

ҚАЗАҚСТАН РЕСПУБЛИКАСЫ
ҰЛТТЫҚ ҒЫЛЫМ АКАДЕМИЯСЫНЫҢ

ХАБАРЛАРЫ

ИЗВЕСТИЯ

НАЦИОНАЛЬНОЙ АКАДЕМИИ НАУК
РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН

СЕРИЯ
ГЕОЛОГИИ И ТЕХНИЧЕСКИХ НАУК

3 (437)

МАЙ— ИЮНЬ 2012 г.

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1940 г.

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

АЛМАТЫ
НАН РК

ЖУРНАЛ 1940 ЖЫЛДАН ШЫҒА БАСТАҒАН. ЖЫЛЫНА 6 РЕТ ШЫҒАДЫ.

Бас редактор

Ж.М. Әділов

Бас редактордың орынбасары

М.Ш. Өмірсеріков

Редакция алқасы:

Т.Д. Абаканов, Б.Ж. Әубекеров, Х.А. Беспәев, 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, Ф.А. Сәтбаев, И.В. Северский, Н.С. Сейітов, Э.Ю. Сейітмұратова, Д.К. Сүлеев, З.В. Толубаева (жауапты хатшы)

Аймақтық геология

Курскеев А.К. Ғарыштық геодезия мәліметтері бойынша Тянь-Шаньнің қазіргі кездегі геодинамикасы.....4
Гридина Н.М., Филатова Г.В., Климахина З.А., Иверская А. П. Жезқазған кенорны ауданының солтүстігіндегі ерте - орта карбондағы белеутин тастопшасы туралы жаңа мәліметтер.....18

Минерагения, болжамдар, болашағы

Рафаилович М.С., Шевчук С.И. Орталық Азияның алтын-сирекметалды кенорны (Au, W, Mo, Sn, Be, Ta, - Nb).....25

Гидрогеология және геоэкология

Сыдықов Ж., Мұхамеджанов М. Отандық гидрогеологиялық ғылымның дамуындағы маңызды кезеңдер.....46

Сейсмология

Силачева Н.В. Қазақстанның сейсмоқауіпті аудандары үшін аймақтық мәліметтер бойынша топырақтың шындық үдеуінің өшу үлгісін түзету.....53

Әдістеме және технология

Комашко Л.В., Марченко Л.Г. Қазақстанның «қаражіктас» тектүріндегі бағалы металдар кенорнының рудасынан тұратын сульфидті - сеппелі шунгит үлгісіне электронды-микроскопиялық зерттеу жүргізу.....61
Степаненко Н. П., Кайдаш Т.М., Белоусова Н. П., Шершнев В.В. ДР-Қазақстанның орталық бөлігін және онымен шектесетін аумақтардың литосферасын шапшаң үлгілеу.....68
Аменова А.А., Ешмолдаева А.Б., Власов А.М., Смағұлов Д.У. Al - Zn - Mg балқымалы жүйесінің бірқалыпсыз кристалдануы.....75

«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, 2011

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1940 г. ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

Главный редактор
Ж.М. Адилов

Заместитель главного редактора
М.Ш. Омирсериков

Редакционная коллегия:

Т.Д. Абаканов, Б.Ж. Аубекеров, 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, Г.А. Сатпаев, И.В. Северский, Н.С. Сеитов, Э.Ю. Сейтмуратова, Д.К. Сулеев, З.В. Толубаева (ответственный секретарь)

Региональная геология

Курскеев А.К. Современная геодинамика Тянь-Шаня по данным космической геодезии.....4
Гридина Н.М., Филатова Г.В., Климахина З.А., Иверская А.П. Новые данные о белеутинской свите раннего – среднего карбона на севере Джекказганского рудного района.....18

Минералогия, прогнозы, перспективы

Рафаилович М.С., Шевчук С.И. Золото – редкометалльные месторождения Центральной Азии (Au, W, Mo, Sn, Be, Ta – Nb).....25

Гидрогеология и геоэкология

Сыдыков Ж., Мухамеджанов М. Важнейшие этапы развития отечественной гидрогеологической науки.....46

Сейсмология

Силачева Н.В. Корректировка модели затухания пиковых ускорений грунта по региональным данным для сейсмоопасных районов Казахстана.....53

Методика и технология

Комашко Л.В., Марченко Л.Г. Электронно – микроскопические исследования образцов сульфидно – вкрапленных шунгитсодержащих руд месторождений благородных металлов «черносланцевого» типа Казахстана.....61
Степаненко Н.П., Кайдаш Т.М., Белоусова Н.П., Шершнев В.В. 3 DP – скоростное моделирование литосферы Центральной части Казахстана с прилегающими территориями.....68
Аменова А.А., Ешмолдаева А.Б., Власов А.М., Смагулов Д.У. Неравновесная кристаллизация сплавов системы Al – Zn – Mg.....75

THE JOURNAL WAS FOUNDED IN 1940. IT IS PUBLISHED 6 TIMES A YEAR

Editor-in-chief

Zh.M. Adilov

Deputy editor-in-chief

M.Sh. Omirserikov

Editorial staff:

T.D. Abakanov, B.Zh. Aubekerov, 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. Ozdoev, B.M. Rakishev, B.R. Rakishev, G.A. Satpaeyv, I.V. Seversky, N.S. Seitov, E.U. Seitmuratova, D.K. Suleyev, Z.V. Tolubayeva (secretary)

Regional geology

Kurskeev A.K. Modern Tien-Shan geodynamics according to a space geodesy.....4
Gridina N.M., Filatova G.V., Klimahina Z.A., Iverskya A.P. New data about beleutinsky series of strata early – middle Carboniferous period in the north of the Dzhezkazgan ore area.....18

Minerageny, prognoses and prospects

Rafailovich M.S., Shevchyuk S.I. Gold – rare metals deposits of the Central Asia (Au, W, Mo, Sn, Be, Ta – Nb).....25

Hydrogeology и geoecology

Sydykov Zh., Muhamedzhanov M. The major stages of development of a domestic hydrogeological science.....46

Seismology

Sylacheva N.V. Updating of model of attenuation of peak accelerations of a ground on regional data for seismodangerous areas of Kazakhstan.....53

Technique and technology

Komashko L.V., Marchenko L.G. Electron – microscopic researches of samples sulfide – impregnated shungit containing ores of deposits of precious metals «black schist» type of Kazakhstan.....61

Stepanenko N.P., Kajdash T.M., Belousova N.P., Shershnev V.V. 3 DP – high-speed modelling lithosphere the Central part of Kazakhstan with adjoining territories.....68

Amenova A.A., Eshmoldaeva A.B., Vlasov A.M., Смагулов D.U. Nonequilibrium crystallization of alloys of system Al – Zn – Mg.....75

УДК 550 348

А.К. КУРСКЕЕВ¹

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА ТЯНЬ-ШАНЯ ПО ДАННЫМ КОСМИЧЕСКОЙ ГЕОДЕЗИИ

Тянь-Шаньдағы ғарыштық геодезия әдісі арқылы жаңа қозғалыстардың физикалық табиғаты талқынады.

Обсуждается физическая природа современных движений Тянь-Шаньского орогена, выявленных методом космической геодезии.

The physical nature of modern movements Tjan-Shansky orogen, revealed by a method of a space geodesy is discussed

В целях изучения проблем современной геодинимики широко используются материалы космической геодезии. Считается, что «векторы скоростей», вычисленные по данным GPS наблюдений, – важный количественный параметр о динамике тектонически активных регионов [1]. На рис. 1 и 2 приведены поля скоростей плит, на которых показаны направления и скорости их движения.

Судя по этим данным, плиты Земли, занятые океанами, двигаются на континенты со скоростью до 9 см в год. Скорости перемещений континентов на порядок ниже этой цифры (табл. 1).

На территории Тянь-Шаньского региона учеными Китая, России, США, Казахстана, Кыргызстана проводятся измерения современных движений земной поверхности (рис. 3 и 4).

Поля векторов скоростей Центрального Тянь-Шаня [7] и Южного Тянь-Шаня [8] вычислены относительно Евразийской плиты. Обращают на себя внимание величины и направления векторов скоростей: векторы скоростей преимущественно имеют меридиональное направление. Их величины достигают до 10-15 мм/год. На базе таких материалов авторы [7] делают вывод, что

«значения северной компоненты векторов скоростей... могут служить для оценки величины укорочения Центрального Тянь-Шаня в меридиональном направлении» [7, с. 208].

Иными словами, «современные движения пунктов GPS» интерпретируются как современные движения глубинных структурных неоднородностей тектоносферы или литосферы. Если горная система Тянь-Шаня перемещается в меридиональном направлении со скоростью 10-15 мм в год, то в ближайшие 100-150 лет она должна сместиться на 1.5-2 м. Каковы будут социально-экономические последствия таких движений?

В нашей работе [9] было отмечено, что выявленные методом космической геодезии «высокие скорости перемещений горных регионов» обусловлены методическими недостатками обработки и интерпретации экспериментальных материалов. Подчеркивалось, что скорости перемещений горной системы в целом и ее отдельных элементов в горизонтальном направлении не превышали 10^{-1} - 10^{-2} см/год. На этом фоне под воздействием атмосферных факторов «формируются быстрые движения земной поверхности.

Таблица 1. Скорость перемещения пунктов GPS

Регион	V, мм/г	Источник
Тихоокеанская плита	90	2
Антарктическая плита	70	2
Африканская плита	30	2
Евразийская плита	20	5
Северо-Кавказский регион	27	6
Русская плита	19	7
Тянь-Шанский регион	10-15	2

Казахстан, 050060, г. Алматы, проспект Аль-Фараби, 75, ТОО «Институт сейсмологии».

