склонах Тарбагатай и на Алтае. В Прибалхашье же они минимальны, но и в пределах этих территорий отличаются значительной пестротой. В предгорных районах северного склона Жонгарского Алатау максимальные снегозапасы 1% обеспеченности составляют около 160 мм, далее до 1800 м наблюдается значительное увеличение их до 460 мм. Но максимальная величина снегозапасов (до 1400 мм) наблюдается на высотах более 3500 м. Наибольшие снегозапасы в предгорных районах Илейского Алатау, Шу-Илейских гор, Тарбагатай и Алтая составляют 80-100 мм. К востоку от водораздела рек Улькен и Киши Алматы на северном склоне Илейского Алатау на высотах 1000-2000 м максимальные снегозапасы возрастают до 300 мм. Выше 2000-2500 м наблюдается более интенсивное увеличение снегозапасов с высотой местности, достигая здесь 640 мм.

В Прибалхашье максимальные снегозапасы изменяются от 120 мм на побережье до 50 мм на открытых местах. Нередко здесь наблюдается метелевый перенос снега. В северной части Казахстана (район Петропавловска и Костаная) величина максимальных снегозапасов составляет 80 мм. С нарастанием прихода тепла наибольшая интенсивность таяния снега в низкогорной зоне составляет 40-70 мм/сутки, в среднегорной 30-40 мм/сутки, в высокогорной возрастает до 50 мм/сутки

Среднемноголетняя высота снежного покрова, см. Снежный покров на территории Республики сглаживает различие температуры воздуха между широтами. При этом уменьшается амплитуда суточных колебаний температуры воздуха. При достаточной высоте до 30-40 см и более снежный покров является сдерживающим фактором дефляции. В северо-восточных, северных и частью центральных районах в первой декаде ноября устанавливается устойчивый снежный покров, который удерживается до конца марта — начала апреля. Устойчивый покров на равнинной территории Казахстана формируется не позднее декабря. Изолиния среднемноголетней высоты снежного покрова в 20 см проходит в широтном направлении через города Актобе, Жезказган, Балкаш и в северо-восточном направлении огибает юго-восточное и южное предгорье северного Тянь-Шаня. Его высота уменьшается от 25-35 см на севере, до 10 см на юге. В предгорьях мощность снежного покрова возрастает до 30-60 см, однако он лежит там неравномерно [1, 2].

Критическая среднесуточная температура воздуха, °С, влияет на динамику таяния льда, снега и, как следствие, формирование опасных паводков и селевых потоков. Критическая среднесуточная температура воздуха, градации которой 5°С, 10°С и 15°С установлены вероятностно-статистическим методом, представляют собой нижний предел колебаний среднесуточных температур воздуха, выше которого происходит таяние снегов и льда.

В горах критическая среднесуточная температура воздуха увеличивается со снижением абсолютных отметок местности в соответствии с высотной поясностью. В гляциально-нивальном поясе (отметки выше 3600 м. абс.) значения среднесуточной температуры отрицательные на протяжении года. По нижней границе высокогорного альпийского пояса (отметки от 3000 до 3600 м. абс.) проходит изолиния критической среднесуточной температуры воздуха 5°С. Период с температурой выше 5°С с июля по сентябрь. Нижняя граница среднегорного пояса (отметки от 2000 до 3000 м. абс.) совпадает с изолинией критической среднесуточной температуры 10°С. Период с температурой выше 10°С с июня по сентябрь. В низкогорном поясе (отметки от 800 до 2000 м. абс.) критические среднесуточные температуры выше 15°С наблюдаются с мая по октябрь.

Резкое превышение пределов суточной критической температуры воздуха продолжительное время ведет к более интенсивному таянию льда в высокогорном альпийском поясе и формированию селеопасных озер.

Максимальные расходы 1% обеспеченности в русле рек в данном створе при естественном режиме. Активизация геодинамических рисков процессов, связанных с деятельностью речных вод, происходит, главным образом, в период паводков, величина расхода которых оценивается этим параметром. Максимальные расходы рек определялись методом математической статистики по кривым обеспеченности, как вероятностные расходы 1% обеспеченности (повторяемость 1 раз в 100 лет) в данном створе реки. Величины таких расходов, как правило, весьма велики и исчисляются от десятков до тысячи и более кубометров в секунду. Так, к примеру, расход 1% обеспеченности р. Саркан составляет 738 м³/с, р. Мерке 20,3 м³/с, р. К. Алматы – 9,4 м³/с, р. Каскелен – 55,0 м³/с, р. Буктырма – 3050 м³/с, р. Каракол – 138 м³/с, р. Ертис – 2680 м³/с. На реках преимущественно снегового питания на

равнинной части Республики Казахстана расходы (р. К. Узен – 727 м³/с, Каратургай – 1010 м³/с, Эмба – 2540 м³/с, Сары-су-710 м³/с, Каракенгир – 1210 м³/с, Орь – 1760 м³/с) формируют весенний подъем уровня на 1-3 м и более, что ведет к затоплению пойменных участков, разрушению береговой полосы, мостовых устройств, сельскохозяйственных угодий. Расходы 1% обеспеченности рек ледникового и снегового питания в горной зоне (р. Уба – 3480 м³/с, Коксу – 440 м³/с, Турген – 890 м³/с и др.) формируют селевые потоки [3].

Местоположение возможных опасных заторов в русле реки с уровнем, превышающий максимальный уровень весеннего половодья на 0-3 м и 3-5 м. Формирование возможных заторов происходит в результате нагромождения льда в русле реки во время ледохода, что вызывает уменьшение живого сечения и подъем уровней воды на 3-5 м. Это явление наблюдается преимущественно на крупных реках Казахстана: Сырдарье, Иле, Шу, Каратал, Ертис, текущих с юга на север. Процесс формирования затора происходит за счет неравномерности вскрытия рек, при котором волна половодья обгоняет фронт снеготаяния и встречает на своем пути участки реки, покрытые толстым льдом. В этих условиях ледоход начинается при больших подъемах весеннего уровня, возрастающего вниз по течению. В целом при паводке отмечается два случая развития заторов:

1 – Образование заторов обусловлено сопротивлением ледяного покрова напору подвижных масс воды и льда, перемещающихся с верхних участков реки. Это типично для рек с крутыми поворотами и зон подпора от гидротехнических сооружений; 2 – Образование заторов на участках рек с резкими морфометрическими изменениями русла (уменьшением ширины, многорукавностью), где льдопропускная способность русла меньше массы льда поступающего сверху.

В меньшей степени образование заторных явлений происходит при ледоставе.

Техногенные факторы формирования и активизации опасных геодинамических процессов. Кроме природных геодинамических процессов на геологическую среду интенсивное влияние оказывает человек, что приводит к возникновению новых процессов – инженерно-геологических. Механизм развития инженерно-геологических процессов тот же, что и при проявлении природных геодинамических процессов, но главное их отличие – большая скорость развития процесса. В

результате техногенеза практически вся геологическая среда Казахстана в той или иной степени находится в состоянии далеком от естественного природного равновесия. Особенно сильно это равновесие нарушено на территориях интенсивного развития горнодобывающей и нефтедобывающей промышленности, сельского хозяйства, в населенных пунктах, объектах Министерства обороны.

Способы воздействия человека на геологическую среду различны: строительство горных выработок, зданий и др., прокладка линейных сооружений (дорог, каналов, нефте- и газопроводов, линий электропередач), распашка земель, выпас скота и др. В зависимости от того, на какие грунты оказывается техногенное воздействие, будут развиваться процессы, характерные именно для этого типа грунтов. Например, в рыхлых грунтах этими процессами могут быть различные виды эрозии, просадки, суффозия и т.д. Развитие инженерно-геологических процессов в рыхлых грунтах будет зависеть от гидрологических, метеорологических и водохозяйственных факторов.

По пространственным размерам объекты техногенеза подразделяются на площадные, линейные и точечные. К площадным относятся богарные пашни и сенокосные луга, орошаемые массивы, объекты Министерства обороны; к линейным — железные и автомобильные дороги, оросительные каналы, газо- и нефтепроводы; к точечным — месторождения полезных ископаемых и подземных вод, города и населенные пункты, накопители (поля фильтрации бытовых и промышленных стоков, шламо- и хвостохранилища, отстойники шахтных и дренажных вод и др.), накопители твердых бытовых и промышленных отходов (золоотвалы, свалки и др.), животноводческие комплексы.

Техногенные процессы и рисковые опасности.

Первая категория — развитие трудно прогнозируемых в пространстве и времени, неуправляемых процессов, которые характеризуются внезапностью и катастрофичностью проявления. К ним относятся:

1. **Активизация влияния карста.** Мощность карстующихся отложений на руднике Кзыл-Эспе достигает 600 м. Формы проявления: закарстованные трещины, погребенные карстовые полости. В районе Успенского рудника при бурении скважин отмечались случаи провалов бурового снаряда.

На фосфоритовых месторождениях Каратау в шабактинской свите развиты карстующиеся массивы. Карстовые полости могут быть заполнены глиной, иногда водой, либо не иметь заполнителя. В зависимости от заполнителя, при вскрытии, может произойти внезапный прорыв воды, либо нарушение устойчивости откоса, борта карьера, оба варианта неминуемо приведут к катастрофе. Бокситовые месторождения, разрабатываемые Краснооктябрьским рудоуправлением, расположены в карстующихся породах. На 60-95 % здесь происходит подтопление карьеров за счет водопритокков из карстующихся коренных пород [4, 5].

2. **Внезапные прорывы воды и плывунов.** Прорывы происходят из кровли, почвы или боковых пород при проходке стволов шахт, подготовительных и очистных выработок. Например, при сооружении ствола шахты «Центральная» Миргалимсайского рудника на глубине 150 м произошел внезапный прорыв воды с притоком 150 м³/час, а при расчистке околоствольного двора этой шахты на глубине 210 м во время пересечения водонесной трещины произошел прорыв воды с притоком 1000 м³/час с выносом в шахту значительного количества песчано-глинистого материала. Миргалимсай является одним из наиболее обводненных горнодобывающих объектов в СНГ со средними многолетними водопритокками около 12000 м³/час, в паводковый период (5,3 месяца) он достигает 25000-40000 м³/час.

3. **Газодинамические явления.** Подземная разработка соляных пластов сопровождается геодинамическими явлениями типа внезапного выброса большого количества газа, суффлярных выделений газов. В связи с этим на всех калийных месторождениях, разрабатываемых подземным способом, проявляются геодинамические явления во время буровзрывных работ. Геодинамические явления происходят также на многих угольных месторождениях, например на шахтах Карагандинского угольного бассейна, причем эти явления могут проявляться на одних участках с 200 м глубины, на других — с 350 м.

4. **Самообрушение камер.** Отработка месторождений камерно-столбовой системой приводит к накоплению больших объемов пустот, например Жезказганское месторождение. В процессе работы по различным причинам междукамерные целики разрушаются. От этого увеличиваются площади подрабатываемых территорий. На Жезказганском месторождении зафиксировано более 28

случаев массового обрушения, 15 из которых имели выход на поверхность, застроенную сооружениями и коммуникациями.

5. *Динамическое проявление горного давления* — внезапное перемещение в горную выработку масс горных пород и полезного ископаемого, сопровождающееся их дроблением, шелушением, образованием трещин—заколов, сейсмическими сотрясениями и звуком. Горные удары могут быть разной силы, от микроударов до катастрофических. При отработке жильных месторождений (рудники Аксу, Бестюбе, Жолымбет) с глубиной наблюдается рост бокового распора и сильное трещинообразование, это приводит к интенсивному сдвигению пород.

6. *Прорывы глин в горные выработки*. Сущность этого явления заключается в том, что при разработке крутопадающих пластов полезного ископаемого подземным способом с обрушением, залегающие на них глинистые отложения, проникают с поверхности по трещинам и пустотам в горные выработки. Такие явления отмечались в Карагандинском угольном бассейне.

7. *Техногенные землетрясения при заполнении водохранилищ*.

8. *Антропогенные селевые потоки*. В качестве примера можно привести селевой поток при прорыве отстойника в песках Жаманкум в декабре 1987 г.

9. *Формирование техногенных пустот при разработке месторождений полезных ископаемых*. (в т.ч. и методом подземного выщелачивания). Необходимо знать какие площади подвергаются выщелачиванию, какие объемы пустот, на каких глубинах могут сформироваться в результате этого технологического процесса и как это выразиться в рельефе.

I_{10} — *Взрывы, пожары, образование мульды вокруг стволов скважин*. Потенциально опасными могут быть все нефтегазовые месторождения при нарушении технологии разработки.

Вторая категория — развитие процессов, которые можно прогнозировать. Развиваются медленно. Предотвратить их сложно ввиду большого площадного развития или значительных капиталовложений.

1. *Увеличение сейсмичности территории за счет подтопления*, особенно опасно в сейсмически активных районах.

2. *Пучение горных пород в горных выработках*. Наблюдается в почве и в кровле горных выработок. Это довольно распространенное явление и

наблюдается в различных геологических условиях, например в Карагандинском угольном бассейне.

3. *Техногенное заболачивание территории*.

4. *Техногенное засоление грунтов*. Лиманное орошение в Шидертинской системе (Канал Иртыш-Караганда) способствовало поднятию уровня подземных вод и вторичному засолению и заболачиванию территории. Высокая засоленность грунтов может привести к пучению полотна автомобильных и железных дорог, например в Алматинской области, в Центральном Казахстане.

5. *Активизация суффозионных процессов*.

6. *Интенсивное образование барханов* на территориях бывшего Аральского моря.

7. *Переработка берегов водохранилищ*.

8. *Выветривание имеет повсеместное развитие*.

9. *Активизация плоскостного смыва*.

10. *Активизация дефляционных процессов*. Активно проявляются на богарных пашнях, в местах выпаса скота, осушенных мелководных водоемах.

11. *Просадочные явления при замачивании массивов лессовидных суглинков*.

12. *Формирование депрессионных воронок за счет действия водозаборов подземных вод*.

13. *Формирование депрессионных воронок за счет разработки месторождений полезных ископаемых*.

14. *Оседание поверхности земли при длительных откачках подземных вод, нефти, газа*.

15. *Увеличение сейсмичности при разработке месторождений нефти и газа*.

Третья категория локальное развитие процессов, которые можно прогнозировать, уменьшать или предотвращать их отрицательное воздействие.

1. *Гравитационные процессы в искусственных дорожных выемках* (обвалы, осыпи, оползни, снежные лавины).

2. *Обводнение горных выработок*

3. *Сейсмогравитационные процессы в бортах карьеров при разработке месторождений полезных ископаемых* (обвалы, оползни, осыпи). Имеют повсеместное распространение. Особенно при недоучете геологического строения месторождения и при нарушении технологии отработки.

4. *Формирование сульфатной агрессивности грунтов к бетону и железобетону*. Изменение качества грунтовых вод под влиянием техногенных факторов, например, Жайремского полиметаллического месторождения.

5. *Техногенные землетрясения при разработке месторождений полезных ископаемых*. Прояв-

ляются во время взрывов, производимых при проведении горных работ.

6. *Прорыв воды из непогашенных пустот в рабочие горные выработки.* Риддер-Сокольское месторождение является характерным примером формирования больших объемов непогашенных техногенных пустот, которые в 1980 г. оценивались в 5,17 млн. м³. Эти пустоты играют роль дренажа, заполняемых подземными водами, что создает опасность внезапного прорыва воды в рабочие горные выработки.

8. *Подтопление городских и промышленных территорий.* Разработка углей подземным способом с обрушением кровли привела в Карагандинском угольном бассейне к образованию провалов, подпору, подтоплению и заболачиванию застроенных территорий.

Казахстан – огромная по размерам и разнообразная по природным условиям и ресурсам страна. По особенностям физико-географического положения Казахстан, в общем, южная страна. Несмотря на южное положение для Казахстана характерны довольно суровые резко континентальные черты климата: повышенная сухость воздуха, незначительное количество атмосферных осадков на большей (равнинной) части территории; короткая на юге; продолжительная и суровая зима на севере и жаркое лето на всей территории Казахстана.

Горные цепи ограничивают территорию Казахстана с востока и юго-востока (Алтай, Сайр, Тарбагатай, Жонгарский Алатау, Северные цепи Тянь-Шаня). Горы оказывают сильное влияние на природно-климатические условия.

Географическое размещение микроклиматических зон Казахстана, согласуется с физико-географическими особенностями. Климат умеренных лесов расположен в зоне крайнего севера Казахстана, климат степей характерен для большей части северной половины Казахстана. Климат внетропических пустынь расположен к югу от зоны степей. Он характеризуется пустынным ландшафтом. С климатом гор связано образование вертикальных ландшафтно-климатических поясов.

Обоснование объектов мониторинга опасных рисков геологических процессов. Специальными инженерно-геологическими исследованиями установлена подверженность более 200 населенных пунктов и хозяйственных объектов активному воздействию инженерно-геологических и экзогенных геологических процессов первой катего-

рии опасности. Из них 10-ти угрожают оползни, 20-ти – оврагообразование, 75-ти – подтопление и засоление, 80-ти – дефляция, 25-ти – сели. Более 650 населенных пунктов и объектов подвержены экзогенным геологическим процессам 2 категории опасности. Из них 43 подвержены оползням, 138 – оврагообразованию, 120 – дефляции, 90 – селям. Более 430 населенных пунктов расположены в зонах воздействия экзогенных геологических процессов 3 категории опасности.

Для оценки и прогноза масштабов и скорости развития опасных геологических процессов необходимо организовать их мониторинг. Согласно Инвестиционной программе гидрогеологических, инженерно-геологических и геоэкологических исследований, на начальном этапе создания государственного мониторинга экзогенных геологических процессов предусматривается организация сети мониторинга в районах наиболее подверженных воздействию ОВП с наиболее развитой инфраструктурой и высокой плотностью населения – Алматы – Жамбылском, Прикаспийском и Приаральском – с организацией инженерно-геологических полигонов.

Государственный мониторинг рисков опасных геологических процессов, является составной частью государственного мониторинга недр и представляет собой систему наблюдений, оценки и прогноза развития ОВП. Такой мониторинг должен быть организован органами Комитета геологии и охраны недр за счет средств государственного бюджета на специальных полигонах. Государственный мониторинг части опасных геодинамических процессов – селей, лавин – уже осуществляется другими ведомствами (Агентством по Чрезвычайным ситуациям, Казселезащитой и др.). За счет средств недропользователей государственный мониторинг ОВП должен быть организован на всех объектах недропользования. Мониторинг геодинамических процессов на этих объектах должен осуществляться по специальным проектам и программам, утверждаемым органами Комитета геологии и охраны недр.

Обоснование сети полигонов мониторинга дано на основе анализа сочетания быстроизменяющихся природных и техногенных факторов формирования и активизации опасных геодинамических процессов и районирования территории Казахстана по их режиму. Физико-географические районы сгруппированы в три инженерно-геологические области по темпу изменения геологи-

ческой среды. Каждый район характеризуется определенными геодинамическими процессами и явлениями и несет свою техногенную нагрузку, которая проявляется в виде инженерно-геологических процессов и явлений. Организация полигонов государственного мониторинга ОГП должна осуществляться с соблюдением определенной очередности.

Объекты мониторинга первой очереди – области быстрого изменения геологической среды, которые характеризуются активным проявлением экзогенных геологических процессов и интенсивной техногенной нагрузкой. Сюда же можно отнести области относительно быстрого изменения геологической среды с большим количеством разрабатываемых месторождений полезных ископаемых.

Объекты мониторинга второй очереди – области относительно быстрого изменения геологической среды. Здесь расположены большие по площади поля богарного земледелия, разрабатываются месторождения полезных ископаемых.

Объекты мониторинга третьей очереди – области медленного изменения геологической среды, которые характеризуются редким расположением месторождений полезных ископаемых, также редки мелкие богарные и орошаемые массивы.

Рекомендуются следующие объекты и полигоны для проведения государственного мониторинга. Все промышленные центры и города, связанные с разработкой месторождений полезных ископаемых. В качестве полигонов для организации и ведения государственного мониторинга ОГП предлагаются: Прикаспийский, Миргалимсайский, Жанатасский, Каратауский, Карагандинский, Степняковский, Капшагайский, Тенгизский, Аральский.

Очередность организации государственного мониторинга опасных геологических процессов на объектах недропользования (разрабатываемых месторождениях полезных ископаемых) определяется категорией *Техногенные процессы и степень их опасности*.

Исследованиями последних лет установлен феномен патогенности отдельных территорий для проживающего на них населения [6]. Геопатогенность ареалов мегаполисов и крупных предприятий определяется не только техногенными факторами, но строением геолсреды – ее геофизическими и геохимическими аномалиями. Этот феномен должен также включаться в системы комплексного мониторинга геологических процессов, как на уже освоенных территориях, так и в районах планируемого интенсивного хозяйственно-промышленного использования. Таковыми безусловно являются береговые и шельфовые зоны Каспийского моря в районах интенсивного развития нефтегазового комплекса.

ЛИТЕРАТУРА

- 1 Государственный водный кадастр Республики Казахстан. Части 1 и 2. Выпуски 1-4. Алматы. РГП «Казгидромет». 1978-1999 гг.
- 2 Атлас «Республика Казахстан». Т. 1, 3. Под редакцией А. Р. Медеу. Алматы. 2006.
- 3 Ресурсы поверхностных вод. Основные гидрологические характеристики. Т. 11-15. Л. Гидрометеоздат. 1964-1973 гг.
- 4 Пинигин С. М., Белых М. П. Геология и гидрогеология месторождений бокситов, разрабатываемых Краснооктябрьским рудоуправлением // Горный журнал. 2000. № 8.
- 5 Инженерная геология СССР. Т. 6. Казахстан. М.: МГУ, 1977.
- 6 Папонов В. Д., Папонов В. В. О медико-биологической индикации геопатогенных зон и экологическом мониторинге территории городов // Геоэкология. 2002. № 6.

УДК 551.24:/56:551.732/.733 (574.3)

В. Г. СТЕПАНЕЦ¹

К ВОПРОСУ О ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ ПОРОД ОФИОЛИТОВОЙ ТРИАДЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Орталық Қазақстанның солтүстік-шығысының офиолитті кешенінің клинопироксендері, аксессуарлы шпинелидері және перидотиттің кенді хромиттерінің химиялық құрамы зерттелді. Орталық Қазақстанның палеозойдың жабынғы-қатпарлы құрылымының шегінде қараланатын төменгі палеозойлы офиолитті ұштоғандардың жынысы (перидотиттер, базальттар, яшмалар) палеозойлы мұхит қыртысының құрамын көрсетпейді, аралдық доға қалыптасуындағы магмалық жыныстың тектоникалық қоспасын және теренсулық мұхиттық жауын-шашынды, мұхиттық тактатастардан қырналғанын, субдукция аймағында бататынын көрсететіні туралы қорытынды жасалды.

Изучен химический состав клинопироксенов, аксессуарных шпинелидов и рудных хромитов перидотитов офиолитовых комплексов северо-востока Центрального Казахстана. Сделано заключение, что породы нижнепалеозойской офиолитовой триады (перидотиты, базальты и яшмы), картируемой в пределах покровно-складчатых структур палеозоид Центрального Казахстана, не отражают состав палеозойской океанической коры, а представляют собой тектоническую смесь магматических пород островодужного происхождения и глубоководных океанических осадков, соскобленных с океанических плит, погружающихся в зоны субдукции.

There was explored the chemical composition of the clinopyroxenes, accessory and ore spinellides of the peridotites of the ophiolitic series of the north-east part of the Central Kazakhstan. There was made a conclusion that the massive materials of the Lower Paleozoic ophiolitic triad (peridotites, basalts and jaspers), plotted on within the fold-thrust structures of the Central Kazakhstan Paleozoic, represent not the Paleozoic oceanic crust consistence but a tectonical composition of the igneous rock of island-arc origin and deep-water ocean deposits scrapped out from the oceanic plates, plunging into subduction zones.

Kazakhstan, suprasubduction zone ophiolites, pyroxenites, chrome-spinellides, chromites.

Благодаря интенсивному развитию в 60-е годы прошлого столетия основных положений тектоники литосферных плит [32], заложенных еще в начале двадцатого столетия немецким метеорологом А. Вегенером [48], офиолиты (перидотиты, габбро, диабазы и вулканогенные породы) стали интерпретировать как реликты океанической коры геологического прошлого [30, 14, 2]. Такое понимание природы офиолитов дало основание рассматривать зоны серпентинитовых меланжей в пределах Урало-Монгольского позднепротерозойско-палеозойского покровно-складчатого пояса как реликты структур Палеоазиатского океана [7]. В трехчленной модели строения океанической коры т.н. «офиолитовая триада» Г. Штейманна [44], включающая перидотиты, базальты, силициты и другие породы мафит-ультрамафитового комплекса, трактуется как меланократовый фундамент, на котором накапливаются вулканогенные и осадочные толщи [9]. В такой схеме перидотиты являются более ранними магматическими образованиями, чем «инициальные» диабазы и базальты [25].

В горах Толпак Р.М. Антонюком [2] впервые был описан позднепротерозойский меланократовый фундамент палеозоид Центрального Казахстана. В настоящее время это понятие широко используется многими геологами, изучающими офиолиты Центрального Казахстана [1, 12, 5 и многие др.]. Особо следует отметить, что ни в одной из упомянутых выше работ не были приведены петрологические и геохимические доказательства океанической природы мафит-ультрамафитов раннепалеозойских офиолитовых комплексов Центрального Казахстана.

Одновременно с гипотезой океанического происхождения пород офиолитовой триады покровно-складчатых областей континентов стали разрабатываться модели их образования над зонами субдукции [41], позднее было доказано, что офиолиты формируются, как правило, в преддуговых и спрединговых задуговых бассейнах [11, 16, 15 и многие др.].

Принимая во внимание, что в настоящее время продолжает обсуждаться в печати стран СНГ только гипотеза [36, 5, 3] океанического форми-

¹ RCMIR.COM, Germany, Wladimir Stepanets, Rheinstr. 87, 26382 Wilhelmshaven, E-mail: wladimir@stepanez.de

рования нижнепалеозойских офиолитов Центрального Казахстана, автор предлагает рассмотреть составы породообразующих и аксессуарных минералов перидотитов северо-востока Центрального Казахстана, имеющие явные признаки надсубдукционных офиолитов.

Актуальность рассмотрения данных по плутономическим породам офиолитов исследуемого района, ранее полученных автором [17], интересна и тем, что в последние годы благодаря систематизированному изучению геохимии пород вулканогенных комплексов офиолитов покровно-складчатых областей современных континентов, показано преимущественно их надсубдукционное происхождение [40].

Не являются исключением и офиолиты Центрального Казахстана [17, 18], для которых характерна высокая степень геохимического сходства с островодужными и внутриплитными вулканидами, производными Палеоазиатского холодного суперплюма [23], генетически связанного с продолжительной субдукцией океанической коры под суперконтинент Гондвана [39].

Породообразующие минералы, аксессуарные и рудные Cr-шпинелиды перидотитов офиолитовых комплексов исследуемого района были проанализированы в лаборатории МГУ на электронном микроскопе Cam.Scan. – 4DV с энергомикрoанализатором «Link». По этим же образцам в ЦХЛ ПГО «Центрказгеология» и ГЕОХИ РАН были определены петрогенные компоненты и элементы-примеси, что позволило провести корреляцию данных, полученных ранее различными методами [17].

Пространственное распространение и геодинамическая природа офиолитов северо-востока Центрального Казахстана показаны на рис. 1.

Ниже дано краткое описание геологического строения, петрографии и минералогии изученных офиолитовых террейнов.

Геологическое строение, петрография и минералогия

Агырек-Арсаланская аккреционная призма.

Ранее составляющие ее комплексы включались в состав Майкаин-Кызылтасского антиклинория [13].

На юго-западном окончании Агырек-Арсаланской призмы в *горах Агырек* (рис. 1(1)) обнажаются тектонические покровы позднекембрийских-среднеордовикских глубоководных силицитов, раннекембрийских, флоских толеитовых островодужных базальтов, дарривилских

щелочных базальтов и флоских-дарривилских туфогенно-кремнистых отложений, прослоенные серпентинитовым меланжам, содержащим будины дунитов, гранатсодержащих гарцбургитов, габброидов, амфиболитов. Реже наблюдаются будины хромитов, а также диоритов и плагиогранитов.

Гарцбургиты содержат низкожелезистый оливин ($\text{Fa}_{9.7-10.4}$). Cr-шпинелиды хромитовых дунитов отвечают high-Cr# (0.75-0.58 %) и умереннотитанистым ($\text{TiO}_2 < 0.29$ мас. %) феррихромпикотитам (табл. 1).

Террейн Центральный Толпак обнажается у северных отрогов горы Толпак (рис. 1(2)). В основании террейна вскрывается разрез (более 500 м) чередующихся серпентинизированных гарцбургитов (80%), дунитов (5-15%) и вебстеритов (5%). Элементы магматической расслоенности лучше всего видны в Cr-шпинелевых кумулятивных дунитах. Cr-шпинелиды образуют ксеноморфные зерна. Полосчатый горизонт постепенно вверх сменяется пачкой мафит-ультрамафитов переходной зоны (250 м), где переслаиваются верлиты, клинопироксениты, дуниты с тонкими параллельными прослоями кумулатов Cr-шпинелидов, габброноритов, цирконсодержащих габброноритов, завершают разрез дуниты и пойкилитовые гарцбургиты с прослоями верлитов. Выше, по видимому, с послынным срывом наслаиваются габброиды мафитовой зоны (600 м), где чередуются габбронориты, роговообманковые, диопсидовые и оливинные габбро, которые на отдельных участках прослоены горизонтами анортозитов, клинопироксенитов и вебстеритов. В верхах зоны кварцевые диориты, трондьемиты и микродиориты сменяют гипабиссальные габброиды мафитовой зоны. Микродиориты и кварцевые диабазы слагают верхнюю часть массива и образуют своеобразный расслоенный комплекс.

$\text{Cr}_x(\text{Wo}_{45}\text{En}_{44.2}\text{Fs}_{10.8})$ цирконсодержащих пегматоидных габброноритов относительно $\text{Cr}_x(\text{Wo}_{46.2}\text{En}_{45.8}\text{Fs}_8)$ габброидов переходной зоны слабо обогащен Na_2O (0.45-0.88 мас.%), Cr_2O_3 (0.23 мас.%) и более железистый ($\text{Fe}\# = 18.33-19.56$). Однако это несколько ниже, чем в $\text{Cr}_x(\text{Wo}_{47}\text{En}_{46}\text{Fs}_9)$ и $\text{Or}_x(\text{Wo}_1\text{En}_{79}\text{Fs}_{20})$ вебстеритов ультрамафитовой зоны, крайне обедненных TiO_2 (табл. 1).

Уровень железистости $\text{Cr}_x(\text{Wo}_{46.6-47.6}\text{En}_{45.8-47.5}\text{Fs}_{5.1-7.6})$ верлитов основания переходной зоны значительно ниже и изменяется от 9.8 до 14.4. Наиболее высокая $\text{Fe}\#$ (19.2-21.9) отмечена в Cr_x

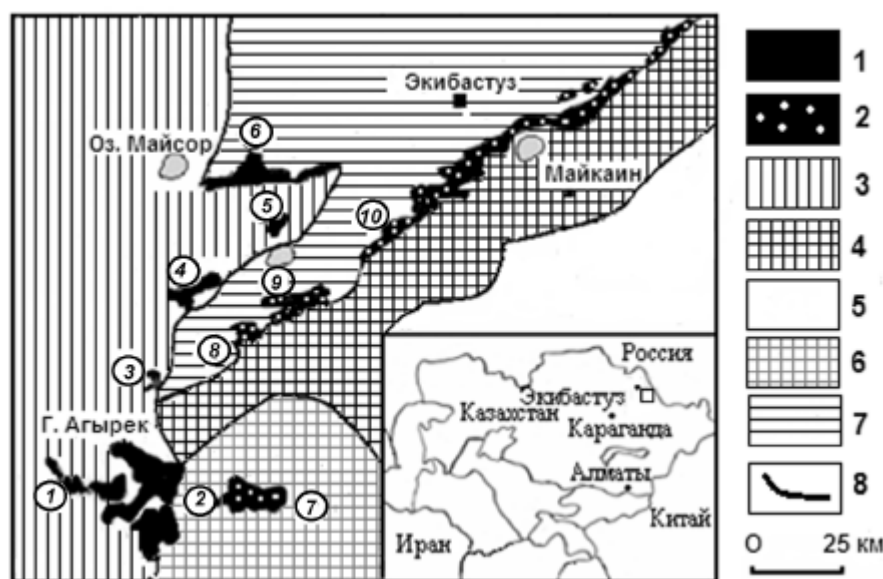


Рис. 1. Схема тектонического районирования нижнепалеозойских отложений северо-востока Центрального Казахстана.

1-офиолиты задуговых спрединговых бассейнов, 2 – офиолиты преддуговых бассейнов, 3-7 – структурно-формационные зоны: 3 – Шакшанская с флишоидно-молассовым типом разреза (O_2-S_1); 4 – Ангренсорская с паравтохтонами вулканогенных комплексов (G_1-S_1), 5 – Аккудукская (O_3-S_1) с осадочно-вулканогенными террейнами (O_2), 6 – Баянаул-Акштатауская (O_3-S_1) с системой паравтохтонов преддуговых офиолитов; 7 – Кендыктинская (O_1-2); 8 – границы тектонических покровов. Цифрами в кружках обозначены офиолитовые покровы: 1 – Агырек-Косгомбайский, 2 – Толпакский, 3 – Бурунчикинский, 4 – Одакский, 5 – Кулбалдинский, 6 – Майсорский; 7 – Караулчекинский паравтохтон; 8-10 – Богембай-Ангренсорская сутурная зона: 8 – Жаман-Богембайский, 9 – Жаксы-Богембайский и 10 – Ангренсорский секторы

($Wo_{48-46.2} En_{41-42.4} Fs_{10-11.4}$) габброидов мафитовой зоны, в которых уровень концентраций Na_2O , Cr_2O_3 ниже предела чувствительности анализа при высоком содержании TiO_2 (<0.75 мас. %).

High-Cr# (0.76-0.81) кумулаты Cr-шпинелидов (табл. 1) из хромитовых дунитов основания переходной зоны обеднены Al_2O_3 (8.80-11.98 мас. %), тогда как ксеноморфные зерна Cr-шпинелидов гарцбургитов и дунитов ультрамафитовой зоны характеризуются пониженной Cr# (0.56-0.66) и высокими содержаниями Al_2O_3 (16.30-22.03 мас. %).

Cr-шпинелиды перидотитов террейна Северный Толпак, который является естественным продолжением террейна Центральный Толпак, характеризуются близким распределением петрогенных окислов (табл. 1).

Одак-Майсор-Караайгырская олистограмма. В составе серпентинитового меланжа выделяется серия тектонических блоков и будин дарривилских вулканитов, отвечающих составу базальтов задуговых спрединговых бассейнов, и покровы дарривилских глубоководных силицитов, шарьированных на серпентинитовый меланж (рис. 1(б)). Одной из особенностей внутреннего

строения серпентинитового меланжа террейна Майсор является присутствие в его составе целиковых блоков мафит-ультрамафитов и отсутствие пород кислого состава. Один из таких опрокинутых блоков мафит-ультрамафитов был вскрыт скважиной глубиной до 200 м. Разрез начинается горизонтом (25 м) полосчатых хромсодержащих кумулятивных дунитов. Далее вскрывается горизонт (26 м) переслаивающихся полосчатых габбро, дунитов, верлитов, клинопироксенитов. Выше залегают гарцбургиты мощностью до 2 м, которые отделяют горизонт (11 м) чередующихся полосчатых габбро и верлитов. Завершает разрез толща (77 м) переслаивающихся серпентинизированных гарцбургитов и дунитов, в ее основании – горизонт (2 м) клинопироксенитов. Все плутонические породы крайне обеднены иттрием [18].

Встречаются будины метаморфических габброидов и родингитов по ним, реже будины дунитов с прожилками хризотил-асбеста.

Уровень содержания петрогенных окислов в Crx верлитов и клинопироксенитов (табл. 2) варьирует в зависимости от их положения в слоистом разрезе. Crx ($Wo_{48} En_{48} Fs_4$) верлитов основа-

Таблица 1. Средний химический состав минералов перидотитов и габброидов террейнов Центральный (1-13) и Северный (14-18) Толпак, Агырека (19-20).

Окис.	2		290	575-14	575-15	290-3		290-5		
№/п	1		2	3	4	5		6		
Мин.	Орх(3)	Срх(2)	Срх(3)	Срх(5)	Срх(3)	Орх(2)	Срх	Срх(2)		
SiO ₂	56.17	54.58	53.96	54.17	52.78	56.02	54.03	54.63		
TiO ₂	-	-	0.25	0.23	0.17	-	-	-		
Al ₂ O ₃	0.58	0.85	1.96	1.42	1.40	1.52	2.21	0.62		
FeO	13.07	4.38	3.86	3.54	4.47	11.95	4.98	6.41		
MgO	29.06	16.35	15.96	16.14	15.41	28.34	15.70	15.24		
MnO	0.25	-	-	-	-	-	-	0		
CaO	0.64	22.94	22.77	24.41	24.88	1.46	-	21.66		
Na ₂ O	-	-	-	-	-	0.74	-	0.77		
Cr ₂ O ₃	0.23	0.48	-	-	-	-	0.28	0.23		
Таблица 1. (Продолжение 1)										
Окис.	290-5	577-1	577-6		290-1		1	575-2		
№/п	6	7	8		9		10	11		
Мин.	Срх	Срх(4)	Срх(2)	Орх(2)	Срт(2)	Срт(2)	Срт(2)	Срт	Срт	
SiO ₂	54.37	52.20	52.26	54.55	-	-	-	-	-	
TiO ₂	0.33	0.58	0.46	0.31	-	0.09	-	-	-	
I ₂ O ₃	1.41	2.20	1.87	1.16	11.77	9.00	21.27	20.59	23.03	
FeO	6.08	7.16	6.85	15.65	18.51	17.88	19.45	18.81	18.10	
MgO	15.14	14.76	15.12	26.09	12.71	12.35	12.72	12.49	13.58	
MnO	-	-	0.28	0.30	-	0.33	-	-	-	
CaO	21.69	22.74	22.61	1.28	-	-	-	-	-	
Na ₂ O	0.45	-	-	-	-	-	-	-	-	
Cr ₂ O ₃	0.23	-	-	-	56.05	60.11	45.34	47.75	44.51	
Таблица 1. (Продолжение 2)										
Окис.	575-6		609		584			583		
№/п	12	13	14	15						
Мин.	Срт	Срт	Срт	Срт	Срт	Срт	Срт	Срт	Срт	Срт
Al ₂ O ₃	17.70	18.01	16.30	19.47	18.33	21.82	20.24	23.08	28.56	23.86
FeO	17.19	17.49	22.62	22.93	20.09	19.04	20.58	19.58	20.26	18.67
MgO	12.95	12.53	10.53	10.95	11.27	12.03	10.91	11.84	12.60	12.70
Cr ₂ O ₃	51.62	51.64	49.56	46.34	46.38	46.95	47.94	45.12	37.90	44.22
Таблица 1. (Продолжение 3)										
Окис.	610		522		519					
№/п	16	17	18							
Мин.	Срт	Срт	Срт	Срт	Срт	Срт	Срт	Срт	Срт	Срт
Al ₂ O ₃	25.82	26.81	23.30	25.46	14.18	18.59	11.48	11.46		
FeO	17.56	18.68	24.32	24.29	20.70	20.70	16.70	14.70		
MgO	12.90	12.35	10.56	10.89	10.06	10.88	13.21	14.40		
Cr ₂ O ₃	42.97	41.16	41.06	38.63	53.97	48.28	58.81	59.49		
Таблица 1. (Продолжение 4)										
Окис.	581			591						
№/п	19	20								
Мин.	Ол	Ол	Ол	Срт	Срт	Срт	Срт			
SiO ₂	41.90	14.74	43.41	-	-	-	-			
TiO ₂	-	-	-	0.27	0.23	0.28	0.29			
Al ₂ O ₃	-	-	-	18.82	19.04	21.80	12.19			
FeO	9.30	9.92	9.11	25.90	26.02	21.46	22.03			
MgO	48.64	48.20	17-10	9.84	9.75	11.46	11.21			
Cr ₂ O ₃	-	-	-	44.47	48.83	44.25	53.37			

Примечание. 2 – вебстериты ультрамафитовой зоны; 290, 575-15, 575-14 – верлиты переходной зоны; 290-3, 290-4 – габбронориты переходной зоны; 290-5 – цирконсодержащие керсутитовые пегматоидные габбро переходной зоны; 577-1, 577-6 – габброиды мафитовой зоны; 290-1 – хромитовые дуниты, 1 – дуниты, 575-2, 576-6, 609 – гарцбургиты; 584, 583, 610, 522 – гарцбургиты, 519 – хромитовые дуниты; 581, 591 – гарцбургиты, прочерк – содержание ниже предела чувствительности метода.

Таблица 2. Средний химический состав клинопироксенов верлитов (1-3), габбро (4), пироксенитов (5,6), хромитовые дуниты (7) террейна Майсор.

Окис.	03-40	03.43	03-64	03-61	03-69.3	03-69.8	04-5	
№/п	1	2	3	4	5	6	7	
Мин.	Срх(4)	Срх(5)	Срх(7)	Срх(7)	Срх(6)	Срх(5)	Crt	
SiO ₂	53.66	53.45	52.02	52.33	53.39	52.94	-	-
TiO ₂	0.04	0.05	0.11	0.12	0.04	0.14	0.09	0.08
Al ₂ O ₃	1.73	1.89	3.40	2.74	1.47	3.01	11.57	11.27
FeO	2.57	2.62	3.51	3.86	2.57	3.09	20.34	21.48
MgO	16.62	16.57	15.63	15.92	16.71	16.04	11.29	10.91
MnO	0.07	0.09	0.08	0.10	0.07	0.08	0.35	0.32
CaO	23.45	23.29	23.70	23.31	23.74	23.52	-	-
Na ₂ O	0.25	0.21	0.20	0.23	0.18	0.33	-	-
Cr ₂ O ₃	0.76	0.97	0.73	0.46	0.87	0.85	56.88	56.47

Продолжение таблиц 2

Окис.	04-18		04-82		09-63		09-9	
№/п	7		7		7		7	
Мин.	Crt		Crt		Crt		Crt	
TiO ₂	0.15	0.10	0.08	0.10	0.16	0.13	0.15	
Al ₂ O ₃	8.92	9.13	8.77	8.74	9.87	9.91	10.52	
FeO	18.60	18.35	20.71	21.09	20.70	20.92	20.18	
MgO	12.59	12.38	11.20	11.13	10.64	9.72	11.83	
MnO	0.34	0.32	0.33	0.30	0.31	0.33	0.39	
Cr ₂ O ₃	59.86	60.00	58.20	59.42	58.50	58.60	56.51	

ния разреза характеризуется невысокими концентрациями Al₂O₃ (1.73 мас. %) и TiO₂ (0.04 мас. %), Cr₂O₃ (0.76 мас. %), тогда как Срх (Wo₄₉En₄₅Fs₆) верлитов, ассоциирующих с габбро Срх (Wo₄₈En₄₆Fs₆) верхов разреза, обогащен Al₂O₃ (3.40 мас. %), TiO₂ (0.11 мас. %). Эта закономерность проявлена и в Срх (Wo₄₈₋₄₉En₄₈₋₄₆Fs₄₋₅) клинопироксенитов (табл. 2), которые залегают выше по разрезу.

Cr-шпинелиды (табл. 2) серпентинитов представлены двумя типами зерен: первые – крупные до 3 мм, ксеноморфные, обычно катаклазированные, растащенные и замещены магнетитом; вторые – мелкие дендритовидные, лапчатые. В хромитсодержащих серпентинизированных дунитах кумулаты Cr-шпинелидов подчеркивают расслоенность магматических пород, форма зерен округлая, реже квадратная, по составу отвечают феррихромпикотиту с high-Cr# (0.77-0.82 %) и Mg# (45-55 %).

Баянаул-Акшатауская структурно-формационная зона. Паравтохтон Караулчеку находится на северо-востоке Центрального Казахстана южнее гор Акозек (рис. 1(7)), где он надвинут на флишоидно-молассовые отложения верхнего ордовика и силура. Это один из наиболее полно сохранившихся выходов офиолитов в пределах

Центрального Казахстана [13]. В видимом основании паравтохтона обнажается толща (более 1000 м) динамометаморфизованных серпентинизированных гарцбургитов, реже дунитов с подиформными залежами магнетитов. Завершает разрез горизонт (50 м) кумулятивных дунитов, который сменяется толщей (700 м) кумулятивных high-Y верлитов, дунитов, лерцолитов, роговообманковых и плагиоклазовых лерцолитов, пироксенитов. В строении разреза кумулятивных перидотитов намечается следующая генеральная зональность, в нижней части разреза преобладают верлиты, реже встречаются дуниты; в верхах распространены лерцолиты с характерной шаровой отдельностью, реже отмечаются массивные разновидности. В верхах разреза доминируют ортопироксениты, образующие горизонт мощностью до 120 м. Последние также постепенно сменяются зоной габброноритов мощностью около 230 м. Они ритмично расслоены в нижней части разреза, где преобладают меланократовые слои, а в верхах разреза доминируют лейкократовые и роговообманковые габброиды. Эта часть разреза насыщена силлами low-Fe/high-Mg бонинитоподобных пород (караулчекитов [18]) и high-Mg лейкогранитов. Маломощные тела плагиогранитов и тронджемитов проникают в подошву диа-

баз-спилитов раннеордовикской караулчекинской формации и, в свою очередь, прорваны low-Fe/high-Mg караулчекитами и содержат редкие ксенолиты габброидов и диоритов.

Средне-позднеордовикская ахозекская антидромная риодацит-андезибазальтовая формация (рис. 2(a)), согласно залегающая на спилитах караулчекинской свиты, комагматична плутоническим кислым и основным породам надсубдукционных офиолитов паравтохтона Караулчеку [17].

Интенсивно серпентинизированные истощенные гарцбургиты содержат low-Al/ high-Cr феррихромпикотиты (табл. 3), образующие мелкие идиоморфные октаэдрические и крупные ксеноморфные зерна. Вверх по разрезу нарастает железистость оливина (Fe_{18-26}) и пироксенов (Fs_{7-9} в Crx; в Орх $Fs_{16,19}$).

Последние независимо от колебания железистости содержат невысокие примеси Al_2O_3 и Cr_2O_3 (не более 2.5-1.8 и 0.4-0.7 мас. % соответственно), а уровень MgO остается относительно постоянным (~16.0 мас. %). Однако широко изменяется химизм Cr-шпинелидов. Феррихромпикотиты дунитов основания переходной зоны high-Al ($Al_2O_3 < 21.0$ мас. %)/low-Cr ($Cr_2O_3 > 37.0$ мас. %), уровень $FeO > 32.0$ мас. %, чем они резко отличаются от шпинели верлитов и лерцолитов (табл. 3). Последние содержат идиоморфные октаэдрические кристаллы «феррит-хромита» ($FeO < 45.0$ мас. %) и титанистого «феррит-хромита» ($TiO_2 < 3.0$ мас. %; $FeO < 67.0$ мас. %), в которых закономерно возрастает роль Fe, а содержания Al_2O_3 и Cr_2O_3 уменьшаются (15.0-9.0 мас. % и 30.0-18.0 мас. % соответственно). В ассоциирующих с ними оливинах растет роль FeO и уменьшается MgO, но в Crx эта закономерность не проявлена, однако в них происходит уменьшение уровня Cr_2O_3 (0.74 мас. % в верлитах и до 0.37 мас. % роговообманковых лерцолитах).

Cr-шпинелиды серпентинизированных гарцбургитов (табл. 3), основания паравтохтона Караулчеку отвечают высокохромистым ($Cr\# = 0.74$) и умеренножелезистым породам ($Fe\# < 62.8$), что отличает их от Cr-шпинелидов кумулятивных перидотитов.

Вариации состава минералов в разрезе перидотитов можно интерпретировать как скрытую магматическую расслоенность массива.

В Crx габброидов (табл. 4) проявлена положительная корреляция между Al_2O_3 и TiO_2 , что отличает их от таковых перидотитового разреза (рис. 2). Crx основания разреза мафитовой зоны

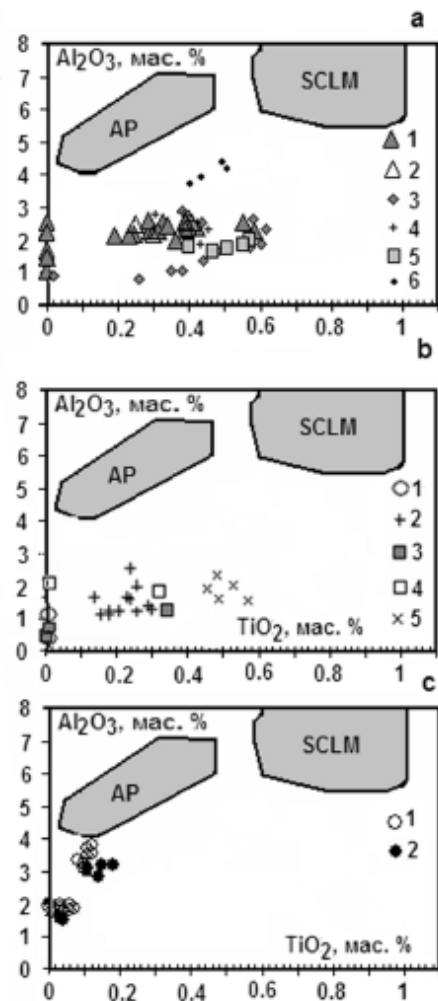


Рис. 2. Диаграмма отношения Al_2O_3 к TiO_2 для клинопироксенов офиолитов

- а) Караулчеку: 1 – лерцолиты, 2 – верлиты, 3 – габброиды, 4 – пироксениты, 5 – вкрапленники вулканитов ахозекской свиты, 6 – вкрапленники спилитов караулчекинской свиты. б) Толпак: 1 – вебстериты; 2-4 – переходная зона: 2 – верлиты, 3 – керсутитовые габбронориты, 4 – габбронориты; 5 – габбронориты мафитовой зоны. в) Майсор: 1 – верлиты, 2 – пироксениты.

AP – абиссальные перидотиты по [35]; SCLM – субконтинентальная литосферная мантия по [42].

Диаграммы отчетливо иллюстрируют отличия в характере накопления Al_2O_3 в изученных клинопироксенах относительно таковых AP и SCLM.

low-Al, а TiO_2 в них отсутствует, что указывает на резкую смену химизма Crx на границе зон, в отличие от классических примеров скрытой расслоенности, где смена химизма минералов происходит постепенно.

Эта закономерность установлена и для вкрапленников Crx андезибазальтов ахозекской фор-

Таблица 3. Средний химический состав минералов перидотитов паравтохтона Караулчеку

Окис.	349	351	652.2*	652.9*		781.6			
Мин.	Crt(4)	Crt	Crt(2)	Cpx(3)	FeCrt(3)	Ol(6)	Cpx(2)	FeCrt(2)	FeCrt(2)
SiO ₂	-	-	-	53.34	-	40.33	54.23	-	-
TiO ₂	0.9	-	-	0.33	2.53	-	0.36	3.39	1.42
Al ₂ O ₃	21.19	19.02	13.51	2.37	15.44	-	1.80	11.80	10.23
FeO	32.11	17.02	22.56	5.01	44.96	16.80	4.30	51.10	55.53
MgO	8.30	12.61	8.22	16.70	5.82	42.39	16.60	5.62	4.38
CaO	-	-	-	-	21.03	0.1	-	21.31	-
Na ₂ O	-	-	-	0.46	0.47	-	0.6	-	-
Cr ₂ O ₃	37.24	50.20	54.89	0.74	30.4	-	0.73	26.0	27.93

Таблица 3. (Продолжение 1)

Окис.	652.11*				341			
Мин.	Ol(7)	Cpx(5)	Opх(2)	Ol(2)	Cpx(2)	Opх(5)	Amf (2)	FeCrt(4)
SiO ₂	40.03	53.23	56.09	39.97	54.11	56.48	46.4	-
TiO ₂	-	0.38	-	-	-	0.26	2.55	3.90
Al ₂ O ₃	-	2.47	1.13	-	1.80	1.21	11.43	9.21
FeO	17.20	5.70	10.75	19.46	4.67	11.35	8.34	66.58
MgO	42.29	16.21	30.04	40.24	16.27	28.81	15.76	2.29
CaO	-	21.41	1.24	-	21.57	1.29	11.19	-
Na ₂ O	-	0.49	-	-	0.66	-	2.82	-
Cr ₂ O ₃	-	0.65	0.31	-	0.37	-	1.14	18.21

Примечание. В таблице приведены средние составы минералов. В скобках указано количество замеров в минерале. 351, 652.2 – истощенные серпентинизированные гарцбургиты, 349 – кумулятивные дуниты, 652.9 – верлиты, 781.6, 652.11 – лерцолиты, 341 – роговообманковые лерцолиты. * – неопубликованные данные М. З. Новиковой. FeCrt – «ферритхромит».

мации. Срх основной массы андезибазальтов обогащен FeO и Al₂O₃ по отношению к вкрапленникам (табл. 4).

Петрохимическое родство породообразующих Срх габброидов и вкрапленников примитивных андезибазальтов акозекской формации позволяет заключить, что они являются производными одной родоначальной мантийной магмы.

Это дает основание рассматривать их составными частями единого офиолитового комплекса в составе псевдостратифицированного Караулчекинского паравтохтона.

Для сравнения на рис. 2 (а) вынесены фигуративные точки составов high-Al Срх вкрапленников спилитов раннеордовикской караулчекинской формации, характеризующей состав фундамента задугового спредингового бассейна [17].

Богембай-Ангренсорская офиолитовая сутурная зона. С юго-востока обрамляет Экибастузский сектор Кендыкты-Шынгызской палеоостровной дуги. Состоит из трех сегментов: Жаман, Жаксы-Богембайского и Ангренсорского (рис. 1(8,9,10) соответственно). Ранее они территориально включались в состав Шидерты-Экибастузского габбро-перидотитового пояса [8] или в состав Майкаин-Кызылтасского антиклинория [13].

Ангренсорский сегмент образует линейную зону, простирающуюся от Балааркалыкских гряд до озера Кудайколь более чем на 80 км. На всем протяжении зоны серпентинитовый меланж бронирован мощной (до 50 м) бирбиритовой корой выветривания [24], площадь которой достигает 75 %, что значительно снижает информативность о вещественном составе серпентинитового меланжа. В эрозионных окнах можно наблюдать, как в серпентинитовый меланж «закатаны» будины массивных high-Y гарцбургитов, лерцолитов и дунитов, габбро, а также диабазов и вулканитов. В составе меланжа присутствуют также будины гранатосодержащих пироксенитов, лампрофиров, диоритов, трахитовых гранодиоритов. Последние резко преобладают. На серпентинитовый меланж шарьированы тектонические покровы интенсивно дислоцированных глубоководных силицитов флоского, дарривилского ярусов нижнего и среднего ордовика соответственно и нижнеордовикских вулканитов близких по составу внутриплитным и океаническим базальтам [22].

Офиолитовые покровы *Жаман- и Жаксы-Богембай* обнажаются к юго-западу от гряд Балааркалык (рис. 1(10)). Их серпентинитовые меланжи шарьированы на дислоцированные ранне-

Таблица 4. Средний химический состав минералов габброидов (1-4) и клинопироксенов вулканитов аказекской свиты (5-12) паравтохтона Караулчеку

Окис.	734.4		335.1	653.8*				653.13*	
№/п	1		2	3				4	
Мин.	Срх	Pl(3)	Срх(2)	Срх(2)	Срх _к	Amf(2)	Pl	Срх(4)	Срх _к
SiO ₂	53.79	46.87	53.58	53.47	52.29	51.63	52.94	53.19	53.34
TiO ₂	-	-	0.35	0.45	0.60	1.54	-	0.40	0.24
Al ₂ O ₃	1.05	3.96	2.34	1.38	1.92	6.74	29.77	2.31	2.59
FeO	7.18	0.4	5.22	7.13	7.19	10.19	0.31	5.71	6.82
MgO	14.83	-	16.46	15.23	15.61	16.86	0.19	16.18	15.18
CaO	21.64	16.31	21.04	21.28	20.43	11.53	11.69	20.82	20.58
Na ₂ O	0.81	1.85	0.6	0.62	0.78	1.17	4.78	0.69	0.59
Cr ₂ O ₃	-	-	0.34	1.19	0.28	0.22	-	0.59	0.57

Таблица 4. (Продолжение 1)

Окис.	3-19	край з.	о.м.	о.м.	о.м.	3-21	край з.	
№/п.	5	6	7	8	9	10	11	12
Мин.	Срх	Срх	Срх	Срх	Срх	Срх	Срх	Срх
SiO ₂	52.29	51.56	48.45	42.17	49.48	52.12	52.60	53.00
TiO ₂	0.38	0.58	0.66	0.36	1.08	0.56	0.49	0.50
Al ₂ O ₃	2.12	2.20	5.29	10.48	4.13	2.13	1.41	1.51
FeO	8.56	8.67	15.96	21.84	13.13	6.43	7.06	7.29
MnO	-	0.39	0.44	0.58	0.41	-	-	-
MgO	15.06	15.05	13.72	15.12	14.36	15.17	15.74	15.61
CaO	21.23	21.53	15.13	9.22	16.83	22.27	22.14	21.78

Примечание. 734.4, 335.1653.8 – габброиды и 653.13 – пироксениты мафитовой зоны, край з. – край зерна, о. м. – основная масса.

среднепалеозойские отложения. В их составе так же, как и в пределах Ангренсорского сегмента, встречаются сигарообразные и изометричные будины вебстеритов, кумулятивных верлитов, лерцолитов и габброидов, реже известны будины диоритов, роговообманковых диабазов и боинитоподобных пород.

Серпентинитовый меланж не содержит будин хромитов, однако известны многочисленные жилы магнезитов.

Срх жильных пироксенитов (табл. 5) обеднен Al₂O₃ (<2.55 мас. %) и Na₂O (<0.20 мас. %), содержание TiO₂ (<0.13 мас. %) низкое, железистость (Fe# = 14.1-15.3 %) постоянная. Результаты спектрального анализа показывают высокий уровень концентраций Cr (4000 г/т), Ni (500 г/т) Co (100 г/т).

Выводы. Устойчивость породообразующих клинопироксенов к процессам метаморфизма и широкие пределы изоморфизма Cr-шпинелидов перидотитов позволяют рассматривать их в качестве типоморфных минералов при распознавании геодинамических обстановок формирования плутонических офиолитов [6, 33, 35, 43].

Главными характеристиками клинопироксенов, на основе которых возможно их сопостав-

ление, являются железистость (Fe#) и содержания Al₂O₃, TiO₂, Cr₂O₃, Na₂O.

Срх кумулятивных перидотитов массивов Центральный Толпак и Караулчеку отвечают по составу диопсиду, Cr-диопсид характерен для перидотитов массива Майсор.

Рассматривая уровень концентрации Al₂O₃ Срх как один из основных критериев определения геодинамической природы содержащих их перидотитов, можно заключить, что исследуемые мафит-ультрамафитовые комплексы формировались над зонами субдукции, на что указывают низкие концентрации Al₂O₃ в породообразующих Срх (рис. 2).

Степень накопления основных петрогенных окислов (SiO₂, TiO₂, Na₂O) Срх перидотитов также отличается от пироксенов MORB и WOPB (рис.3).

На диаграмме соотношений SiO₂, TiO₂, Na₂O (рис. 3) фигуративные точки Срх образуют три отдельно отстоящих друг от друга поля, отражающие различные геодинамические процессы, протекающие над зонами субдукции.

Крайне низкие концентрации Na₂O Срх верлитов массива Центральный Толпак свидетельствуют о высокой степени индукционного плав-

Таблица 5. Химический состав жильных пироксенитов (1-4) Богембай-Ангренсорской сутурной зоны.

Окис.	454-1	490	490-1	490-2
№/п	1	2	3	4
Мин.	Срх	Срх	Срх	Срх
SiO ₂	47.29	49.34	48.90	48.52
TiO ₂	0.086	0.13	0.1	0.09
Al ₂ O ₃	2.35	2.30	2.55	2.26
FeO	6.84	6.51	6.27	6.88
MgO	23.33	19.81	21.37	22.78
CaO	13.29	18.77	16.77	15.45
Na ₂ O	0.11	0.10	0.13	0.20
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-

ления мантийного вещества, протекающего над зоной субдукции [19,21]. Срх верлитов и лерцолитов Караулчеку фракционированы по TiO₂ и Cr₂O₃. Однако их рост концентраций не сопровождается резким уменьшением коэффициента Fe#, что характерно для Срх верлитов массива Майсор, который при низкой TiO₂ обогащен Al₂O₃ (рис. 2(с)).

Уровень колебания концентраций Al₂O₃ в Срх верлитов и лерцолитов массива Караулчеку небольшой при значительном росте TiO₂ (рис. 2(а)), что обусловлено фракционной кристаллизацией.

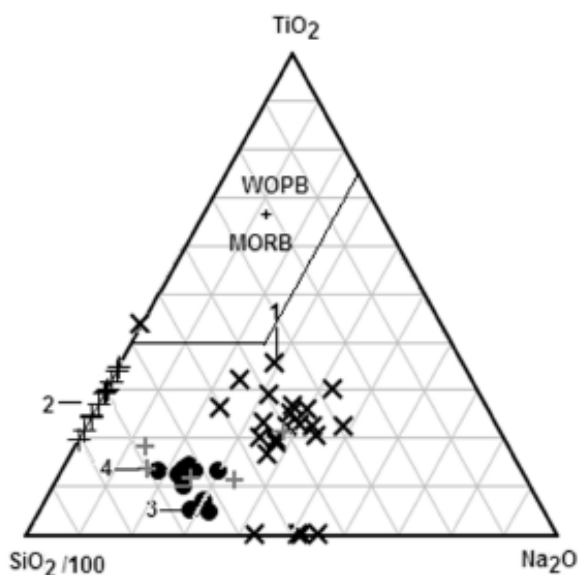


Рис. 3. Диаграмма SiO₂/100-TiO₂-Na₂O клинопироксенов перидотитов офиолитов северо-востока Центрального Казахстана. 1 – Караулчеку, 2 – Толпак, 3 – Майсор, 4 – Богембай-Ангренсор. Поля базальтов срединно-океанических хребтов (MORB)+ внутриплитных океанических базальтов (WOPB) по [28]. Остальные условные обозначения см. на рис. 2

Срх перидотитов массивов Караулчеку и Майсор напротив обогащены Na₂O, но отличаются друг от друга уровнями накопления TiO₂ и SiO₂ (рис. 3). Выполненный автором [20] анализ составов рудных и аксессуарных Cr-шпинелидов перидотитов офиолитов Центрального Казахстана показал, что они отвечают двум различным типам изоморфизма трехвалентных катионов.

Cr-шпинелиды перидотитов, заключенные в серпентинитовые меланжи террейнов Майсор, Северного и Центрального Толпака, характеризуются широкими вариациями содержания Cr₂O₃, Al₂O₃. Основной тип изоморфизма данной группы Cr-шпинелидов является Al³⁺/Cr³⁺ при низких и близких к постоянным концентрациям Ti⁴⁺ и Fe³⁺.

Cr-шпинелиды перидотитов паравтохтона Караулчеку образуют непрерывный ряд от хромистых феррихромпикотитов до хромсодержащих магнетитов. Концентрации Al₂O₃, TiO₂ и FeO Cr-шпинелидов высокие, степень их колебания также высокая. Данный тип Cr-шпинелидов представляет собой твердый раствор переменного состава со следующей схемой изоморфизма: Cr³⁺(Al³⁺)/Fe³⁺(Ti⁴⁺).

Несколько обособленную группу представляют Cr-шпинелиды дунитов Агырекского серпентинитового меланжа. Они характеризуются относительно неширокой вариацией содержания Cr₂O₃, Al₂O₃. Основной тип изоморфизма этой группы Cr-шпинелидов является Al³⁺/Cr³⁺ при высоких и близких к постоянным концентрациям Ti⁴⁺ и Fe³⁺, что отличает их от первой группы Cr-шпинелидов.

Гарцбургиты, верлиты и дуниты террейнов Майсор, Северного и Центрального Толпака, содержащие Cr-шпинелиды с крайне низкими концентрациями TiO₂, отвечают высокодеплетированным мантийным перидотитам (рис. 4). Ассоциирующие с ними хромистые дуниты основа-

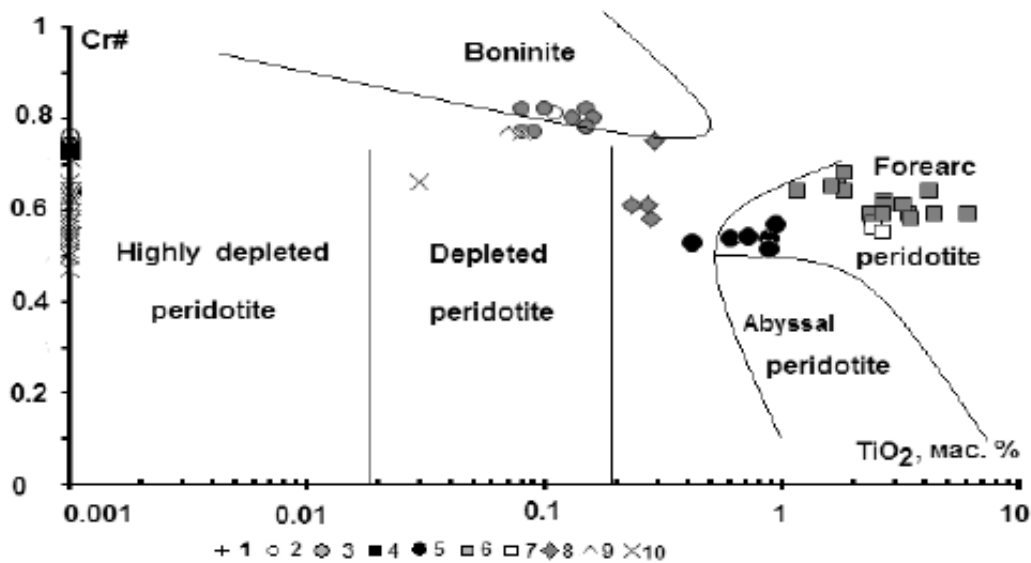


Рис. 4. Диаграмма отношения Cr# к TiO_2 для Cr-шпинели перидотитов

Поля выделены по [29, 34, 26]. 1 – перидотиты и 2 – хромитовые дуниты террейна Центральный Толпак; 3 – хромитовые дуниты террейна Майсор; 4 – гарцбургиты, 5 – дуниты, 6 – лерцолиты и 7 – верлиты паравтохтона Караулчеку; 8 – перидотиты серпентинитового меланжа Агырекских гряд; 9 – хромистые дуниты и 10 – перидотиты террейна Северный Толпак

ния кумулятивного разреза соответствуют деплетированным мантийным перидотитам, что резко отличает их от таковых срединно-океанических хребтов (MOR). Хромистые дуниты Агырекского серпентинитового меланжа относятся к умереннодеплетированным мантийным перидотитам (рис. 4).

Перидотиты паравтохтона Караулчеку по степени деплетированности не однородны. Интенсивно динамометаморфизованные серпентинизированные гарцбургиты основания паравтохтона по содержанию TiO_2 (рис. 4) отвечают высокодеплетированным мантийным перидотитам, а кумулятивные дуниты, верлиты, лерцолиты и роговообманковые лерцолиты отвечают слабодеплетированным мантийным перидотитам преддуговых бассейнов.

Фигуративные точки Cr-шпинелидов перидотитов Майсора, Северного и Центрального Толпака на геодинамической диаграмме Mg#-Cr# (рис. 5(b)) ложатся в область надсубдукционных перидотитов, перекрывая значительную часть диапазона Cr-шпинелидов Идзу-Бонин-Марианской островной дуги.

Cr-шпинелиды динамометаморфизованных серпентинизированных гарцбургитов основания паравтохтона Караулчеку тяготеют к полю перидотитов островодужных комплексов. Фигуратив-

ные точки Cr-шпинелидов кумулятивных дунитов, верлитов и лерцолитов (рис. 5(a,b)) резко смещены вправо от шпинелидов перидотитов преддуговых бассейнов, указывая тем самым на их обогащение железом, что характерно для перидотитов начальной стадии развития преддуговых рифтов. Различие в характере накопления железа в гарцбургитах и кумулятивных дунитах паравтохтона Караулчеку дает основание предполагать полигенно-полихронное образование плутонических офиолитов паравтохтона Караулчеку.

Cr-шпинелиды перидотитов Агырекского серпентинитового меланжа на диаграмме Mg#-Cr# также тяготеют к полю перидотитов островодужных комплексов (рис. 5(b)).

Плутонические офиолиты, формирующиеся над зонами субдукции, различаются тем, что они не все содержат подформные тела рудных хромитов. В составе Караулчекского паравтохтона их место занимают полиформные тела титаномагнетитов и магнетитов. Это факт подтверждает вывод Дж. Пирса [15] о том, что присутствие рудных хромитов не является строгим отличительным признаком надсубдукционных перидотитов от таковых MOR.

Несмотря на четкие отличия уровней накопления в них Fe и Ti, степень частичного плавления (СЧП, рассчитанная по формуле

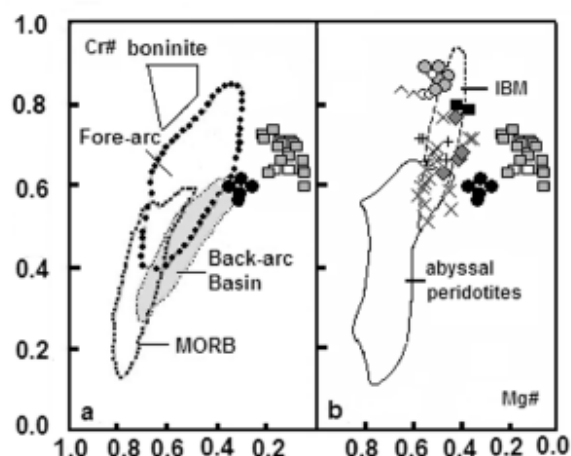


Рис. 5. Диаграмма отношений Cr#-Mg# Cr-шпинелидов перидотитов. Поля: а) по [46]); б) IBM – Идзу-Бонин-Марианской островной дуги по [33]; abyssal peridotites – океанические перидотиты по [42]. Остальные условные обозначения см. на рис. 4

10*ln(Cr#)+24 [31]) мантийного вещества обеих типов остается довольно высокая и достигает 22 % в хромитовых дунитах серпентинитового меланжа массива Майсор. Все это ставит под сомнение вывод Б.А. Базылева [4], что высокая (более 4 %) неоднородность (разница между максимальной и минимальной СЧП) степени частичного плавления перидотитов надсубдукционных комплексов обусловлена индуцированным плавлением мантийного источника, привнесом флюида или расплава в систему.

Известно, что наиболее подвижными замещающими друг друга элементами в шпинелидах являются Fe²⁺ и Mg²⁺.

Экспериментально обосновано [10], что хлор препятствует накоплению в реститовом расплаве железа. Это дает основание заключить, что хлор, содержащийся в надсубдукционном флюиде, управляет магматическими процессами, протекающими над зоной субдукции [20].

Высокие концентрации Fe и Ti Cr-шпинелидов перидотитов Караулчеку, согласно [27], могут быть обусловлены особенностью фракционной кристаллизации, протекающей при низком давлении и медленном охлаждении магматического расплава. Такие концентрации Fe и Ti свойственны только магмам, не подвергшимся воздействию флюидов, обогащенных хлором [45]. Содержащие их перидотиты являются составной частью расслоенных гарцбургит-дунит-верлит-лерцолит-габбро-норит-трондземитовых интрузий, формирующихся в преддуговых бассейнах.

Перидотиты и габброиды таких комплексов содержат крайне высокие концентрации Y (до 30 г/т), клинопироксен обогащен Na₂O (от 0.25-0,87 мас. %), оливин характеризуется высокой железистостью, их разрезы лишены рудных скоплений хромитов, но содержат подформные тела титаномагнетитов и магнетитов. Дайково-силловый комплекс представлен low-Fe/high-Ca бонинитоподобными породами. Вулканогенные породы, ассоциирующие с такими плутоническими комплексами, представлены low-Al (Al₂O₃=11.20-13.95 мас. %) примитивными андезибазальтами со слабо выраженным обогащением Fe и Ti.

К офиолитам преддуговых бассейнов относится и значительная часть будин high-Y гарцбургитов и кумулятивных дунитов, верлитов, лерцолитов полимиктового серпентинитового меланжа Богембай-Ангренсорской сутурной зоны (рис.1(8,9,10)).

Cr-шпинелиды с низкими концентрациями Fe и Ti с изоморфизмом типа Al³⁺/Cr³⁺ формируются в процессе индуцированного плавления мантийного источника, обусловленного привнесом хлорсодержащих надсубдукционных флюидов, где в процессе флюидно-магматической дифференциации образуются деплетированные перидотиты, обедненные Fe.

В зонах низкоскоростной субдукции маринанского типа в задуговом спрединговом бассейне, по-видимому, формировался расслоенный дунит-габбро-гарцбургит-верлитовый Майсорский массив. Перидотиты таких комплексов характеризуются крайне низкими концентрациями Y, клинопироксен обеднен Na₂O (<0.35 мас. %), но обогащен Cr₂O₃ (0.65-0.98 мас. %), оливин преимущественно высокомагнезиальный. Кумулятивные дуниты содержат рудные скопления хромитов. Отделяющиеся от них расплавы представлены умеренноглиноземистыми (Al₂O₃=15.20-17.00 мас. %) примитивными базальтами с характеристиками MORB и дифференцированными базальтами, но слабо глиноземистыми (Al₂O₃=13.65-16.70 мас. %), и нередко высококальциевыми базальтами, характеризующимися умеренными концентрациями Fe, Ti и крайне низкими содержаниями Mg, Cr, Ni, Sc.

Перидотиты Агырекского серпентинитового меланжа, содержащие умереннотитанистые Cr-шпинелиды, по-видимому, образовались в процессе фракционирования обогащенной мантии. Умеренная истощенность перидотитов и

высокие концентрации Sr не исключают их формирование в корневых зонах плюмовых источников, зарождающихся над зонами субдукции.

В зонах высокоскоростной субдукции чилийского типа, в замкнутых магматических камерах формировались расслоенные гарцбургит-дунит-вебстерит-верлит-габбро-норит-диоритовые массивы Центральный и Северный Толпак [21], кровля которых сложена породами кератофир-спилит-диабазовой формации. Керсутитовые габбронориты, прослаивающие перидотиты, содержат циркон, габброиды и перидотиты крайне обеднены Y, клинопироксен крайне обеднен Na_2O , дуниты содержат горизонты high-Mg хромитов. Отделяющиеся от них расплавы представ-

лены умеренноглиноземистыми ($\text{Al}_2\text{O}_3=14.47-18.36$ мас. %) дифференцированными вулканами, характеризующимися умеренными концентрациями Fe, Ti и крайне низкими содержаниями Mg, Cr, Ni, Sc.

Рассмотрев возможные геодинамические модели формирования plutонических офиолитов северо-востока Центрального Казахстана естественно возникает вопрос, для каких геодинамических обстановок можно использовать понятие «меланократовый фундамент», поскольку мафит-ультрамафитовые породы, преобразованные в серпентинитовые меланжи в составе крупных аллохтонов и паравтохтонов Центрального Казахстана, как правило, залегают структурно ниже базальтовых и осадочных комплексов.

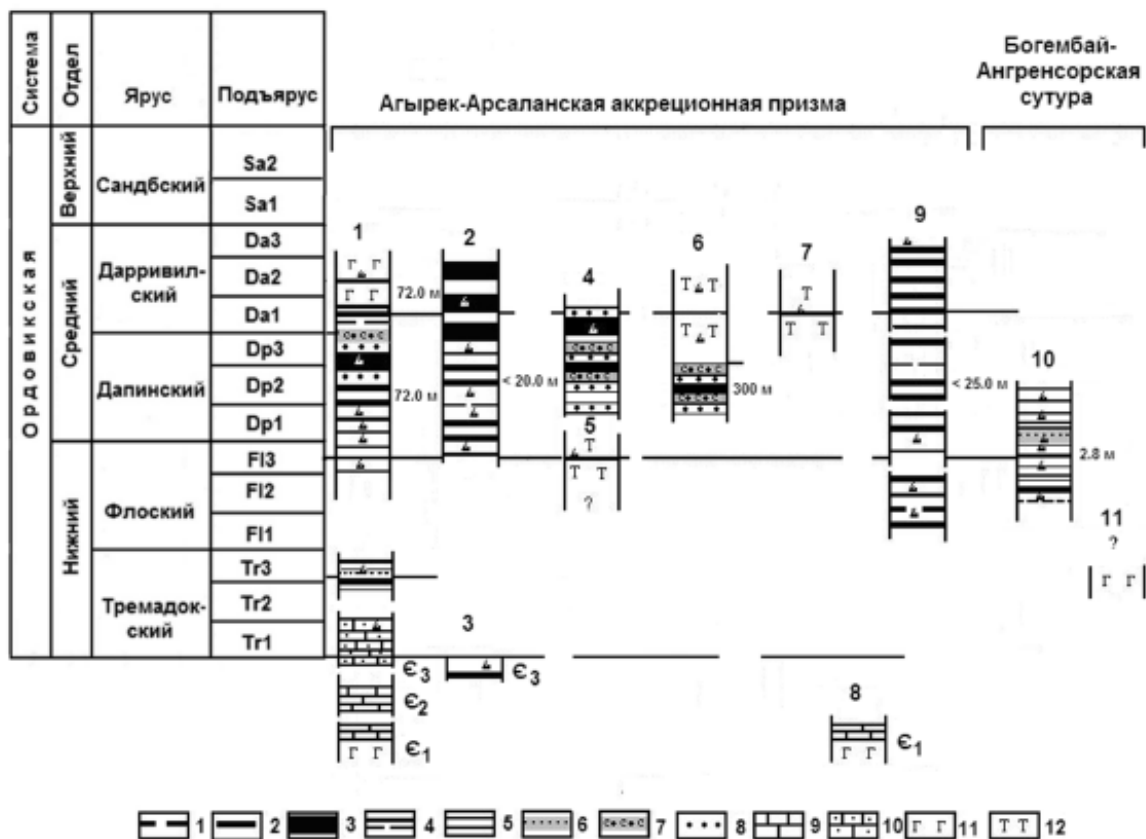


Рис. 6. Схема сопоставления аллохтонов осадочных и осадочно-вулканогенных комплексов северо-востока Центрального Казахстана.