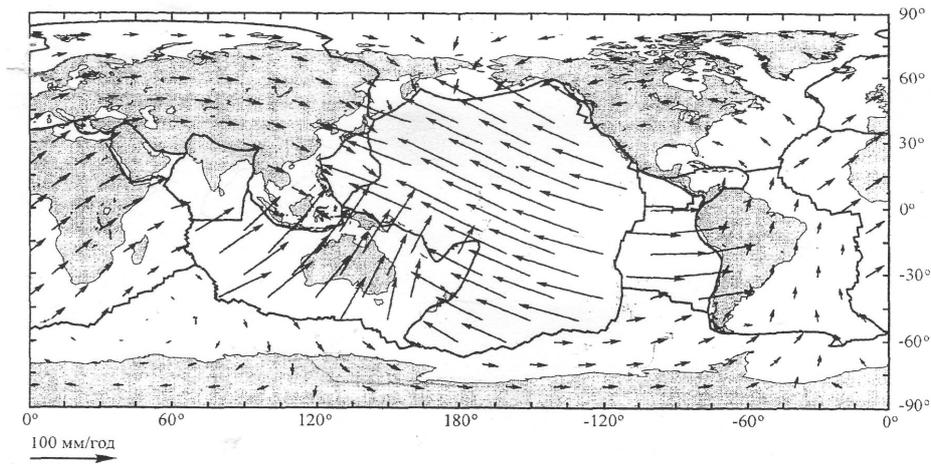


Рис. 1. Глобальная геодезическая модель движения плит с положением полюсов Эйлера [1]

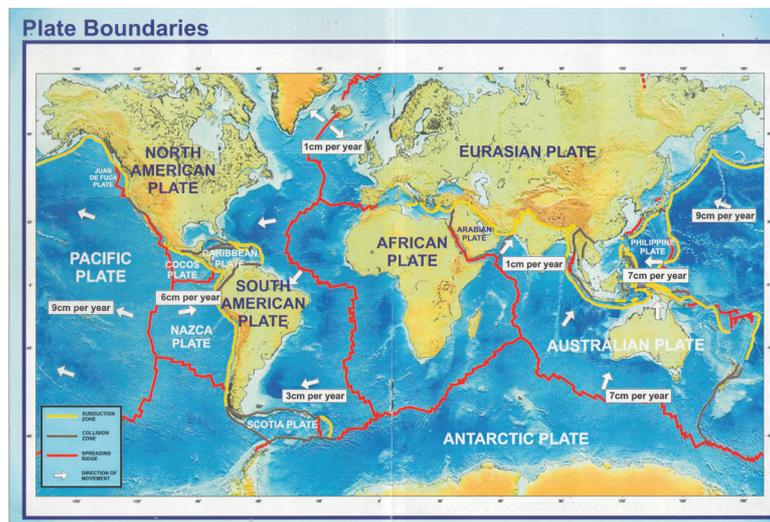


Рис. 2. Поле скоростей плит, вычисленных по данным GPS [2]

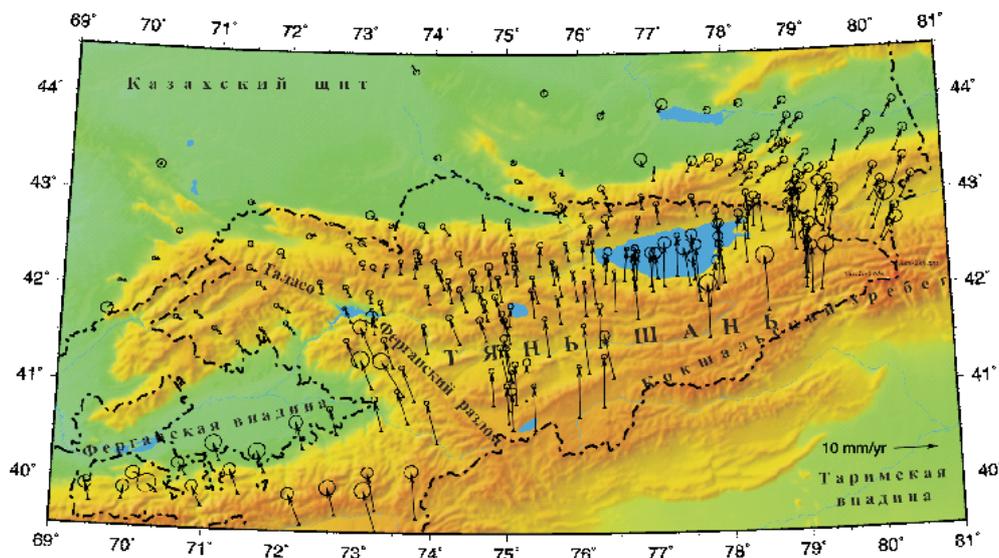


Рис. 3. Поле векторов скоростей Центрального Тянь-Шаня, вычисленных относительно Евразийской плиты [7]

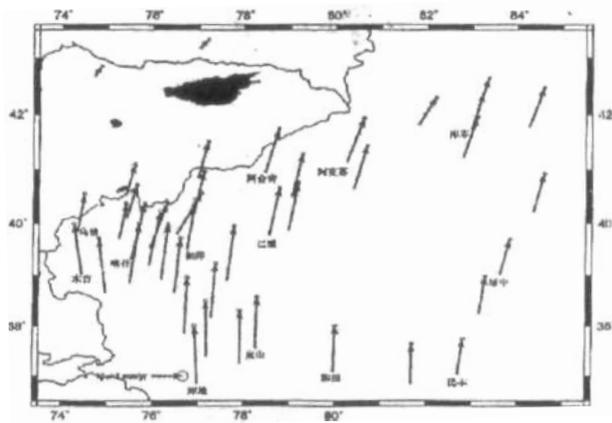


Рис. 4. Diagram of velocity of the GPS sites in south Tianshan from 1998 to 2008 (relative to Eurasia plate) [8]

Возникает принципиально важный вопрос: содержат ли разнообразные «поля векторов скоростей перемещения плит, континентов, блоков, горных областей и т.д.» информацию о современных геодинамических процессах? Учитывая актуальность проблемы, Институтом сейсмологии и Сейсмологической опытно-методической экспедицией МОН РК на территории Алматинского полигона создан мониторинг пунктов GPS. Ниже в краткой форме приводятся результаты НИР, выполненные главным образом с целью выяснения физической природы «высоких скоростей» движения Тянь-Шаня в меридиональном направлении.

Методика обработки и анализа данных GPS

Мониторинг состоит из 4-х перманентных пунктов (рис.5). Пункты Кастек и Саты находятся в сейсмически активной части Северного

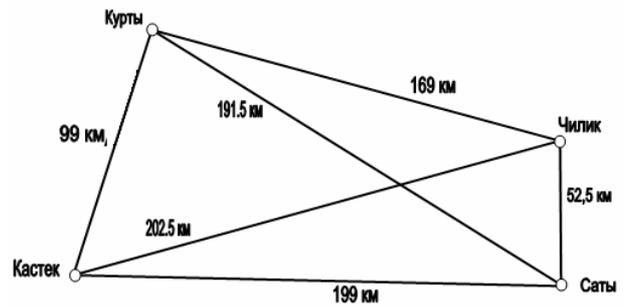


Рис. 5. Схема расположения пунктов GPS на Алматинском полигоне, цифры – расстояния между пунктами

Тянь-Шаня (вблизи очагов разрушительных Кеминского и Чиликского землетрясений). Пункты Курты и Чилик размещены в районе со слабой сейсмичностью земной коры и в зоне перехода от горной системы к впадине. Все пункты установлены в коренных породах на глубине 1.5-2 м. На каждом пункте измеряется его «движение» в широтном (Лш), долготном (Лд) и высотном (Н) направлениях. По данным Лш и Лд вычисляются модули (Lm).

Измерения на перманентных GPS-станциях (пунктах) ведутся по 24-х часовой (суточной) программе сотрудниками Сейсмологической опытно-методической экспедиции Смирновым Ал. Л. и Смирновым Ан.Л. Дискретность приема сигналов со спутников – 30 секунд. Данные наблюдений ими обрабатываются по программе «GPLoad». Эти программы рассчитывают координаты и базисные линии (расстояние) между точками наблюдений. Паспортная точность измерения базисных линий ± 5 мм.

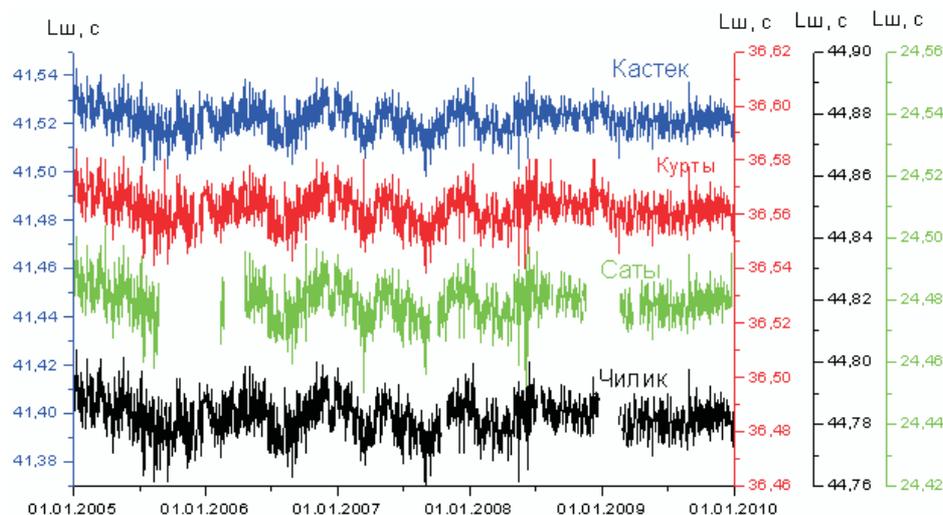


Рис. 6. Графики наблюдаемых среднесуточных значений Лш на пунктах Чилик, Саты, Курты, Кастек

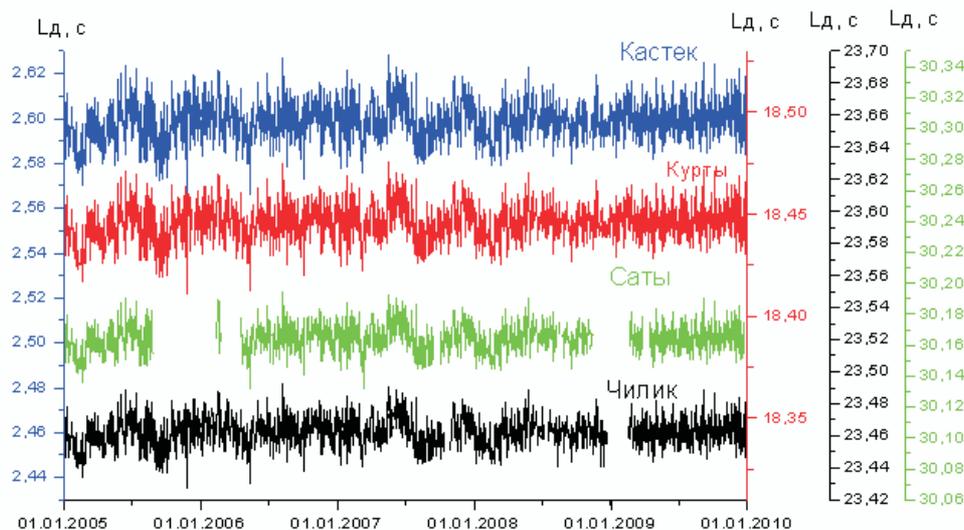


Рис. 7. Графики наблюдаемых среднесуточных значений L_d на пунктах Кастек, Саты, Чилик, Курты

Таблица 2. Максимальные амплитуды «колебания» пунктов GPS в 2005-2009 гг.