1-6 – литологическая характеристика силицитов: 1 – фарфоровидные кремни, 2 – преимущественно красные кремни, 3 – массивные, красноватые радиоляриты, 4 – чередование зеленых и красных радиоляритов, 5 – зеленые кремни, 6 – светло-серые полосчатые мусорные яшмы; 7 – туфопесчаники, туфоалевролиты и туффиты; 8 – переслаивание песчаников и алевролитов с прослоями силицитов; 9 – известняки; 10 – известковистые песчаники и алевролиты; 11 – островодужные вулканиды с внутриплитными характеристиками, 12 – островодужные вулканиды. Цифрами обозначены географические пункты: 1 – восточный склон гор Агырек, 2 – восточные гряды гор Агырек, 3 – урочище Одак, 4 – северные отроги гор Толпак, 5 – западный склон гор Агырек, 6 – горы Толпак, 7 – озеро Майсор, 8 – северное подножье гор Байахмет, 9 – урочище Сергили и горы Байахмет, 10 – гора Адильбек, 11 – восточное подножье гор Балааркалык. В метрах показана истинная мощность отложений.

Надсубдукционные офиолиты, как известно [41] отражают тектономагматические процессы, протекающие в активных зонах взаимодействия тектонических плит. В таких зонах плутонические офиолиты оказываются моложе вмещающей их надсубдукционной плиты и синхронны вновь образованному вулканическому комплексу. Тем самым в подобных структурах термин «меланократовый фундамент» теряет свой первоначальный смысл, который предполагает, что перидотиты и ассоциирующие с ними габбро формировались до излияния «инициальных» базальтов. Сегодня нет оснований утверждать, что меланократовый фундамент (серпентинитовый меланж) палеозоид Центрального Казахстана более древний, чем возраст офиолитовых базальтовых толщ, на чём настаивает Р.М. Антонюк и его коллеги [3]. Тем более относить составляющие его габброиды и перидотиты к венду – раннему кембрию, а также предполагать повсеместное распространение вендо-раннекембрийского меланократового фундамента в пределах палеозоид Центрального Казахстана.

Это очевидно и при анализе цифр абсолютного возраста (477-489 млн. лет), полученных автором [17] по цирконам уран-свинцовым методом, для массива Центральный Толпак, где Р.М. Антонюком [2] был описан протерозойский меланократовый фундамент.

Возраст плагиогранитов, который берется за основу доказательства возраста меланократового фундамента [2, 3], по сути своей отражает время образования лейкократовых пород надсубдукционных офиолитов, о чем свидетельствует присутствие low-Al Crх в перидотитах, габброидах, а также наличие будин хромитов в составе Тектурмасского серпентинитового меланжа.

Не менее экзотическим выглядит и присутствие в составе аккреционных призм палеозоид Центрального Казахстана толщ интенсивно дислоцированных конденсированных силицитов, ассоциирующих с офиолитовыми меланжами надсубдукционного типа [17, 22], которые до их признания неотъемлемой частью офиолитовой триады относились к яшмовой формации. Сегодня толщи силицитов датируются поздним кембрием – сред-

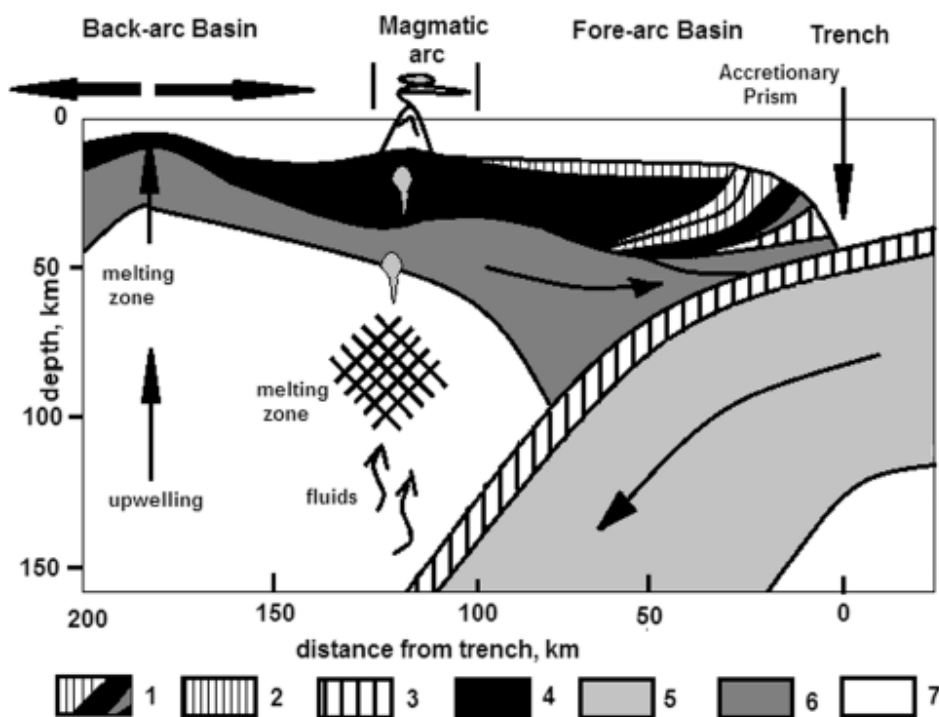


Рис. 7. Схематический разрез островодужной системы по [46]. Строение аккреционной призмы и разновозрастная литосферная мантия по автору.

- 1 – аккреционная призма, 2 – отложения передугового бассейна, 3 – океаническая кора,
- 4 – кора островной дуги и задугового бассейна, 5 – древняя литосферная мантия,
- 6 – молодая литосферная мантия, 7 – астеносферная мантия.

ним ордовиком, им синхронны туфогенно-осадочные и вулканогенно-осадочные толщи островодужного происхождения (рис. 6), также ассоциирующие с офиолитовыми меланжами надсубдукционного типа. Интенсивно конденсированные силициты этих толщ не содержат продукты магматической деятельности, синхронно протекающей в пределах смежных островодужных систем.

Исходя из современных представлений тектономагматической эволюции островодужных систем [46] можно предположить, что основной объем протерозойской и вендско-кембрийской океанической коры Центрально-Казахстанского сегмента Палеоазиатского океана был поглощен зонами субдукции. Вероятнее всего, только незначительная часть глубоководных океанических осадков могла быть соскоблена с погружающихся древних океанических плит и вовлечена в аккреционные призмы. Океаническая кора в зонах субдукции, учитывая ее удельный вес, не может быть перемещена на молодую, следовательно, легкую приподнятую плиту (рис. 7). Перемещение океанической плиты на континент или островную дугу может происходить только посредством обдукции, когда в зону субдукции попадает задранная часть срединно-океанического хребта [9].

Тем самым становится очевидным, что в пределах аккреционных призм палеозойского Центрального Казахстана породы офиолитовой триады не отражают состав палеозойской океанической коры, а представляют собой тектоническую смесь магматических пород островодужного происхождения и глубоководных океанических осадков, соскобленных с океанических плит, погружающихся в зоны субдукции.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдеев А.В. Геология офиолитовых зон Казахстана. Новосибирск. Автореферат дис. д-р. геол.- мин. наук, 1986. 32 с.
2. Антонюк Р.М. Океаническая кора эвгеосинклинальной области востока Центрального Казахстана // Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., 1974.
3. Антонюк Р.М., Евсеенко Р.Д., Хамзин Б.С., Исмаилов Х.К., Выползов В.Л., Маслова И.Г. Офиолитовые комплексы Центрального Казахстана // Геология и охрана недр. 2009. С. 36-45.
4. Базылев Б.А. Петрология и геохимия океанических и альпийских перидотитов в связи с проблемой эволюции мантийного вещества. Дис. д-р. геол.- мин. наук, ГЕОХИ РАН, Москва. 2003. <http://students.web.ru/db/msg.html?mid=1171521&s=121100000>
5. Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В. Модель кембрийской коллизии дуга—континент для палеозойского Казахстана // Геотектоника, 2007, № 1. С. 71-96.
6. Добрецов Н.Л., Кочкин Ю. И., Кривенко А. П., Кутолин В. А. Породообразующие пироксены. М., Наука, 1971.
7. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 232 с.
8. Квятковский А.Р. Геология и полезные ископаемые Шидерты-Экибастузского габбро-перидотитового пояса. Автореферат дис. геол.- мин. наук. Л. 1973. 17с.
9. Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262с.
10. Маракушев А.А. Магматическое замещение и его петрогенетическая роль // Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1987. Вып. XIV. С. 24-38.
11. Миясиро А., Акши К., Шенгер А. Орогенез. М.; 1985. 285 с.
12. Новикова М.З., Герасимова Н.А., Курковская Л.А., Степанец В.Г., Якубчук А.С. Стратиграфия нижнепалеозойских вулканических толщ Майкаин-Кызылтасского офиолитового комплекса (Центральный Казахстан) // БЮЛ. МОИП, отд. геол., 1993, т. 68, вып. 6. С. 47-63.
13. Объяснительная записка. Геологическая карта Казахской ССР. Масштаба 1: 500 000. Серия Центрально-Казахстанская. А-А. 1981. 324с.
14. Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника, 1969. № 4. С. 5-23.
15. Пирс Дж.А., Липпард Дж.С., Робертс С. Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции // Геология окраинных бассейнов. М.; Мир, 1987. С. 134-165.
16. Сондерс А.Д., Тарни Дж. Геохимические характеристики базальтового вулканизма в задуговых бассейнах. Геология окраинных бассейнов. Москва «Мир», 1987. С. 102-133.
17. Степанец В.Г. Петрология и геологическая позиция офиолитов Северо-Востока Ц. Казахстана. Диссертация канд. геол.- мин. наук. ИГН АН РК. Алма-Ата, 1992. 325 с.
18. Степанец В.Г. Офиолиты северо-востока Центрального Казахстана. Нордерштгедт. БОД. 2008. 172с.
19. Степанец В.Г., Ермолов П.В. Уран-свинцовые изотопные датировки по циркону габбро мафит-ультрамафитов офиолитов гор Толпак (Центральный Казахстан) // XVI конференция молодых ученых в области наук о земле, посвященная памяти члена-корреспондента АН СССР, профессора К.О. Кратца. Апатиты. 15 – 18 ноября 2005 года. С.153-156.
20. Степанец В.Г. Составы шпинелидов как индикаторы геодинамических обстановок надсубдукционных мафит-ультрамафитов (на примере офиолитов Центрального Казахстана) // Металлогения древних и современных океанов-2007. Гидротермальные и гипергенные рудоносные системы. Т. I. Научное издание. Миасс: ИМин УрО РАН, 2007. С. 60-67.
21. Степанец В.Г. Генезис надсубдукционных офиолитов аллохтона северо-востока Центрального Казахстана // Известия НАН РК. Серия геологическая. 2010. № 5. С. 4-15.
22. Степанец В.Г., Гридина Н.М. Верхнеордовикские олистостромы гор Агырек и Косгомбай и проблемы

корреляции нижнепалеозойских осадочных и осадочно-вулканогенных комплексов Центрального Казахстана / / Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2011а, том 19, № 5. С. 3-15.

23. Степанец В.Г., Антонюк Р.М., Кряжева Т.В. Раннепалеозойские офиолиты Агырек-Арсаланской аккреционной призмьы северо-востока Центрального Казахстана // Известия НАН РК. Серия геологическая. 2011б. № 5. С. 5-28.

24. Тажибаева П.Т., Пономарев Д.В. Коры выветривания ультраосновных пород Казахстана и полезные ископаемые. А-Ата, Наук, 1980. 204 с.

25. Ультраосновные породы. Магм. горные породы. Т. 5. М.: Наука, 1988. 508 с.

26. Arai, S. Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry. *Miner. Mag.* 1992. 56: P. 173–184.

27. Barnes, S.-J., Melehič, V., and Sokolov, S V. 2001, The composition and mode of formation of the Pechenga nickel deposits, Kola peninsula, northwestern Russia: *Canadian Mineralogist*, v. 39. P. 447–472.

28. Beccaluva, L., Macciota, G., Piccardo, G. B. and Zeda O. 1989. Clinopyroxene composition of ophiolitic basalts as petrogenetic indicator. *Chem. Geol.* 77: P. 165–182.

29. Dick, H.B., and Bullen, T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and Alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1984. 86: P. 54–76.

30. Dietz, R.S. Alpine serpentinites as oceanic rind fragments. *Geol. Soc. Am.* 1963. *Bull.*, 74: P. 947-952.

31. Hellebrand, E., Snow, J.E., Dick, H.J.B., Hofmann A.W. Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites // *Nature*. Vol. 410. 2001. P. 677-681.

32. Hess, H.H. Evolution of ocean basins. Report to Office of Naval Research. Contract No. 1858(10), NR 081–067, 1960. 38 S.

33. Ishii, T., Robinson, P.T., Maekawa, H. & Fiske R. Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Ogasawara-Mariana forearc, Leg 125. In: Fryer P., Pearce J. A., Stokking L. B., et al. (eds) *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 125*. College Station TX: Ocean Drilling Program, 1992. P. 445-485.

34. Jan, M.Q., and Windley, B.F. 1990. Chromian spinel-silicate chemistry in ultramafic rocks of the Jijal complex, northwestern Pakistan. *J. Petrol.* 31: P. 667–715.

35. Johnson, K.T.M., Dick, J.B., Shimizu N. Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites, *J- Geophys. Res.*, 1990. 95. P. 2661-2678.

36. Kheraskova, T.N., Didenko, A.N., Bush, V.A., Volozh, Y.A. The Vendian–Early Paleozoic history of the continental margin of Eastern Paleogondwana, Paleasian Ocean, and Central Asian Foldbelt. *Russian Journal of Earth Sciences*. 2003. V. 5. P. 165–184.

37. Kilian, R. Magmatismus und Stoffkreislauf an aktiven Kontinentalrandern, untersucht am Beispiel der sudlichen Anden. // *Zeitung. Dt. geol. Ges.*; 1997. 148/1. S. 105-152.

38. Klein, E.M., Karsten, J.L. Ocean-ridge basalts with convergent-margin geochemical affinities from the Chile Ridge // *Nature*, 1995. 374. P. 52-57.

39. Maruyama, S., Plume tectonics, *J. Geol. Soc. Japan*, 1994. V. 100. P. 24–49.

40. Metcalf, R.V., and Shervais, J.W. 2008. Suprasubduction-zone ophiolites: Is there really an ophiolite conundrum?, in Wright, J.E., and Shervais, J.W., eds., *Ophiolites, Arcs, and Batholiths: A Tribute to Cliff Hopson: Geological Society of America Special Paper 438*. P. 191–222.

41. Miyashiro A. The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1973. 19. P. 218-224.

42. Rampone, E., Piccardo, G. B., Vannucci, R., Bottazzi, P., Ottolini, L. Subsolidus reactions monitored by trace element partitioning: The spinel- to plagioclase-facies transition in mantle peridotites // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1993. 115. P. 1-17.

43. Sinton, J. M., Ford, L.I., Chappell, B., McCulloch, M. Magma Genesis and Mantle Heterogeneity in the Manus Back-Arc Basin, Papua New Guinea // *J. of Petrology*, 2003. Vol. 44. № 1. P. 159-195.

44. Steinmann, G. Die Ophiolithischen Zonen in dem mediterranen Kettengebirge. 14th Inter. Geol. Cong, Madrid. 2, 1927. P. 638-667.

45. Stern, R.J. 2002. Subduction zones. *Rev. Geophys.* 40: 1012, doi:10.1029/2001RG000108.

46. Stern, R.J. 2004. Subduction initiation: spontaneous and induced. *Earth Planet. Sci. Lett.* 226: P. 275–292.

47. Uyeda, S. & Kanamori, H. Back-arc opening and mode of Subduction // *Journal of Geophysical Research*, 1979. 84. P. 1049-1061.

48. Wegener A. Die Entstehung der Kontinent // *Geologische Rundschau*. 1912. Bd 3. S. 276-471.

УДК 553.041(574.2)

П.В. ЕРМОЛОВ¹, Т.М. ЖАУТИКОВ², Н.А. САВЕЛЬЕВА³

СТРАТИФОРМНОЕ ЗОЛОТО-КОЛЧЕДАННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В СТЕПНЯКСКОМ СИНКЛИНОРИИ

Степняк синклонориіндегі кварцитті төбешік алтын-колчеданды кенорнына геологиялық, минералогиялық және геохимиялық сипаттамалар берілген. Кенорнының стратиформдық (телетермальды) шығу тегі анықталған. Жаңа кенді қазбаларды іздестірудің өлшемдері тұжырымдалған. Аймақтағы алтын-колчедан кендері қорының болашағы анықталған.

Дана геологическая, минералогическая и геохимическая характеристики золото-колчеданного месторождения Кварцитовые Горки в Степнякском синклинории. Определен стратиформный (телетермальный) генезис месторождения. Сформулированы критерии поиска новых рудных залежей. Определены ресурсные перспективы золото-колчеданных руд в регионе.

Geological, mineralogical and geochemical characteristics of the Quartzitovye Gorki gold-porphyry deposit have been described in Stepyak sinclinorium. Stratiform (telethermal) genesis of the deposit have been determined. The criteria of discovery and prospecting of new ore bodies have been formulated. Perspective resources gold-pyrite ores are calculated.

Рассматриваемая провинция располагается в северной части Акмолинской области, охватывающая площадь около 45 тыс. кв км от 69-го до 74-го градусов по долготе и 52-го до 53-го градусов по широте. На этой территории Государственным кадастром зарегистрировано более 160 золоторудных месторождений, рудопроявлений и точек минерализации. Основные ресурсы золота на протяжении последних 100 лет были сосредоточены в кварцево-жильных месторождениях. Разобщенность золоторудных жил в пространстве и связанные с этим большие затраты на подготовительные горные работы до поры до времени компенсировались высоким содержанием в них золота. Истощение поверхностных и малоглубинных рудных тел и потребность освоения глубоких горизонтов (600 и более метров) начала приводить к нулевой и кое-где к отрицательной экономике. В настоящее время конкурентоспособное золото-кварцевое сырье на глубоких горизонтах (700 и более метров) добывается только на месторождении Бестюбе. Альтернативой могут служить золото-колчеданные руды кварцитогорского типа. Они примерно вдвое беднее кварцево-жильных руд (среднее для месторождения Кварцитовые Горки 5,7 г/т), но большие и сравнительно постоянные параметры рудных тел

(мощность десятки метров, длина сотни метров, протяженность по падению до километра) благотворно влияют на экономику из-за предельно малого объема и компактного размещения подготовительных горных работ. Единственное детально разведанное и эксплуатируемое Кварцитогорское месторождение имеет сейчас остаточные запасы, способные обеспечить работу рудника и фабрики не более чем на 10-12 лет, с этим связана объективная необходимость оценки и прогноза данного вида сырья в регионе, инициированная Комитетом науки МОН РК и АО «Национальный научно-технологический холдинг Парасат». Предлагаемая статья выполнена в рамках проекта 1.6 «Прогноз и оценка перспектив вулканогенно-осадочного золото-колчеданного оруденения на территории Степнякского синклинория» программы «Научно-технологическое сопровождение интенсификации производства золота в Республике Казахстан на 2011-2014 годы».

Стратиформное золото-колчеданное оруденение

За время открытия в сороковых годах прошлого столетия и пятидесятилетний период освоения месторождения Кварцитовые Горки новых месторождений данного типа выявлено не

¹Казахстан 100019, г.Караганда ул. Ипподромная, 5 Институт проблем комплексного освоения недр.

²Казахстан, 050010, г.Алматы, ул. Кабанбай батыя, 69^а, Институт геологических наук им. К.И.Сатпаева.

³Казахстан 100027 г. Караганда, ул. Б. Мира 56, Карагандинский Государственный технический университет.

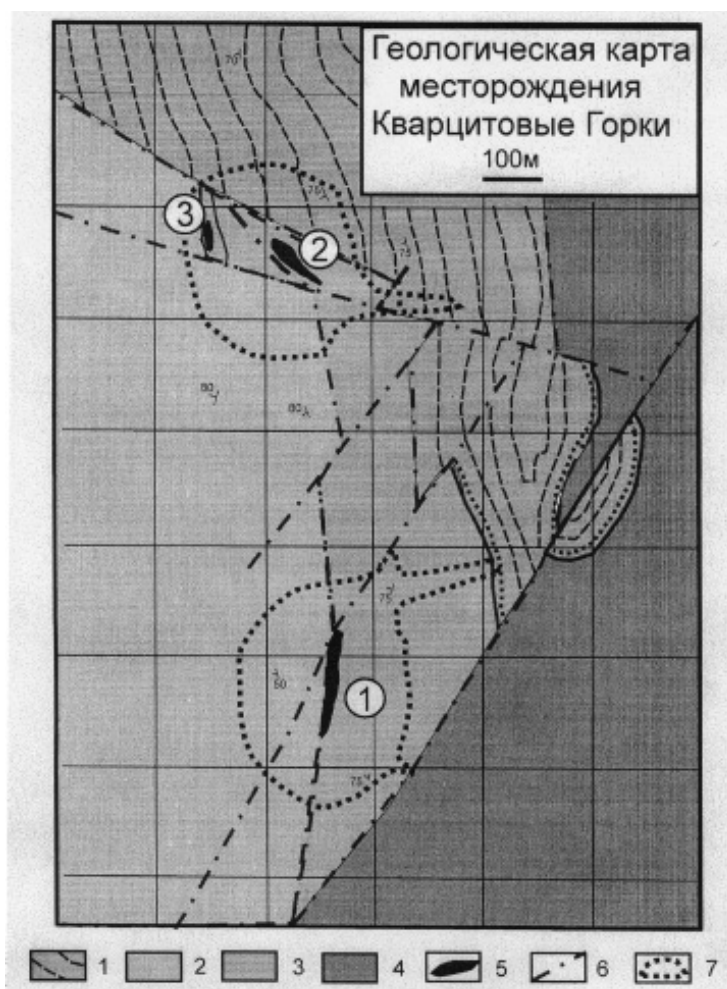


Рис. 1. Схематическая геологическая карта месторождения Кварцитовые Горки. За основу взята карта М.П.Филиппева, 1986, м-ба 1:2000.

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

было. Причина – ошибочное заключение об эндогенном генезисе месторождения и отнесение его к березитово-штокверковому типу, парагенетически связанному с крыккудукским комплексом. А поскольку этот комплекс слагает примерно 60% Степнякского синклинория (по крайней мере, его верхние 2-3 км), то новые месторождения предполагалось искать везде. На ошибочность такой интерпретации первым указал Т.М. Жаутиков [1]. Позднее вулканогенно-осадочное происхождение месторождения подтвердил П.В.Ермолов в публикациях и научных отчетах [2].

Кварцитогорское среднее по запасам месторождение (51 тонна золота) расположено на юго-западном фланге рудного поля Аксу в тектоническом блоке в окружении пород аксуйской свиты. В 80-е годы при детальной разведке месторождения Аксуйской партией (Филиппев и др., 1972-1986) в составе аксуйской свиты выделялись три толщи (рис.1), а возраст ее O_{2-3} определялся по фауне во фтанитах рудоносной продуктивной толщи (радиолярии *Polyantactinia*, *Entactinia*, *Neioentactinia*, спикулы губок отряда *Triaxonida*, и водорослевые структуры), обнаруженные геологами МГУ (Э. М. Спиридонов и др.,

1983 г.) и описанные Б.Назаровым как ϵ_2 (?). В 90-х годах П.Ившиным в известняках из нижней подсвиты стратотипического разреза аксуйской свиты по сборам фауны геологами МГУ за пределами рудного поля был определен олентинский горизонт позднего тремадока O_1 . Работами ученых МГУ в 80-х годах было доказано, что рудовмещающая толща Кварцитогорского месторождения отличается от состава аксуйской свиты и что такой толщи нет в стратотипических разрезах. На Кварцитогорском месторождении эта толща не имеет нормальных стратиграфических контактов и повсеместно отделена от пород аксуйской свиты разломами (рис.2). Тогда этой толще был присвоен статус самостоятельной кварцитогорской свиты. Официальная версия возраста аксуйской свиты, принятая геологами управляющей компании ОАО «МГК Казахалтын», ранний Ордовик. Вместе с этим, появилось четыре парадокса: 1 – толща, в которой первоначально была определена среднекембрийская фауна и которой был присвоен статус кварцитогорской свиты, вошла в состав раннеордовикской аксуйской свиты; 2 – такая толща известна только на Кварцитогорском месторождении и ее нет во фрагментах, из которых составлен стратотипический разрез аксуйской свиты; 3 – на месторождении отсутствуют прямые стратиграфические взаимоотношения аксуйской свиты с кварцитогорской, которая представлена только тектоническими блоками и клиньями (рис. 2); 4 – литологический состав кварцитогорской свиты, детально изученный Э.М. Спиридоновым и его коллегами, показывает резкое различие в составе обломочного материала в кварцитогорской и аксуйской свитах: в кварцитогорской свите пикриты, дациты и хромиты, в аксуйской свите – полный дифференцированный ряд вулканитов от базальтового через андезитовый и до дацитового состава.

В кварцитогорской свите Э.М. Спиридонов выделил четыре пачки (снизу вверх): **a, b, c, d**.

Первая пачка ϵ_2 (?)**a** имеет существенно кремнистый состав и мощность около 90 м. Состоит из тонкого переслаивания фтанитов, кремнистых пород, туфов мелабазальтов, туфов дацитов, пирит-углисто-глинистых сланцев, обогащенных молибденом. Присутствуют также димикситы и пирит-углисто-кремнистые алевролиты с тонкими прослоями и линзами фтанитов-радиоляритов-спонголитов, гидротермально-осадочных пирититов, гидротермально-осадочного хромита, туфов хромдиопсидовых базальтов и пикритов

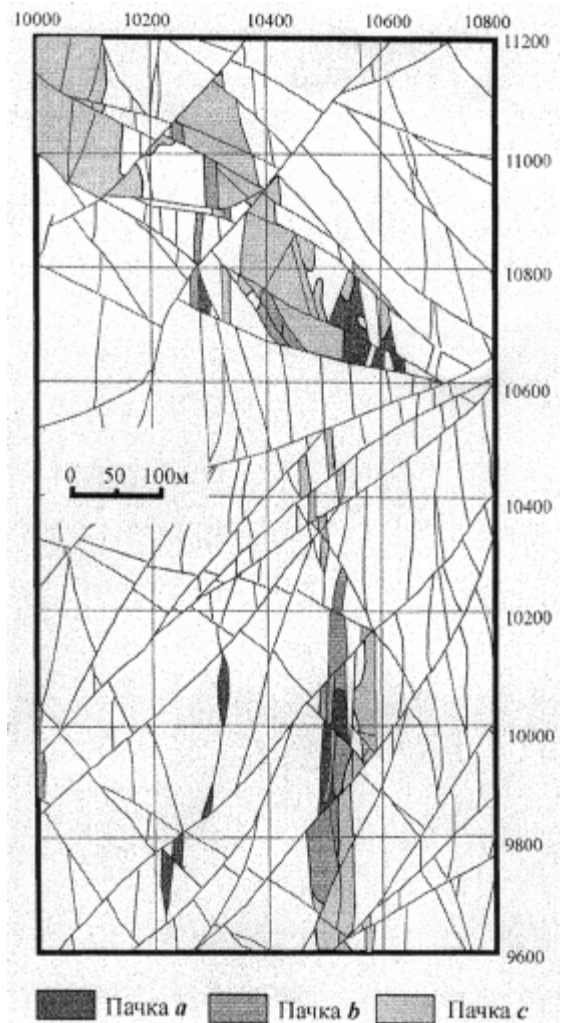


Рис. 2. Размещение кварцитогорской свиты среднего Кембрия (?) и ее стратиграфических элементов на поверхности Кварцитогорского месторождения (Э.М. Спиридонов и др., 1983 г.).

Литологический состав пачек приведен в тексте

(источник хромита), реже, туфов дацитов. Подчиненное значение имеют тефроиды смешанного состава, лидиты и туфы смешанного состава. Мощность около 90 м.

Вторая пачка ϵ_2 (?)**b**, постепенно надстраиваемая первую, сложена преимущественно теми же породами, что и пачка **b**. Отличие – широкое присутствие ритмично-слоистых фтанит-пирититов, повышенное общее содержание гидротермально-осадочного сферолитового пирита (до 15% объема против 3-5% в пачке **a**), наличие продуктивной золото-колчеданной минерализации и более высокое содержание глинистого материала.

Третья пачка ϵ_2 (?)**c** (надрудная) сложена разнообразными терригенно-известковистыми породами, известняками, местами с существенным

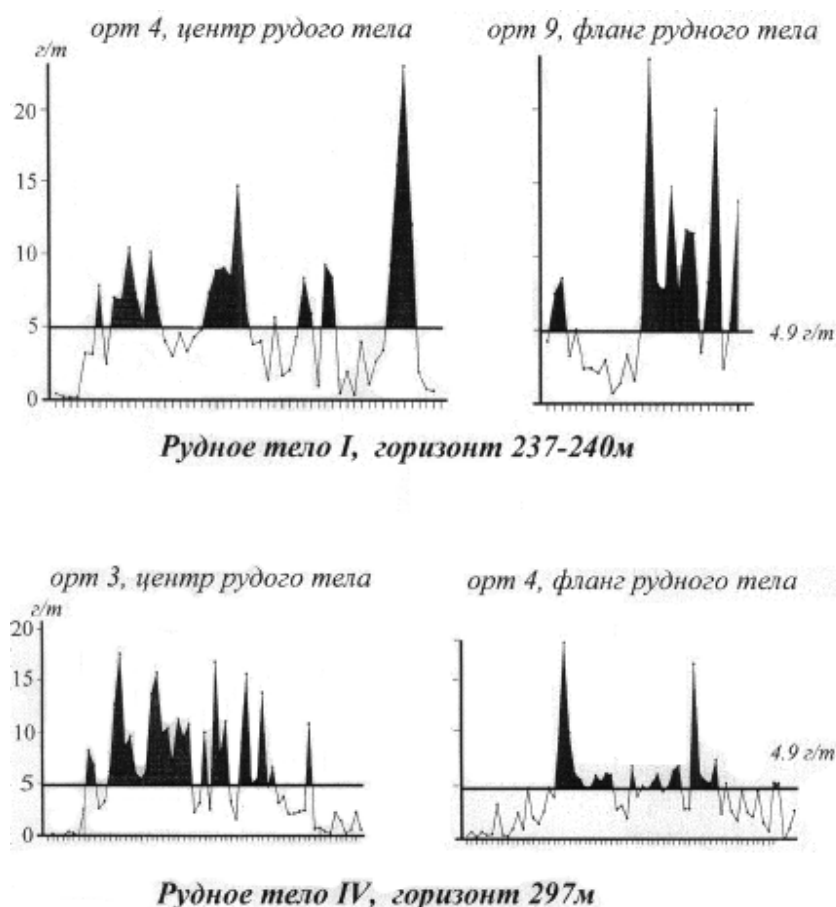


Рис. 3. Распределение балансовых запасов золота I и IV рудных тел Кварцитогорского месторождения в поперечных сечениях. Градация на горизонтальной оси – метровые бороздовые пробы

количеством туфового базальтового или дацитового материала, а также углеродистого, кремнистого вещества и пирита. Преобладающий окрас пород серый, зеленовато- и желто-серый, черный. Граница между второй и третьей пачками проводится по появлению существенных прослоев и линз известняков, песчаных известняков, известковисто-глинистых сланцев.

Четвертая пачка $\epsilon_2(?)d$ сложена преимущественно тонкослоистыми пестроцветными алевролитами, туфоалевролитами, алевропесчаниками, аргиллитами. Данная пачка не имеет видимых признаков связи с золото-колчеданным оруденением, поэтому на рисунке 2 она не показана.

Из разведанных 12 крупных и малых рудных тел 11 представляют собой минерализованные фтаниты и прочие высококремнистые породы пачки *b* и, в меньшей степени, пачки *a*. Такая статистика стала вводной информацией, с которой началась нами оценка генезиса месторождения.

Рудная минерализация.

Коммерческая минерализация представлена в основном криптозернистыми оруденелыми фтанитами. Они часто испещрены маломощными, в основном микроскопическими, прожилками светлого кварца альпийского типа – картина типичная для фтанитов, яшм, яшмо-кварцитов и других высококремнистых рудных формаций, например, железистых джеспилитов, гематит-браунит-яшмовых руд. Однако, в Кварцитогорском месторождении это широко распространенное природное явление, особенно контрастно проявленное в древних фтанитовых комплексах, послужило основанием для признания месторождения эндогенным штокверковым, образованным в результате березитизации кремнистых пород под воздействием крыккудукского интрузивного комплекса O_3 . Доказательств прямой генетической связи с данным комплексом не было, но, поскольку хромистые серициты из оруденелых березитов и листовенитов показывали калий-ар-

гоновый возраст 450 и 459 млн. лет, то связь была объявлена парагенетической [Э.М. Спиридонов и др., 1983 г.]. В этом случае можно указать на изотопные датировки 760, 615, 540, 480, 360 млн. лет, полученные Н.Г. Сыромятниковым [3] по месторождениям галенита. И серицитовые и галени- товые датировки не вносят ясность в вопрос и, скорее всего, отражают какие-то попутные эпи- зоды в длительной эволюции месторождения.

Коммерческое оруденение охватывает прак- тически всю вторую пачку (b) и незначительные участки нижней части третьей пачки (c). Балан- совые руды по кондициям 1986 года имели ниж- ний уровень промышленно значимого содержа- ния золота 4,9 г/т. По отношению к этому содер- жанию золото в рудных телах имеет линейное (слоевое) распределение, ориентированное субсог- ласно с почвой и кровлей рудного тела. Рис. 3, построенный по результатам бороздowego опро- бования вкрест простирания рудных тел, нагляд- но показывает линейную дискретность в распре- делении золота, в целом согласную с почвой и напластованием вмещающих пород. Такие струк- турные взаимоотношения рудных тел с вмещаю- щими породами хорошо видны на участках мес- торождения, где максимально сохранилась пер- воначальная геологическая обстановка, напри- мер, на южном фланге рудного тела № 1 (см. рис. 4). На других участках она значительно ос- ложнена тектоникой, например, в пределах се- верного фланга месторождения. Однако, устой- чивый контроль оруденения со стороны пирити- зированных черных графитистых пород, разви- тых в пачке b, отмечался разведкой повсемес- тно. Рудой являются минерализованные полупро- зрачные серые, темно-серые до черных фтаниты с прослоями пирититов, кварц-серицитовых и кварц-серицит-хлоритовых сланцев, образован- ных по туффитам. Рудные тела подстилаются горизонтом пиритизированных черных графити- стых пород, среди которых различаются как бле- стящие тонкоплойчатые графитистые сланцы, так и массивные слои кремнисто-графитовых пород. Согласно нашим наблюдениям, формирование рудной минерализации начиналось массовым вы- падением гидротермально-осадочного мышьяко- вистого пирита, с которым ассоциировали в меньших объемах хромит и арсенипирит. Она происходила на фоне хемогенно-кремнистого и кремнисто-глинистого седиментогенеза, которые периодически дополнялись садкой графита. Уже начальная существенно пиритная минерализация

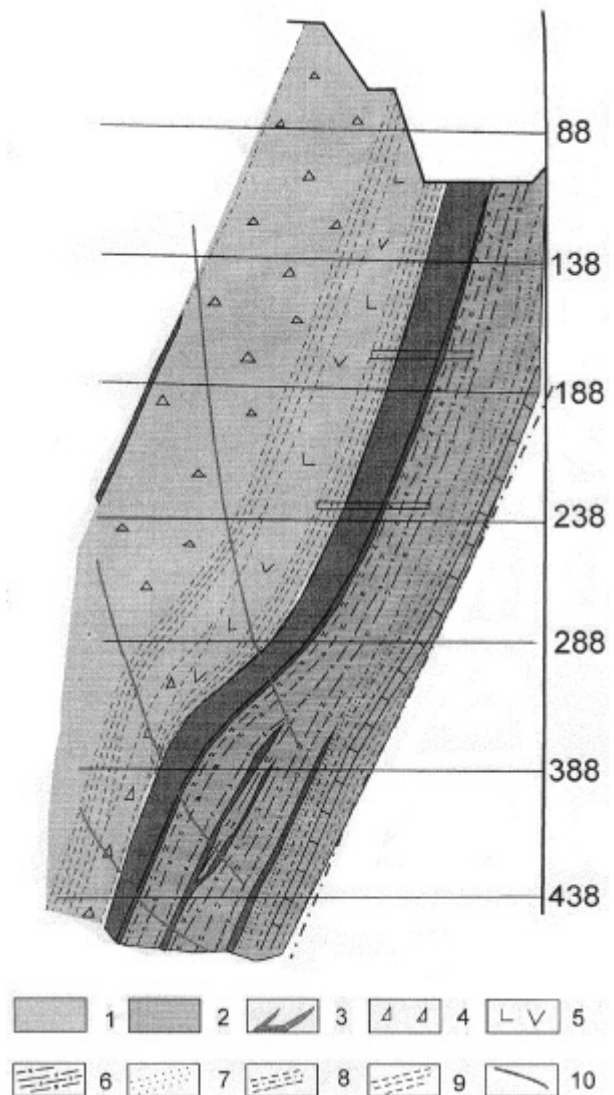


Рис. 4. Разрез I – I через рудное тело I.
Масштаб 1:1000. М.П.Филиппьев, 1985 г.

1 – вулканы надпродуктивной толщи: туфы андезитового и базальтового состава, редко лавы, известняки; 2 – продуктивная осадочная толща: фтаниты, разнообразные сланцы, углеродистые известняки, рудные тела (фиолетовое); 3 – силловые дайки диоритовых порфиров; 4 – туфы смешанного состава; 5 – туфы базальтового и андезито- базальтового состава; 6 – фтаниты и прочие кремнистые и углисто-кремнистые породы; 7 – песчаники; 8 – переслаивание песчаников и алевролитов; 9 – тектонические сланцы; 10 – разведочные скважины

несла следы будущего комплексного коммерчес- кого золотого оруденения в виде микровключе- ний золота, блеклых руд, борнита и сфалерита в метастабильном сферолитовом пирите, который кристаллизовался в закалочном режиме. Присут- ствие микровключений ртутистого золота в сфе-

ролитовом пирите подтверждено и Э.М. Спиридоновым (1983 г. 1986 г.). Максимальный всплеск пиритной минерализации имел место во время формирования пачки **b**, в которой содержание сферолитового пирита достигало 15% против 3-5% в пачке **a**. С этим же явлением мы связываем появление продуктивной золото-серебряной минерализации, то есть, с резким изменением количественного и качественного состава глубинного гидротермального флюида.