Составляющие	Кастек		Чилик		Курты		Саты	
	сред. сут.	сред. месяч	сред. сут.	сред. мес.	сред. сут.	сред. мес.	сред. сут.	сред. мес.
$L_{ш}$, см	± 109.8	± 38.1	± 111	± 38.5	± 111	± 38.6	± 111	± 39.4
L_d , см	± 87.2	± 37.1	± 87.8	± 38.4	± 88.7	43.5	± 86.9	± 37.7
H , м	± 3.37	± 1.60	± 3.38	± 1.62	± 3.36	± 1.61	± 3.37	± 1.62

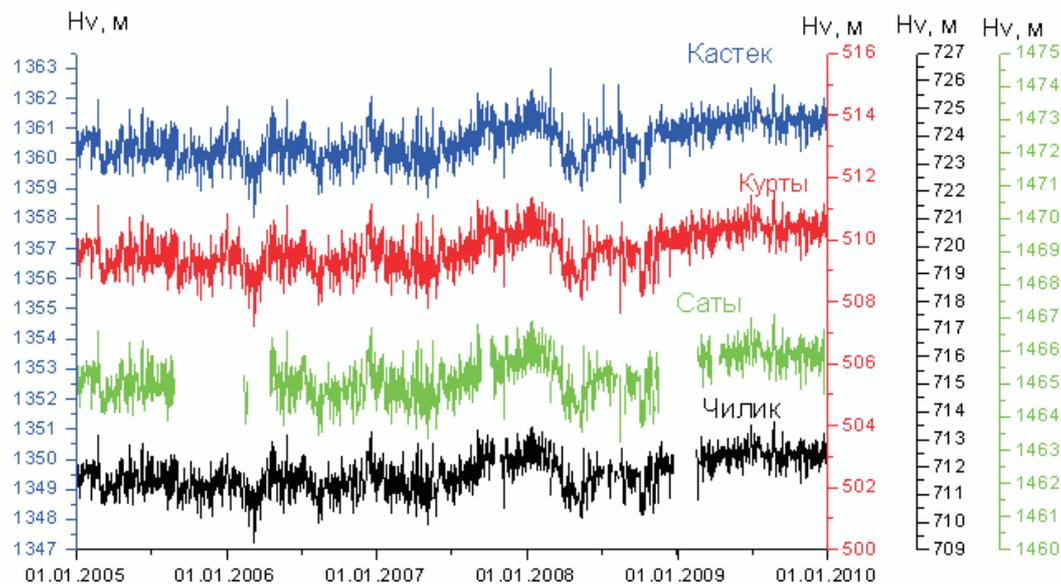


Рис. 8. Графики наблюдаемых среднесуточных значений H на пунктах Кастек, Чилик, Курты, Саты

На рис. 6-8 приводятся данные об изменении составляющих L_i и H_i , наблюдаемых в 2005-2010 гг. на пунктах Курты, Саты, Чилик и Кас-

тек. На них видно, что «координаты» пунктов подвержены значительным временным изменениям. Максимальные колебания в «смещениях»

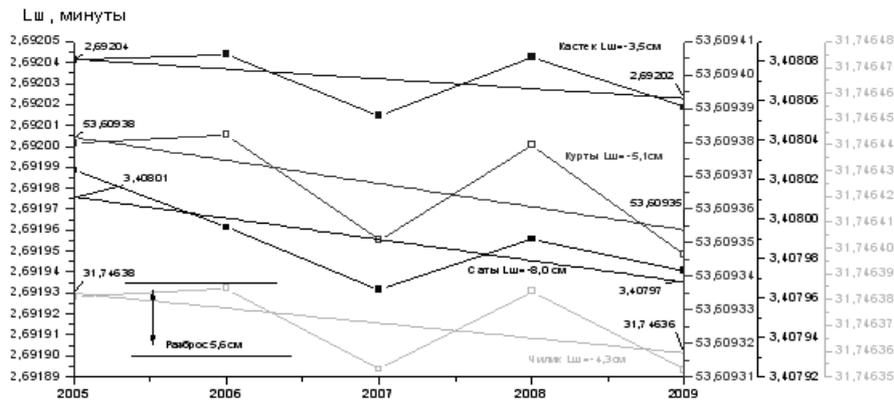


Рис. 9. Графики изменения среднегодовых составляющих Lш на пунктах Чилик, Курты, Кастек, Саты

пунктов в горизонтальном направлении достигают 1-2 м, а в вертикальном – 2-3 м.

Высокоамплитудные колебания в составляющих $L_{ш}$, $L_{д}$ и H наблюдаются как для пунктов, размещенных в равнинной (пункт Курты), так и для переходной от горной к равнинной (пункт Чилик) частях мониторинга (табл. 2).

На всех пунктах составляющие L_i и H_i во времени изменяются **синхронно**. Теснота связи между данными о «миграции» пунктов характеризуется высоким коэффициентом корреляции (0,95). Амплитуды колебания среднегодовых составляющих $L_{ш}$, $L_{д}$ и H примерно на порядок ниже, чем таковые в среднемесячных (рис.8).

По среднегодовым данным максимальные изменения для горизонтальных составляющих достигают 10 см, а для вертикальной составляющей – 0,95 м. Скорости «миграции» пунктов по среднегодовым трендовым составляющим «снижаются» до 6-16 мм/год. Вертикальные (H) и горизонтальные ($L_{ш}$ и $L_{д}$) составляющие подвер-

жены временным изменениям (колебаниям) и их вариаций на всех пунктах синхронизированны.

Величины «смещения пунктов» в горизонтальном направлении, определенные по трендовым составляющим, варьируют от 3,8 до 9,1 см/год для $L_{ш}$ и от минус 1,0 до плюс 1,1 м/год для H (рис.9).

Совершенно очевидно, что столь высокие величины «перемещения пунктов» в течение 5-6 лет не обусловлены внутриземными явлениями.

Методика исключения влияния внешних факторов на измерения GPS

Расстояние L_i между пунктами GPS колеблется от 52 км до 202 км (рис. 5). Спутники движутся вокруг Земли на высоте (H) около 20200 км от ее поверхности. Отношение расстояния L_i к высоте H ($L_i/H=202/20200=0,01$) составляет малую величину. Предполагая, что влияние космических факторов на результаты измерения на пунктах Алматинского полигона

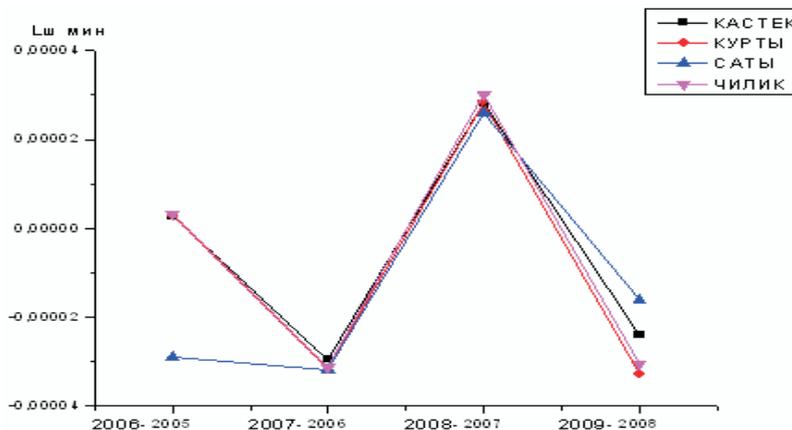


Рис. 10. Графики среднегодовых приращений $\Delta L_{ш}$ на пунктах Курты, Чилик, Саты, Кастек

Таблица 3. Изменение составляющих СДЗП за 2005-2010 гг. по среднесуточным (числитель) и среднемесячным (знаменатель) данным

Пункты	Параметры «Миграции»					
	L _ш		L _д		H	
	ΔL, см	V _ш , мм/с	ΔL, см	V _д , мм/с	ΔH, см	V _н , мм/с
Саты-Курты	-4.32	-7.2	-5.29	-8.82	2.36	3.93
	-4.26	-7.1	-5.09	-8.48	2.13	3.55
Кастек-Курты	-3.27	-5.4	-0.34	-0.57	3.26	5.43
	-3.18	-5.3	-0.32	-0.53	3.17	5.28
Чилик-Курты	-1.91	-3.2	-5.39	-8.98	0.95	1.58
	-1.73	-2.9	-4.96	-4.96	0.98	1.63

будет одинаковым, рассчитываются относительные изменения координат пунктов по схеме: $L^i = L_{Саты}^i - \Delta L_{Курты}^i$; $\Delta L^i = L_{Чилик}^i - L_{Курты}^i$; $\Delta L^i = L_{Кастек}^i - L_{Курты}^i$; $\Delta H^i = H_{Саты}^i - H_{Курты}^i$; $\Delta H^i = H_{Чилик}^i - H_{Курты}^i$; $\Delta H^i = H_{Кастек}^i - H_{Курты}^i$; где L^i и H^i – одновременно наблюдаемые среднесуточные значения широтной (Lш), долготной (Lд) и высотной (H) составляющих СДЗП. На рис. 10 и 11 приведены результаты расчетов. На них видна синхронность в «сокращении» расстояния между пунктами, размещенными в горной и равнинной областях. В динамике координат пунктов выделяется 3х летний период (рис.10).

Величины ΔLш в восходящих и нисходящих ветвях графиков за 2006-2009гг. для всех пунктов были около 11 см, т.е. на восходящей и на нисходящей ветвях графиков Lш «миграция» пунктов происходила с одинаковой скоростью (примерно ±27 мм в год).

Судя по трендовым составляющим (табл. 3), «расстояние между пунктами» в горизонтальном направлении за 6 лет сокращалось со скоростью до 8-9 мм/год.

При этом, чем выше абсолютная высота пункта GPS, тем быстрее «пункт перемещается» в горизонтальном и вертикальном направлениях. Судя по данным изменений Lш, ΔLд и ΔH, расстояния между пунктами в меридиональном на-

правлении «сокращались» до 16-36 мм за 6 лет, а по высоте они «поднялись» до 28 мм.

Итак, судя по результатам, приведенным в табл. 4, расстояния между пунктом Курты, размещенным в асейсмичном районе, и пунктами Кастек и Саты, находящимися в наиболее сейсмически активной части Алматинского полигона, «сокращались» со скоростью до 6 мм/год, т.е. ороген «сжимался», а не расширялся, как пишут авторы [2.3].

Методика исключения влияния земных факторов на динамику пунктов GPS

Колебательные «перемещения пунктов GPS» содержат не только вклад внешних факторов. В их динамике участвуют современные колебания среды, обусловленные изменением земных факторов. Как видно из приведенных данных в табл. 5, пункты Саты и Кастек находятся в «аномальных» гидрофизических условиях по отношению к пункту Курты. Причем все эти показатели изменяются во времени.

Для исключения влияния локальных факторов на результаты измерений, связанных с установкой пунктов GPS, использованы разности относительных среднегодовых приращений: $\delta L_i = \Delta L_i^n - \Delta L_i^{n-1}$, $\delta H_i = \Delta H_i^n - \Delta H_i^{n-1}$, где ΔL_i и ΔH_i – величины разностей, наблюдаемых Lш

Таблица 4. Изменение приращения среднегодовых составляющих СДЗП, измеренных на пунктах GPS в 2005-2010 гг.

Пункты	L _ш		L _д		H	
	ΔL _ш , мм	V _ш , мм/год	ΔL _д , мм	V _д , мм/год	ΔH, мм	V _н , мм/год
Саты-Курты	-31,6	-6,0	-44,1	-7,4	19,7	3,3
Кастек-Курты	-26,8	-4,5	-2,9	-0,5	28,6	5,7
Чилик-Курты	-16,0	-2,8	-42,7	-7,1	8,2	1,4

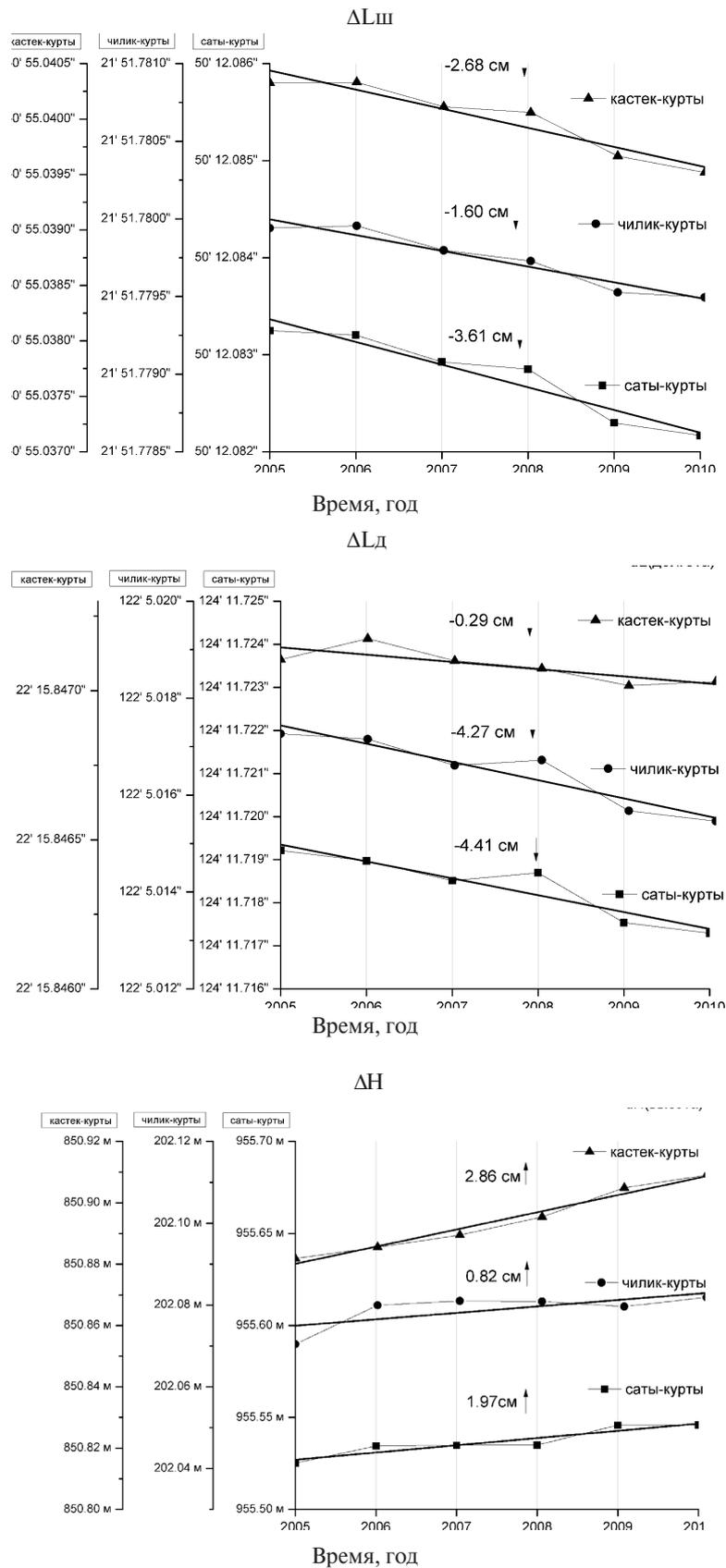


Рис. 11. Графики изменения приращения среднегодовых составляющих ΔLш, ΔLд и ΔН, измеренных в 2005-2010 гг. на пунктах Курты, Кастек, Чилик и Саты

Таблица 5. Данные о показателях гидрофизических условий районов размещения пунктов GPS [10]

Показатели условий	Районы размещения пунктов GPS	
	Курты	Саты, Кастек
Осадки, год/мм	200-300	800-1000
Показатели увлажненности	0.2-0.3	0.7-1.2
Средний годовой сток, мм	100-150	500-1000

и Н. Рассчитанные относительно Курты такие данные приведены на рис. 12-13.

Анализ материалов показал, что амплитуды колебаний δL_i и δH_i относительно трендовых составляющих уменьшаются до одного порядка и в их динамике выделяется 3х- летний период (рис.13). Изменение расстояния между пунктами GPS за 6 лет не превышало 0,2-0,3 мм/год (табл. 6).

Таким образом, вывод авторов [7,8] о том, что Тянь-Шанская горная система перемещается в меридиональном направлении со скоростью 10-15 мм/год, результатами интерпретации многолетних материалов не подтверждается.

Возникает вопрос: какие факторы оказывают влияния на измерения современных движений земной поверхности с помощью аппаратуры, размещенной на спутнике?

Таблица 6. Данные об изменении δL_i и δH_i

Приращения разностей (GPS)	тренд, см	суточный	месячный	годовой
кастек-курты	$ddL_{ш}$ (широта)	0.004	0.001	-0.589
	$ddL_{д}$ (долгота)	0.002	-0.003	-0.086
	ddH (высота)	-0.005	0.002	0.260
чилик-курты	$ddL_{ш}$ (широта)	-0.011	-0.066	-0.169
	$ddL_{д}$ (долгота)	-0.029	0.029	-0.635
	ddH (высота)	0.015	0.129	0.672
саты-курты	$ddL_{ш}$ (широта)	-0.031	0.002	-0.551
	$ddL_{д}$ (долгота)	-0.023	-0.049	-0.635
	ddH (высота)	0.001	0.021	0.327

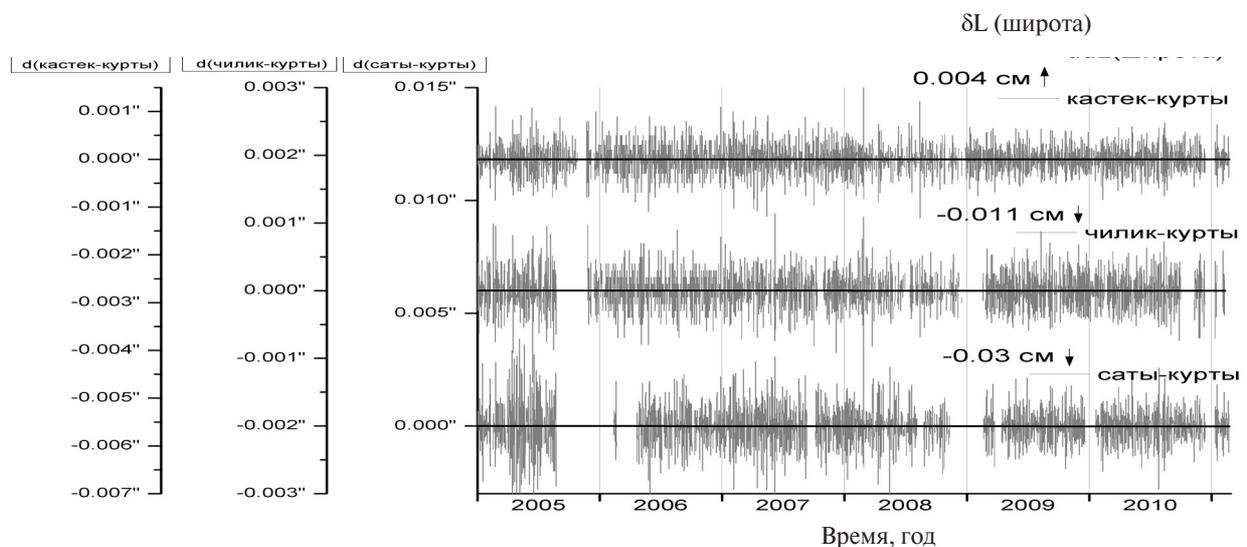


Рис. 12. Графики приращения разности суточных составляющих $\Delta L_{ш}$ относительно пункта Курты