Минеральный состав главных и сопутствующих рудных парагенезисов месторождения детально изучен Э.М. Спиридоновым в 80-х годах прошлого столетия. Им выделено четыре ассоциации: ранняя полиметаллическая — ранняя продуктивная (золото) — поздняя полиметаллическая — поздняя продуктивная (золото), т. е., два цикла, в основании каждого находилась полиметаллическая ассоциация. Такие же циклы мы находим и в ранних пирититовых слоях, что является подтверждением общего генезиса ранних пирититов и заключительного коммерческого оруденения. Особенностью месторождения является широкое участие ртути в рудах и в породах. Состав главных рудных парагенезисов и их микроструктурные особенности не являются руководящим фактором при определении генезиса месторождения. Как показывают данные морской геологии, кристаллические золотосодержащие сульфидные руды в ассоциации с обильным опалом не являются какой-то экзотикой в месторождениях, формирующихся на океаническом дне из минерализованного флюида. Имеются литературные данные о наблюдениях онлайн роста полноценных сульфидных кристаллов на выходе перегретого флюида на морском дне с помощью телекамеры [4, 5].

Обоснование стратиформного генезиса месторождения. Аргументы, которые позволяют нам считать Кварцитогорское месторождение телетермальным (стратиформным), являются следующие.

1. Оруденение приурочено к продуктивной пачке **b** кварцитогорской свиты. За всю историю месторождения с момента открытия и по сегодняшний день разведкой и эксплуатационными работами открыто 12 больших и малых рудных тел. Из них 11 рудных тел сложено минерализованными фтанитами кварцитогорской свиты. По данным разведки только рудное тело №6 сложено листовенитами по туффитам пачки **c**. Таким образом, 11 рудных тел из 12 известных на мес-

торожении генетически связаны с фтанитами пачки **b** кварцитогорской свиты. Эти данные приводят к выводу, что с кремнистыми породами кварцитогорской свиты пачки **b** связаны 97% балансовых запасов месторождения.

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

Указанные выше 12 рудных тел расположены на большой площади и разделены туфогенными породами проблематичного возраста, среди которых могут быть как фрагменты аксуйской свиты, так и верхних пачек кварцитогорской свиты. Э.М. Спиридонов с коллегами считали, что рудоносная кварцитогорская свита не имеет стратиграфических контактов с аксуйской свитой, а представлена тектоническими блоками и клиньями в них (см. рис. 2). Такая тектоническая модель совершенно не работает на эндогенную гипотезу образования месторождения. Авторы при ее озвучивании отделались декларациями и не объяснили, каким образом эндогенный метасоматический процесс «рыскал и выискивал» блоки кварцитогорской свиты в море аксуйских вулканогенных осадков. Тектоническая модель на рис. 2 годится только в том случае, если базируется на дезинтеграции уже сформированного стратиформного месторождения и тектонического размещения ее блоков и клиньев на разных уровнях аксуйской свиты. И в этом случае возможны два механизма: дизъюнктивный чистый и дизъюнктивный по принципу формирования олистостромовых или оползневых фаций.

2. Процесс рудообразования начинался с осаждения сферолитового пирита-марказита и скелетного арсенопирита. Представление о них дают рисунки 5 (левый снимок) и рис. 6. Первый был обогащен мышьяком и сурьмой, второй — не изучен. Кристаллизация сферолитов происходила в закалочном режиме, о чем свидетельствуют их структуры и обилие микро- и нановключений мышьяковистых и сурмяных минералов, а также золота. Источником служила морская вода, обогащенная хемогенным кремнеземом и

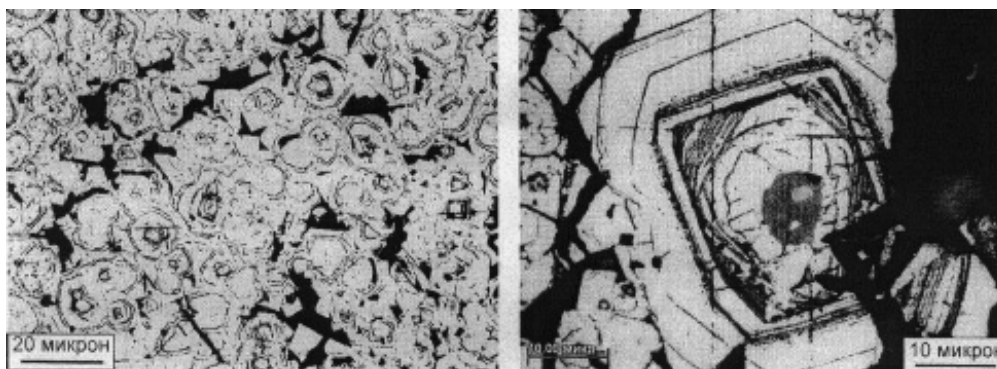


Рис. 5. Ранний сферолитовый марказит, образованный из первоначальных коллоидных гелей (слева) и поздний кристаллический пирит с марказитовым сферолитовым ядром и включенным в него золотом и сфалеритом.

коллоидным сульфидным гелем. Закалочный режим кристаллизации позволяет предположить, что температура окружающей среды была сопоставимой со средней температурой морской воды. Об этом свидетельствует и скелетный арсенопирит. Двойники его, обычно имеющие звездчатую 6-лучевую форму, являются типоморфным минералом осадков, бедных кислородом и богатых мышьяком [5, 6] И, наконец, имеется достаточно свидетельств широкого участия таких же образований в рудах месторождений, формирующихся из горячего минерализованного флюида на дне океанов и морей. На рис. 7 показаны примеры руд и рудных илов на поверхности геотермальных минерализованных океанических полей в окружении «курильщиков». В нашем случае некоторая часть сульфидов, арсенидов и других минеральных фаз, а также золота, находилась в первичном пирите-марказите в форме нановключений размером десятки Ангстрем (первые нанометры). Такая форма нахождения золота и арсенопирита в метастабильном пирите ранних стадий формирования месторождений доказана [8]. Размещение золота в современных рудах, оцененное Э.М. Спиридоновым в первом рудном теле, имеет такой баланс: пирит без разделения 75,2%; остальные 9 рудных и нерудных минералов вмещают востки золота в сумме 24,8%. Такие же расчеты, выполненные для руд IV тела, показали, что основным носителем является также пирит 60%, причем из этого объема на мышьяковистый сферолитовый пирит приходится 84%. Эти данные косвенно подтверждают наше предположение, что при закалочной кристаллизации сферолитового пирита значительная часть золота находилась в нем в виде нанодисперсных включений, не связанных с кристаллической решеткой пирита.

Вся дальнейшая история формирования Кварцитогорского месторождения может быть описана такими моделями.

А. Прогрессирующий подъем геотермы на площади формирования будущего стратиформного месторождения, особенно при отсутствии сильных донных течений, создает Р-Т условия для выделения из горячих сульфидных гидротермальных гелей не только закалочных сферолито-

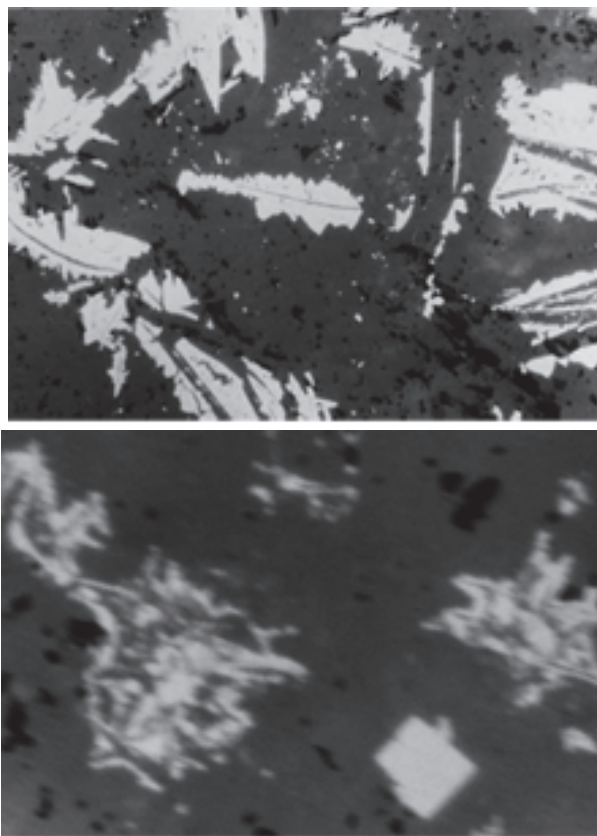


Рис. 6. Осадочный арсенопирит в продуктивной толще кварцитогорской свиты. Снимки заимствованы из отчета Э.М.Спиридонова и др., 1983 г.

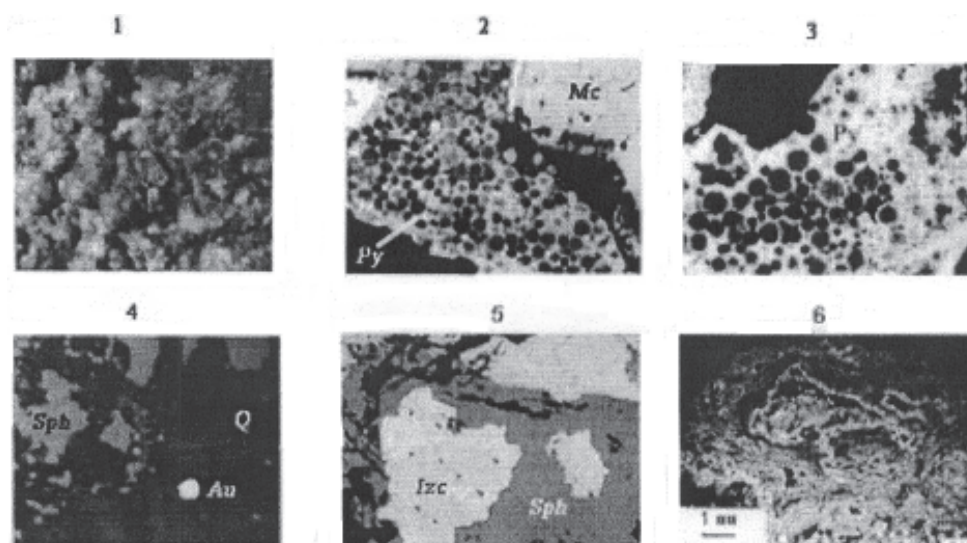


Рис. 7. Минералогия гидротермальных полей. Центральнo-Атлантический хребт 13° 31' северной широты [5].

1 – почечный пирит, общий вид; 2 – то же, в полированном шлифе, поле Семенова (Py-мелкозернистый сферолитовый пирит, Mc-марказит); 3 – сферолитовый пирит в марказитовой матрице, полированный шлиф; 4–5 – полированные массивные сульфидные руды, поле Логачева (Q-опал, Au-золото, Izc- изобубанит, Sph – сфалерит); 6 – донные минерализованные илы

вых смесей, но и самостоятельных кристаллических фаз большинства сульфидных минералов и золота. Возможность такой обстановки доказана мировым сообществом при изучении рудных месторождений, формирующихся на дне океанов с участием черных и белых курильшиков. Примеры полнокристаллических массивных сульфидных руд, поднятых драгами с геотермального поля Семенова Российской экспедицией частично показаны на рисунке 7-4 и 7-5. Китайская океанографическая экспедиция по возвращении из рейса в 2011 году доложила Правительству об открытии 28 новых рудных месторождений на дне Атлантического и Индийского океанов, что свидетельствует об изобилии минеральных гидротермальных полей на дне Мирового океана. Исходя из принципа подобия, можно предположить, что если морские геотермальные минерализованные площади формируются на дне океанов сейчас, то почему им бы не быть и в Кембрии. Тогда и кора была тоньше и мантия (основной источник золота и ртути) была разогрета сильнее.

Б. Возраст Кварцитогорского месторождения по разным оценкам колеблется от 450 до 500 млн. лет. За это время оно испытало энное количество разного рода тектонических деформаций, перепадов температурного градиента, давлений. Можно перечислить лишь те эпизоды, которые

очевидны: погребение более молодыми осадками, мощность которых измеряется километрами, диagenез и зеленосланцевый метаморфизм, аккреция островодужных структур, которая всегда сопровождается коллизионными процессами и подъемом геотермального градиента, внедрение крыккудукского батолита, с которым, опять же, связано появление в коре горячих площадей и стрессов орогенического характера и т.д. Все это время месторождение преобразовывалось, отходя от своего первоначального образа. То, что мы сейчас наблюдаем в рудном теле № 1, это лишь фрагмент первичного облика, сохранившийся до наших дней. Выше упоминалось, что сферолитовый пирит-марказит и скелетный арсенопирит при образовании в закалочном режиме находились в метамиктном состоянии. По количеству даже то, что от него сохранилось сейчас, на порядок превышает количество остальных рудных минералов. Преобразование месторождения заключалось прежде всего в преобразовании метастабильных форм сульфидов в невариантные формы, т.е., кристаллические минералы и их срастания. Этот процесс сопровождался освобождением нано- и микровключений и выходом их во внешнюю среду, где они формировали собственные кристаллические формы, иными словами, формировали наблюдаемые ныне состав и структуры рудных тел. На рис. 5 наглядно демон-

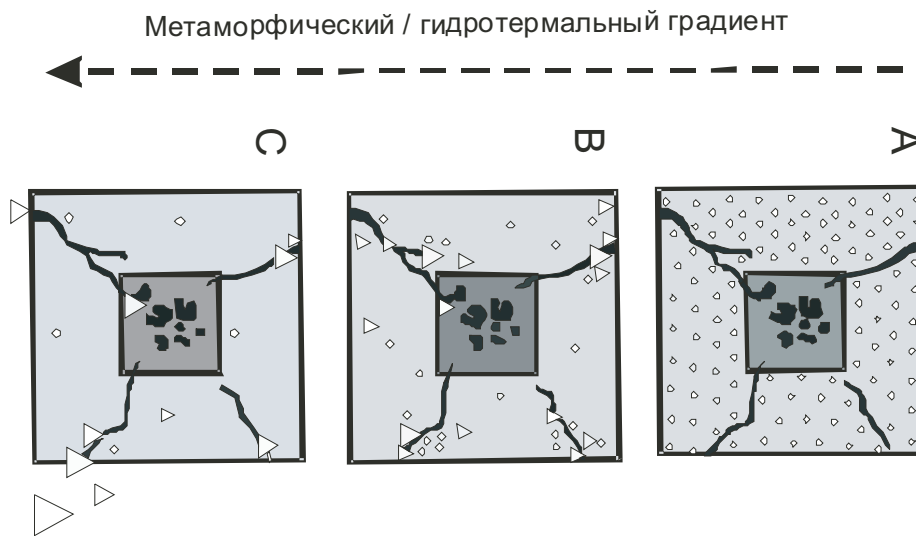


Рис. 8. Схематическая диаграмма, иллюстрирующая перераспределение и концентрирование невидимого золота в сульфидных / арсенидных минералах в Богосу-Престе золоторудном районе Ганы [8]: А – твердый раствор невидимого золота и сульфидных / арсенидных минералах; В – перераспределение и концентрирование коллоидного и микрокристаллического золота в трещинах и микропустотах; С – миграция золота за пределы сульфидного / арсенидного минерала.

стрирует сказанное, а схема, показанная на рис. 8, объясняет как происходило такое преобразование.

Подводя итог, укажем, что мы рассматриваем минералогические парагенезисы рудных тел (прежде всего I и IV) как итог нескольких процессов, из которых два являются доминирующими: образование на морском дне рудных залежей из кремнисто-сульфидных высокотемпературных гелей и преобразование этих рудных залежей под воздействием внешних факторов в течение 500 или более млн. лет.

3. Главной особенностью Кварцитогорского месторождения, отличающей его от всех остальных золоторудных объектов региона, является высокое содержание ртути. При разведке 1972-1985 гг. в рудных телах ниже горизонта 300 м (IV рудное тело) и 380 м (I рудное тело) были подсчитаны запасы золота 22855 кг при среднем содержании 5,7 г/т, а ртути 23300 кг при среднем содержании 5,1 г/т. При этом среднее содержание кремнезема определено в руде 67,44% (I рудное тело) и 80,4% (IV рудное тело). Кремнекислый состав руд и обильные тонкие прожилки зернистого кварца альпийского типа привели разведчиков к выводу, что месторождение образовано вследствие березитизации фтанитов под воздействием массивов крыккудукского комплекса, обнажающихся вблизи. Но первичные ореолы ртути опровергают это: на аксуйском рудном поле целиком расположенном в крыккудук-

ском комплексе и изобилующем золотоносными кварцевыми жилами, ртути почти на два порядка меньше, чем на поверхности Кварцитогорского месторождения (рис. 9). Кроме того, из рисунка не ясно, гранитоиды обогащаются ртутью за счет аксуйской свиты, или свита обогащается за счет гранитоидов. Первая версия более убедительна, учитывая полукольцевое размещение ореолов ртути в эндоконтакте массива.

Данные по распределению ртути на Кварцитогорском месторождении указывают на то, что ртуть не являлась проходящим металлом. Поток ее происходил постоянно и одновременно с рудным процессом, при котором формировалось месторождение. Анализ первичных поверхностных и подземных ореолов рассеяния ртути, выполненный Э.М. Спиридоновым (1983 г.), выводит на такую закономерность: **максимальные содержание ртути в балансовых рудах – сотни и первые тысячи г/т, то же в забалансовых рудах – десятки и первые сотни г/т, то же во вмещающих породах – единицы и первые десятки г/т.** Эта закономерность прямо указывает нам на то, что ртуть входила в состав сложного рудного флюида и являлась попутчиком золота.

Известно, что ртуть имеет не коровое происхождение и крыккудукский комплекс, сложенный на 95-98% гранитоидами, не может быть причиной заражения руд кварцитогорского месторождения этим металлом. Ртуть поступает в литосферу из мантии в результате ее дегазации.

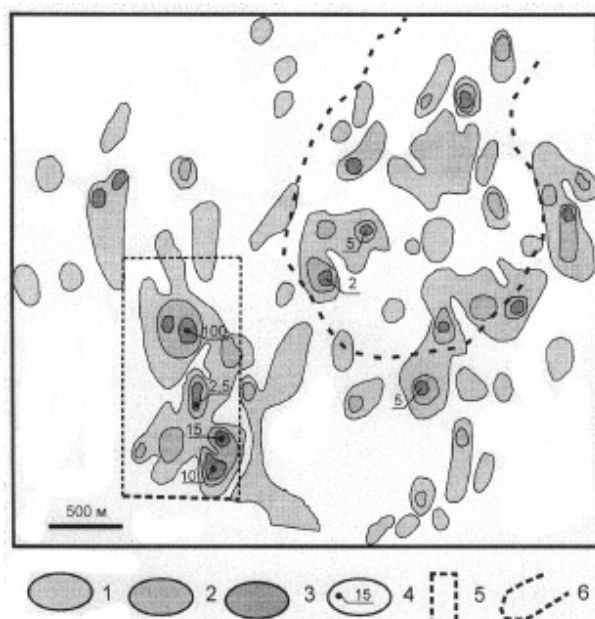


Рис. 9. Первичные ореолы рассеивания ртути на Аксуйском и Кварцитогорском рудных полях. 1–4 – содержание ртути в г/т: 1 – 0.03-0.05; 2 – 0.3; 3 – 1; 4 – более 1 г/т (цифры указаны на чертеже); 5 – Кварцитовые Горки; 6 – Аксуйское рудное поле (Филиппев М.П и др., 1985ф)

Это – так называемое, ртутное дыхание Земли. Также известно, что основными проводниками потоков ртути из мантии в кору и в атмосферу являются вулканы и рифты Земли. В Кварцитогорском месторождении соединились два признака, удачно дополняющих друг друга: аномально высокий фон ртути и графитистый состав фтанитов. Последние формируются на абиссальных глубинах океанов и поверхностная органика не может быть причиной их графитистого состава. Более того, как свидетельствует наука, поверхностной органики в Кембрии не существовало вовсе. А вот вулканы и рифты поставляют в океан в составе сложных флюидов и ртуть и метан. Метан усваивается бактериями, которые на основе метанотрофного синтеза формируют органические пищевые цепочки [8]. Отмирая, бактерии и планктон, обогащают илы углеродом. Следует также указать, что мантия Земли является неистощимым источником также и золота.

4. Важным свидетельством стратиформного генезиса Кварцитогорского месторождения является отсутствие зональности в рудных телах. В эндогенных месторождениях такая зональность присутствует практически всегда. Причины ее возникновения следующие: существование градиента по температуре и давлению, разные кон-

центрации и разная подвижность металлов. В результате появляются полиметалльные телескопированные вертикальные первичные ореолы протяженностью сотни метров. В качестве примера можно указать на вертикальную зональность золото-медно-порфирирового месторождения Нурказган в Казахстане.

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



Рис. 10. Простейшая из возможных моделей схема формирования Кварцитогорского месторождения

объясняющих генезис вулканогенно-осадочных месторождений.

Таким образом:

1. Приведена новая, стратиформная, модель формирования Кварцитогорского месторождения в Степнякском синклиории.

2. Она, в отличие от эндогенной модели, более конкретно определяет основные принципы поиска золото-колчеданного оруденения в регионе. Они могут быть сведены к таким поисковым критериям: а) позиция в стратиграфической шкале – Кембрий, наиболее вероятно средний Кембрий; б) геодинамическая обстановка – паузы в вулканической деятельности, способствующие накоплению хемогенных кремнистых или глинисто-кремнистых комплексов в сочетании с вулканогенным гидротермальным минерализованным флюидом. Именно в такие паузы происходит концентрированное накопление рудных илов; в) тип вулканизма – смешанный мантийно-коровый с большим участием мантийных магм и туфов; г) первичны признаки месторождения: массовое распространение вулканогенно-осадочного марказита и пирита со следами формирования из коллоидных рудно-кремнистых смесей; д) первичные ореолы рассеивания ртути, золота и мышьяка.

3. Авторы статьи отмечают большой объем фактического материала, наработанный М.П.Филиппевым и Э.М.Спиридоновым в процессе разведки и изучения Кварцитогорского месторождения, который использован нами, однако, для защиты иной, стратиформной, версии месторождения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Жаутиков Т.М., Мауленов А.М. Типы стратиформного золотого оруденения в Казахстане // Известия АН КазССР. Серия геологическая. 1985.- № 5.- С.81-87.
2. Ермолов П.В., Москаленко А.И. Сидоренко И.С. Золоторудные и медно-порфировые уровни в Центральном Казахстане // Известия НАН РК. Серия геологическая. 2007.- № 3.- С.41-59.
3. Сыромятников Н.Г., Изотопно-свинцовый и радиометрический методы при поисках и оценки масштаба рудных месторождений Казахстана // Геология Казахстана, 2002. - №3, - С.20-39.
4. Batuev B. N., Krotov A. G., Marcov V. F., Krasnov S. G., Cherkashev G. A. and Lisitsin Y. D., Massive sulfide deposits discovered at 14°45' N, Mid-Atlantic Ridge, // BRIDGE Newsletter, 6, 6-10, 1994.
5. Богданов Ю. А., Гурвич Е. Г., Леин А. Ю., Сагалевич А. М., Новиков Г. В., Пересыпкин В. И., Бортников Н. С., Викентьев И. В. Гидротермальные рудопроявления полей Логачева и Рэйбоу (Срединно-океанический хребет- новый тип гидротермальных отложений океанических рифтов // Российский журнал наук о Земле. Т.2, № 4, 2000.
6. Минералы. Арсенопирит. - М.: АН СССР, - 1996.- Т. 1: - С.309-315.
7. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания // Изд. Иностранной литературы, М., 1962, С.1120.
8. Mumin A.H., Fleet M.E., Chryssoulis S.L. Goldmineralization in As-rich mesothermal gold ores of the Bogosu-Prestea mining district of the Ashanti Gold Belt, Ghana: remobilization of "invisible" gold // Mineral Deposita.- 1994.- V. 29.- P.445-460.
9. Леин А.Ю., Москалев Л.И., Богданов Ю.А., Сагалевич А.М. Гидротермальные системы океана и жизнь. Природа, 2000, № 5.- С.6; http://vivovoco.rsl.ru/VV/JOURNAL/Nature/05_00/05_47-55.HTM

УДК 556.3(574.5)

А.К. ДЖАКЕЛОВ¹, Г.О. БАЗАРБАЕВА²

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ЗАИЛИЙСКОГО АЛАТАУ

Жер асты суларының Іле Алатауының таулы аудандары шегінде, жазық-ойпандарда, әртүрлі геологиялық-құрылымдарда пайда болу ерекшеліктерін зерттеу нәтижесінде жер асты сулары қорының көп мөлшерде жиналатын жерлерінің ерекшеліктері табылып, жаңа заңдылықтар ашылды. Ойпатта таралған жер асты суларының қорын толықтыруда тау беткейінен теренмен келіп жатқан су ағындарының ролі анықталды. Жүргізілген жұмыстардың арқасында Іле Алатауы тау беткейінде теренде пайда болатын жер асты су ағындарын зерттеудің жаңа ғылыми-әдістемесі жасалды.

Была изучена водоносность горных пород, распространенных в пределах Заилийского Алатау. Установлено, что обводненность литифицированных, глубоко метаморфизованных комплексов, слагающих хребет, связана с верхней зоной регионального их выветривания и с тектоническими нарушениями, секущими хребет в разных направлениях. Получены дополнительные материалы по расходному режиму родников, горных рек, выпадающих атмосферных осадков и температурным условиям горной территории.

На основе этих и других материалов был сделан анализ естественно-природных и гидрогеологических условий Заилийского Алатау. Дана характеристика всем водоносным комплексам и горизонтам, распространенным в его пределах.

It has been studied water bearing the rock s extended within Zailiysky Ala Tau. It is established, that water cut lithified, it is deep metamorphism the complexes composing a ridge, it is connected with the top zone of their regional aeration and with tectonic infringements, secants a ridge in different directions. Additional materials on an account mode of springs, the mountain rivers, a dropping out atmospheric precipitation and temperature conditions of mountain territory are received.

On the basis of these and other materials the analysis of is natural-natural and hydro-geological conditions of Zailiysky Ala Tau has been made. The characteristic on all water bearing is given complexes and the horizons extended in its limits.

Условия формирования ресурсов подземных вод горноскладчатых областей Тянь-Шанского орогенного пояса рассматривались в ряде трудов известных ученых. По их мнению, хорошая раскрытость гидрогеологических структур, интенсивная трещиноватость горных пород, обилие выпадающих осадков создают весьма благоприятные условия для восполнения ресурсов подземных вод. Что же касается Заилийского Алатау, то он, как и другие высокогорные области Северного Тянь-Шаня, рассматривается как зона интенсивного формирования поверхностного и подземного стока. При этом подчеркивается, что размеры формирующихся подземных вод находятся почти в прямой зависимости от высоты горного сооружения, величины выпадающих атмосферных осадков.

По нашим материалам на северном склоне Заилийского Алатау по условиям формирования подземных вод выделяются 3 участка. П е р в ы й занимает наиболее возвышенную центральную

часть хребта с высотами 3200–4000 м и более, т.е. совпадает с контуром гляциально-нивального его пояса. Общая протяженность участка около 150 км, площадь примерно 1000 км². Более половины этой территории (порядка 65%) располагается в центральной части хребта (верховья бассейнов рек Малая Алматинка, Талгар и Иссык), где ширина участка достигает 12–22 км; на западном и восточном флангах она не превышает 1,5–2 км. Отличительной особенностью участка является развитие в центральной его части ледников (300 км²) и вокруг них вечной мерзлоты (721,0 км²) (табл. 1).

Мощность последней возрастает по мере увеличения отметок горной территории. Так, на высотах 3100 м она достигает 60 м, 3500 – около 130–140 м, 4000 – больше 200 м. Приведенные данные дают полное основание для утверждений, что здесь из-за глубокого промерзания недр, трещины верхней выветрелой зоны горных пород заполнены льдом, что определяет их водонепрони-

^{1,2} Казахстан, 050010. г. Алматы, ул. Ч. Валиханова, 94. Институт гидрогеологии и геоэкологии им. У.М. Ахмедсафина.

Таблица 1. Распределение площадей (ледниковой и вечной мерзлоты) по бассейнам рек северного склона Заилийского Алатау

№№ п/п	Бассейны рек	Общая площадь гляциально-нивального пояса, км ²	В том числе	
			Площадь ледников, км ²	Площадь вечной мерзлоты, км ²
1	Узынкаргалы	88	12,4	75,6
2	Чемолган	28	2,1	25,9
3	Каскелен	99	12,4	86,6
4	Аксай	69	15,7	53,3
5	Каргалинка	16,5	4,9	11,6
6	Большая Алматинка	143	31,6	111,4
7	Малая Алматинка	28,6	11,4	17,2
8	Талгар	245,5	117,4	128,1
9	Иссык	127,0	53,0	74,0
10	Тургень	176,5	39,5	137,0
Итого	1021,1	300,4	720,7	

Таблица 2. Средний многолетний сток рек северного склона Заилийского Алатау

№ бас- сейна	Река, пункт	Водосбор		Расход реки, м ³ /с	В том числе			
		F, км ²	H ср., м		м ³ /с	Ледниковое питание	м ³ /с	Подземное питание
						% от общего расхода реки		% от общего расхода реки
1	Узынкаргалы, п. Фабричный	344	2590	3,55	0,35	9,9	3,2	90,1
2	Чемолган, с. Чемолган	139	2450	1,30	0,06	4,6	1,24	95,4
3	Каскелен, с. Каскелен	290	2680	4,10	0,29	7,1	3,81	92,9
4	Аксай, 2 км выше кордона	136	2930	2,33	0,42	18,5	1,90	81,5
5	Каргалинка, к-з им. Чапаева	44,9	2770	0,62	0,12	19,3	0,50	80,6
6	Б. Алматинка, 2 км ниже устья р. Тересбутак	280	2990	5,25	1,16	22,3	4,08	77,7
7	М. Алматинка, г. Алма-Ата	118	2560	2,30	0,39	16,9	1,91	83,1
8	Талгар, г. Талгар	444	3260	10,4	3,72	35,8	6,67	64,2
9	Иссык, 5 км ниже озера	256	2990	4,98	1,61	32,3	3,4	67,7
10	Тургень, с. Тургень	614	2750	7,18	1,06	14,7	6,1	85,3
Итого				42,0	9,2	22	32,8	78

цаемость. В отмеченных условиях, образовавшаяся за счет таяния снега влага не может просочиться в грунт, а скатывается вниз по горному склону и лишь вне зоны вечной мерзлоты, т.е. за пределами рассматриваемого участка, в среднегорной зоне участвует в восполнении ресурсов подземных вод. Что же касается ледников, занимающих центральную часть участка, то образующаяся за счет их таяния влага в самое жаркое время года целиком идет на формирование поверхностного стока. Доля их в общем водном балансе горных рек составляет 22% (табл. 1, 2).

Приведенные данные являются свидетельством того, что высокогорная зона Заилийского Алатау, вопреки утверждениям исследователей,

не благоприятна для формирования неглубоко-залегающих трещинно-грунтовых вод. Но это не исключает возможности циркуляции в её пределах подземных вод в глубокозалеженных тектонических нарушениях. Основанием для такого суждения является трансформный характер разломов, т.е. они пересекают не только поднятия или высокогорную зону хребта, но и среднегорную (горсты и грабены), где на более низких отметках тектонические нарушения могут пополняться за счет трещинно-грунтовых вод из зоны регионального выветривания горных пород.

Указанные взаимоотношения тектонических нарушений с верхней регионально выветрелой зоной горных пород определяют особые условия

Таблица 3. Сток с гляциально-нивального пояса Заилийского Алатау

№№ п/п	Река	Общая площадь, км ²	Общий сток гляциаль- нонивального пояса, м ³ /с	В том числе					
				Ледниковый (поверхностный) сток			Сток нивального пояса (зоны вечной мерзлоты), стекающий в среднегорную зону		
				Пло- щадь, км ²	Сток, м ³ /с	Мо- дуль, л/скм ²	Пло- щадь, км ²	Сток, м ³ /с	Мо- дуль, л/с км ²
1	Узынкаргалы	88,0	1,84	12,4	0,35	28,1	75,6	1,49	19,7
2	Чемолган	28,1	0,62	2,1	0,06	28,5	26,0	0,56	21,7
3	Каскелен	99,0	1,35	12,4	0,29	23,2	86,6	1,06	12,2
4	Аксай	69,0	1,65	15,7	0,43	27,0	53,3	1,22	22,9
5	Каргалинка	16,5	0,31	4,0	0,12	25,1	12,5	0,19	15,2
6	Б.Алматинка	142,9	3,40	31,6	1,17	36,8	111,3	2,23	20,0
7	М.Алматинка	28,6	0,98	11,4	0,39	33,9	17,2	0,59	34,3
8	Талгар	245,5	7,60	117,4	3,72	31,7	128,1	3,88	30,2
9	Иссык	127,0	3,84	53,0	1,60	30,1	74,0	2,24	30,2
10	Тургень	176,5	3,74	39,5	1,06	26,8	137,0	2,68	19,7
	Итого	1021,0	25,33		9,2			16,14	

формирования подземных вод. Прежде всего, гляциально-нивальный пояс Заилийского Алатау в условиях отсутствия питания сверху может рассматриваться лишь как зона транзита подземных вод. Данное обстоятельство, с учетом более низкого положения областей, где происходит интенсивное питание подземных вод, дает повод для утверждений, что в гляциально-нивальном поясе Заилийского Алатау уровень подземных вод должен находиться довольно глубоко: от 600-800 м до 1000 м и более. Еще одно важное обстоятельство – весьма активное движение подземных вод, обусловленное не только сильной раздробленностью горных пород в зонах тектонических нарушений, а главным образом, большим уклоном горного склона с юга, юго-запада на север, северо-восток. Все указанное, несмотря на отсутствие непосредственного питания подземных вод в гляциально-нивальном поясе, определяет весьма активные условия водообмена в его пределах, соответственно, очень малую обогащенность вод солями и низкую их температуру.

В т о р о й у ч а с т о к выделяется ниже границы вечной мерзлоты, в промежутке между ней и нижней предгорной ступенью. В отличие от криогенной зоны, здесь температура воздуха в течение всего лета положительная. Поэтому для него характерно только сезонное промерзание почво-грунтов, которое исчезает во второй половине весны. Другой важной особенностью участка является покрытость горного

склона маломощной каменистой почвой, характеризующейся довольно высокими фильтрационными параметрами. По результатам опытных наливов скорость фильтрации воды в данной зоне в среднем составляет от 8 до 12 мм/мин или 11-17 м/сут. Базируясь на этих и других материалах, ряд исследователей отмечают, что показатели фильтрационной способности естественной поверхности склонов в Заилийском Алатау значительно превосходят максимальную интенсивность водообразования при весеннем снеготаянии, а также в периоды выпадения обильных жидких осадков. При этом подчеркивается, что на склонах ни весной, ни летом не отмечается передвижение влаги, что свидетельствует о полном её поглощении. Этому благоприятствует не только каменистая почва, залегающая сверху, но и высокая трещиноватость подстилающих коренных пород.

Отмеченные особенности рассматриваемого участка Заилийского Алатау являются свидетельством весьма благоприятных условий для просачивания в недра не только атмосферных осадков, выпадающих непосредственно в среднегорной зоне, но и обильной влаги, перетекающей по горному склону из вышерасположенной криогенной зоны. Величина последней, судя по количеству выпадающих осадков (более 1000мм в год) непосредственно в среднегорной полосе и вод перетекающих из криогенной зоны хребта, довольно большая. Об этом наглядно свидетельствуют

Таблица 4. Изменение поверхностного и подземного стока по реке Малая Алматинка на северном склоне Заилийского Алатау

№№ п/п	Гидропост	Водосборный бассейн			Расход, м ³ /сек				Соотношение подземного стока к стообр. осадкам, %	
		F, км ²	Н _{ср.взв.} Нпоста «М»	Прирост площади между постами, км ²	Среднегодовой	В т.ч. подземный сток	Прирост подзе-много стока между постами	Модуль подземного стока л/с км ² -мм		
1	Мынжилки	21,0	3660	21,0	0,31	нет	нет			
2	Туюксу (альпинистская база)	28,0	2900	7,0	0,88	0,39	0,39	55,5	865	203,2
3	Выше устья р.Сарысай	35,2	2500	7,2	1,10	0,59	0,20	27,7	550	155,7
4	Гидрообсерватория	61,7	2000	26,5	1,62	0,98	0,39	14,8	330	141,2
	Город Алматы	118,0	1500	56,3	2,26	1,32	0,34	6,0	160	118,1
			1175					189		



Рис. 1. Схематический гидрогеологический разрез Заилийского Алатау и прилегающих горных и предгорных районов

1 - валунно-галечники; 2 - пески; 3 - песчаники; 4 - суглинки; 5 - глины; 6 - интрузивные породы; 7 - конгломераты; 8 - туфы; 9 - трещинно-грунтовые воды верхней зоны регионального выветривания горных пород; 10 - многолетнемерзлые породы криогенной зоны; 11 - предполагаемая граница раздела холодных и теплых подземных вод в разрезе горной территории: А - зоны интенсивной, Б - умеренной их циркуляции; 12 - тектонические нарушения

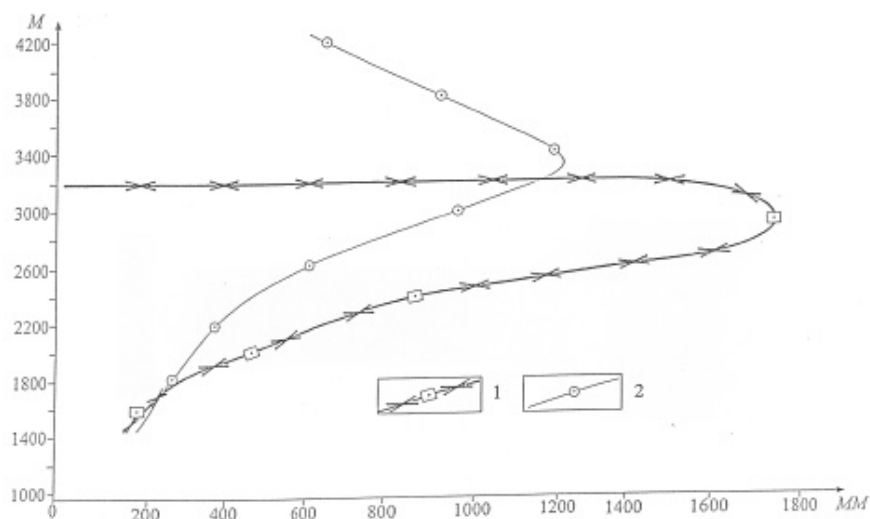


Рис. 2. Изменения подземного стока и стокообразующих атмосферных осадков по высоте в бассейне р. Малая Алматинка

1 - подземный сток в реки; 2 - стокообразующие атмосферные осадки

данные по выклиниванию подземных вод в русле р.М.Алматинки (табл. 4). Исходя из этих данных, можно сказать, что только на данном участке происходит интенсивное накопление подземных вод, а не повсеместно, как утверждалось ранее. [1–6 и др.].