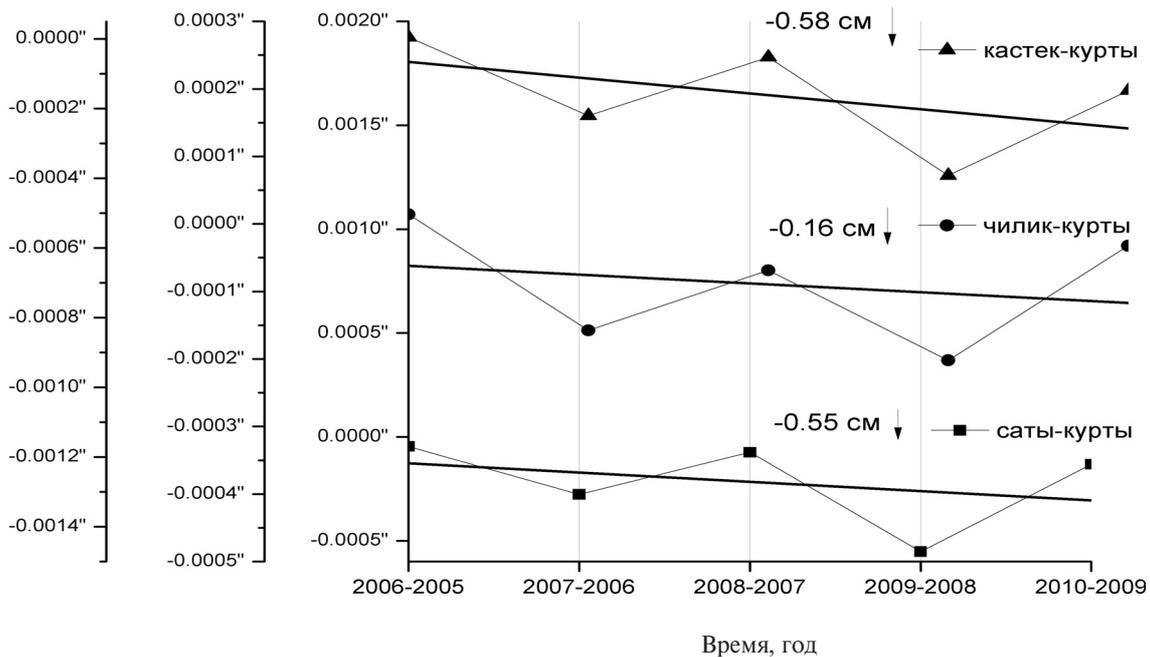


Рис. 13. Графики приращения разности среднегодовых составляющих ddLШ по отношению к пункту Курты

Физическая природа «векторов высоких скоростей» современных движений пунктов GPS

Спутник, на котором размещена геофизическая аппаратура, перемещается на высоте около $20 \cdot 10^3$ км. Посланный со спутника импульс к пункту, размещенному на поверхности Земли, проходит через атмосферу. Из наблюдений с помощью ракет установлено, что атмосфера простирается до высот более 20 тыс. км. В атмосфере выделяются слои (снизу вверх): тропосфера (температура от 17 до -50°C), стратосфера (температура достигает до -3°C), мезосфера (температура до -93°C), термосфера (температура увеличивается до 1727°C) [11]. За пределами атмосферы (выше 600 км) простирается экзосфера, переходящая в открытое космическое пространство.

Ионизированный слой земной атмосферы простирается на высоте от 85 км до 1000 км и называется ионосферой. В ионосфере выделяют три слоя: D, E и F (рис. 14).

Высоты слоев непостоянны и зависят от географической высоты, времени года, циркуляции воздуха. Граница атмосферы на одной и той же широте выше летом и ниже зимой [12]. В самом нижнем тропосферном слое сосредоточена основная масса водяного пара, выпадают осадки, в нем происходят метеорологические явления.

Тропосферу и стратосферу разделяет слой толщиной от нескольких метров до 1-2 км (тропопауза). В этой области формируются очень

мощные воздушные потоки со скоростями 150-300 км/час [11].

В горизонтальном направлении атмосфера неоднородна. Вся тропосфера делится на обширные объемы, где метеорологические изменения весьма резки [13]. В пределах 1-1,5 км существуют суточные, сезонные изменения в движении атмосферных масс. На их движение влияет трение о земную поверхность.

Происходящие в атмосфере многообразные физические процессы прямо или опосредованно проявляются в результатах измерения современных движений земной поверхности с помощью спутниковой аппаратуры. Об этом свидетельствуют приведенные ниже экспериментальные материалы.

1. В планетарном аспекте суточные и сезонные колебания температуры на суше сильнее. Результат этих процессов — неравномерное распределение по планете тепла, приводящее в движение воздушные массы. Возникающий ветер несет с собой смену погоды [12,13]. Теплый воздух над экватором поднимается и движется к полюсам. На высоте он остывает, у 30-й параллели (в обоих полушариях) опускается в приземной слой и возвращается к экватору. Так возникает вертикальный цикл движения воздушных масс, названный ячейкой атмосферной циркуляции. Ячейки формируются также между 30-й и 60-й параллелями и между 60-й параллелью и

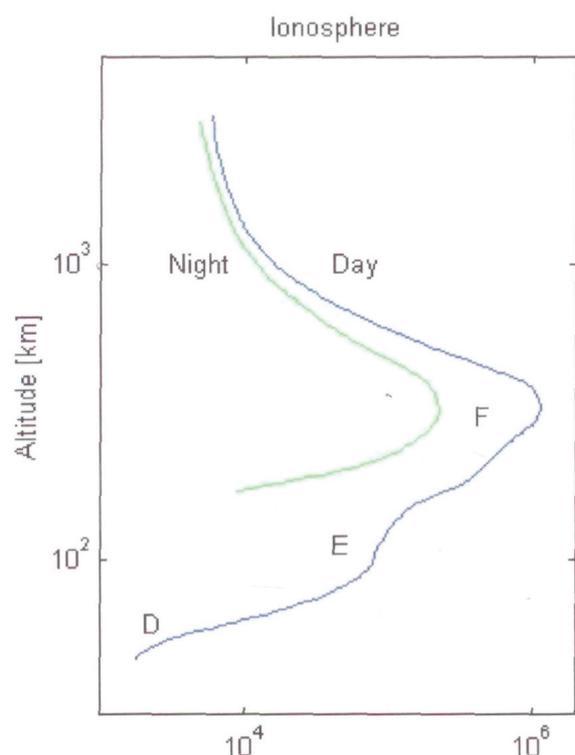


Рис. 14. Высотное распределение электронной концентрации в ионосфере в дневное и ночное время [11]

полусом. Перемещение воздуха в приземном слое ячеек определяет глобальную систему ветров. Вращение Земли существенно влияет на движение воздушных масс. Ветры, дующие в Северном полушарии, отклоняются вправо, а в Южном — влево от направления движения. Это называется эффектом Кориолиса. Он максимален на полюсах, минимален на экваторе [12;с.1006]. Избыточные воздушные массы, периодически смещаются с океана на материк зимой и в обратном направлении летом. В.В. Шулейкин отмечает, что над каждым квадратным метром земной поверхности на востоке Азии лежит в январе воздушная масса, превышающая на четверть тонны массу, того же столба воздуха в июле. Общий избыток воздуха, лежащего в январе над Азией и Европой, составляет около $15 \cdot 10^{12}$ т. В летнюю пору эта масса возвращается к океану [12;с.989]. Циркуляция атмосферы Земли создает над магнитным экватором экваториальный ионосферный ток (на высотах до 130 км, в котором электроны движутся на запад, а положительные — на восток) [12]. Дополнительное магнитное поле создается токами хорошо проводящей среды в океанах. На рис.15 показано распределение токов, идущих в горизонтальной плоскости и создающих напряженность магнитного поля

$\Delta H = 0.2\pi \cdot i$, где H выражена в эрстедах, а i плотность тока на погонный сантиметр пересекаемой черты [12;с.989].

О генезисе токов в океане В.В. Шулейкин пишет, что «как видим дополнительное магнитное поле может создаваться токами, которые распределены весьма интересным образом. Именно прежде всего намечается ток, идущий в области Атлантического океана с севера на юг вдоль меридианов. В области Тихого океана намечается ток, идущий примерно в противоположном направлении почти вдоль меридианов. В Индийском океане надо отметить две интересные детали: вокруг Австралии четко выражен кольцевой ток в направлении против часовой стрелки, и вдоль побережья Азии ток идет с востока на запад. Как следовало ожидать, над материками не намечаются никакие сколько-нибудь интересные токи» [12; с.989]. Между особенностями распределения интересных токов и полей векторов высоких скоростей плит много общего (см. рис. 1 и 15), позволяющего предполагать, что пространственные и временные изменения токов и «координат пунктов GPS» отражают следствия взаимодействия масс океанов и атмосферы с изменяющимися во времени и в пространстве космическими источниками энергии.

2. Значительные изменения физических характеристик атмосферы, происходящие на наших глазах, отражаются на изменениях физического состояния ионосферы и других полей. В формировании суточных, недельных, сезонных геофизических явлений главную роль играет солнечная энергия. Продукты ее трансформации приводят к «дополнительным движениям» атмосферных масс. В результате возникают электрические токи и, как следствие, суточные вариации в электронной концентрации и геомагнитного поля (солнечно-суточные вариации до 200 нТл). Кроме солнечно-суточных вариаций в атмосфере обнаружены лунно-солнечные вариации, обусловленные воздействием на нее силой тяжести (приливообразующие силы).

Исследования тонкой структуры данных о временных изменениях составляющих современных движений координат пунктов GPS, электронной концентрации в ионосферных слоях, элементов геомагнитного поля и атмосферного давления, показало, что в них преобладает близкий по частоте набор ритмов (табл. 7). Средними являются ритмы (сутки): 5,7; 10,5; 16,1; 31,3; 43,1; 63,2; 89,4, т.е. в вариациях атмосферных процес-

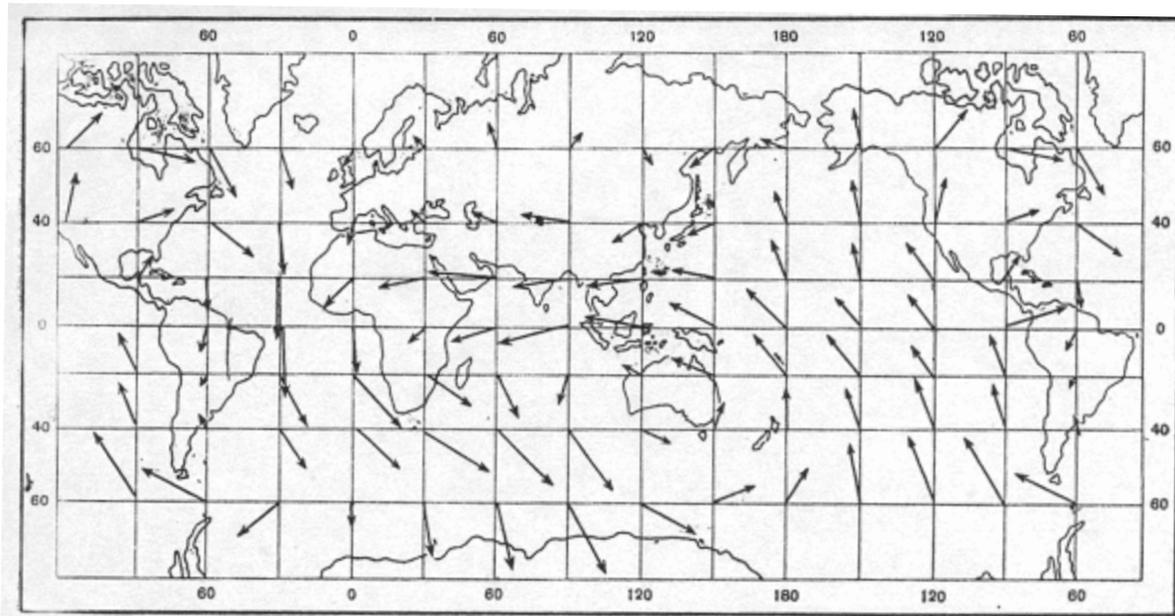


Рис. 15. Карта эквивалентных токов (по Л.А. Корневой) [12]

Таблица 7. Ритмы в вариациях геофизических характеристик природных явлений

Параметр	Ритмы, сутки						
	$L_{ш}$ (наблюденная на пункте Курты)	6,1	10,3	17,4	30,4	42,6	68,2
$L_{д}$ (наблюденная на пункте Курты)	6,1	10,3	17,4	30,4	42,6	68,2	79,9
H (наблюденная на пункте Курты)	6,1	9,9	16,1	33,8	45,8	63,1	79,9
E (наблюденная на пункте Алматы)	5,6	10,7	15,9	33,3	43,5	63,0	91,8
F_1 (наблюденная на пункте Алматы)	5,9	10,5	15,9	29,8	41,5	77,3	95,9
F_2 (наблюденная на пункте Алматы)	5,6	11,4	16,1	29,0	41,3	70,2	93,2
Z (вертикальная составляющая геомагнитного поля на пункте Курты)	5,5	10,5	16,2	32,7	43,2	72,0	89,8
h (горизонтальная составляющая геомагнитного поля на пункте Курты)	5,21	10,5	14,6	30,0	42,7	62,1	90,0
Приливы	7,4	-	14,5	-	-	63,8	89,0
P (атмосферное давление на пункте Курты)	5,3	10,6	15,3	32,1	44,4	63,8	90,0

Таблица 8. Изменение меридиональной составляющей $L_{ш}$

Пункт	Изменение $L_{ш}$, см			
	Зима	Весна	Лето	Осень
Кастек	-16,2	-17,5	5,7	13,6

сов и составляющих L_i и H_i присутствуют недельные, двухнедельные, месячные и сезонные ритмы.

Коэффициенты корреляции между данными о современных движениях пунктов GPS и вариациях геофизических параметров, с одной стороны, и, с другой стороны, между этими же параметрами и плотностью электронов в ионосфере характеризуются высокими значениями (до 0,9) (рис. 16-18).

Такая теснота взаимосвязи вариаций параметров указывает на общность энергетических источников, под влиянием которых они, вариации, формируются.

3. Влияние локальных атмосферных факторов на показания спутниковой аппаратуры, на основе которых вычисляются расстояния между пунктами GPS, отчетливо видно в табл.8. В ней приведены экспериментальные данные о сезонном изменении горизонтальной составляющей

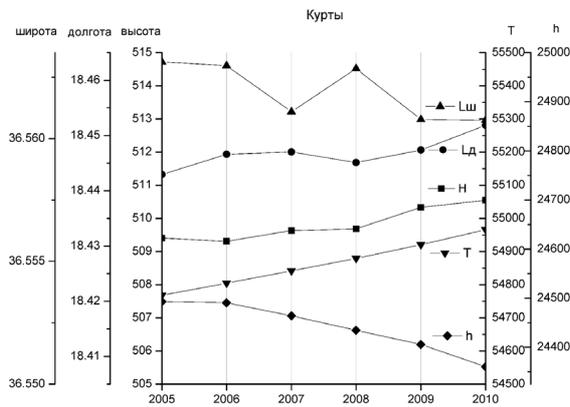


Рис. 16. Среднегодовые наблюдаемые данные GPS и геомагнитного поля на пункте Курты

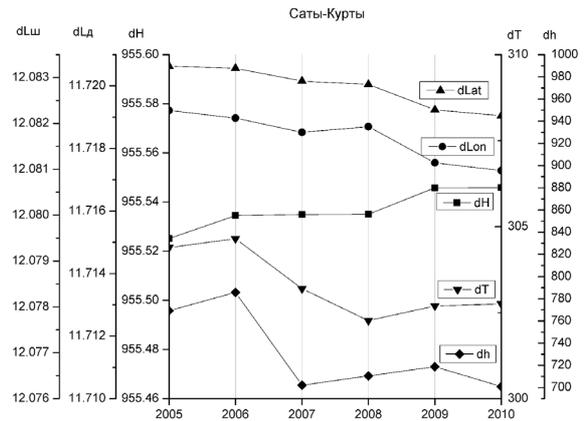


Рис. 17. Среднегодовые наблюдаемые данные GPS и геомагнитного поля между пунктами Саты-Курты

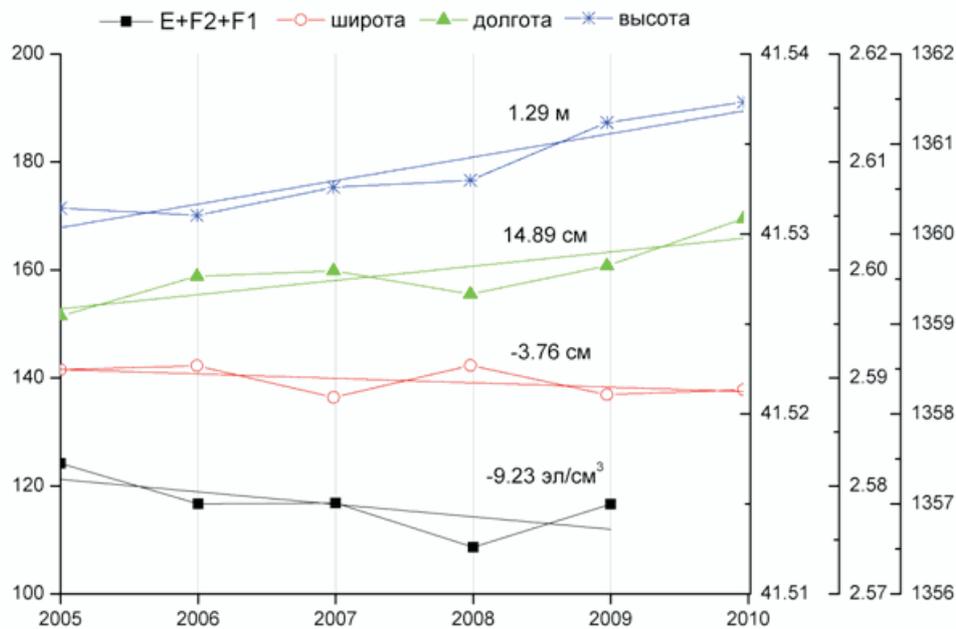


Рис. 18. Графики наблюдаемых на пункте Кастек среднегодовых вариаций $L_{ш}$, $L_{д}$, H и электронной концентрации в слоях $E+F1+F2$ (эл/см³)

щей $L_{ш}$ на пункте Кастек. В зимние и весенние месяцы среднемесячные значения $L_{ш}$ убывают, а в летние и осенние – возрастают. На территории Алматинского полигона в зимние и весенние сезоны преобладают движения холодных атмосферных масс, а в летние и осенние сезоны – движение теплых масс. Величины увеличения меридиональной составляющей за все годы, определенные по трендам, колеблются от минус 17 до плюс 14 см/год. Вертикальная составляющая H за эти годы возрастала на всех пунктах GPS.