В то же время нельзя не подчеркнуть и другое важное обстоятельство. Например, реки в среднегорной полосе практически не получают прямого снегового или дождевого питания. Последнее осуществляется только путем подземной фильтрации влаги на горных склонах. Таким образом, в формировании речного стока в Заилийском Алатау, участвуют два источника — ледниковый сток, притекающий поверхностным путем из гляциального пояса в самое жаркое время года и подземный сток, движущийся в недрах среднегорной полосы и притекающий в русловую часть рек с огромным запозданием. Несмотря на это, доля подземного стока, участвующего в формировании речного, значительно превалирует над ледниковым (табл. 2).

Обработка многолетних данных по стоку р. М.Алматинка показала крайне неравномерное распределение подземного стока даже в относительно узкой среднегорной полосе северного склона Заилийского Алатау (табл. 4, рис. 2). Так, наибольший модуль подземного стока (55л/сек с км²) или в два раза больше стокообразующих осадков приходится на высотную зону от 3200 до 2500 м, прилегающую к криогенной зоне.

Ниже этой зоны, на высотах 2500-2000 м подземное питание реки составляет 27,7 л/сек на км² ее бассейна, или в полтора раза больше осадков, выпадающих на данной территории. Примерно такая же картина наблюдается и в интервале высот 2500-1750 м. При величине стокообразующих осадков 330мм, подземное питание реки превышает 460 мм. Лишь в самой нижней зоне, на отметках 1750-1175м грунтовое питание балансируется со стокообразующими атмосферными осадками. Аналогичная закономерность распределения подземного стока может быть характерной для всего северного склона Заилийского Алатау.

Общая величина разгружающихся подземных вод в руслах рек, стекающих со всего северного склона Заилийского Алатау, составляет 32,8 м³/сек или 78,2% от общего поверхностного стока (табл. 2). Эти данные весьма убедительно подтверждают сказанное выше, что только на втором участке, т.е. в среднегорной зоне, расположенной между гляциально-нивальным поясом и нижней предгорной ступенью, происходит интенсивное питание подземных вод.

Третий участок выделяется южнее рассматриваемой территории, т.е. в пределах нижней предгорной ступени, на которой древний пенеплен на большей части перекрыт неогеновыми и четвертичными отложениями. Благодаря глинистому разрезу, выпадающие на данной территории атмосферные осадки, не достигают литифицированных пород, отличающихся высокой

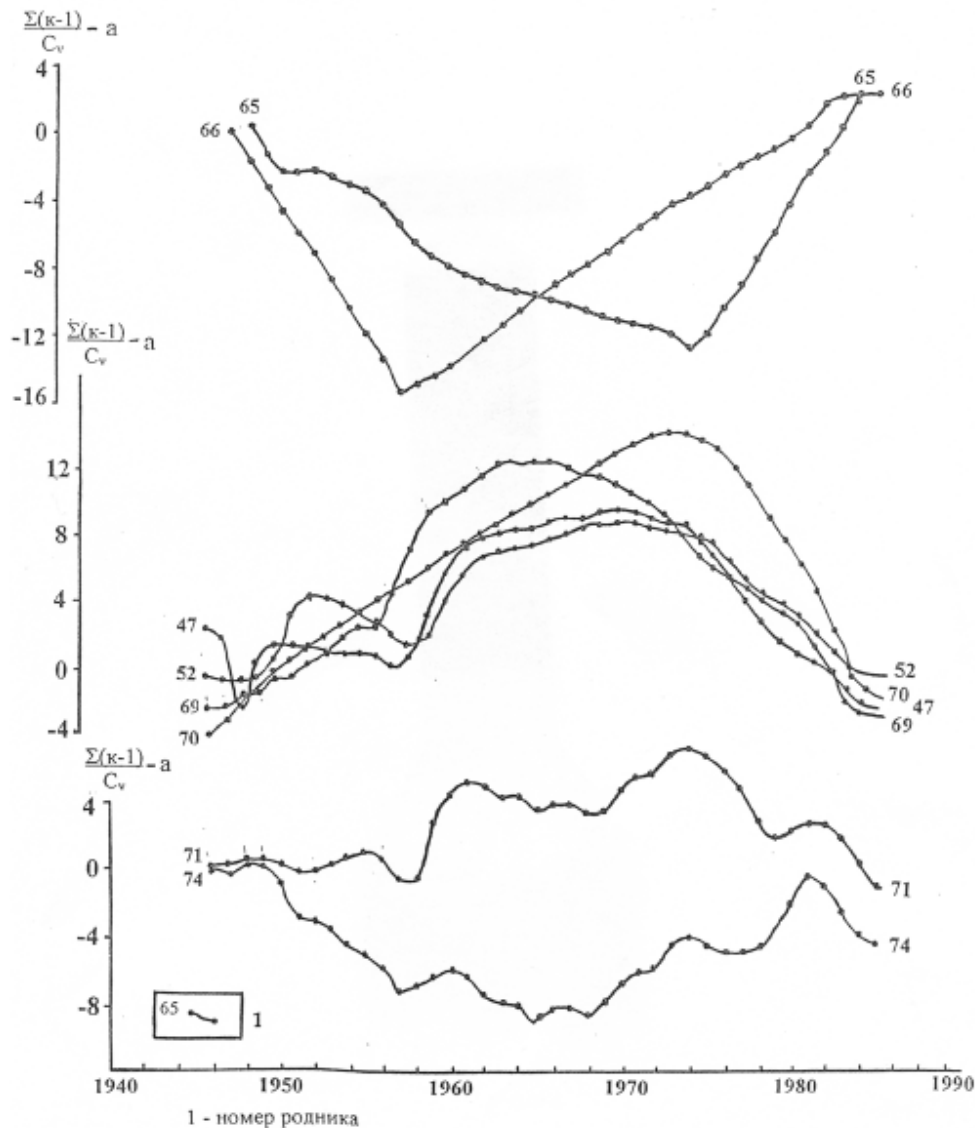


Рис. 3. Разностно-интегральные кривые расходного режима родников северного склона Заилийского Алатау

дислоцированностью. В то же время нельзя не подчеркнуть, что предгорная ступень находится между двумя крупнейшими разломами: Заилийским и Алматинским.

Заилийский разлом представляет глубинную тектоническую зону шириной до 4 км, ограничивает предгорную ступень с юга. Алматинский разлом проходит параллельно Заилийскому, ограничивает предгорную ступень с севера. Ширина его на разных участках разная и составляет от 2 до 5 км. Расстояние между ними довольно близкое. С учетом этого, ряд исследователей считают целесообразным причленить Алматинский разлом к Заилийскому. Такой характер взаимоотношений двух крупных разломов определяет силь-

ную раздробленность пород в пределах предгорной ступени (прилавок). Отмеченное с гидрогеологических позиций имеет исключительное значение. Наличие многочисленных глубокозаложённых разрывов, пересекающих данную зону, определяет наилучшие условия для свободного перемещения глубокого подземного стока со стороны Заилийского Алатау в пределы Илийского артезианского бассейна.

Изложенное подтверждается также данными режимных наблюдений по родникам, выклинивающимся на северном склоне хребта. Составленные разностно-интегральные кривые их режима позволили выделить 2 группы родников. К первой относятся родники, расходный режим

которых в многолетнем разрезе (с 1946 по 1985 гг.) практически идентичен с режимом выпадающих атмосферных осадков, что является четким доказательством того, что подземные воды верхней зоны трещиноватых пород здесь получают непосредственное питание за счет инфильтрующихся атмосферных осадков (род. 71,74, рис. 3).

Вторая группа родников тяготеет к зонам тектонических нарушений, протягивающихся с юго-запада на северо-восток. Отличительной чертой их режима является полное несовпадение характера интегральных кривых с таковыми по атмосферным осадкам. По отдельным из них инерционность многоводного или маловодного цикла по сравнению с атмосферными осадками достигает 54-63 лет (род. 70, 69). Такой характер расходного режима подземных вод в пределах Заилийского Алатау установлен впервые. Он, прежде всего, является свидетельством значительной удаленности областей питания подземных вод от мест их выклинивания. В то же время приуроченность родников к разломам северо-восточного простирания показывает, что заключенные в них подземные воды ничего общего с подземными водами верхней зоны регионального выветривания горных пород не имеют. Из данного факта появляется довольно уверенное предположение, что эти разломы глубинного заложения, направленные под острым углом к краевой зоне, являются теми «загадочными» путями транспортировки глубокого подземного стока из пределов Заилийского Алатау в сторону глубоководной Алматинской впадины. Об этом же говорилось ранее при рассмотрении условий питания подземных вод трансформных разломов, проходящих через высокогорную зону хребта.

Тщательный анализ материалов позволил отнести к этой же группе еще два родника 65 и 66, резко отличающихся по характеру интегральных кривых. Например, инерционность наступления многоводной фазы в режиме родника 65 по сравнению с родником 66 составляет 15 лет (рис. 3). Данный факт не привлек бы столь пристального внимания, если бы родник 65 находился гипсометрически ниже. На самом деле он располагается выше по горному склону на расстоянии 1250 м от родника 66. На первый взгляд отме-

ченное является парадоксальным. Получается так, что в роднике 66, расположенном гипсометрически ниже по направлению движения подземных вод, увеличение расхода начинается на 15 лет раньше, чем в роднике, находящемся выше по горному склону. Указанный факт является свидетельством того, что рассматриваемые родники каптируют подземные воды разных тектонических нарушений. Кроме того, указанное может служить доказательством того, что родники вытекают не из трещинно-грунтовых вод, а из глубокозаложенных тектонических нарушений северо-восточного простирания, представляющих главные артерии передвижения глубокого подземного стока.

Затронутые выше вопросы о связи родников с глубокозаложенными тектоническими нарушениями имеют важное значение не только в теоретическом и методическом отношении, но и в практическом. Именно достоверная количественная оценка глубокого подземного стока позволит существенно нарастить как естественные, так и эксплуатационные ресурсы подземных вод горных и предгорных районов, где потребность в доброкачественных источниках водоснабжения постоянно растет.

ЛИТЕРАТУРА

- 1 Ресурсы поверхностных вод СССР. Т.13, вып.2. Бассейн оз.Балхаш. Л., Гидрометеиздат, 1970, с.9-32.
- 2 Черкасов П.А. Эволюция внешнего массообмена и мониторинга динамики ледниковых систем северного Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау, т.2. Рукопись, фонды ИГ МОН РК. 2000, 165 с.
- 3 Краснобородкин В.К., Гилев Ю.Н., Алексеева И.С. и др. Геологическое строение Заилийского района в пределах листов К-43-ХI, ХII; К-44-I, II, III, VII, VIII, IX (Отчет Алатауского отряда Кетменской партии по геологическому доизучению м-ба 1:200 000 за 1979-1984 г.г.). В 4-х томах. Алма-Ата, 1984. Т.1. Текст отчета, 232 с. Т.2. Текст отчета, 232 с.
- 4 Ахмедсафин У.М., Шлыгина В.Ф., Шестаков Ф.В. и др. Формирование, прогноз, управление режимом подземных вод конусов выноса. Алма-Ата, 1978, 154 с.
- 5 Формирование подземного стока на территории Казахстана. Алма-Ата, 1970, 147 с.
- 6 Шлыгина В.Ф. Подземный сток с северных склонов Заилийского Алатау и его роль в питании подземных вод конусов выноса.//Известия АН КазССР, сер. геол., 1964, №4, с.48-62.

УДК 550.34(574)

*А.В. ТИМУШ¹, Т.В. ТАРАДАЕВА²,
Н.П. СТЕПАНЕНКО³, А.Б. САДЫКОВА⁴, А. СЫДЫКОВ⁵*

СЕЙСМОГЕНЕРИРУЮЩИЕ ЗОНЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ КАЗАХСТАНА

Геофизикалық, геологиялық-тектоникалық және сейсмологиялық мәліметтердің жиынтықтары бойынша, Қазақстан аумағындағы құрылыстарға арналған жерлер мен өндірістік нысандарға ықтималды сейсмикалық әсерлердің көзі болып табылатын ықтималды жерсілкіністер ошақтарының (сейсмогенді белдемдердің) нақты және ықтималды белдемдерінің аймақтық сеймотектоникалық үлгісі жасалды. Бұл сеймотектоникалық үлгі сейсмикалық қарқындылықты детерменистік және ықтималды нұсқауларда есептеудің, сонымен қатар сейсмикалық әсерлерді жердің үдеулік шыңында болжаудың негізі болып табылады.

По комплексу геофизических, геолого-тектонических и сейсмологических данных разработана региональная сеймотектоническая модель реальных и потенциальных зон возникновения очагов землетрясений (сейсмогенерирующих зон), являющихся источником возможных сейсмических воздействий на жилые и промышленные объекты территории Казахстана. Эта сеймотектоническая модель является основой для расчетов сейсмической интенсивности в детерминистском и вероятностных вариантах, а также для прогноза сейсмических воздействий в пиковых ускорениях грунта.

On a set of geophysical, geological, tectonic and seismic data, the regional seismotectonic model of the actual and potential areas of occurrence of earthquake sources (seismogenic zones), which are the reasons of potential seismic impacts on residential and industrial projects in Kazakhstan is developed. This seismotectonic model is the basis for the calculation of seismic intensity in the deterministic and probabilistic variants, as well as for the prediction of seismic effects in the peak ground accelerations.

Сейсмичность около 30% территории Казахстана связана с областью новейшего горообразования. Наибольшей активностью за последние 125 лет характеризуется Северо-Тянь-Шаньский регион, где произошли сильнейшие землетрясения (Беловодское 1885 г. с $M=6,9$; Верненское 1887 г. с $M=7,3$; Чиликское 1889 г. с $M=8,3$; Кеминское 1911 г. с $M=8,2$; Кеминско-Чуйское 1938 г. с $M=6,9$; Жаланащ-Тюпское 1978 г. с $M=6,8$; Байсорунское 1990 г. с $M=6,3$). В Тарбагатай-Алтайском регионе они приурочены к Зайсанской зоне (1857 г. с $M=6,4$; 1990 г. с $M=6,8$); в Каратауском – связаны с Кызыл-Кумской (1929 г. с $M=6,4$; 1966 г. с $M=4,5$; 1968 г. с $M=5,1$) и Чаткало-Кураминской (Ташкентское 1868 г. и 1886 г. с $M=6,5$; 1966 г. с $M=5,5$; Пскемское 1937 г. с $M=6,5$; Пскемско-Чаткальское 1896 г. с $M=6,5$) зонами. Единичные землетрясения с $M=4,5-5,0$ происходили в Северном и Восточном Прикаспии, Центральном Казахстане и Северном Прибалхашье [8, 9].

Кроме упомянутых выше активных регионов, в Казахстане имеются обширные территории, которые относятся к числу так называемых «слабоактивных» в сеймотектоническом отношении. Это – мелкогорья и мелкосопочники Центрально-Казахстанского щита (области слабых неотектонических поднятий эпигерцинской платформы) и лежащие к югу и юго-западу от него аккумулятивные равнины Туранской плиты. Инструментальных данных о сейсмичности этих регионов пока мало, но сравнительный анализ с Русской платформой показывает, что внутриплатформенные землетрясения здесь могут быть связаны с зонами глубинных неоднородностей, разломов и ареалов медленных вертикальных современных движений.

В силу особенностей природных условий все наиболее промышленно развитые и густонаселенные районы Казахстана расположены вблизи потенциально опасных сейсмогенерирующих зон с максимальной магнитудой ожидаемых земле-

¹⁻⁵ Казахстан, 050060, г. Алматы, пр. Аль-Фараби, 75а, Институт сейсмологии МОН РК, тел. 2694619, E-mail _ nstep56@mail.ru

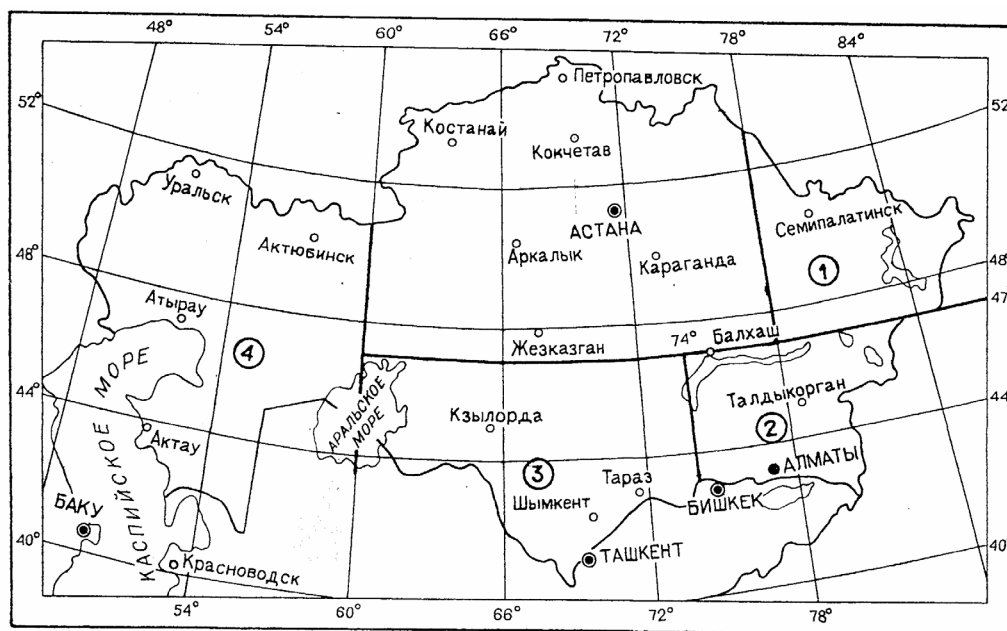


Рис. 1. Обзорная схема сейсмоопасных регионов Казахстана:
1 - Тарбагатай-Алтайский, 2 - Джунгаро-Северо-Тянь-Шаньский,
3 - Приаральско-Каратауский, 4 - Прикаспийский

трясений от 6 до 8. Эти зоны являются источниками мощных динамических воздействий на геологическую среду, а через нее – на различные строительные конструкции и на среду обитания человека. Положение усугубляется тем, что в сейсмоактивных районах Казахстана осуществляется промышленное и гражданское строительство и в связи с этим происходит интенсивный рост численности населения. С другой стороны, следует иметь в виду, что в ряде случаев именно уровень сейсмической опасности территории может определить перспективу дальнейшего развития новых промышленных районов Казахстана. Все эти обстоятельства наглядно показывают насколько актуально развитие сеймотектонических исследований для обеспечения безопасности населения, сейсмостойкого строительства и предотвращения возможного ущерба от землетрясений. Такие исследования проводились в последние годы в связи с разработкой карт детального сейсмического районирования административных областей Казахстана (Атырауской, Мангистауской, Кзылординской, Актюбинской, Алматинской, Жамбылской, Восточно-Казахстанской, Западно-Казахстанской) [22]. Обобщение материалов по сейсмоопасным регионам Казахстана (рис.1) включало следующие этапы [8, 9, 15, 20-22]:

1. Выявление особенностей глубинного строения сейсмоактивных и прилегающих к ним регионов на основе комплексных геофизических моделей с целью определения критериев типизации коры по степени сейсмической опасности, строения моделей очаговых зон сильных землетрясений и глубинного трассирования сеймогенерирующих зон (структурные схемы основных поверхностей раздела коры и чехла, схемы скоростных и плотностных параметров слоев консолидированной коры и верхней мантии, двумерные и объемные модели коры).

2. Изучение структурных особенностей консолидированного фундамента, направленности и интенсивности неотектонических движений, характера нарушенности земной коры разрывными дислокациями, распределения палеосейсмодислокаций; выявление сеймогенерирующих зон и оценки их сеймопотенциала (максимальной магнитуды ожидаемых землетрясений).

3. Выявление закономерностей пространственно-временного распределения параметров реальной сейсмичности как основы выделения зон возникновения очагов землетрясений с дифференциацией их по максимальной возможной энергии (анализ площадного и глубинного распределения очагов слабых и сильных землетрясений, макросейсмического проявления сильных

землетрясений, механизмов очагов в связи с неотектоникой, параметров графиков повторяемости землетрясений).

Таким образом, разработка перечисленных проблем составляет суть комплексного подхода к оценке сейсмической опасности любого региона, в результате которой должны быть выделены сейсмогенерирующие структуры, установлен возможный сеймопотенциал этих структур (M_{max} ожидаемых землетрясений), осуществлен прогноз максимальной интенсивности сотрясений. Данная статья является сокращенным вариантом объяснительной записки к карте сейсмогенерирующих зон земной коры Казахстана в масштабе 1: 2500000, составленной в Институте сейсмологии МОН РК авторами настоящей статьи (рис. 2). Ниже приведено краткое описание важнейших сейсмогенерирующих зон в пределах выделенных сейсмоопасных регионов.

Сейсмогенерирующие зоны как основа оценки сейсмической опасности. Тарбагатай-Алтайский регион сейсмологически слабо изучен. Поэтому оценки максимальной магнитуды возможных землетрясений здесь основаны на геологических и, главным образом, неотектонических критериях, соотношения которых с параметрами сейсмичности установлены в Джунгаро-Северо-Тянь-Шаньском регионе [11-14].

Локтевско-Караиртышская сейсмогенерирующая зона (см. рис. 2) связана с одноименным глубинным разломом, разделяющим крупные тектонические структуры консолидированного фундамента, представленные соответственно раннегерцинскими эвгеосинклинальными и позднегерцинскими геантиклинальными складчатыми и интрузивными комплексами [23]. Мощность земной коры возрастает вдоль зоны с северо-запада на юго-восток от 42 до 52 км. Мощность активной мантии на северо-западном фланге менее 10 км, а на юго-восточном — более 10 км. [17, 18]. Общая величина новейшего поднятия (H) не более 2 км, относительное смещение (h) до 0,5-1 км. Вблизи зоны происходили землетрясения с $M=5,5-6,0$, сейсмическая активность оценивается величиной $A=0,01$. По интенсивности неотектонических движений (ИНД) сейсмогенный потенциал (M_{max}) зоны оценивается неоднозначно. Так, в северо-западной части он изменяется в пределах 5,5-6,0, а по простиранию на юго-восток увеличивается до 6,5.

Иртышская сейсмогенерирующая зона приурочена к одноименному глубинному разлому, раз-

деляющему Калба-Нарымский мегасинклиниорий и Иртышскую горст-антиклиналь. Крутопадающая на северо-восток тектоническая зона представлена интенсивно смятыми зеленокаменными кристаллическими сланцами и гнейсами, разбитыми более мелкими разрывными нарушениями на систему блоко-линзовых структур. Общая мощность земной коры 42-46 км. Мощность активной мантии около 10 км, в районе г. Семипалатинска превышает 20 км. Названная зона проходит в пределах перирогенной области неотектонических поднятий, вследствие чего величина общего воздымания за новейший этап здесь не превышает 0,6 км, а суммарная ИНД (интенсивность неотектонических движений) с учетом небольших относительных смещений, не более 1,4 км. Наиболее сильное землетрясение, происшедшее вблизи зоны в 1783 году, имело магнитуду 5,9, сейсмическая активность менее 0,01. Учитывая все обстоятельства, сейсмогенный потенциал Иртышской зоны оценивается как $M_{max}=5,5$ на северо-западном фланге от Усть-Каменогорска и $M_{max}=6,0$ на юго-восточном.

Нарымская сейсмогенерирующая зона приурочена к одноименному линеamentу, хорошо выраженному в новейшей структуре региона. Восточная часть зоны находится в области повышенной (>10 км) мощности активной мантии и возрастающей с запада на восток от 44 до 55 км мощности земной коры. На востоке субширотная часть зоны режет поперек геотектонические структуры консолидированного фундамента юго-западного Алтая, включая Холзунско-Чуйский антиклиниорий, и ограничивает северное взброшенное крыло одноименной мегантиклинали. К югу от него отмечается активизация новейших тектонических движений (общее поднятие до 3 км, а относительное смещение до 2 км) и суммарная ИНД изменяется с запада на восток от 1,4 до 5 км, причем, значительные области занимают зоны с $ИНД \geq 3,5$ км. Западная часть зоны является продолжением Нарымского разлома, меняющего ориентировку с близширотной на юго-западную, и ограничивает Кокпектинско-Аягузское поперечное поднятие с юго-востока. Мощность активной мантии от 5 до 10 км; мощность земной коры около 46 км. Эта часть Нарымской сейсмогенерирующей зоны делится на несколько сегментов. Землетрясения с $M=4-5$ тяготеют к крупным разновозрастным гранитоидным интрузиям. Сегменты с вулканогенно-осадочным разрезом и отсутствием интрузий прак-

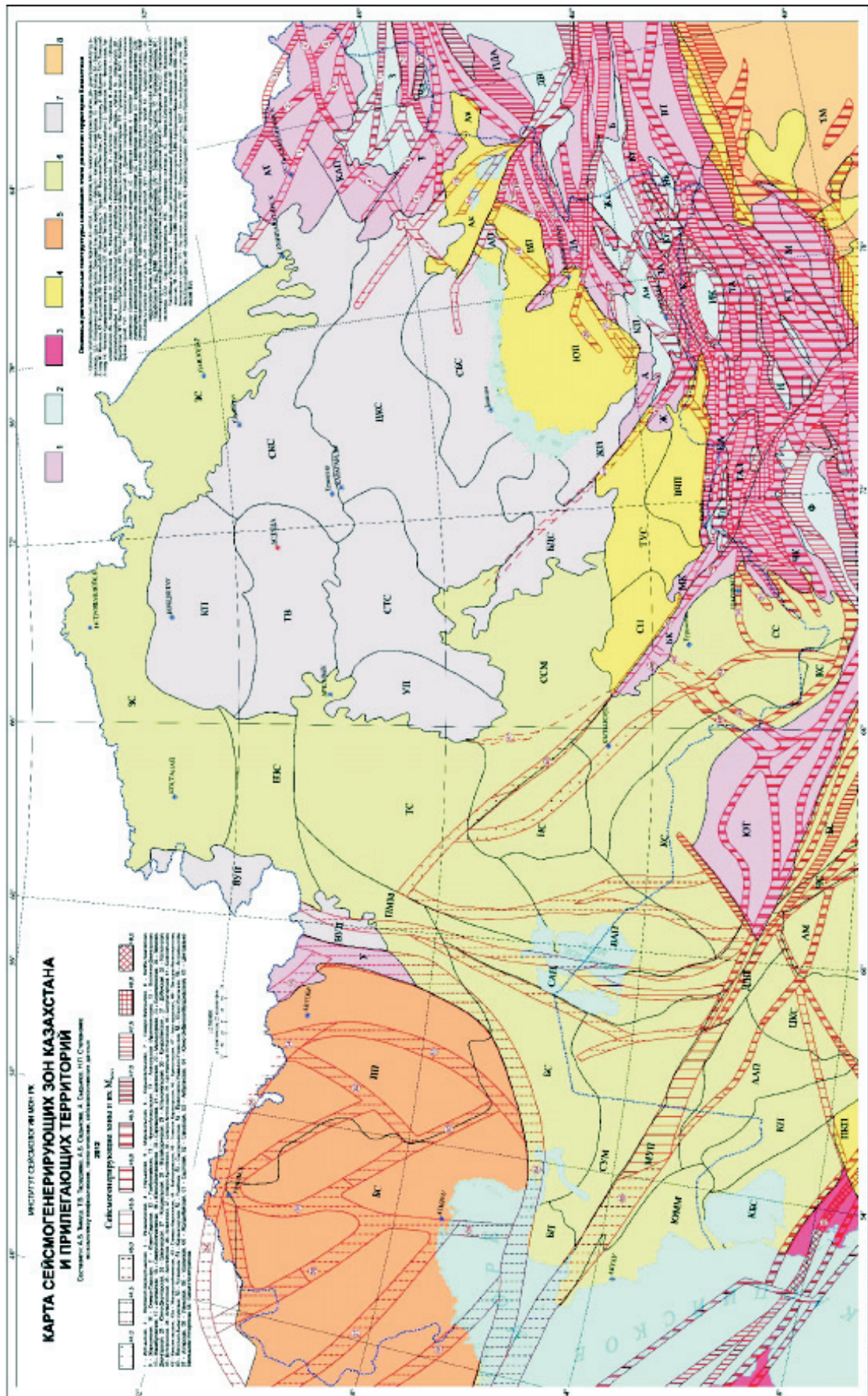


Рис. 2. Карта сейсмогенерирующих зон земной коры Казахстана

тически асейсмичны. Учитывая перечисленные сеймотектонические критерии, сейсмогенный потенциал Нарымской зоны оценивается дифференцированно. На юго-западном фланге прогнозируется $M_{max}=6,0$, а на восточном $M_{max}=7,0-7,5$. К настоящему времени максимальная сила землетрясений достигала $M=5,5-6,0$, а на территории Монголии — $M=7,0$.

Северо-Зайсанская сейсмогенерирующая зона протягивается по северному побережью Зайсанской впадины и связана с Западно-Калбинским глубинным разломом, который имеет большую протяженность, падение сместителя на СВ под углами $60-70^\circ$ (предполагается взбросо-надвиговая компонента) и трассируется зонами больших градиентов силы тяжести. Вдоль разлома картируются флишеидные и карбонатно-терригенные, вулканогенные формации и интрузивы герцинского этапа. Мощность земной коры в этом районе 46 км, активной мантии 10 км. ИНД вдоль разлома неодинакова. Амплитуда смещений возрастает с северо-запада на юго-восток и, по-видимому, максимальна (около 0,7 км) на юго-восточном фланге под чехлом кайнозойских отложений. На северо-западном фланге сейсмогенерирующей зоны имеется эпицентр с $M=6,5$, а на юго-восточном произошло Зайсанское землетрясение (1990 г.) с $M=6,9$. Учитывая перечисленные критерии, можно предположить, что сейсмогенный потенциал данной зоны не менее $M_{max}=7,0$.

Северо-Саурская сейсмогенерирующая зона окаймляет с юга Зайсанскую впадину и связана с взбросо-надвигами, дробящими кору на блоки, сочленяющиеся ступенчато как по вертикали, так и по латерали. По структурным особенностям в консолидированном фундаменте выделяются две формационные подзоны. В Северо-Саурской развиты преимущественно вулканы девона и карбона, а в Южно-Саурской — терригенные среднепалеозойские толщи; встречаются гранитные интрузивные массивы. Мощность земной коры достигает 46 км. Вся зона находится в области активной мантии мощностью 10 км. Упомянутые взбросо-надвиги принимают участие в формировании новейшей морфоструктуры региона — Северо-Саурской мегантиклинали, обладающей северной вергентностью. ИНД по ее простираению неодинакова. На западном фланге общее поднятие не превышает 2 км, а относительное смещение достигает 3 км; на восточном фланге эти характеристики равны соответственно 2-3,5

и 0,5-1,5 км. Суммарная ИНД оценивается от 3,2 до 4,8 км. Исходя из названных критериев, сейсмогенный потенциал в Северо-Саурской и Южно-Саурской зонах оценивается до $M=7,0$. До настоящего времени такие землетрясения в районе не происходили.

Южно-Саурская, Жарминская, Калба-Чингизская, Тарбагатайская, Чингиз-Алакольская, Алакольская сейсмогенерирующие зоны. Их прогнозируемая магнитуда устанавливается с учетом строения литосферы и интенсивности неотектонических движений в пределах $M=5,0-7,0$. Вблизи выделенных зон происходили землетрясения с $M=5-6$, что свидетельствует о правомочности предлагаемых прогнозов, учитывая прохождение сейсмогенных зон через периорогенные области Тарбагатай-Саянских гор, для которых характерны мощность земной коры более 46 км, а активной мантии свыше 10 км.

Джунгаро-Северо-Тянь-Шаньский регион является наиболее изученным в сейсмоактивном поясе Казахстана. Здесь проводятся детальные сейсмологические наблюдения и осуществлен широкий комплекс геофизических и сеймотектонических исследований [8, 9, 15, 20].

Восточно-Джунгарская сейсмогенерирующая зона ориентирована на северо-запад в соответствии с одноименным разломом. По ряду признаков этот разлом является одновременно глубинным сдвигом и глубинным сбросом. Движения вдоль него возобновлялись неоднократно. Мощность земной коры изменяется в пределах 46-48 км, толщина активной мантии увеличивается с северо-запада на юго-восток и в районе наибольших новейших поднятий составляет >10 км. В новейший этап этот разлом разграничивает блоки с разнонаправленными движениями. Максимальная амплитуда вертикальных перемещений (более 3,5 км) отмечается на юго-восточном фланге разлома. Многочисленные складчато-разрывные дислокации четвертичных отложений свидетельствуют о его активности вплоть до голоцена. Часть этих дислокаций имеют сеймотектоническое происхождение. Суммарная ИНД вдоль Главного Джунгарского разлома достаточно высока (3,5-5,5 км) и удерживается на этом уровне от горного устья р.Теректы до пересечения с р.Тентек. Весь комплекс данных свидетельствует о том, что отсутствие крупных сейсмических событий здесь временное (исторические сведения практически не исследованы) и максимальная магнитуда землетрясений может дости-

гать на указанном отрезке 7,0. Далее на северо-запад сейсмогенный потенциал быстро снижается, и возможная магнитуда оценивается в 6,0-5,5, а затем не более 5,0.

Западно-Джунгарская сейсмогенерирующая зона связана с глубинным разломом, который играет большую роль в формировании палеозойских структур региона. По всей этой зоне установлена значительная амплитуда горизонтального перемещения палеозойских структур (по разным оценкам 15-30 км). Совместно с Актаским разломом (Северное Прибалхашье), Западно-Джунгарский составляет единую зону протяженностью около 500 км. Большая часть сейсмогенерирующей зоны находится в области пониженной мощности (<10 км) активной мантии при толщине коры 44-46 км. Глубина проникновения деструктивной зоны в кору, судя по остаточным составляющим поля силы тяжести 2-го порядка, на северо-западном фланге не превышает 5-10 км, а на юго-восточном — сравнима с мощностью коры. Горизонтальные движения в сочетании с вертикальными происходили вдоль разлома и в течение неотектонического этапа. Они устанавливаются по смещению речных русел вдоль главного сдвига и оперяющих сбросо-сдвигов. Величина горизонтального смещения достигает 400-500 м. Суммарная интенсивность неотектонических движений (ИНД) стабильна на протяжении почти всей зоны (2-3 км) и только на северо-западном фланге в пределах Ушкаринской мегантиклинали снижается до 1,3 км. Сейсмическая активность Центрально-Джунгарского блока в районе сочленения с описываемой зоной наибольшая ($A=0,15-0,2$). Здесь отмечены землетрясения с магнитудой до 5,6. Имеются указания на возможную сейсмогравитационную природу завала, прорыв которого вызвал в 1958 году катастрофический селевой поток в районе г.Текели. В описанной сейсмогенной зоне на отрезке от Южно-Джунгарского до Саркандского разломов, по-видимому, возможны землетрясения с магнитудой от 7,0 до 5,5.

Саркандская сейсмогенерирующая зона протягивается субширотно по разлому, ограничивающему Центрально-Джунгарскую мегантиклиналь с севера. Мощность земной коры в этом районе 44-46 км, а активной мантии до 10 км. Восточный фланг сейсмогенерирующей зоны находится над глубинной деструктивной зоной в коре, проникающей до поверхности Мохо. В течение неотектонического этапа вдоль Саркандского

разлома произошли значительные перемещения эпигерцинской денудационной поверхности, максимальная амплитуда которых в районе сочленения с Алатайским разломом составляет около 3 км. В районе пересечения его с Акозекским разломом выявлены аномальные дислокации поверхности, которые, возможно, имеют сеймотектоническую природу [10]. Суммарная ИНД на протяжении всей зоны неодинакова. На отрезке от Алатайского до пересечения с Арасанским разломом она наибольшая (3,5-4,5 км), а западнее уменьшается до 2,9-1,9 км. Все эти данные дают основание предполагать здесь возможность возникновения землетрясений с максимальной магнитудой до 7,0 на восточном фланге и $M=6,5$ — на западном.

Мынчукурская сейсмогенерирующая зона связана с разломом, ограничивающим Центрально-Джунгарский блок с севера и имеющим общую протяженность около 250 км. Амплитуда смещения фундамента вдоль него уменьшается с востока на запад. На западном фланге он причленяется к Солдатсайскому разлому. Мощность земной коры вдоль Мынчукурского разлома колеблется в пределах 44-46 км, а мощность активной мантии более 10 км. Об интенсивности новейших движений свидетельствуют тектонические контакты неогеновых и четвертичных отложений с палеозойскими. Общее поднятие блока более 4 км, а смещение смежных блоков по отношению к Бороталинской впадине (КНР) превышает 6 км. Суммарная ИНД достигает 4,5-5,5 км. Весь блок, заключенный между Мынчукурским и Южно-Джунгарским разломами, характеризуется высокой сейсмической активностью ($A=0,1-0,2$). По геофизическим данным Мынчукурский разлом является поверхностным проявлением деструктивной глубинной зоны, выделенной по высокоградиентной региональной составляющей поля силы тяжести и проникающей до подошвы коры. По её простирацию отмечены очаги землетрясений с магнитудой до 5,6. Все это дает основание считать, что в Мынчукурской зоне возможно возникновение землетрясений с $M_{max}=7,0$.

Бороталинская сейсмогенерирующая зона приурочена к сближенным разломам, отделяющим Центрально-Джунгарский антиклинорий от Бороталинского синклинория. Почти на всем протяжении зоны вдоль её крыльев консолидированный фундамент представлен либо гранитными массивами, либо кристаллическими породами каледонского основания. Мощность земной

коры более 46 км на фоне утолщенной (>10 км) активной мантии. Как элемент неотектонической структуры описываемая зона связана со взбросо-надвигом, ограничивающим Борталинскую мегатиклиналию юго-восточной вергентности. Геофизическими методами она прослеживается до подошвы коры. Величина поднятия доорогенной поверхности выравнивания почти на всем протяжении зоны превышает 4 км, а величина смещения ее по отношению к находящейся в пределах КНР Бороталинской впадине составляет около 3 км. Таким образом, суммарная ИНД Бороталинской зоны достигает 7 км, что соответствует прогнозируемой магнитуде 8,0. В пределах зоны происшедшие землетрясения имеют $M=6,5$, а сейсмическая активность $A=0,1-0,2$.