Выводы

Анализ многолетних материалов, полученных методом космической геодезии на Алматин-

ском полигоне, позволяет сделать следующие принципиальные выводы.

1. Результаты авторов [7] о том, что Центральный Тянь-Шань перемещается в меридиональном направлении со скоростью 10-15 мм/год, не подтверждаются новыми данными о современных движениях координат пунктов GPS.

2. Высокие скорости перемещения Тянь-Шаня, которые рассчитаны по данным космической геодезии, «контролируют», главным образом, физическое состояние среды, через которую посланные со спутника импульсы проходят.

3. Для оценки возможностей космической геодезии в решении проблем современной глу-

бинной геодинамики необходимо создать системы пунктов GPS на двух-трех уровнях (на и вне земной поверхности) и разработать методы интерпретации материалов с учетом достижений естественных наук.

ЛИТЕРАТУРА

1. Прилепин М.Т. Геодезическая и палеомагнитная модели движения глобальных тектонических плит // Очерки геофизических исследований. М; ОИФЗ РАН, 2003.-С. 363-369.
2. British. Geological Survey. Global Seismology, Geomagnetism. Earthquakes. 2001 // <http://www.gsrq.nmh.ac.uk>
3. Relinger R. GPS – geodynamics measurements in the Tien Shan (1993-1994)/ Abstr. Presentations and reports from the Gth. General Assambly of WEGENER. St. Petersburg, 1994.-P.391-396.
4. Милуков В.К., Кравчук В.К. и др. Деформационные процессы в литосфере // Физика Земли, 2011. N 3.-С, 96-109.
5. Макаров В.И., Бойков В.В., Булаев Е.А. Опыт использования методов спутниковой геодезии (GPS) для изучения современных движений и деформаций земной коры платформенных территорий на примере Приокского района Русской плиты // Свойства, структура, динамика и минерагения Восточно-Европейской платформы. Воронеж, 2010. С. 33-39.
6. Zubovich A. V. и др. структурные исследования современных горизонтальных движений поверхности методом кластерного анализа GPS на примере Центральной Азии // Геодинамика и геоэкология высокогорных регионов в XXI века. Москва-Бишкек, 2006. С. 160-175.
7. Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия). М.: Научный мир, 2005. – 400 с.
8. Liu Dai-gin, Li Jie и др. Dinamic alterazation characteristics of gravity field in soulth Tian Shan mountains Xinjiang and Ms 6.8 earthquake in West WUQIA // Прогноз землетрясений, оценка сейсмической опасности и сейсмического риска Центральной Азии. Алматы. 2010. С. 81-88.
9. Курскеев А.К., Тихомиров А.В., Смирнов А.Л. О возможности метода космической геодезии в решении проблемы современной геодинамики // Геология Казахстана. – № 4. 1998. С. 30-34.
10. Курскеев А.К., Глатоленков А.И., Смирнов А.Л. и др. Результаты интерпретации данных по GPS геодезии на Алматинском полигоне // Прогноз землетрясений, оценка сейсмической опасности и сейсмического риска Центральной Азии. Алматы. 2010. С. 105-111.
11. Атлас Казахской СССР. М., 1982.
12. Природа и человек // Океан и атмосфера. Происхождение и состав. // Орега: 1. 21/11/2011/ 19:29:32
13. Шулейкин В.В. Физика моря. М.: «Наука», 1968. 1083 с.
14. Энциклопедия «РИДЕРЗ ДАЙДЖЕСТ» Планета Земля. 2008. 256 с.
15. Надилов Н.К., Курскеев А.К. Открытие № 418. 27.11.2011 г.

УДК 551.735. (574.31) 2010

Н.М. ГРИДИНА¹, Г.В. ФИЛАТОВА², З.А. КЛИМАХИНА³, А.П. ИВЕРСКАЯ⁴

НОВЫЕ ДАННЫЕ О БЕЛЕУТИНСКОЙ СВИТЕ РАННЕГО-СРЕДНЕГО КАРБОНА НА СЕВЕРЕ ДЖЕЗКАЗГАНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА.

Геологиялық жете зерттеу аймағы (ГДП) – 200 М-42-XXXII, -XXXIII парағында фораминифер фауналарының негізінде ерте-ортанғы карбонның белутин тастопшасы жасы туралы жаңа мәліметтер алынды. Органикалық қалдықтардың қимасы тізімде келтірілген.

При ГДП-200 листов М-42-XXXII, -XXXIII были получены новые данные о возрасте белеутинской свиты раннего-среднего карбона на основе сбора и изучения новых коллекций фораминифер. Приведены списки органических остатков по разрезам.

New data on the of Lower-Middle Carboniferous Beleuty suite were got with foraminifer during geological re-surveying in 1:200 000 scales of М-42-XXXII and –XXXIII map area. There is a List of fossils along outcrop sections in this article.

Отложения свиты широко распространены на площади работ и относятся к Сарысу-Тенизской зоне рифтогенных структур.

Белеутинская свита является хорошо изученной в Джезказганском рудном районе. К югу от г. Жезказган, по р. Белеуты описан стратотипический разрез белеутинского горизонта [6, 8], в котором исследованы практически все виды органических остатков присутствующие в нём – гониатиты, фораминиферы, конодонты, брахиоподы, остракоды, флора [7, 8]. Решениями III Казахстанского стратиграфического совещания (1991) белеутинская свита датировалась как ранний карбон ранний – поздний серпухов. В свете последних изменений – «Постановлений МСК...», вып. 34 и 38 (2003, 2008) возраст белеутинской свиты датируется как ранний карбон серпуховский ярус – средний карбон башкирский ярус зона *Notoseras* ($C_{1-2}bl$). Для уточнения возраста (Иверская, 2010) отложения свиты были детально опробованы на микрофауну (рис. 1). На участках Кокдомбак – разрезы Кокдомбак Северный (нижняя подсвита) и Кокдомбак Южный (верхняя подсвита), а на участке Талдыбулак – опробован керн поисковых скважин (верхняя подсвита), и в разрезе севернее зим. Балабай (нерасчлененная свита).

На рис. 2 приводятся колонки разрезов, в том числе разрез (№1), описанный в работе Ю.А. Зай-

цева [5], и повторно, там же, пройденный авторами разрез – Кокдомбак Северный (№2). В колонках, в графе «органические остатки», показаны виды остатков, как определенных, так и неопределенных. Там, где остатки определены, проставлен номер, список фауны (СФ) приведен в конце статьи.

Определения при ГДП-200 выполнены: Г.В. Филатовой – фораминиферы; З.А. Климахиной – брахиоподы, пелециподы, гастроподы; Л.А. Гогановой – флора; И.С. Барсковым – наутилиды. Коллекции шлифов и образцов органических остатков сланы в музей «Центрказнедра», коллекция № 817.

Приводим краткие описания разрезов.

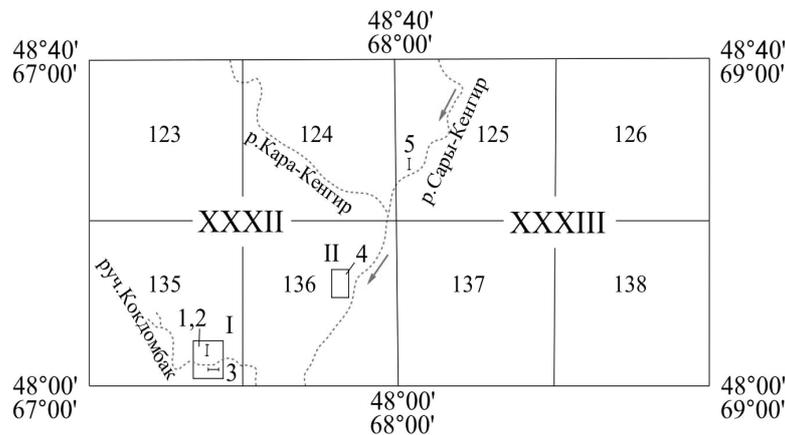
Разрез Кокдомбак Северный (рис.2 кол.2), характеризует отложения нижней подсвиты, координаты начала – $48^{\circ}03'47,5''-67^{\circ}21'38,4''$, конца – $48^{\circ}03'26,7''-67^{\circ}22'38,4''$, породы во всем разрезе – сероцветные. На пачке алевро-аргиллитов (дальненская свита, C_1dl) согласно залегают:

Слой 1. Пачка известняков, переслаивание органогенных и тонких глинистых разностей. В рельефе образует чёткую гряду с превышением 2-2,5м. Породы от светло-серых до темно-серых. В светло-серых органогенных разностях обилие фауны брахиопод, в том числе и гигантопродуктусы, значительно реже пелециподы, криноидеи, одиночные кораллы, редкие наутилиды. Из мик-

^{1,4} Казахстан. 100019, г. Караганда, пер. Свободный 9, ТОО «Центргеолсъемка».