Южно-Джунгарская сейсмогенерирующая зона приурочена к глубинному разлому, разделяющему Южно- и Центрально-Джунгарский блоки. Зона протягивается из КНР и далее на северо-запад уходит под кайнозойские отложения Южно-Прибалхашской впадины, расчленяясь поперечными разломами. В этом же направлении уменьшается мощность коры от 50 до 44 км и активной мантии, причем простирание деструктивной зоны совпадает с направлением зоны градиентов мощности активной мантии. Амплитуда перемещения эпигерцинской денудационной поверхности на отдельных отрезках разлома не одинакова и уменьшается с востока на северо-запад от 2 км (в пределах приподнятых блоков) до 0,8-0,5 км (под рыхлыми отложениями Южно-Прибалхашской впадины). Суммарная ИНД также изменяется в северо-западном направлении. Если вблизи Панфиловской впадины ее значения не превышают 3 км и на таком уровне остаются на территории КНР, то по простиранию в северо-западном направлении величина ИНД быстро достигает 4-5 км. По данным инструментальных наблюдений (с 1951 года) вдоль Южно-Джунгарской зоны разломов отмечены землетрясения с магнитудой 5,9-6,5, но потенциальные возможности ее по аналогии с Алматинской, видимо, значительно больше. Об этом свидетельствуют интенсивные движения новейшего этапа, выразившиеся в надвиговых перемещениях вдоль разлома и образовании, вследствие этого, приразломных складок в неогеновых отложениях, деформаций и разрывов голоценовых террас, а также установленные значения ИНД. По всему комплексу имеющихся данных на восточном фланге Южно-Джунгарской зоны максимальная магни-

туда предполагается в пределах 7,0-8,0, а к северо-западу снижается сначала до 6,5, а затем (в пределах Южно-Прибалхашской впадины) до 6,0.

Алтынэмельская сейсмогенерирующая зона названа по соответствующему разлому, пересекающему Южно-Джунгарский блок. Мощность земной коры в его пределах составляет 44-46 км, а активной мантии до 10 и более км. По комплексу геофизических методов она интерпретируется как поверхностное выражение глубинной деструктивной зоны, проникающей в земную кору на 20 км, а на северо-восточном фланге — до подошвы коры. Вертикальное смещение фундамента по Алтынэмельскому взбросу составляет более 1,5 км на восточном фланге, а на юго-запад увеличивается до 2 км. Еще юго-западнее амплитуда смещения уменьшается и под чехлом Алматинской впадины оценивается не более чем в 0,8 км. Соответственно и суммарная ИНД на большей части зоны достигает 3,8-5,4 км, а на Шолакском участке быстро уменьшается до 2 км. В пределах Алтынэмельского отрезка зоны возникли землетрясения с $M=5,6-5,8$. Принимая во внимание перечисленные критерии, а также высокое значение ИНД, максимальная магнитуда землетрясений в Алтынэмельской зоне ожидается до 7,0, а на юго-западном её продолжении — 6,5.

Кендыктасская зона связана с взбросо-сдвигом северо-западного простирания. Консолидированный фундамент сложен вулканогенно-осадочными породами верхнепалеозойского комплекса, пронизанного крупными, средними и малыми интрузивными телами гранитоидов. Мощность земной коры в этом районе 44-46 км, а активная мантия имеет переходную мощность от пониженных (<10 км) к повышенным (>10 км) значениям. По остаточным составляющим поля силы тяжести глубина проникновения данной зоны предполагается не более 5 км. В пределах северо-восточного взброшенного крыла Кендыктасской мегантиклинали суммарная ИНД увеличивается вдоль одноименного разлома от 2 до 5 км. На юго-восточном фланге отмечены сейсмогравитационные палеосейсмодислокации. Соответственно сейсмопотенциал зоны оценивается от $M=5,0$ до $M=6,5$.

Жалаир-Найманская зона приурочена к разлому, который представляет собой долгоживущий взбросо-сдвиг, имеющий падение на северо-восток под углами 70-80°. Он заложен в байкальскую эпоху тектогенеза и неоднократно обновлялся. Вдоль разлома вследствие вертикаль-

ных складчато-глыбовых перемещений формировался тектонический меланж, состоящий из различных по возрасту и составу пород (гипербазитов, габброидов, диабазитов, спилитов, кремнисто-глинистых сланцев, экзотических глыб известняков) в зоне дробления шириной до 5 км. Амплитуды новейших движений не превышают 200 м. Сейсмичность характеризуется редкими слабыми землетрясениями $K=7-8$ с глубинами очагов 15-20 км. Сейсмopotенциал Жалаир-Найманской зоны оценивается как $M_{max}=4,5$.

Алматинская сейсмогенерирующая зона приурочена к узкой полосе дифференцированных перемещений земной коры. С севера она ограничена Алматинским глубинным разломом, по которому происходит контрастное сочленение предгорной ступени с Алматинской впадиной. Консолидированный фундамент представлен осадочно-вулканогенными герцинскими комплексами, пронизанными каледонскими интрузиями гранитоидов. Мощность земной коры вдоль зоны 48-50 км, а активной мантии более 10 км. В целом Алматинская зона приурочена к северной части глубинного деструктивного пояса, проникающего до подошвы земной коры [19], представленной здесь жестким сиалическим комплексом. Южная граница сейсмогенерирующей зоны проходит по Заилийскому разлому, к которому приурочена группа сильных землетрясений с $M=5,6-7,5$, включая Верненское 1887 г. Вдоль зоны наблюдается частая дифференциация блоков по высотному положению, свидетельствующая о неравномерности неотектонических поднятий. Суммарная ИНД оценивается от 3,5 до 6,5 км. В пределах зоны мощность сейсмоактивного слоя изменяется от 10 до 30 км. В Алматинской зоне произошло более 20 слабых землетрясений; плотность эпицентров колеблется в пределах 0,17-3,3, а сейсмическая активность 0,05-0,5. На западном фланге зоны преобладающие механизмы очагов сбросы и взбросы, на восточном — только взбросы. Максимальная магнитуда до 7,0.

Заилийская сейсмогенерирующая зона ($M_{max}=8,0$) приурочена к узкому блоку, испытавшему за новейший этап поднятия до 3,5-4 км. Суммарная интенсивность новейших движений (ИНД) достигает 6,5-8 км. Верхняя часть земной коры сложена преимущественно гранитоидами Заилийского батолита, уходящего корнями в Северо-Тяньшаньский сиалический блок, выделяемый по ряду геофизических параметров. С этим блоком связан одноименный деструктивный пояс, достигающий подошвы коры, мощность

которой колеблется в пределах 48-50 км. В этом регионе наибольшую мощность имеет и активная мантия. Продольные ограничения составляют Заилийский и Чилик-Кеминский глубинные разломы. Достаточно четко выражены и поперечные линеаменты, к узлам пересечения которых с продольными приурочены сильные землетрясения с $M=5,1-6,5$. Вблизи такого узла, в частности, находится эпицентр Верненского ($M=7,3$) и ряд других сильных, а также более 40 слабых землетрясений. Плотность эпицентров в пределах 0,17-3,3, сейсмическая активность 0,1-0,5; преобладающие механизмы в очагах — сбросы и взбросы. Мощность сейсмоактивного слоя 20-35 км. В Заилийской зоне отмечено большое количество палеосейсмодислокаций, тяготеющих к продольным и поперечным линеаментам [3, 15].

Кеминская сейсмогенерирующая зона ($M_{max} \geq 8,1$) разделяет высокоподнятые блоки с величиной общего поднятия доорогенной поверхности выравнивания до 4 и более км, которые образуют основной массив хребта Кунгей Алатау от Боомского ущелья на западе до поперечной Чиликской линеаментной зоны на Востоке. Суммарная интенсивность неотектонических движений от 5 до 8 км. В пределах описываемой зоны в составе верхней части земной коры преобладают жесткие каледонские гранитоиды и только в некоторых районах пятнами сохранились осадочные и осадочно-вулканогенные породы от ордовика до карбона. Для данной зоны характерны те же особенности строения земной коры и верхней мантии, которые описаны выше для Заилийской. В центральной части зоны произошло Кеминское (1911 г., $M=8,2$), а на восточном фланге — Чиликское (1889 г., $M=8,3$) и Жаланаш-Тюпское (1978 г., $M=6,8$) землетрясения. Плотность эпицентров в зоне колеблется от 0,5 до 1,0, а сейсмическая активность A_{10} от 0,1 до 0,5; преобладающие механизмы очагов — взбросо-сдвиги. Мощность сейсмоактивного слоя от 20 до 35 км. Кунгейская зона характеризуется широким распространением сеймотектонических и сейсмогравитационных палеосейсмодислокаций, наибольшая плотность которых отмечается в эпицентральных зонах сильных землетрясений.

Северо- и Центрально-Кетменская сейсмогенерирующие зоны связаны с разломами, рассекающими Кетменский мегаблок земной коры на более мелкие блоки. Данный мегаблок имеет мощность земной коры 50-55 км и отделяется от Кунгей-Заилийского переходной зоной (44-48 км).

Существенно также то, что названные зоны находятся в пределах трассируемого в широтном направлении Северо-Тянь-Шаньского глубинного деструктивного пояса, совпадающего к тому же с областью развития аномальной мантии. С неотектонических позиций упомянутые сейсмогенерирующие зоны приурочены к Кетменской мегантиклинали, обладающей южной вергентностью. Северо-Кетменская обрывает северное пологое крыло структуры, и перемещение по сбросовому уступу не превышает 0,8-1,2 км. Центрально-Кетменская проходит по осевой части структуры и взбросовое смещение по ней составляет 1,5-2 км. Сейсмическая активность Кетменских зон значительно ниже ($A_{10} = 0,01-0,05$). С 1951 г. здесь отмечены землетрясения с $M=4,5-5,0$, но на территории КНР отмечены землетрясения с $M=5,5-6,0$. Однако, эти данные, видимо, не отражают потенциальных возможностей возникновения сильных землетрясений. Названные выше крупнейшие разломы сопровождаются сейсмогравитационными дислокациями и, кроме того, имеют достаточно высокий уровень суммарной интенсивности неотектонических движений (3-5 км). Их сеймопотенциал оценивается в пределах $M=6,0-7,5$.

Басулытауская сейсмогенерирующая зона ($M \leq 7,0$) приурочена к одноименной системе взбросо-надвигов, которые служат юго-восточной границей Кетменского мегаблока и на юго-западном продолжении сочленяются с Джетыогузской зоной разломов в Иссык-Кульской впадине. Вдоль северного и южного крыльев Басулытауской системы разломов смещение увеличивается на юго-запад от 700 до 2000 м. Субстрат мегаблока представлен вулканитами среднего и кислого состава, а также мелкими интрузиями гранитоидов раннего карбона, уходящими корнями в Северо-Тянь-Шаньский сиалический блок. Мощность коры в этом районе 50-52 км, большой мощности достигает активная мантия. К юго-западному её флангу приурочены землетрясения с $M=5,4-5,8$. ИНД колеблется в пределах 4-5 км. С учетом этих данных, протяженности зоны разломов, неглубокого положения очагов землетрясений, а также указаний на наличие сейсмогравитационных дислокаций [3, 15] сделано заключение, что в Басулытауской зоне возможно возникновение землетрясений с магнитудой 6,5-7,0.

Приаральско-Каратауский регион менее изучен в сейсмологическом и сеймотектоническом отношениях. Однако, для данного региона имеются детальные геолого-геофизические материа-

лы, включая карты разломов, изогипс поверхности консолидированного фундамента, мощности земной коры, активной мантии и др. Все эти данные были использованы при оценке сейсмической опасности.

Северо-Киргизская зона приурочена к краевому взбросо-надвику, ограничивающему Киргизский хребет с севера. В прилегающих к зоне блоках обнажены добайкальские и байкальские метаморфические комплексы, пронизанные на восточном фланге Кунгейскими гранитными массивами. Мощность земной коры нарастает с запада на восток от 50 до 60 км. Вдоль описываемой зоны величина смещения эпигерцинской поверхности выравнивания увеличивается с запада на восток от 1,5 до 7,5 км, а общее поднятие ее в Киргизском хребте – соответственно 1,5-4,0 км. Суммарная ИНД (интенсивность неотектонических движений), следовательно, колеблется от 3 до 11,5 единиц, что позволяет оценивать сейсмогенный потенциал Северо-Киргизской зоны от $M=6,5$ до 7,0. К настоящему времени максимальное землетрясение в зоне имело $M=6,5$, сейсмическая активность $A=0,02-0,05$ [9].

Байкадамская зона связана с разломом, разделяющим протерозойский и нижнепалеозойский блоки Малого Каратау. Структурно-вещественные комплексы представлены в различной степени метаморфизованными терригенными породами; гранитоидные интрузии отсутствуют. Амплитуды новейших движений не превышают 400 м. Сейсмичность данного района характеризуется землетрясениями с $M=4,5-5,0$ и глубинами очагов в пределах 15-20 км. В целом сеймопотенциал Байкадамской зоны оценивается как $M_{max}=5,5$.

Главная Каратауская зона связана с глубинным разломом, являющимся главным структурным элементом этого района и продолжением Таласо-Ферганского разлома, образуя с ним сквозной правый сдвиг длительного развития, разделяющий различные геотектонические структуры: к северо-востоку от него расположены раннекаледонские, а к юго-западу – среднегерцинские комплексы с каледонидами в основании; консолидированное основание характеризуется отсутствием интрузивных массивов. Мощность земной коры от 45 до 50 км.

В новейшей тектонической структуре Главный Каратауский разлом также прекрасно выражен, разграничивая крылья Каратауского свода, простирающие которого совпадает с ориентацией основных герцинских структур. Юго-западное

крыло вдоль описываемой зоны взброшено, причем амплитуда сначала нарастает с северо-запада на юго-восток до ур. Бессаз, где достигает 2000 м, а затем уменьшается до 600-700 м. Высоты пеплена в этом же направлении соответственно увеличиваются от 0,8 до 2,5 км, а затем уменьшаются до 0,6 км. Аналогично меняется ИНД зоны, нарастая на участке максимального поднятия. Учитывая приведенные характеристики, сейсмогенный потенциал Главной Каратауской зоны оценивается дифференцированно. В районе максимальной ИНД $M=6,0$, а на северо-запад от него $M=5,5$. До настоящего времени в районе Каратау сильные землетрясения не известны.

Кумкольская сейсмогенерирующая зона связывается с грабеном Арыкумской зоны, имеющей протяженность около 200 км и ширину до 25 км. Консолидированный фундамент представлен раннекаледонскими метаморфическими комплексами (по геофизическим данным). По южной периферии предполагаются небольшие гранитные массивы. Общее смещение эпигерцинской поверхности выравнивания за альпийский этап по ограничивающим грабен сбросам оценивается от 400 до 1500 м. Мощность земной коры 40-44 км. Общая сеймотектоническая ситуация, включающая сведения о консолидированном фундаменте, мощности коры, амплитудах альпийских движений, скоростях современных движений, близость к трансрегиональному Главному Каратаускому разлому, позволяет высказать предположение о возможности возникновения в Кумкольской зоне землетрясений с $M=5,0$ на глубинах 15-20 км. В качестве провоцирующего фактора не исключается изменение напряженного состояния горных пород вследствие интенсивной эксплуатации нефтяных месторождений.

Бастарауская сейсмогенерирующая зона выделена вдоль грабенообразной структуры субмеридионального простираения на южном продолжении Улутауского антиклинория. В целом тектоническая характеристика этой зоны очень близка к описанной выше. Размеры зоны значительно меньше, но амплитуды смещений фундамента достигают 1200 м. Необходимо отметить, что данная зона находится в области сочленения Туранской платформы с Казахским щитом, что в какой-то степени сравнимо с тектонической ситуацией предгорных впадин. В таких зонах вполне можно ожидать проявлений сейсмичности, хотя их сеймопотенциал может быть снижен за счет большой мощности платформенного чехла.

Чулинская зона связана с одноименным разломом, дугообразно оконтуривающим обширную область новейших поднятий, расположенную к югу от него. Консолидированный фундамент представлен карбонатно-терригенными формациями, а мощность земной коры около 40 км. В консолидированном фундаменте вдоль Чулинского разлома отмечается ступень с амплитудой смещения до 1,5 км. Здесь также отмечается высокая ИНД, что дает возможность прогнозировать землетрясения с магнитудой до 6,0, а может быть и более. По имеющимся инструментальным данным, вдоль Чулинской зоны происходили многочисленные землетрясения с $M=4,5-5,0$.

Западно- и Восточно-Кызылкумская зоны выделены под платформенным чехлом вдоль северо-западного борта Жаугашской впадины, имеющей, по-видимому, морфологию грабена. Относительное смещение вдоль северо-западного борта названной структуры составляет около 1 км. В четвертичное время этот блок имеет тенденцию к поднятию. Консолидированный фундамент представлен терригенными каледонскими формациями. Мощность коры повышена до 48 км. По инструментальным наблюдениям в пределах Кызылкумской зоны происходили землетрясения с $M=4,5-6,5$. Сеймопотенциал зоны оценивается как $M=6,5$ к юго-западу от пересечения с Сырдарьинской зоной и как $M=5,5$ на северо-восток от этого узла.

Сырдарьинская зона выделяется под альпийским чехлом, где она трассируется в эпикаледонском основании геофизическими и космодистанционными методами. Консолидированный фундамент представлен карбонатно-терригенными формациями, мощность земной коры около 40 км. Интенсивность альпийских движений от 0,6 до 1,2 км, а общее погружение от 0,8 до 2,4 км. Суммарная ИНД на отдельных небольших участках достигает 3,8 единиц, но преобладает ИНД=2,8-3,0, характерная для районов, где $M=6,0$. Этот сейсмогенный потенциал прогнозируется на всю Сырдарьинскую зону, в пределах которой такие события имели место. На северо-западном фланге, после пересечения с Кызылкумской зоной, амплитуды смещений фундамента не превышают 0,2 км, но зона еще прослеживается слабыми землетрясениями. Здесь ее потенциал оценивается как $M=5,5$.

Каржантауская зона связана с серией обновленных разломов, ограничивающих с северо-запада Каржантауский поднимающийся блок. Од-

новременно эти разломы приурочены к северо-западному крылу Пскемского синклинория, пронизанного в осевой части крупными и средними гранитоидными массивами герцинского возраста. Величина общего поднятия эпигерцинского пенеблена от 2,5 до 4 км; амплитуда смещения разнонаправленных блоков вдоль зоны упомянутых краевых разломов 1,5-2,5 км. Мощность земной коры в районе Каржантауского хребта изменяется от 46 до 55 км. По комплексу геологических параметров сейсмогенный потенциал зоны оценивается как $M=7,0$ с понижением до 6,5 в юго-западном продолжении. На данном уровне изученности Каржантауская зона имеет следующие сейсмологические параметры: плотность землетрясений $N=0,2-1,0$, сейсмическая активность $A_{10}=1,0$; максимальное землетрясение в зоне имело $M=6,5$.

Прикаспийский регион относится к типичным платформенным структурам, отличающимся в разных сегментах возрастом фундамента и чехла. Региональная сеймотектоническая модель создана на основе проработки материалов о глубинном строении коры, тектонических карт различной детальности и сейсмологических данных, кроме того, при составлении сеймотектонической модели полностью учтены современные научные разработки, полученные в процессе совместных скоординированных исследований стран СНГ в 1994-1995 гг. по проблеме «Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии» [16]. На карте (рис.2) показаны сейсмолинеаменты, являющиеся основным «каркасом» сеймотектонических моделей и отражающие в пространстве наиболее крупные и четко выраженные сейсмоактивные структуры (разломы). Охарактеризованные ниже удаленные и местные (в пределах платформы) зоны возможного возникновения очагов землетрясений послужили основой для определения сейсмических воздействий на территории Западно-Казахстанского региона [15, 22].

Приволжско-Узеньско-Утвинская потенциальная сейсмогенерирующая зона выделена по граничной сейсмогравитационной ступени, простирающейся от Приволжской ее части вдоль Оренбургского и Утвинского разломов. Эта ступень разделяет Прикаспийскую впадину и южный край Русской платформы. Прогнозируемый сеймопотенциал $M_{max}=5,0$ установлен как по имевшимся событиям, так и по комплексу физических и динамических параметров земной коры [22].

Азгирская потенциальная сейсмогенерирующая зона связана с одноименным разломом, проникающим в подсолевой комплекс. Она трассируется по магнитным аномалиям и геоморфологическими методами. Местные слабые землетрясения связаны с активными соляными куполами, высота которых определяет глубину очагов землетрясений и сеймопотенциал зон $M_{max}=5,0$.

Узеньская потенциальная сейсмогенерирующая зона приурочена к субпараллельным Малому и Большому Узеньским разломам, выделяемым геоморфологическим и геофизическим методами, проникающими в подсолевое ложе. В зоне происходили землетрясения с $M=4,6$, что подтверждает и комплексная оценка сеймопотенциала земной коры этого района [22].

Уральская потенциальная сейсмогенерирующая зона связана с субмеридиональным разломом вдоль р. Урал, трассируемым комплексом геоморфологических и космодистанционных признаков вплоть до смещения вдоль него русла реки около пос. Тополи [2]. Этот разлом влияет на активность соляно-купольной тектоники, о чем свидетельствует Шалкарское землетрясение 26.04.2008 г., произошедшее на северо-восточном крутом склоне Шалкарского соляного массива в зоне оперяющих купол сбрососдвигов. Сеймопотенциал оценивается как $M=5,0$ с учетом произошедшего события ($M=4,6-5,3$) и комплекса физических и динамических параметров коры [22].

Жолдыбайская потенциальная сейсмогенерирующая зона выделена вдоль разлома, трассируемого геоморфологическими и космодистанционными методами [2, 15, 22]. Зона пересекает домены с различным сеймопотенциалом (от 4,0 до 5,0).

Сыртвовская потенциальная сейсмогенерирующая зона трассируется геоморфологическими, геофизическими и космодистанционными методами [2, 15, 22]. Одноименный разлом разделяет различные неотектонические блоки. Сеймопотенциал различен (от 4,0 до 5,0), поскольку зона пересекает домены с неодинаковой комплексной характеристикой земной коры.

Сагызская потенциальная сейсмогенерирующая зона на рассматриваемую территорию заходит небольшим отрезком. Оценка сеймопотенциала ($M=4,0$) аналогична описанным выше зонам [22].

Южно-Эмбенско-Мугуджарская зона выделена как предполагаемая между сближающимися на северо-восток Южно-Эмбенским и Северо-

Устюртским разломами. Зона выделяется всеми исследователями как граничная между древней Русской и молодой Туранской платформами, в ее пределах происходит значительная перестройка земной коры. Рассматриваемая зона достаточно определенно трассируется геоморфологическими, геофизическими методами и космофотодешифрированием [2, 4, 5, 15].

К северу от названной зоны мощность сиалического комплекса коры сокращена до 2-5 км, тогда как мощность нижнего базитового увеличена до 25-30 км. К югу от Эмбенской зоны мощность палеозойского комплекса быстро сокращается. Наконец, по разные стороны Южно-Эмбенской зоны наблюдается различный характер структуры платформенного чехла – в Прикаспийской впадине господствуют структуры соляной тектоники, а на Северном Устюрте складки чехла приобретают черты линейности, причем их ориентировка субпараллельна зоне сочленения разновозрастных платформ. Приведенные данные позволяют рассматривать Южно-Эмбенскую зону как подвижный на новейшем этапе элемент земной коры, игравший важную роль в геологическом развитии региона в течение всего неогена. Вдоль этой зоны происходит, по-видимому, надвигание Северо-Устюртского блока на Северо-Прикаспийский, либо поддвигание последнего под край Туранской платформы. В южной части зоны отмечено три слабых землетрясения с магнитудой $M=3-4$. Проведенный кластерный анализ комплекса параметров [15, 22] привел к заключению, что максимальная магнитуда землетрясений не должна превышать $M=4,5$.

Центрально-Мангышлак-Устюртская сейсмогенерирующая зона пространственно определяется одноименной системой дислокаций, представляющей собой зону поднятий, проходящую в запад-северо-западном направлении, отделяя Северо-Устюртскую синеклизу вместе с Южно-Бузачинским прогибом от Южно-Мангышлак-Устюртской системы прогибов Туранской плиты. Северной границей названной зоны является Центрально-Мангышлак-Устюртский глубинный разлом. Южная граница зоны проходит по Беке-Башкудукскому и Шапахтинскому разломам, прослеженным вплоть до поверхности базальтового слоя земной коры. Характерной чертой внутренней структуры описываемой зоны является высокая степень дислоцированности платформенных отложений, включая и верхнепермско-триасовый (Каратауский) комплекс, складчатая структура которого видна в обнаженных ядрах

Каратауского антиклинория. В Центрально-Мангышлак-Устюртской зоне широко развиты складчато-надвиговые структуры, охватывающие и мезозойские, и кайнозойские толщи. Прямое отражение этих структур в рельефе, а также имеющие место случаи надвигания отложений палеогена на четвертичные образования, свидетельствуют о том, что рассматриваемая тектоническая зона и сейчас находится под воздействием сил субмеридионального горизонтального сжатия. Интенсивные складчато-надвиговые дислокации платформенного чехла в данном случае представляют собой проявление шовной складчатости, в результате которой образовалась линейная инверсионная раннекимерийская зона, активная до настоящего времени. Очаги землетрясений с $M=5,0-5,5$ приурочены и могут возникнуть в зонах разуплотнения листрального типа в нижних горизонтах сиалического комплекса коры.

Балхан-Копетдагская сейсмогенерирующая зона связана со сложно построенной полосой разрывных нарушений, среди которых важнейшим является Главный Копетдагский разлом [7]. Он имеет протяженность около 1000 км (только на территории Туркменистана и состоит из серии частных разрывов преимущественно широтного и северо-западного простирания, которые с севера и юга ограничены протяженными субпараллельными более крупными нарушениями. Наличие полосы интенсивных положительных аномалий и гравитационной ступени позволяют относить его к категории глубинных [1]. К различным участкам Главного Копетдагского разлома приурочены такие известные землетрясения, как Красноводское 1895 г. ($M=8,2$), Ашхабадское 1948 г. ($M=7,3$), Казанджикское 1946 г. ($M=7,0$), Арчманское 1963 г. ($M=4,5$) и другие [6, 7]. Магнитуда землетрясений варьирует в широких пределах, а максимальная достигает 7,5-8,2.

ЛИТЕРАТУРА

1. Амурский Г.И. Копетдагский глубинный разлом // Методика и результаты комплексных глубинных геофизических исследований. Л.: Недра, 1969. С. 42-50.
2. Аристархова Л.Б. Современный рельеф и глубинное строение Прикаспийской впадины // Геоморфология, 1971. №4. С. 48-55.
3. Ганич В.А., Тимуш А.В., Чабдаров Н.М. Сейсмодислокации Южного Казахстана. Алма-Ата: Ин-т сейсмологии АН КазССР, 1989. 52с. /Деп. ВИНТИ 12.04.89. №2420-В89.

4. Журавлев В.С. Основные черты глубинной тектоники Прикаспийской синеклизы //Труды ГИН АН СССР. М., 1960. Вып.42. 200 с.
5. Муратов М.В. Тектоника, история геологического развития древних платформ и складчатых геосинклинальных поясов (избранные труды). М.: Наука, 1986. С. 273-281.
6. Новый каталог сильных землетрясений СССР с древнейших времен до 1975г. /Под ред. Н.В.Кондорской и Н.В.Шебалина. М.: Наука, 1977. 535 с.
7. Поletaев А.И. Сейсмоструктура зоны Главного Копетдагского разлома. М.: Наука, 1986. 134 с.
8. Садыкова А.Б. Сейсмологические и геолого-геофизические основы вероятностной оценки сейсмической опасности Казахстана /Автореферат дисс. доктора физ.-мат.наук. Алматы, 2010. 44 с.
9. Сыдыков А.С. Сейсмический режим территории Казахстана. Алматы: Гылым, 2004. 270 с.
10. Тимуш А.В. О возможной сейсмоструктурной природе некоторых геоморфологических аномалий на предгорных равнинах Южного Прибалхашья //Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1980. №1. С. 59-67.
11. Тимуш А.В., Тарадаева Т.В. Морфоструктура и гипоцентральное поле Кунгей-Заилийской сейсмогенной мегазоны //Изв. АН КазССР. Сер.геол., 1987. №2. С.3-12.
12. Тимуш А.В. Интенсивность вертикальных неотектонических движений и магнитуда землетрясений //Вестник АН КазССР, 1988. №12. С. 53-58.
13. Тимуш А.В. Деформационные структуры земной коры и локализация землетрясений //Доклады АН РК, 1992. №5. С. 55-59.
14. Тимуш А.В. Геологические критерии сейсмической опасности орогенического пояса Казахстана /Дисс. на соискание уч.ст. доктора геол.-мин. наук. Бишкек, 1993. 60 с.
15. Тимуш А.В. Сейсмоструктура литосферы Казахстана. Алматы, 2011.590 с.
16. Уломо в В.И. Об основных положениях и технических рекомендациях по созданию новой карты сейсмического районирования территории Российской Федерации //Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. М.: ОИФЗ РАН, 1995. Вып.2-3. С. 9-26.
17. Шацлов В.И., Горбунов П.Н. Структура подошвы земной коры Казахстана //Геология и разведка недр Казахстана, 1995. №1. С. 28-32.
18. Шацлов В.И., Горбунов П.Н. Структура подошвы земной коры Казахстана и сопредельных территорий //Inland Earthquakes, 1996. Vol.10. №1. Р. 86-92.
19. Шацлов В.И., Горбунов П.Н. Глубинная структура земной коры Джунгаро-Северо-Тянь-Шаньского и Каратауского регионов //Сейсмическое районирование Республики Казахстан. Алматы: Эверо, 2000. С. 75-96.
20. Шацлов В.И., Степаненко Н.П. Геофизические критерии выявления очаговых зон сильных землетрясений на Тянь-Шане //Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных районов. М-лы 2-го межд. симп. Москва-Бишкек, 2003. С. 129-139.
21. Шацлов В.И., Тимуш А.В. Новые представления о литосфере Казахстана //Науки о Земле в Казахстане (Доклады казахстанских геологов к МГК-33). Алматы, 2008. С. 9-22.
22. Шацлов В.И., Тимуш А.В., Степаненко Н.П., Сыдыков А., Садыкова А.Б., Кайдаш Т.М., Белоусова Н.П. Сейсмоструктурная модель зон возникновения землетрясений (сейсмогенерирующих зон) для территории западного Казахстана //Известия НАН РК. Сер. геол., 2010. №2. С. 76-86.
23. Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Нахтигаль Г.П. Металлогения Рудного Алтая и Калбы. Алма-Ата, 1984. 240 с.

УДК 550.837.825:556.3(574)

*В.Ю. ПАНИЧКИН¹, О.Л. МИРОШНИЧЕНКО²,
Н.М. ЗАХАРОВА³, Л.Ю. ТРУШЕЛЬ⁴*

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДОВ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ В ГИДРОГЕОЛОГО-МЕЛИОРАТИВНЫХ ИССЛЕДОВАНИЯХ В КАЗАХСТАНЕ

Описывается применения методов дистанционного зондирования при исследовании изменения гидрогеолого-мелиоративных условий орошаемых массивов.

Алапты суландыру жағдайында гидрогеологиялық-мелиоративтік өзгерулерді зерттеуде қашықтықтан сүңгімен тексеру әдісін қолдану баяндалған.

There are discussed in this article methodology of remote sensing methods using when research the change of hydrogeological and meliorative conditions in irrigated massifs.

В Институте гидрогеологии и геоэкологии им. У.М. Ахмедсафина в течение ряда лет проводятся исследования по разработке методологии, методики применения современных компьютерных технологий в гидрогеологических исследованиях в Казахстане. Мелиоративная гидрогеология является областью знаний, в которой их применение представляется наиболее эффективным.

Решение задач оценки степени засоления земель, уточнения схемы размещения сельхозкультур, контроль за состоянием коллекторно-дренажной сети и т.д. требует большого объема экспериментальных данных. Комплексное использование наряду с традиционными средствами методов дистанционного зондирования значительно упрощает и облегчает проведение полевых изысканий, а также повышает точность получаемых результатов [1].

Разработанная методика и технология решения задач оценки динамики засоления почв, а также уточнения схемы размещения сельхозкультур была успешно апробирована на Акдалинском массиве орошения (Алматинская область, Казахстан).

В геологическом отношении Акдалинский массив орошения расположен в области распространения аллювиально-пролювиальных и озерно-аллювиальных песчаных отложений, которые подстилаются практически непроницаемыми неогеновыми глинами Илийской свиты. Мощность

осадочных пород колеблется в пределах от 220 до 250 м, наибольшая мощность достигает в дельте реки в Баканасской части массива орошения. Пески, в основном, покрыты супесями и суглинками, мощностью 0-5 м. Однако они не выдержаны по простирацию — частично, в основном в старых руслах, формация песков выходит на поверхность.

Исследуемая область расположена в пределах Южнобалхашского артезианского бассейна. Здесь выделяются безнапорные воды современных аллювиальных и среднечетвертичных озерно-аллювиальных и напорные воды нижнечетвертичных, неогеновых и палеогеновых образований. Эоловые отложения, слагающие значительную часть поверхности района, являются водопроницаемыми, однако практически безводными [2].

Орошаемые земли Акдалинского массива расположены, в основном, на среднечетвертичных озерно-аллювиальных отложениях, иногда перекрытых аллювиальными верхнечетвертичными-современными образованиями. Для целей мелиорации интерес представляет первый от поверхности водоносный горизонт, который включает породы верхнеплиоценового и четвертичного возраста. Выделяются три водоносных горизонта без явно выраженных границ, так как выдержанных водоупоров между ними нет. Эти водоносные горизонты хоргосских, четвертичных и современных отложений гидравлически связа-

1-4 Казахстан. 050010. Алматы, ул. Ч. Валиханова, 94. Институт гидрогеологии и геоэкологии У.М. Ахмедсафина.

ны между собой в единый поток подземных вод, направленный к оз. Балхаш.

Литологически горизонты состоят преимущественно из мелкозернистых и разнозернистых песков с включениями гравия и гальки, с прослоями и линзами глин. Результаты откачек показывают, что средневзвешенные значения коэффициента фильтрации в верхней 20-метровой толще песков, без учета покровных суглинков, составляют около 16 м/сут, а значения водопроницаемости находятся в пределах от 600 до 1900 м²/сут. Весьма трудно выбрать подходящие параметры коэффициента фильтрации для более глубоких песчаных слоев для целей компьютерного моделирования. Основываясь на имеющихся данных, среднее значение для всей 250-метровой толщи песчаных отложений вычислено как 6.2 м/сут.

Уровни подземных вод перед началом орошения изменяются от 1 до 3 в пойме реки Или и от 8 до 10 м на остальной территории. В течение орошаемого периода уровни грунтовых вод изменяются от 2 до 4.5 м вследствие постоянного питания водоносного горизонта, которое представляет собой инфильтрацию поливной воды.

В настоящее время квазистационарный режим грунтовых вод сформировался практически на всей территории Акдалинского массива орошения. Уровень грунтовых вод стабилизировался и уровень, в основном, определяется глубиной коллекторно-дренажной сети и параметрами водоносного горизонта.

Засоление почв под воздействием орошения происходит не только на полях Акдалинского массива, но и на прилегающих к нему территориях. Для оценки динамики засоления почв на прилегающих к массиву территориях были использованы данные дистанционного зондирования и результаты наземных маршрутных исследований.

При засолении почв на поверхности появляется солевой налет, который хорошо виден на космоснимках. В сухом состоянии засоленные почвы светлее незасоленных. Имея снимки на разные моменты времени можно по изменению площади светлых участков на снимках судить об изменении площади засоленных грунтов. Для выделения и оценки площадей засоленных почв по космоснимкам был применен метод классификации, реализованный с помощью программы ERDAS Imagine. Использовались космоснимки со спутника LANDSAT на 1990 и 2010 годы. Экспертным путем была выбрана область обработки (часть космоснимка, в пределах которой

выполнялся анализ) и классы, на которые она делилась. С целью выбора эталона для каждого класса были проведены наземные маршрутные исследования и фотографирование наиболее характерных участков области обработки. После этого была проведена повторная классификация и окончательный анализ.

Под классификацией понимают процедуру абстракции (структуризации) данных, которая заключается в соотношении множества знаков одному типу; разделении пикселей, составляющих непрерывное растровое изображение, на несколько категорий на основании их файловых спектральных значений [3].

Растровое изображение космоснимка не имеет строго выраженных по цвету и палитре зон, поэтому велика вероятность того, что выделенные классы будут пересекаться. В связи с этим для корректного проведения автоматизированной обработки космоснимков каждому классу должен быть назначен приоритет в соответствии с целью проведения классификации.

Существуют различные способы проведения классификации изображений – неконтролируемая классификация (классификация без обучения, автономная классификация) и контролируемая классификация (классификация с обучением). Кроме того, возможно использование гибридной классификации, сочетающей в себе методы контролируемой и неконтролируемой классификаций.

Классификация автономная – автоматический метод нахождения категорий данных. Пользователь задает некоторые статистические характеристики, а определение классов и отнесение пикселей к тому или иному классу происходит полностью автоматически [3]. Классификация выполняется с использованием алгоритма кластерного анализа ISODATA (Iterative Self-Organizing Data Analysis Technique). Относительная простота применения делает ее весьма привлекательной. Но ее эффективное использование возможно только в случае четкого выделения классов. Наличие большого количества дублирующихся и смешанных классов требует дополнительной экспертной оценки и преобразования результатов. В противном случае классифицированное изображение не может считаться точным и использоваться в качестве основы для дальнейших исследований.

Классификация с обучением основана на использовании готовых эталонов, которые создаются пользователем путем распознавания и иден-

тификации характерных объектов и изображения непосредственно или с использованием дополнительной информации.

Выбор эталонов, или обучающих выборок, осуществляется экспертным путем и представляет собой, как правило, итерационный процесс, поскольку однократный выбор эталонов является скорее исключением, чем правилом. Для оценки качества эталонов может применяться метод пробной классификации [4].

В качестве входных данных при проведении контролируемой классификации выступают исходный растровый файл и файл эталонов. Для получения приемлемых результатов подбираются параметры классификации. Выходной файл содержит классифицированное изображение. Для снижения погрешности классификации может быть выполнена генерализация (объединение) полигонов полученного изображения в соответствии с заданным размером минимального полигона. Полученное тематическое изображение может оцениваться экспертом с точки зрения соответствия природным условиям.

Сочетание методов контролируемой и неконтролируемой классификации часто позволяет получить более правдоподобные результаты, чем использование отдельного вида классификации. Такое сочетание носит название гибридной классификации. При ее проведении созданные эталоны используются в качестве начальных средних значений классов неконтролируемой классификации. При решении задачи оценки динамики засоления почвогрунтов под воздействием орошения использовался этот способ классификации.

Выделяют следующие этапы проведения классификации при решении задачи оценки динамики засоления почвогрунтов: выбор космоснимков; выбор области обработки; создание файла эталонов; задание приоритетов выделенным классам; выполнение классификации; определение точек опробования; проведение полевых исследований; проведение повторной классификации с учетом результатов полевых исследований отображение и оценка качества результатов классификации.

Выбор космоснимков подразумевает использование изображений поверхности земли, сделанных одним спутником, приблизительно в одно и то же время года (растительность и водные объекты в одинаковых состояниях, одинаковая температура воздуха и т.д.) и при подобных условиях

(отсутствие облачности, сухая погода и т.д.). При нарушении этого условия потребуются дополнительная обработка изображения или коррекция параметров классификации, например, файла эталонов.

Нами были выбраны мультиспектральные снимки со спутника LANDSAT, сделанные 26 мая 1990 г. и 3 сентября 2010 г. Выбор каналов для синтеза определяется задачами, которые нужно решить с помощью цветного изображения, а цветовая гамма подбирается таким образом, чтобы облегчить визуальное восприятие снимка. Для оценки динамики засоления почв вблизи Акдалинского массива орошения и синтеза цветного изображения были использованы каналы 2, 3, 4. Наиболее контрастно области засоления почв видны при выборе RGB:4,3,2.

Область обработки представляет собой часть космоснимка, которая подвергается процессу классификации. Для оценки изменения состояния земель область обработки должна быть одинаковой для снимков, сделанных в различные моменты времени. При решении задачи оценки динамики засоления почвогрунтов было принято решение классифицировать только ту часть космоснимков, которая соответствует территории, расположенной между Баканасской и Бахбахтинской частями Акдалинского массива орошения. Из нее исключены области, в том числе естественного засоления, которые не претерпевают никаких изменений вследствие эксплуатации орошаемого массива. Площадь участка классификации – 151238 га (см. рис.1).

Файл эталонов создается для каждого космоснимка с использованием атрибутивной информации, связанной с точками опробования. Вокруг точек на растровых изображениях выделяются области, соответствующие заданному классу.

Классификация должна проводиться с учетом приоритетов выделяемых классов. Наибольшее значение при решении задачи оценки динамики засоления земель имеет изменение площади распространения солончаков и такыров. Ее увеличение во времени указывает на увеличение засоленности почв и, как следствие, ухудшение экологической ситуации на данной территории. Затем в списке приоритетов следуют покрытые растительностью пески, кустарники и густая естественная растительность. Изменение площадей распространения зон, соответствующих этим классам, обычно незначительно и зависит от из-

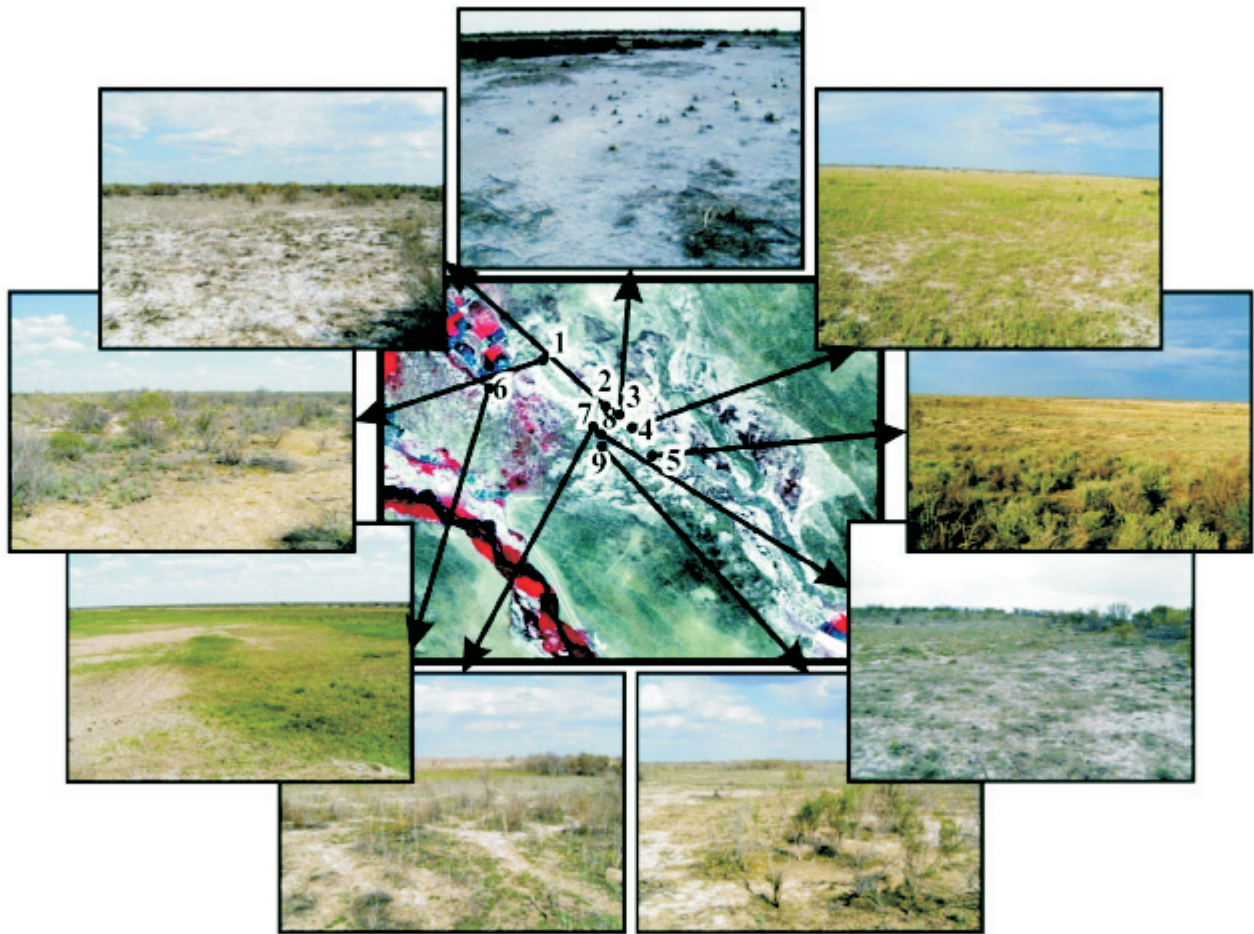


Рис. 1. Местоположение точек опробования на Акдалинском массиве орошения
Цифры: 1 – такыр, 2, 3, 8 – солончаки, 4, 5, 6, 7, 9 – покрытые растительностью пески

менения площадей распространения солончаков и такыров.

Выбранный метод гибридной классификации предполагает применение метода кластерного анализа с использованием средних значений эталонов. В качестве входных данных выступают исходное растровое изображение (космоснимок), файл эталонов и файл, содержащий контур области обработки. Выходными данными являются файл, содержащий растровое изображение результатов классификации, и выходной набор эталонов.

Классификация проводилась для космоснимков, сделанных 26 мая 1990 и 3 сентября 2010. Поскольку время съемки не совпадает, файлы эталонов были скорректированы для каждого момента времени.

Результаты классификации представляются в виде карт и в табличной форме. Для их качественной визуализации может потребоваться процедура объединения нескольких классов в один.

Этого можно достичь путем подбора цветов изображения, при котором имеющие одну смысловую нагрузку разные классы отображаются одним цветом.

Точки опробования были выбраны в соответствии с результатами пробной классификации, привязаны с помощью GPS, а затем внесены в базу графических данных (ГИС). С ними была связана атрибутивная информация – номер точки, фотографии местности в разных направлениях, описание особенностей расположения и т.д. (рис.1). На ее основе была определена принадлежность каждой точки одному из выделенных классов (солончак, такыр и т.п.). Значение класса внесено в атрибутивные данные.

После проведения полевых исследований был проведен их анализ на логическую непротиворечивость. В данном случае он подразумевал проверку принадлежности точек опробования соответствующим классам, соотношение местоположения областей, занятых разными класса-

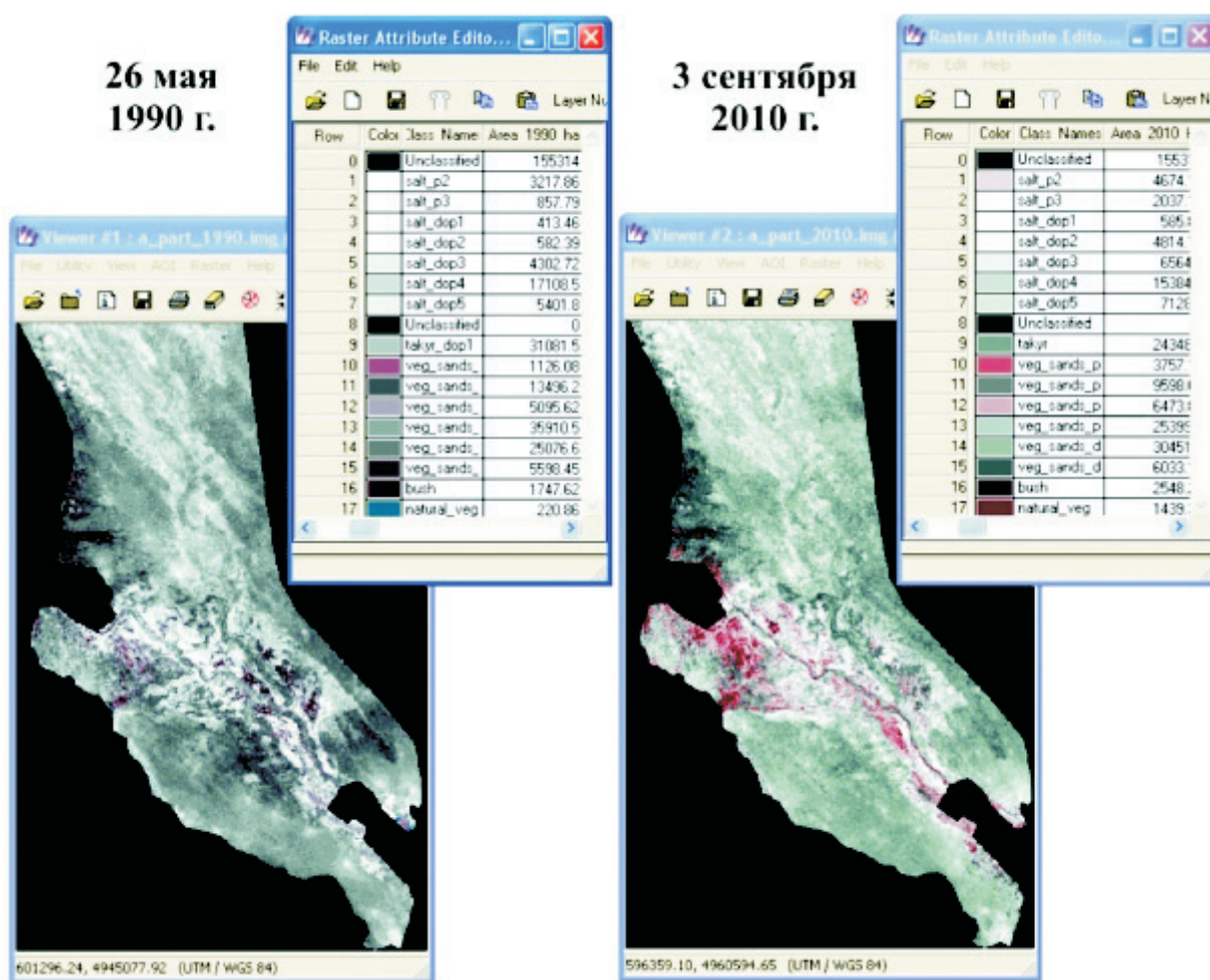


Рис. 2. Результаты классификации космоснимков

ми, с косвенными данными (карта глубин залегания уровней грунтовых вод, карта литологического строения зоны аэрации, топокарта, аэроснимки и т.д.).

Результаты классификации космоснимков для решения задачи оценки динамики засоления почвогрунтов под воздействием орошения, приведены на рис.2.

Картографическое представление результатов классификации позволяет дать только их качественную оценку. Для количественной оценки была использована специальная процедура ERDAS, позволяющая рассчитывать площади, занятые каждым из выделенных классов. Результаты представлены в табличной форме (см. табл. 1).

Площадь солончаков в пределах выделенной области увеличилась с 1990 по 2010 гг. на 6%. Солончаки заместили области, ранее занятые преимущественно такырами, площадь которых уменьшилась примерно на 5%.

Анализ полученных результатов позволяет сделать вывод, что на массиве сохраняются риски засоления земель. Орошение продолжает оказывать негативное влияние на окружающую среду, в том числе на состояние земель вблизи массива.

Уточнение схемы размещения сельхозкультур осуществляется в процессе редактирования карты площадного питания и схемы постановки прогнозных задач при моделировании гидрогеолого-мелиоративных условий орошаемых массивов. При его проведении целесообразно использование среднemasштабных космоснимков спутников LANDSAT, открытых для свободного распространения.

Сельскохозяйственные поля имеют четкую конфигурацию и легко идентифицируются. На пригодность снимка для обработки, безусловно, влияет время съемки. Проблема состоит в том, что в один и тот же момент времени разные куль-

Таблица 1. Результаты анализа изменения площадей, занимаемых выделенными классами

Наименование класса	Занимаемые площади, га		Изменение площади	
	1990 год	2010 год	в гектарах	в процентах*
солончаки	31884.5	41189.0	9304.6	6.1%
такыры	31081.5	24348.3	-6733.2	-4.5%
солончаки и такыры	62966.0	65537.4	2571.4	1.7%
покрытые растительностью пески	86303.5	81713.0	-4590.5	-3.0%
кустарник и густая естественная растительность	1968.5	3987.6	2019.2	1.3%
* По отношению к площади области классификации, составляющей 151238 га				

туры, находящиеся в различных фазах вегетации, могут давать одинаковое изображение. Поэтому для увеличения точности исследований следует использовать несколько космоснимков, сделанных на различные моменты времени.

При таком подходе необходимо соблюдать ряд правил. С течением времени тип идентифицированных культур не должен изменяться. Каждая культура имеет оптимальный временной интервал, в течение которого должна осуществляться съемка. Должны быть достоверные данные о культурах, произрастающих на определенных (ключевых) участках, аналогах точек опробования при решении задачи оценки динамики засоления почвогрунтов.

На территории Акдалинского массива орошения питание подземных вод осуществляется в основном в результате потерь поливных вод из рисовых чеков. Поэтому можно считать корректной задачу уточнения только территорий, занятых рисом.

В процессе проведения классификации при уточнении схемы размещения сельхозкультур выделяют следующие этапы: выбор космоснимков; определение участков с достоверными данными по размещению сельхозкультур; создание области обработки (классификации); создание файла эталонов; выполнение классификации; отображение результатов классификации и корректировка схемы размещения сельхозкультур.

При выборе космоснимков следует руководствоваться следующими соображениями. Технология выращивания риса коренным образом отличается от технологии выращивания других сельхозкультур на Акдалинском массиве. Применяемый при его возделывании режим орошения предполагает затопление рисовых чеков водой в определенные моменты времени. Поэтому сделанные в эти периоды космоснимки являются наиболее информативными, особенно те, которые соответствуют начальным фазам вегетации.

Для классификации был выбран космоснимок за 4 июля 2010 года, в качестве вспомогательного использовался снимок за 25 мая 2010 года.

Участки с достоверными данными по размещению сельхозкультур определялись исходя из схемы, представленной организацией, осуществляющей контроль за состоянием земель Акдалинского массива орошения и космоснимка со спутника LANDSAT за май 2010 года, на котором рисовые чеки распознаются однозначно. Схема размещения сельхозкультур представляет собой векторный файл, содержащий полигоны со связанной атрибутивной информацией (название культуры, номер поля, наименование хозяйства и т.д.). Она совмещается с растровым изображением космоснимка, после чего выбирается несколько участков, соответствующих рисовым чекам. Этот процесс условно можно назвать предварительной классификацией.

Область обработки создавалась путем объединения полигонов, соответствующих сельскохозяйственным полям в схеме размещения сельхозкультур. Были созданы две области, соответствующие Бахбахтинской и Баканасской частям Акдалинского массива орошения, которые записаны и затем использованы при проведении классификации.

Формирование файла эталонов осуществлялось с использованием двух космоснимков — за май и июль 2010 года. В качестве связанного с файлом эталонов изображения выбирался снимок, сделанный в июле. Сами эталоны выбирались в пределах участков с достоверными данными, выделенных на снимке за май.

При решении задачи уточнения схемы размещения сельхозкультур использовался метод гибридной классификации, реализуемый с помощью программы ERDAS IMAGINE (см. рис. 3). Входными данными являются: космоснимок за июль 2010 года, созданный файл эталонов и файл, содержащий контур области обработки (Бакбак-

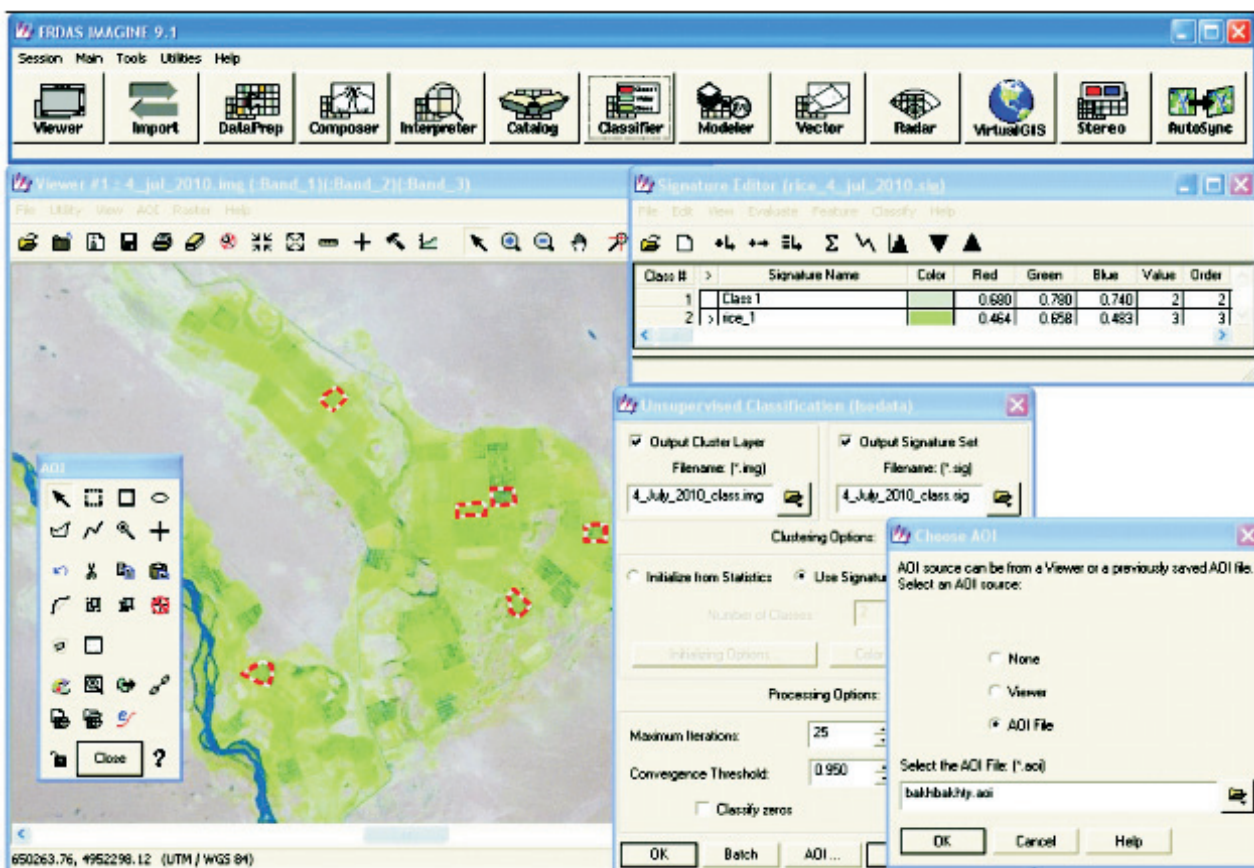


Рис. 3. Использование метода гибридной классификации космоснимка в процессе уточнения схемы размещения сельхозкультур

тинская или Баканасская части массива). В качестве выходных данных выступает файл, содержащий растровое изображение результатов классификации.

Результатом классификации является растровое изображение, содержащее две группы пикселей, одна из которых соответствует рисовым чекам, другая – полям, занятым иными сельскохозяйственными культурами (см. рис. 4).

Корректировка схемы размещения сельхозкультур выполняется путем наложения векторного файла, отображающего схему размещения сельхозкультур, на полученное в результате классификации растровое изображение и их сравнение. Для проведения этой процедуры можно использовать наряду с ERDAS IMAGINE и ArcGIS, которая обладает более развитыми средствами создания тематических карт и оформления результатов.

К сожалению, нельзя провести сравнение в автоматическом режиме. При проведении классификации участки потерь воды, например, в

результате утечек из каналов распознаются так же, как рисовые чеки. Поэтому только использование экспертного подхода может дать достоверные результаты. Необходимо сопоставление классифицированного изображения с контурами полей и каналами.

Представляется целесообразным введение дополнительного поля в качестве атрибута полигонов, соответствующих сельскохозяйственным полям на схеме размещения сельхозкультур. Оно содержит скорректированную информацию о выращиваемых сельхозкультурах. По этому полю строится тематическая карта, которая представляет собой скорректированную схему размещения сельхозкультур.

На рисунке 5 приведены площади, занятые различными сельхозкультурами на Акдалинском массиве орошения (в гектарах), уточненные по данным дистанционного зондирования по состоянию на 2010 год. Площадь, занятая рисом, составляла в 2010 году 12652.14 га.

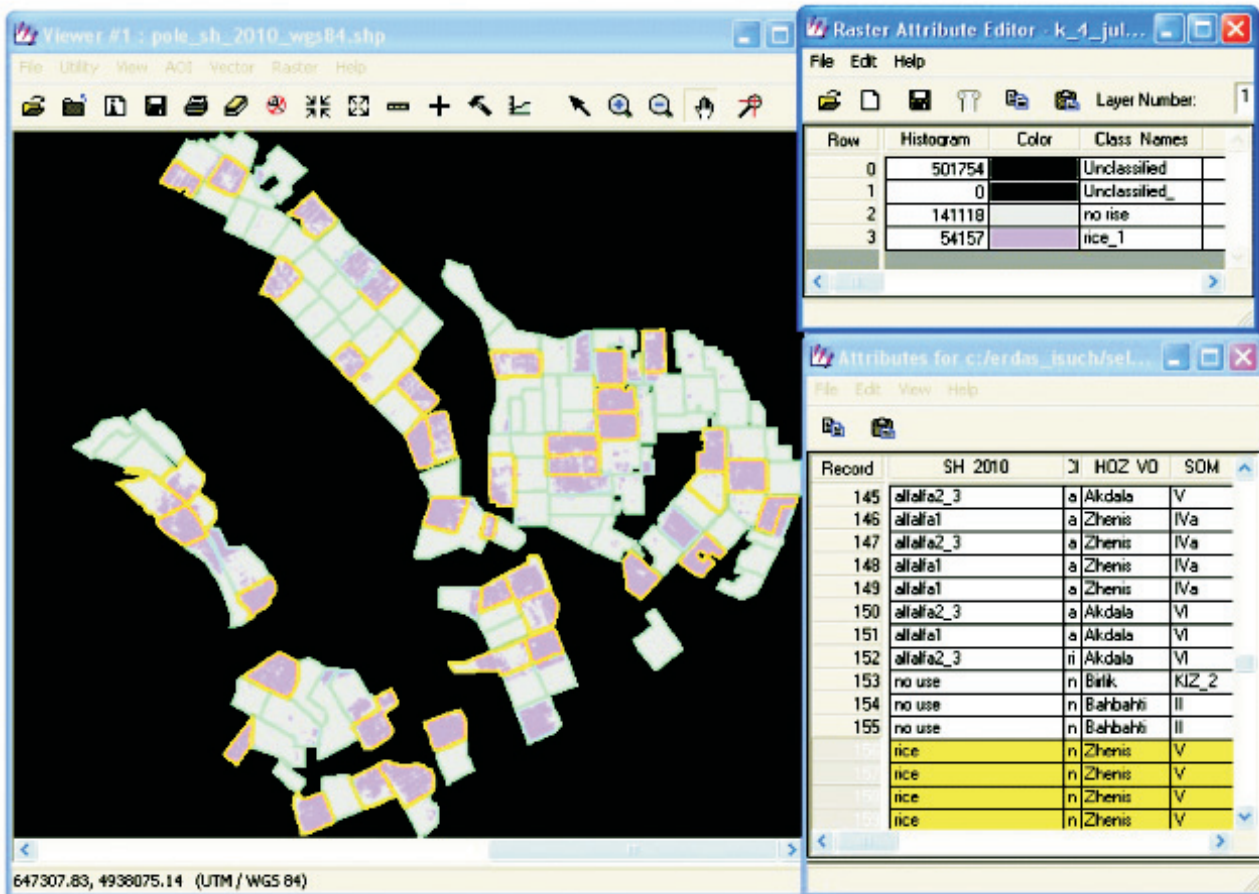


Рис. 4. Результаты классификации космоснимка, выполненной с целью уточнения схемы размещения сельхозкультур

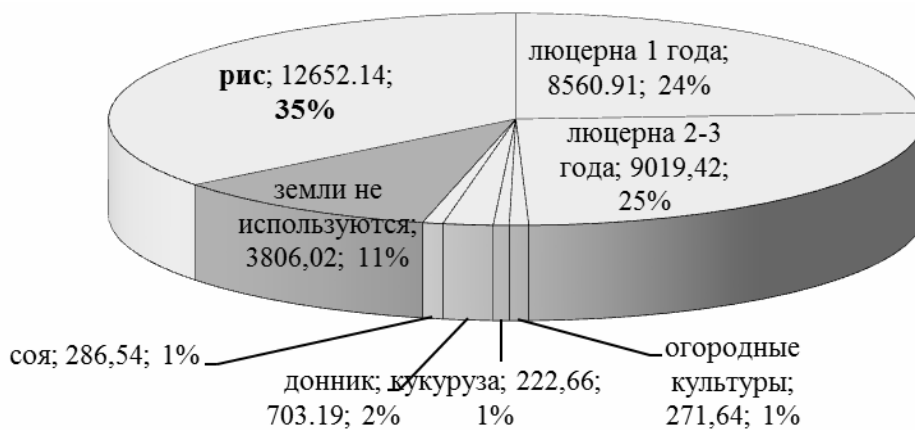


Рис. 5. Сельскохозяйственные культуры, выращиваемые на Акдалинском массиве орошения

В целом, по результатам выполненных исследований, можно сделать вывод, что разработанная методика применения методов дистанционного зондирования для оценки динамики засоления почвогрунтов на прилегающих к Акдалинскому массиву территориях и уточнения схе-

мы размещения сельхозкультур прошла успешную апробацию. В дальнейшем она может быть использована в процессе эксплуатации постоянно действующей модели гидрогеолого-мелиоративных условий Акдалинского массива орошения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Паничкин В.Ю., Мирошниченко О.Л. Современные тенденции гидрогеологического моделирования в Казахстане. //Известия НАН РК. Серия геологическая. 2009. №3. С. 97-103.
2. Веселов В.В., Бегалиев А.Г., Самоукова Г.М. Эколого-мелиоративные проблемы использования водных ресурсов бассейна озера Балхаш. Алматы : Гылым, 1996. С. 688 с.
3. Трифонова Т.А., Мищенко Н.В., Краснощекоев А.Н. Геоинформационные системы и дистанционное зондирование в экологических исследованиях. М. : Академический проект, 2005. С. 352 с.
4. Лурье И.К., Косиков А.Г., Ушакова Л.А. и др. Компьютерный практикум по цифровой обработке изображений и созданию ГИС /Дистанционное зондирование и географические информационные системы. М.: Научный мир, 2004. 148 с.

УДК 665.775

*Е.М. ШАЙХУТДИНОВ¹, С. Ж. КЕНБЕИЛОВА¹, Г.И. БОЙКО¹,
Н. П. ЛЮБЧЕНКО², Е.В. КАГАНОВИЧ³, Г.Г. ИСМАЙЛОВА³, Т.П. МАЙМАКОВ²*

ИССЛЕДОВАНИЕ УСТОЙЧИВОСТИ БИТУМПОЛИМЕРНЫХ ВЯЖУЩИХ К НИЗКОТЕМПЕРАТУРНОМУ ТРЕЩИНООБРАЗОВАНИЮ МЕТОДОМ «SUPERPAVE»

Климаттық қолдану жағдайын есепке ала отырып «Superpave» әдісі арқылы түрленген битумның физикалық-механикалық қасиеттері зерттелді. Иілетін аркалық реометрде -24 °С-тен -34,9 °С-ке дейінгі өзгеру аралығындағы БДН60/90 маркалы битумның төмен температурадағы жай-күйі мен ТАПП-Т3, ТАПП-Т4, ТАПП-Т5 битумполимер қоспаларының тұтқыр маркаларының RTFOT әдісі арқылы тік айналмалы пештегі бірізді жылдамдатылған тозу үлгісінен кейін және PAV әдісі арқылы қысым мен жоғары температурадағы ыдыстағы ұзақ уақытты тозуының салыстырмалы зерттеуі жүргізілді. «Superpave» техникалық жағдайына сәйкес зерттеу үлгілері -46 °С температурадан басқа барлық есептік төмен температуралық тұрақтылық талаптарын қанағаттандырады.

Проведена модификация окисленного битума отходами производства карбоцепных полимеров. Методом «Superpave» исследованы физико-механические свойства модифицированного битума с учетом климатических условий эксплуатации.

На реометре с изгибающей балкой (BBR) в диапазоне изменения температур от -24 °С до -34,9 °С проведено сравнительное исследование низкотемпературного поведения битума марки БНД 60/90 и битумполимерных вяжущих марок БПВ/ОАПП-Н3, БПВ/ОАПП-Н4, БПВ/ОАПП-Н5 после последовательного ускоренного старения образцов в вертикальной вращающейся печи методом RTFOT и долговременного старения в сосуде под давлением и высокой температуры методом PAV. Согласно Техническим условиям «Superpave» исследуемые образцы удовлетворяют требованиям низкотемпературной устойчивости, при всех расчетных температурах, кроме минус 46 °С.

Oxidized bitumen was modified by carbon-chain polymer manufacture's waste. Physical-mechanical properties of modified bitumen were tested using the «Superpave» method, with due consideration of climatic service conditions.

Performance characteristics at low temperature of bitumen polymer CB60/90 were studied using bending beam rheometer BBR in the temperature range from minus 24 °C to minus 34.9 °C; the performance characteristics at low temperature of bitumen polymer binders OAPP-N3, OAPP-N4, OAPP-N5 were studied after gradual aging of the samples at Rolling Thin-Film Oven by RTFOT method and long term aging in Pressurized Aging Vessel (PAV). According to the «Superpave» technical conditions, samples meet all requirements to low temperature resistance at any temperature, except minus 46 °C.

Одним из важнейших условий повышения эксплуатационной надежности асфальтобетонных покрытий является улучшение качества битумов как за счет совершенствования технологических процессов их производства и технических требований к применяемому сырью, так и за счет модификации битумов полимерными добавками. Полимерные модификаторы позволяют значительно повысить адгезионные свойства, прочность и стабильность свойств битумов, придают битумполимерной композиции эластичность, понижают температуру хрупкости, повышают теплостойкость, расширяют температурный интервал работоспособности дорожных покрытий [1-3]. Введение модификатора способствует

изменению структуры нефтяных битумов, при этом отмечается, что молекулы модификатора должны быть способны к взаимодействию с составными частями битума: асфальтенами, смолами и маслами [4].

Одним из способов снижения эксплуатационных затрат актуальным является использование в качестве полимерных модификаторов техногенного сырья – отходов полимерных производств. Уровень применения полимерных отходов остается низким, несмотря на потенциальную пригодность большинства из них для повторного вовлечения в переработку в ценные химические продукты и востребованные виды сырья.

¹Казахский национальный технический университет имени К.И. Сатпаева,

²Высшее учебное заведение «УНАТ»,

³АО «Казахстанский дорожный научно-исследовательский институт», г. Алматы

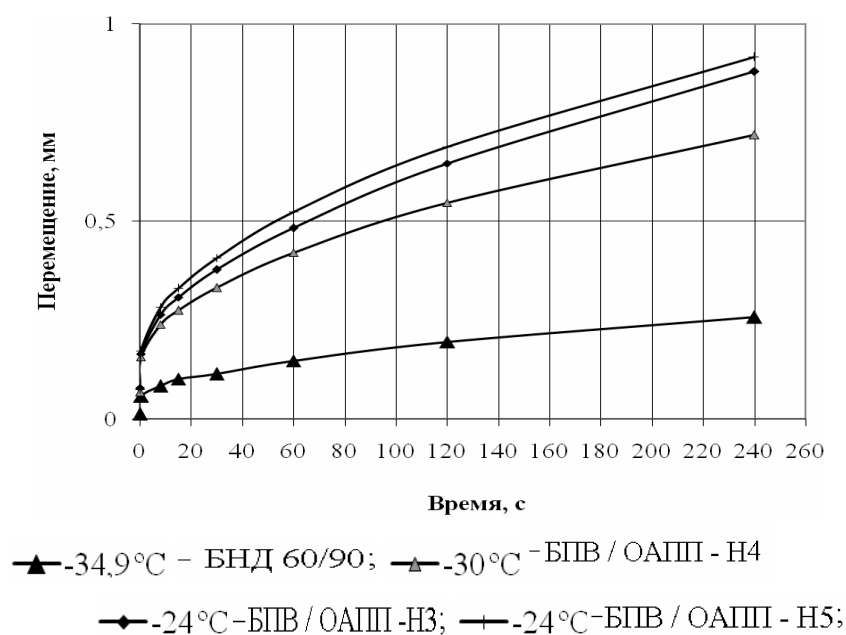


Рис. 1. Изменение перемещения во времени для битума и битумполимерных вяжущих после старения в RTFOT+ PAV

Одним из таких модификаторов является атактический полипропилен – побочный продукт при производстве изотактического полипропилена.

В ряде работ отмечается высокая технологичность АПП при приготовлении асфальтобетонных смесей [3-4]. Кроме того, атактический полипропилен легко поддается химической и радиационно-химической модификации, что позволяет получать новые химические продукты с необходимым комплексом физико-химических свойств.

Практическое значение для модификации АПП имеют технологии термического окисления, радиационно-прививочной полимеризации, позволяющие регулировать гидрофобно-гидрофильный баланс и поверхностно-активные свойства полиолефина за счет введения в макромолекулу полярных функциональных групп различной химической природы (гидроксильные, карбоксильные, карбонильные, эфирные).

С учетом экономических и экологических факторов функционализированный атактический полипропилен безусловно, представляют значительный интерес для модификации окисленных нефтяных битумов.

Предварительными исследованиями было показано, что модифицированные образцы АПП отвечают требованиям, предъявляемым к модификаторам, хорошо совместимы с битумом при проведении процесса смешения, не разрушаются в условиях приготовления асфальтобетонной смеси, и позволяют получать битумно-полимер-

ные композиции с регулируемыми физико-механическими свойствами [3-5].

Анализ литературных и собственных экспериментальных данных [5,6] по испытанию физико-механических свойств битума Павлодарского нефтехимического завода марки БНД 60/90 модифицированного добавками атактического полипропилена различных окисленных форм свидетельствует об эффективности новых полимерных модификаторов. При использовании модификаторов марок ОАПП-С-ВБЭ/1175, ОАППС-ВЭЭГ/1175 синтезированных радиационно-химической прививкой гидрофильно-гидрофобных мономеров на макромолекулу среднеокисленного атактического полипропилена, получены новые композиционные органические вяжущие (КОВ) с улучшенными физико-механическими свойствами.

В работе изложены результаты по исследованию физико-механических и эксплуатационных свойств дорожного битума марки БНД60/90 производства «Газпромнефть-Омский НПЗ», модифицированного низкоокисленным атактическим полипропилен марки ОААП-Н производства ООО «Атактика», г. Томск.

Количество модификатора ОАПП-Н варьировалось в пределах 3-5 % мас.

Работы по изучению термоустойчивости битумов, модифицированных ОАПП-Н были проведены в испытательной лаборатории АО «КазДорНИИ» согласно техническим условиям

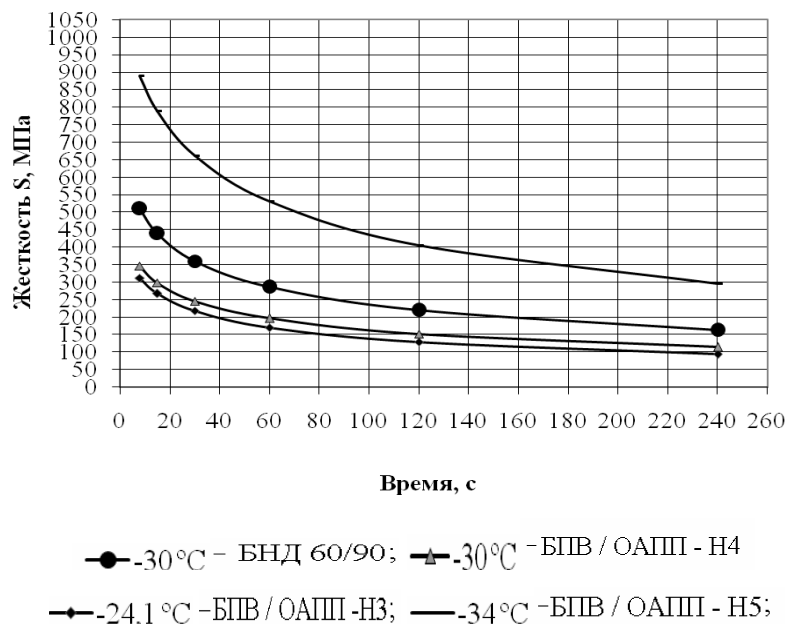


Рис. 2. Изменение жесткости во времени для битума и битумполимерных вяжущих после старения в RTFOT+ PAV

«Superpave» с применением современных методов и оборудования, позволяющих приблизить условия испытаний к реальным условиям эксплуатации БПВ.

При оценке физико-механических и эксплуатационных свойств асфальтобетонных покрытий важным фактором является температурная устойчивость вяжущих.

Исследования физико-механических свойств образцов битума БНД60/90 и БПВ до и после старения по методу RTFOT (ускоренный метод старения под воздействием высокой температуры и притока воздуха в вертикальной вращающейся печи) [7,8] показали, что полипропилен марки ОАПП-Н является эффективным модификатором битума. Изменение массы модифицированных образцов после прогрева находилось в пределах нормы и составляло 0,01-0,02%, показатель остаточной глубины проникания иглы составлял 78% для исходного битума и 84 % для модифицированных образцов. Температура размягчения по методу кольца и шара (КИШ) для исходного битума изменялась от 49 до 52°C, что находится в пределах нормы ($\tau=5$). Установлено также, что для модифицированных образцов данная величина остается постоянной (58-59). Полученный результат можно объяснить тем, что окисленный атактический полипропилен, вероятно, является не только стабилизатором коллоидной структуры битума, но и одновременно ингибитором, замедляющим старение БПВ [5].

Исследование устойчивости БПВ марок БПВ/ОАПП-Н3, БПВ/ОАПП-Н4, БПВ/ОАПП-Н5 к низкотемпературному трещинообразованию было осуществлено на реометре с изгибающей балкой (метод BBR) фирмы «Applied Test Systems» (США), в диапазоне изменения температур от -24°C до -34,9°C, что согласно стандарту ASTM D 6648-08 [9,10] соответствует расчетным температурам от -34 до -44,9°C.

Образцы вяжущего, состаренные по методу RTFOT подвергали долговременному воздействию в течение 20 часов высокого давления (2,1 МПа) и температуры 100°C методом PAV [11] на оборудовании фирмы производства «Prentex Alloy Fabricators, Inc», США. Метод PAV моделирует эффект долговременного климатического старения вяжущего в процессе эксплуатации покрытия 5–10 летней службы.

Подготовленные к испытанию на BBR образцы являясь результатом воздействия всех трех этапов их службы: в исходном состоянии, после перемешивания и строительства (RTFOT), и после старения в процессе производства и эксплуатации (PAV), были использованы для изготовления битумных балочек и проведения испытаний при низких температурах.

На рисунках 1-2 представлены кривые изменения перемещения и жесткости во времени для образцов исходного битума и битумполимерных вяжущих после последовательного старения методами RTFOT и PAV. Видно, что деформи-

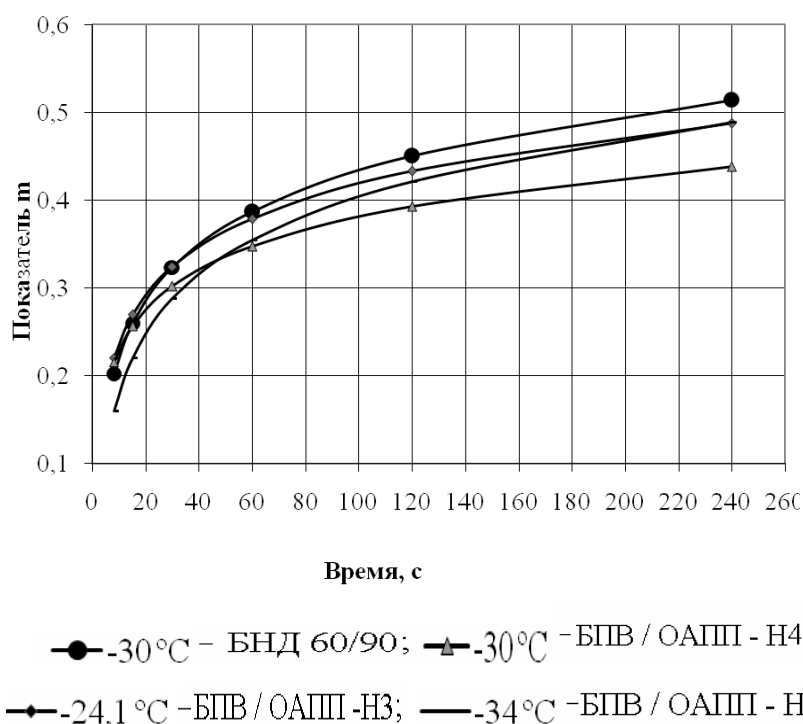


Рис. 3. Зависимость скорости релаксации напряжения (показатель m) во времени для битума и битумполимерных вяжущих после старения в RTFOT+ PAV

руемость для всех образцов БПВ, и исходного битума БНД 60/90 с увеличением времени действия нагрузки и температуры повышается, а жесткость $S(t)$, понижается.

Исследование зависимости скорости релаксации напряжения (показатель m) во времени для битума БНД 60/90 и битумполимерного вяжущего марки БПВ/ОАПП-Н5 в диапазоне температур от -24 до $-34,9^{\circ}\text{C}$ показало, что с увеличением времени растет скорость релаксации напряжения $m(t)$ (рис. 3). По способности релаксировать (демпфировать) возникающие напряжения и предотвращать появление остаточных деформаций модифицированные образцы битума практически не отличаются от исходного битума, m – величина больше 0,300, что отвечает требованиям технических условий «Supergave».

На рисунке 4 представлена зависимость модуля жесткости от температуры при длительности нагружения 60с и максимального предела модуля жесткости 300 МПа для битума БНД 60/90 и битумполимерных вяжущих различных марок после старения в RTFOT и PAV. Согласно рисунку 4 модифицированные образцы при низких температурах ($-24,2^{\circ}\text{C}$ до $-31,8^{\circ}\text{C}$) более пластичные по сравнению с исходным окисленным би-

тумом. Низкотемпературное трещинообразование за 60с при жесткости 300МПа наблюдается для исходного битума при температуре $-30,5^{\circ}\text{C}$ в то время как для БПВ, при температуре от $-31,5$ до $-31,8^{\circ}\text{C}$. В ряду изученных марок, лучшим является БПВ/ОАПП-Н4. С дальнейшим понижением температуры низкотемпературное трещинообразование увеличивается. Результаты испытания методом VBR показали, что образцы битумполимерных вяжущих удовлетворяют требованиям низкотемпературной устойчивости при расчетных температурах: -28 , -34 , -40°C . В соответствии с разработанной АО «КазДорНИИ» картой районирования территории Казахстана по эксплуатационным температурам [12,13], асфальтобетонные покрытия могут эксплуатироваться во всех регионах Казахстана, кроме Восточного (-46°C).

Таким образом, изучены эксплуатационные характеристики окисленного битума БНД60/90 и битумполимерных вяжущих на трех этапах их срока службы: в исходном состоянии; после старения в вертикальной вращающейся печи (RTFOT); в сосуде старения под давлением при высокой температуре (PAV).

Методом VBR исследована жесткость образцов исходного битума и БПВ на реометре с изгибающей балкой при низких температурах после

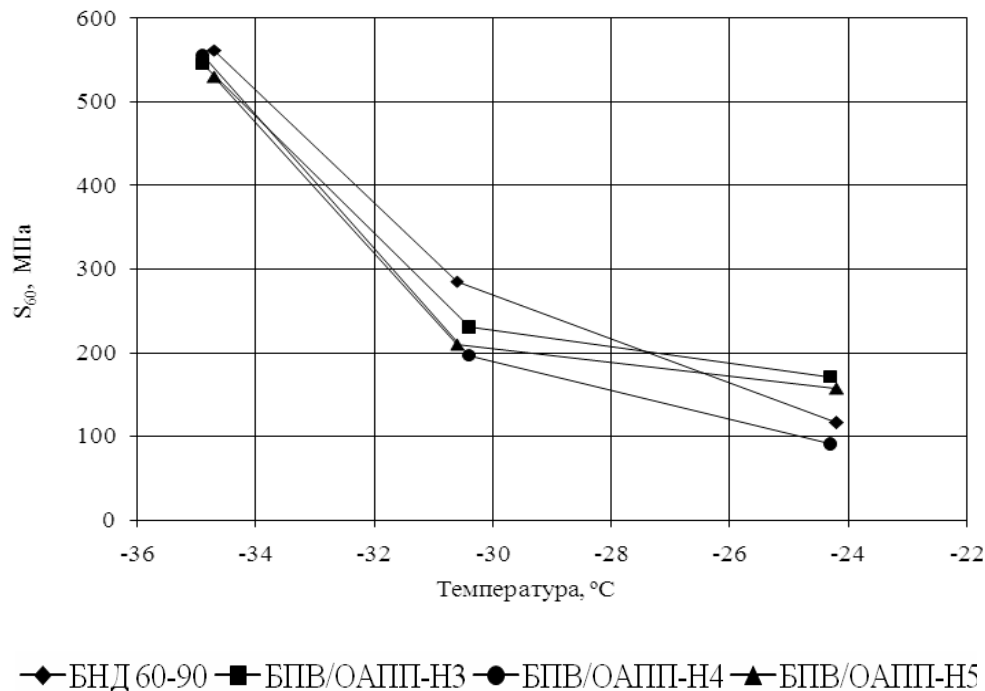


Рис. 4. Зависимость модуля жесткости от температуры для битума БНД 60/90 и битумполимерного вяжущего различных марок после старения в RTFOT+ PAV (длительность нагружения 60с, максимальный предел модуля жесткости 300 МПа)

последовательного старения методами RTFOT и PAV.

Показано, что испытанные образцы удовлетворяют требованиям низкотемпературной устойчивости при расчетных минимальных температурах: -28 , -34 , -40 °C.

ЛИТЕРАТУРА

1. Надилов Н.К. Высоковязкие нефти и природные битумы. В 5-ти т. Алматы: Ғылым, 2001. Т.3. Нетрадиционные методы переработки. – 414с.
2. Ризванов Т.М., Кутын Ю.А., Теляшев Э.Г., Викторова Г.Н. Полимербитумные вяжущие и полимерасфальтобетоны с применением атактического полипропилена / Нефтепереработка и нефтехимия. Проблемы и перспективы. Материалы секции Д III Конгресса нефтепромышленников. Россия, Уфа.2001. С.71-74.
3. Рудненская И.М., Рудненский А.В. Физические свойства битумов // Автомобильные дороги. – 2010. – № 8. – С. 82-87.
4. Унгер Ф.Г., Эфа А.К., Цыро Л.В и др. // Автомобильные дороги. – 1998. – № 11 – С. 22-23.
5. Нехорошева А.В., Нехорошев В.П. Атактический полипропилен и некристаллические полимеры пропилена: получение, строение, свойства и применение. Монография. Ханты-Мансийск: Полиграфист, 2008. 128 с.
6. Кенбеилова С. Ж., Бойко Г.И., Любченко Н. П., Шайхутдинов Е.М., Каганович Е.В., Исмаилова Г.Г. Новые композиционные органические вяжущие для

дорожных покрытий // Доклады девярых международных научных Надиловских чтений: Научно-техническое развитие нефтегазового комплекса. Алматы, 2011. С.328-334.

7. ASTM D 2872-08. Standard Test Method for Effect of Heat and Air on a Moving Film of Asphalt (Rolling Thin-Film Oven Test) 2008.

8. Кенбеилова С. Ж., Бойко Г.И., Любченко Н. П., Шайхутдинов Е.М., Каганович Е.В., Исмаилова Г.Г. Модификация окисленного битума БНД 60/90 отходами производства карбоцепных полимеров // Поиск, № 2(1), 2012.

9. ASTM D 6648-08. Standard Test Method for Determining the Flexural Creep Stiffness of Asphalt Binder Using the Bending Beam Rheometer (BBR). 2008.

10. Performance Graded Asphalt Binder Specification and Testing. Superpave Series № 1. Asphalt Institute, 1999.

11. ASTM D 6521-08. Standard Practice for Accelerated Aging of Asphalt Binder Using a Pressurized Aging Vessel (PAV). 2008.

12. Телтаев Б.Б., Каганович Е.В., Исмаилова Г.Г. Учет климатических условий эксплуатации при выборе битума для асфальтобетонных смесей // Наука и техника в дорожной отрасли. 2008. № 2. С. 17-20.

13. Телтаев Б.Б., Каганович Е.В., Амирбаев Е.Д. Исследование битумов применительно к условиям резкоконтинентального климата Казахстана // сб. докладов Международной научно-практической конференции, посвященной 20-летию СНГ и Независимости Республики Казахстан: «Инновационное развитие международных транспортных коридоров», Астана, 2011. С. 33-42.



ЕРГАЛИЕВ ГАПШАР КАСЕНОВИЧУ

(к 80-летию со дня рождения)

Известный крупный ученый, геолог, стратиграф и палеонтолог академик НАН РК и КазНАЕН РК, доктор геолого-минералогических наук, профессор, лауреат государственной премии Каз ССР (1982 г.), руководитель лаборатории региональной геологии «Института геологических наук им. К.И.Сатпаева» МОН РК.

Г.К.Ергалиев родился 17 октября 1932г. в ауле Камыста Жаныбекского района Западно-Казахстанской области. В 1956 г. окончил геолого-географический факультет Казахского государственного университета им. С.М.Кирова (ныне им. аль-Фараби) и поступил на работу в ИГН., где прошел путь от ст. лаборанта до руководителя лаборатории Института. В 1967 г. защитил кандидатскую, а в 1990 г. — докторскую диссертацию. В 1982г. Г.К.Ергалиеву было присвоено ученое звание СНС, в 1998г. — профессора. В 1994 г. он был избран членом-корреспондентом, в 2003 г. академиком НАН РК, в 2008 г. — академиком КазНАЕН РК.

Научное направление Г.К.Ергалиева было сформировано под руководством одного из организаторов Геологической службы Казахстана, академика АНКазССР, лауреата Ленинской премии Р.А.Борукаева, соратника К.И.Сатпаева и связано с геологической съемкой, стратиграфией и региональной геологией кембрийских и нижнепалеозойских отложений многих горно-промышленных регионов Казахстана.

Научные работы Г.К.Ергалиева внесли большой вклад в геологическую науку Казахстана. Он разработал и ввел в практику стратиграфическую схему Каратауского типа разрезов кембрийских отложений Казахстана и Киргизии, а также ярусное и зональное расчленение верхнего отдела кембрийской системы для территории бывшего Союза (1980). Предложенные им аюсокканский, сакский и аксайский ярусы приняты Межведомственным стратиграфическим комитетом СССР (постановление

МСК, вып. 21, Л., 1983) для всей геологической службы СССР и вошли в геохронологическую таблицу 1984 г., в Инструкцию по составлению геологических карт, сборник «Практическая стратиграфия» (1984) и в ряд учебников ВУЗов. Ему принадлежит приоритет выделения вендских отложений в Южном Ульгау, Большом Каратау и самостоятельной Кокжотской структурно-формационной зоны, а также закономерного явления диахронного возраста карбонатной формации Байконур-Каратау-Жабаглинской зоны с севера на юго-восток. Это закономерное явление (принцип Головкинского или Уилера-Вислея) им впервые было установлено в 1965 г. в Казахстане. Особое значение имеет выявленный и изученный Г.К.Ергалиевым Кыршабактинский разрез среднего и верхнего кембрия в г. Малый Каратау, который является стратотипическим и признан как возможный международный стандарт для ярусного расчленения среднего и верхнего кембрия. Разрез в 1985г. объявлен Аксайским Государственным геологическим заказником как уникальный природный объект.

Все эти материалы легли в основу корреляционных схем вендских и кембрийских отложений Казахстана и Киргизии (Решения II-го и III-го Всесоюзных межведомственных стратиграфических совещаний по Казахстану, Алма-Ата 1971, 1986гг.). Результаты исследований реализованы в сериях геологических, палеотектонических и других карт, в том числе Геолкарта-50, решениях МСК СССР, КазРМСК — всесоюзных коллоквиумах по трилобитам.

Инициатива и заслуга Г.К.Ергалиева известны в организации и проведении 2-х всесоюзных (1971, 1985) и 4-х международных экскурсий, 27 сессии МГК (Москва, 1984) и 3-го международного симпозиума по ярусам кембрия (Новосибирск и горы Малый Каратау. 1990). Для него характерно выполнение совместных работ с

учеными США (1978), Англии (1992), Швеции (1991) и Польши (1992) и активная пропаганда достижений геологической науки Казахстана. Труды Г.К.Ергалиева издавались в материалах пяти Международных геологических конгрессов и восьми международных симпозиумов и конференций. В 1992г. как член-корреспондент, а с 2000г. действительный член Международной подкомиссии по стратиграфии кембрия Международного союза геологических наук (МСГН) ЮНЕСКО он участвовал в двух международных конгрессах (Москва, 1984; Пекин, 1996) и 5-и международных полевых конференциях по ярусному делению кембрийской системы с докладами (Гуйчжоу, 2003, Нанкин 2005; Мадрид, 2008; Якутия 2008; Чехия и Германия 2010).

Общеизвестным огромным вкладом Г.К.Ергалиева в мировую геологическую науку является разработка 3-х ярусной зональной шкалы верхнего отдела кембрийской системы для всей территории бывшего Советского Союза, включая в Общую стратиграфическую шкалу аюсокканского, сакского и аксайского ярусов. Открытие Кыршабактинского разреза в г.Малый Каратау в Южном Казахстане с необычайно богатыми остатками фауны трилобитов, в особенности космополитных таксонов агностид было сенсацией для того времени в мировой геологической науке. Это вызвало огромный интерес ученых как ближнего, так и дальнего зарубежья. Так, результаты Кыршабактинского разреза дали начало интенсивному изучению известных и выявлению новых неизвестных непрерывных разрезов среднего и верхнего кембрия в Евразии, Австралии и Северной Америки. Все это стимулировало Г.К.Ергалиева отдать много сил и труда углубленному изучению на современном уровне глобальных стратотипов границ ярусов и зон среднего и верхнего кембрия по первым появлению (FAD) космополитных таксонов агностидных трилобитов в Кыршабактинском разрезе. Это было единственно правильное решение — не останавливаться на достигнутом и впредь информировать мировую геологическую общественность о значимости нашего казахстанского разреза, а самому быть полезным сотрудником Института и не потерять доброго имени в своей профессии. По известной казахской пословице «Ғылыммен айналысу инемен құдық қазғандай» (Занятие наукой равносильно выкапыванию иголкой колодца). Так палеонтологу необходимо, прежде всего, найти остатки ископаемой фауны в пласте осадочных пород путем раскалывания геологическим молотком по напластованию слоистости, далее отпрепарировать стальным надфилем (иголкой) под биноклем внешний скелет или отпечатки, измерить и сфотографировать фауну, определить до рода и вида по всей имеющейся литературе с начала XVIII столетия и по ныне на многих языках. Успех палеонтолога зависит от тщательного выполнения всех этих видов исследований. Работа очень сложная и кропотливая.

Особого внимания заслуживает деятельность Г.К.Ергалиева и его коллег в проведении в 2009 году на высоком научном уровне XIV-ой Международной конференции и экскурсии в г. Алматы и горах Каратау с участием 30 ученых из США, Великобритании, Швеции, Испании, Германии, КНР, Южной Кореи,

городов Москвы, Санкт-Петербурга, Новосибирска, Ташкента. К конференции были изданы Путеводитель экскурсии, тезисы, материалы конференции на русском и английском языках и монография «Агностиды среднего и верхнего кембрия Аксайского государственного заказника». По результатам обсуждения и голосования членов рабочей группы Международной подкомиссии разрез по р. Кыршабакты принят как вспомогательный 9-го яруса МСШ со статусом «Серебряный гвоздь» (ASSP).

Он единственный доктор г.-м. наук в области стратиграфии и палеонтологии и высококвалифицированный специалист по изучению стратиграфии и ископаемой фауны трилобитов кембрия и нижнего ордовика в Казахстане. В настоящее время он ведет совместную работу с учеными Берлинского университета Германии по программе «Границы докембрия и кембрия хр. Каратау». По поручению Международной подкомиссии кембрийской системы МСГН ЮНЕСКО Г.К.Ергалиев вместе со своими коллегами уделяет много времени установлению 10-го яруса кембрия в Малом Каратау. Разработанная им биостратиграфическая шкала среднего и верхнего отделов кембрийской системы Казахстана выдержала испытание временем и является неизменной как адекватная шкала Балтийских стран, Китая, Австралии, Лаврентия и Сибирской платформы (Treatise on Inver. Paleontology 1997, p. 308-311, table 1.1-1.4; международный журнал геологических наук «Episodes», 2000, vol. 23, №3, p. 190, 191). Он автор более 160 научных работ, 3-х монографий, 6-и Международных геологических путеводителей и 3-х заявок на ярусы в кембрийскую подкомиссию МСГН, а также ряда очерков Национальной энциклопедии Казахстана. Подготовил 1 доктора и 4-х кандидатов наук. Он участвовал в составлении несколько геологических карт, в том числе по Каратау и Семипалатинскому полигону 1998г., и палеотектонических карт Советского Союза. Монографически описал 467 видов трилобитов, принадлежащих 171 родам, из которых 20 родов и 180 видов являются новыми в мировой палеонтологической науке.

Научная и трудовая деятельность Г.К.Ергалиева оценена высоко. Он удостоен звания лауреата Государственной премии КазССР (1982). Его имя внесено в Золотую книгу почета КазССР (1981), в 17-й Международный справочник «Выдающиеся ученые», Кембридж (1996), в энциклопедию Западного Казахстана, (2002), «Кто есть кто» в Казахстанской науке, в промышленности РК (2008), Ассоциации выпускников КазНУ им. аль-Фараби «Наша элита» (2002), Почетные люди земли Казахской, VI том, Издат. дом, «Кітап», 2002. Награжден медалями «За доблестный труд», «Ветеран труда», 65 лет ВОВ (1941-1945г.г.), Серебряным знаком XXVII МГК (Москва — 84), дипломом и знаком комитета геологии и недропользования РК, «Заслуженный геолог-разведчик Казахстана» (2002г.), почетными грамотами Президиума НАН РК, Акимата г. Алматы (2010 г.).

Коллеги и друзья благодарят Вас за самоотверженный труд, желают здоровья, счастья, неиссякаемой энергии и успехов во всех начинаниях.

Редколлегия журнала

Ғ.К.ЕРҒАЛИЕВ

ЕҢ АЛҒАШ ЖУРНАЛДАН Қ.И. СӘТБАЕВТИҢ СУРЕТІН КӨРІП, ОЛ ТУРАЛЫ ОҚЫҒАНЫМ ЕСІМДЕ ӨМІР БОЙЫ ҚАЛДЫ

Құрметті қауым, әріптестер және іні-қарындастар!

Сіздерді Қаныш Имантайұлы Сәтбаевтың туған күнімен және ғылым күнімен шын жүректен құттықтаймын! Менің алдымда сөйлеген академиктер Жұрымбек Сыздықұлы мен Сұлтанбек Мырзахметұлы Қаныш Имантайұлының барлық жақсы қасиеттерін, адамгершілігін, ұлы ғалым, ұлы тұлға екенін толық айтты. Сонымен бірге Қаныш Имантайұлы Сәтбаевтың мемлекет және қоғам қайраткері ретінде елімізге өндіріс индустриясын, Ғылым академиясын ашып, олардың әрі қарай дамуындағы еңбектерін баяндады. Мен академиктерден кейін артық ештеңе айта алмаспын және қажеті де жоқ қой деймін. Онан да Қаныш Имантайұлымен қалай танысқанымды айтайын. Батыс Қазақстан облысының Жәнібек ауданында 9-класс оқып жүрген кезім. Мектеп кітапханасында «Огонек» журналын көріп отырғанымда көзіме бұйра шашты, жылы жүзді, қолына тас ұстап отырған кісінін суретін көрдім. Оқып қарасам, Қазақстан Ғылым академиясының президенті екен, 50 жасқа толған құттықтау хабары екен. Біраздан кейін не болғанын білмеймін, тұлға бойым шымырлап ойланып отыра беріппін. Қаныш Имантайұлының қасиеті мен мысы, не болмаса қолындағы минерал тастың қасиеті ме, 5-10 минуттан кейін есімді жидым. Маған неге геолог болмасқа? Осыдан кейін геолог болам деп өзім-өзіме серт бердім. Осы уақытқа дейін сот не прокурор болам деген ойымды есімнен шығаруға тырыстым. Бара-бара ұмыттым. Осылай Қаныш Имантайұлы Сәтбаевты сырттай көріп, ол туралы оқыған соң, Алматының тау-кен металлургия институтының геологиялық барлау факультетіне түссем деп армандадым. 1951 жылы 10- класты бітірісімен Алматыдағы жоғарғы институттың геологиялық барлау факультетіне құжат тапсырдым. Емтиханда оқытушымен тіл тартысқаным үшін химия пәнінен құлап қалдым. Не істерімді білмедім. Есіме әке жағынан екі-үш атадан қосылатын нағашым Г.З. Бияшевтің айтқан сөзін тыңдамағаныма өкіндім. Ол кісі «Сен университеттің биология факультетіне түс, мүмкін менің көмегім тиер», – деген. Г.З.Бияшев ол жылдары генетика-дарвинизм кафедрасының менгерушісі еді. Сол күні Алматыда жоқ, курортта. Абитуриенттердің айтуы бойынша универси-теттің экономика факультетіне әлі де қабылдау жүріп жатыр екен.

2-қыркүйекте жоғарғы университеттің экономика факультетіне арыз беріп, емтиханға жазылдым. Оқытушылармен сөз таластырмай, барлық емтиханнан өттім. Сөйтіп С.М. Киров атындағы Қазақ мемлекеттік университетіне студент болып қабылдандым. Бұл факультет маған ұнамады, неге десем есімнен геолог болам деген ой

кетпей қойды. 1-семестрден кейін Университеттің геология-география факультетінің геология бөліміне ауыстым. Мені бұл мақсатыма жеткізген өмірден 30 жасында (1939 ж.) кеткен әкемнің және Қаныш Имантайұлының аруақтары жебеді деп ойладым.

1952 жылы мамыр айының бір күндерінде қазіргі Төле би (бұрынғы Абай) және Қарасай батыр (бұрынғы Виноградов) көшелерінің қиылысынан Қ.И.Сәтбаевты көріп қалдым. Үндемей тұрып қалдым. Ірі денелі, бұйра шашты, өте сұлу кісі екен. Сол жылдары және одан да кейін Қарасай батыр көшесімен Геологиялық ғылыми зерттеу институтына жаяу бара жатқанда бірнеше рет көріп қандай қасиетті, салмақты, көркем адам деп таң қалдым.

1954 жылы 3-курстан кейін, өзімнің салақтығымнан және анқаулығымнан өндірістік практикадан қала жаздадым. Бірақ сәті түсіп бізге сабақ беріп жүрген доцент А.Е. Репина Қ.И.Сәтбаевпен 30- жылдардан бірге жүрген ғылыми атқосшысы әрі құрдасы, Қазақстан Ғылым академиясының толық мүшесі Р.А.Борукаевпен таныстырып, сол кісі арқылы Институттың орталық Қазақстанға баратын экспедициясына орналастырды. Практикамды Баян тауының терістік қойнауындағы Александров (қазіргі С.Торайғыров) полиметалдар кенінде өткіздім. 1955 жылы 4-курстан кейін екінші практикамды да тағы сол Александров кенінде, Баянауыл және Май аудандарының аймақтарында өттім. Практика жетекшісі аспирант В.С.Звонцов (кейіннен г.м. кандидаты) өте жуас, қарапайым, білімі, ой өрісі жоғары адам еді. Сол жылы жұмысымызды тексеруге Р.А.Борукаев ЯК-12 самолетімен лагерімізге ұшып келді. Лагерде 3-4 күн болды, бізбен бірге тау- тас құрылыстарын картаға түсіру жұмыстарына қатысты. Бұл Р.А.Борукаевты екінші рет көргем еді. В.С.Звонцовтан менің қалай жұмыс істейтінімді, геологияға қабілеті қалай деп сұрапты. Бір-екі күннен кейін Р.А.Борукаев мені шақырып алып, сен мына самолетке мін де, жоғарыдан жердің ландшафтысын, қыртысын және геологиясын көр деді. Менің қуанғаным сондай, үндемей самолетке отырып жарты сағаттай ұшып жоғарыдан бәрін, әсіресе Ертіс өзенін көріп мез болып лагерге оралдым. Бұл менің, бірінші рет самолетке отырғаным. Р.А.Борукаев кетерде В.С.Звонцовқа сен Ғаппарға тапсырма бер, маршрутты жалғыз жүргізсін, үйренсін депті.

Университетті бітірместен бір-екі ай бұрын «Сені Р.А.Борукаев: Институтта алып қалатын болды деді», – деп дипломымның жетекшісі В.С.Звонцов құттықтады. Бұл туралы Қ.И. Сәтбаевпен келісіпті. Алматыда қалам

деген ойым да, максатым да жоқ еді. 1956 жылы 26 мамырда университет бітірісімен Институтқа аға лаборант болып қабылдандым. Сол күні Шыңғыс тауының геология картасын түсіруге экспедицияға кеттім. Бұл Геология ғылымдарын зерттеу институтында осы күнге дейін жұмыс аткарып жүрмін. Еңбегім жанды. Оның барлық ғылыми салаларынан өтіп, лаборатория меңгерушілігіне дейін өстім. Геология-минералогия ғылымдарының кандидаты және докторы атағына ие болдым. Еңбегімнің арқасында Қазақстанның Құрметті Алтын кітабына атым енді. Республикамыздың Мемлекеттік сыйлығы атағын алдым. Ұлттық ғылым академиясының корреспондент мүшесі және академигі болып сайландым. ЮНЕСКО жанындағы Халықаралық геология ғылымдары одағының кембрий стратиграфиясының қосымша комиссиясының толық мүшесімін. Қазақстан геология ғылымдарының туын жер жүзіне көтеріп жариялап жүрген маманмын. Қазақстан жерінде еш уақытта бұрын-соңды Халықаралық ғылыми геология экскурсиялары жүргізілмеген болатын. 1984 жылдан бастап 2009 жылға дейін Кіші Қаратау тау жотасында 3 рет Халықаралық экскурсия өткіздім. Бұл экскурсияларға әлемнің 50 елінен келген 100-ден артық ғалымдары және үлкен дәрежелі мамандары қатысты. Бұдан да бұрын атакты академиктердің және геолог мамандардың қатысуларымен Қаратау жоталарында бірнеше рет Бүкілодақтық экспедициялар өткізгем. Жоғарғы кембрий 3 ярусты (қабатты) стратиграфия шкаласын Қазақстанға және Кеңес Одағына бірінші болып ұсынғам. 3 монографияның, 150-ден асқан мақала авторымын. 1985-1992 жылдары Кеңес Үкіметі мен шет елдер арасындағы ғылыми және мәдениет шарттары бойынша АҚШ-тың, Швецияның, Ұлыбританияның және Польшаның геолог-маман оқымыстыларымен Кіші Қаратаудың кембрий стратиграфия және палеонтология ғылыми салалары бойынша бірлесіп жұмыс жүргіздім. Соңғы екі жылда (2010–2011) Берлин университеті мен Қ.И.Сәтбаев атындағы Геологиялық ғылыми зерттеу институтының өзара ынтымақтық шарты бойынша Кіші Қаратау кембрий жүйесінің геология және биология эволюцияларында қандай ғажайып өзгерістер («Кембрийский взрыв») болғанын зерттеп ғылыми іске асырмақпыз.

Осы барлық ғылыми жетістіктерім меніміше Қаныш Имантайұлы Сәтбаевтың аруағының көмегі деп ойлаймын! Себебі практикаларымды Қаныштың туған жерінде өткіздім. Алғашқы жеке ғылыми жұмыстарымды Жезқазған, Қарсақпай, Ұлытау аймақтарында жүргіздім. Қ.И.Сәтбаевтың аралаған жерлерін түгел аралауға тырыстым. Қияқты көмір кенінде болдым. Сонымен қатар

Қ.И.Сәтбаев барған Англияға да (А.А. Абдулинмен бірге) бардым. Ұлыбританияның Ноттингем қаласында өткен геологиялық Одақ орталығында XIX ғасырдың 30-жылдарына дейін ағылшындардың Жезқазған мыс кені туралы істеген карталарын, схемаларын, кима профильдерін көрдік. Ағылшындар біздің геологтарымыз бағалай алмаған кенді Жезқазғанды Қ.И.Сәтбаев өзінің қайраттылығымен, білімімен және үздік еңбегімен даңқты өндіріс орынына жеткізді деп өте жақсы бағалайтындықтарын айтты. Тағы бір айтатыным, 2008 жылы қазіргі Жосалы қаласынан Қарсақпайға қарай ГАЗ-63 машинасымен Б.С.Перильсон екеуміз Жосалы жотасынан бор дәуірінің динозаврларын, шаяндарын және сол кездегі ағаштарды көрейік деп жолға шықтық. Құмды-топырақты тақыр айдаламен 200 км жол жүрдік. Көргеніміз әр жерде жатқан ракеталардың бөлшектері. Орта жолда артезиан құдығы кездесті. Суы ашылау екен. Келген жотаның маңында ештеңе жоқ, құрғақ дала.

Осы жолмен Қ.И.Сәтбаев сонау 30-жылдары Жосалыдан Қарсақпайға дейін бұрғылау станоктарын, керек техникаларды, оларға қажет майды қалай жеткізгеніне таңғалыстық.

Жоғарыда айтып кеттім, Қ.И.Сәтбаев басқарған Институтта 1956-жылдан бері қызмет аткарып келемін. Институттың жағдайын, табыстарын, кадрлар санын, олардың өсулерін білем. Мына тұрған сарайды, академияның және Геологиялық ғылымдар институтының ғимарат үйлерін тұрғызғанын өз көзіммен көргем, бұларды осындай дәрежеге көтеріп, ғылымның дамуына, мәдениетіміздің өсуіне сіңірген еңбегі өте зор. Ол ғұлама ғалым және мемлекет қайраткері. Томск институтында оқып жүрген кезінде қазақ тіліндегі алғашқы алгебра кітабын және «Едіге» эпосын жазып жариялады. Естуімше Қ.И. Сәтбаевтың домбыра шертіп, мандалин тартатын өнер де болған екен.

Ол қазақтың тарихын, этнографиясын, мәдениетін және фольклорын өте жақсы білген. Қазақтың ән-күйлерін зерттеуші А.В.Затаевич Қ.И.Сәтбаевтың өз аузынан қазақтың 25 өлеңін жазып алған. Осының бәрі Қ.И.Сәтбаевтың үлкен тұлға екенін көрсетеді. Менің максатым Қаныш Имантайұлы құрған Геологиялық ғылымдар институтына кір келтірмеу. Өлі де болса әрі қарай геология ғылымының мерейін асырып, оның табыстарын Халықаралық геология ғылымына тарату. Мына отырған жас жігіттер мен қыздар геология мамандығын меңгеріп, оқуларын бітірген соң, біздің Институтқа келіп, Қаныш қалдырған геология ғылымын әрі қарай жалғастырса деген тілегім бар. Қаныштың жолын қусандар жаман болмайсындар.



**БОЛАТ ЖАГФАРОВИЧ
АУБЕКЕРОВ
(15.06.1936—09.09.2012)**

Геологическая наука Казахстана понесла невосполнимую утрату в связи со скоростипожной кончиной доктора геолого-минералогических наук, профессора, Почетного разведчика недр Казахстана, руководителя лаборатории мезозоя и кайнозоя Института геологических наук им. К.И. Сатпаева - **Болат Жагфаровича Аубекерова**.

Болат Аубекеров родился 15 июня 1936 года в городе Москве.

В 1959 году окончил Казахский Государственный Университет им. С.М. Кирова в городе Алма-Ата.

Свою трудовую деятельность в Институте геологических наук Академии наук КазССР Б.Ж. Аубекеров начал в 1961 году под руководством одного из основоположников казахстанской четвертичной геологии и геоморфологии академика Г.Ц. Медоева. В стенах Института прошла вся его трудовая и научная жизнь.

Под руководством Болат Аубекерова и его непосредственном участии, были проведены крупные комплексные геолого-геоморфологические исследования в Центральном, Западном, Южном и Северном Казахстане, результатом которых в 1986 г. стали стратиграфические схемы неогенового и четвертичного периодов.

В 1992 году Б.Ж. Аубекеров защитил докторскую диссертацию на тему «Континентальные четвертичные отложения Казахстана» и возглавил одну из крупнейших лабораторий Института — лабораторию геологии мезозоя и кайнозоя. В трудные перестроечные годы Болату Жагфаровичу удалось сохранить лабораторию, а позже увеличить ее численность и охват выполняемых работ. В настоящее время лаборатория мезозоя и кайнозоя, выполняет большой объем как фундаментальных исследований, так и грантовых и хозяйственных работ.

Болат Жагфарович Аубекеров пользовался большой известностью среди геологической общественности Казахстана, стран СНГ и за рубежом, как крупный

ученый в области региональной геологии, стратиграфии четвертичного и неогенового периодов, геоморфологии, палеогеографии, неотектоники, палеоклиматам позднего кайнозоя, палеокриогенезу, проблемам горного оледенения и геологии палеолита и неолита. При его участии составлен справочник по россыпному золоту Казахстана, составлена карта россыпей благородных металлов. Им разработана схема четвертичного оледенения гор и история формирования криолитозон равнин Казахстана, предложена новая схема развития оледенения горного региона Казахстана и разработана методика полевого определения генезиса криогенных структур, описаны типовые примеры, дана классификация криогенных структур.

Б.Ж. Аубекеров является лидером геoarхеологического направления, им разработана методика изучения геологии памятников палеолита, неолита и эпохи бронзы аридных регионов Азии, обоснованы новые схемы районирования и даны рекомендации по поискам и охране историко-культурных памятников разных эпох. Разработана и выполнена программа по геологии палеолита Казахстана и обобщены материалы по палеоклиматам и палеогеографии Казахстана, которые отличаются новизной и достоверностью. Б.Ж. Аубекеровым сделана систематизация и показана геологическая позиция археологических памятников каменного века, эпохи бронзы и раннего железа, показана природная обстановка времени обитания первобытных гоминид. Доказана принципиальная возможность датирования археологических объектов и проведено определение геологического возраста крупнейших объектов каменного века на всей территории Казахстана. В ходе многочисленных работ был определен возраст древнейших памятников каменного века открытого наземного типа, наиболее древние из которых датированы возрастом более 1

млн. лет назад. Это служит отправным моментом для определения времени первоначального заселения Евразийского континента.

Указанные наработки использованы при проведении совместных работ с археологами Казахстана, России, Америки, Бельгии и др. Многочисленные международные проекты, выполняемые под руководством и при участии Б.Ж. Аубекерова, позволили ввести в научный оборот обширную информацию по Казахстану и Средней Азии. Итогами этого сотрудничества стали статьи в престижных зарубежных изданиях. Всего же Аубекеровым Б.Ж. опубликовано более 190 научных работ, 7 монографий. За многие годы работы Болатом Жагфаровичем подготовлено и сдано в Фонды Института свыше 60 отчетов.

Несмотря на свою огромную занятость Болат Жагфаровичи находил силы и время для работы с молодыми специалистами, под его чутким руководством защищены одна докторская и шесть кандидатских диссертаций, как по геологии, так и по истории, археологии.

Кроме работы в Институте, Б.Ж. Аубекеров многие годы преподавал на кафедре геоморфологии географического факультета КазНУ им. Аль-Фараби, при его участии выпущено 4 учебных пособия по геоморфологии и четвертичной геологии.

Болат Жагфарович выполнял большую общественную работу. Он был членом международных комиссий по четвертичному и неогеновому периодам, членом республиканского Межведомственного стратиграфического комитета, членом редакционного совета (НРС) МинГео РК, а позже стратиграфической комиссии Комитета геологии РК, являлся ассоциированным членом неогеновой и четвертичной комиссии РАН, членом международной организации IQOMOS.

Он был первым из спортсменов-казахов, получившим звание Мастер спорта СССР по фехтованию. Четырехкратный чемпион Казахстана (1949-1952), неоднократный призер первенств Казахстана. Участвовал в составе сборной Казахстана в международных и Всесоюзных соревнованиях.

Он останется в нашей памяти как человек, открытый новым идеям и знаниям, как человек, посвятивший свою жизнь достижениям новых высот в развитии геологической отрасли нашей страны. Преданность своей работе, оптимизм и открытость снискали уважение и любовь всех, кто его знал.

Светлая память о Болате Жагфаровиче Аубекерове останется в наших сердцах.

Редколлегия

Адрес редакции:

Казахстан, 050010, г. Алматы, ул. Кабанбай батыра, 69а.
Институт геологических наук им. К. И. Сатпаева, комната 334.
Тел.: 2-91-59-38

Редакторы: *Ж. М. Нургожина*
Верстка на компьютере *А. М. Кульгинбаевой*

Подписано в печать 01.11.2012.
Формат 70x88^{1/8}. Бумага офсетная. Печать – ризограф.
5,6 п.л. Тираж 300. Заказ 5.

Национальная академия наук РК
050010, Алматы, ул. Шевченко 28, т. 272-13-19, 272-13-18