² «Масальский ГОК»;

³ ОАО «Азимут энерджи сервисез»



- I - Участок Кокдомбак
 II - Участок Талдыбулак
 1 - Разрез к западу от дороги пос. Улутау - рудник Джекказган (Зайцев, 1975), (C₁₋₂bl₁)
 2 - Разрез Кокдомбак Северный (C₁dl, C₁₋₂bl₁)
 3 - Разрез Кокдомбак Южный (C₁₋₂bl₂)
 4 - Скважины, участок Талдыбулак (C₁₋₂bl₂)
 5 - Разрез севернее зим. Балабай (C₁dl, C₁₋₂bl)

Рис. 1. Схема расположения разрезов

рофауны определен комплекс фораминифер C₁s₂ – зона E. paraprotvae (СФ №5).....30 м
 Слой 2. Задерновано.....10 м
 Слой 3. Известняки темно-серые на свежем сколе, буро-серые, на выветрелой поверхности; глинистые с остатками флоры *Palmatopteris* cf. *furcata* (Brongn.) Н. Pot. Определен комплекс фораминифер не древнее C₁s (СФ №6).....0,5 м
 Поворот линии разреза на северо-запад (координаты 48°03'58"–67°21'08")

Слой 4. Переслаивание алевролитов и глинистых известняков (пачка плохо обнажена)...34 м

Слой 5. Известняки плитчатые, глинистые, тонкие и органогенные, вероятно, в переслаивании с алевролитами с карбонатными стяжениями.....35 м

Слой 6. Алевролиты с маломощными прослоями известняков (пачка плохо обнажена)..34 м

Слой 7. Известняки глинистые с фауной брахиопод, криноидей (соответствуют маркирующему горизонту «b₁», [5]). В рельефе образуют широкую гряду.....5 м

Слой 8. Задерновано.....46 м

Слой 9. Пачка известняков песчанистых в переслаивании с песчаниками известковистыми, средне-, мелкозернистыми, слабосортированными. Присутствует немногочисленный органогенный детрит, представленный обломками раковин брахиопод и фрагментами мшанок, фораминифер не обнаружено, СФ №7.....5 м

Слой 10. Переслаивание алевролитов и известняков (пачка плохо обнажена).....11 м

Слой 11. Известняки органогенные, с крупными брахиоподами типа *Neospirifer*, в переслаивании с тонкими чёрными известняками (водорослевыми?), известняками песчанистыми и алевролитами. Определён комплекс фораминифер не древнее C₁s₁ (СФ №8). Вероятно, соответствует маркирующему горизонту «b₂».....12 м

Приведенный фрагмент разреза мощностью 191 м, характеризует нижние две трети разреза нижнебелеутинской подсвиты. Нами мощность нижней подсвиты в целом по площади работ принимается 90–270 м. Возраст нижней подсвиты принимаем позднесерпуховским.

Верхнебелеутинская подсвита описана в разрезе Кокдомбак Южный, координаты начала разреза – 48°02'38,1"–67°22'18,8", конец – 48°02'35,5"–67°23'01,1", по всему разрезу известняки серые и черные; песчаники – сероцветные и зеленоцветные.

Нижняя граница подсвиты принимается нами по подошве маркирующего горизонта «b₃». На отложениях нижнебелеутинской подсвиты залегают следующие породы (рис 2, кол. 3).

Слой 1. Известняки органогенные, кораллово-брахиоподовые («b₃»), интенсивно выветрелые, в рельефе образуют гряду. Элювий представлен отпрепарированными раковинами брахиопод (преобладают спириферы), одиночными и коло-

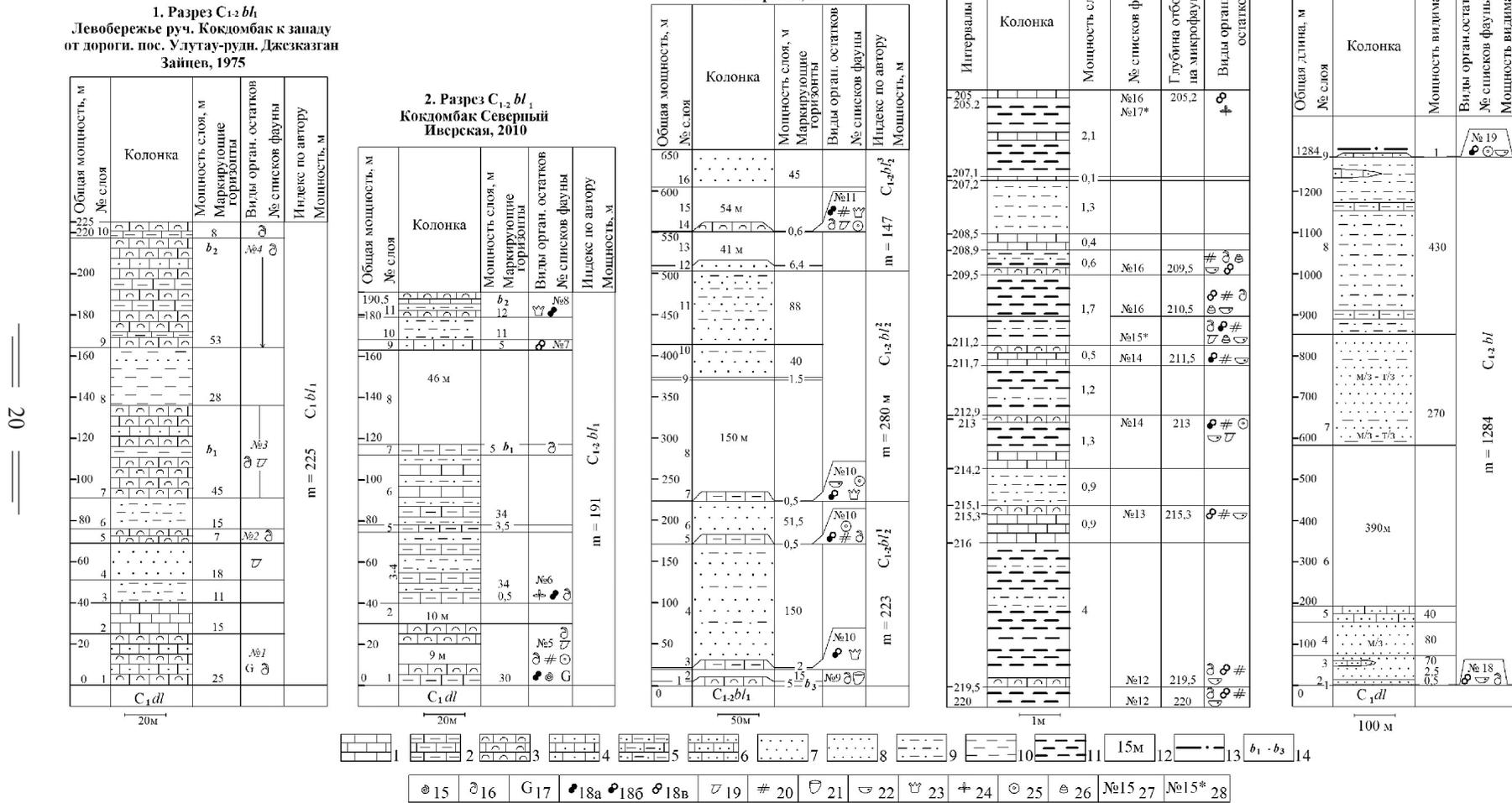


Рис.2. Разрезы белеутинской свиты

1- известняки; 2 – известняки глинистые; 3 – известняки органогенные, органогенно-обломочные; 4 – известняки песчанистые; 5 – известняки алевритистые; 6 – песчаники известковистые; 7 – песчаники; 8 – песчаники мелко- (мз), тонкозернистые (т/з); 9 – алевролиты; 10 – аргиллиты; 11 – углистые алевро-аргиллиты; 12 – задернованные участки, мощность в м; 13 – тектонический контакт; 14 – маркирующие горизонты в белеутинской свите (Зайцев, 1975); 15–26 – органические остатки: 15 – гониаты (наутилиты) 116 – брахиподы; 17 – гигантопродукты; 18 – пробы на фораминиферы: результативные (18а), с единичными и редкими остатками (18б), пустые (18 в); 19 – пеллециподы; 20 – мшанки; 21 – кораллы; 22 -остракоды; 23 водоросли; 24- флора; 25 - крпноидеи; 26 -гастроподы; 27 -номера списков фауны; 28 - номера списков фауны, флоры по соседним скважинам.

ниальными кораллами, криноидеями; СФ №9 (возраст $C_1s_1 - C_2b$).....5м

Слой 2. Задерновано.....15м

Слой 3. Известняки водорослевые, мелкокомковатые, на свежем сколе — чёрные, на выветрелой поверхности желтовато-бурые. На выветрелой поверхности заметны нити и сгустки водорослей. Фораминиферы единичные, мелкие *Paraturamma* sp.; СФ №102м

Слой 4. Переслаивание алевролитов и песчаников, пачка плохо обнажена.....150м

Слой 5. Известняки водорослевые, комковатые, глинистые. В шлифах наблюдается органический детрит — брахиопод, мшанок, криноидей. Фораминиферы единичные *Endothyra* sp.; СФ №10.....0,5м

Слой 6. Песчаники серые, зеленовато-серые, мелко-тонкозернистые, комковатые, полимиктовые.....51м

Мощность нижней пачки верхней подсвиты — 223м.

Слой 7. Известняки водорослевые, аналогичные слою 5. В шлифах — единичные мелкие фораминиферы *Paraturamma* sp.; СФ №1.....0,5м

Слой 8. Задерновано.....150м

Слой 9-10. Переслаивание песчаников сероцветных, мелко-тонкозернистых и алевролитов. Соотношение пород неясно ввиду плохой обнаженности. В основании пачки породы слабо пиритизированы. По контактной печати дешифрируется тонкое переслаивание пород.....41,5м

Слой 11. Пачка переслаивания песчаников и алевролитов. В карьере, к северу от линии разреза, вскрыт фрагмент разреза, мощностью 51м. В нем 31м составляют алевролиты и аргиллиты, 20м — песчаники. Песчаники тонко-, мелко- и среднезернистые, в последних наблюдаются плоские гальки серых алевро-аргиллитов. В среднезернистых разностях есть примазки малахита. Угол падения 40-50°88м

Мощность средней пачки верхней подсвиты — 280м.

Слой 12. Песчаники, мощный горизонт, выделяется в рельефе пологой грядой. Песчаники серые, мелко-, среднезернистые.....6,4м

Слой 13. Задерновано.....41м

Слой 14. Известняки темно-серые до чёрных. Слой имеет трёхчленное строение: 14а) известняки комковатые с единичными крупными пеллециподами и редкими брахиоподами; 14б) органично-детритовые известняки с обильными остатками хонетид; здесь же выделен комплекс

фораминифер, возраста C_1s-C_2b и комплекс брахиопод, возраста $C_1s_1^2$; СФ №11; 14в) тонкий пелитоморфный известняк, переходящий в аргиллит, микрофауны не обнаружено.....0,6м

Слой 15. Задерновано.....54м

Слой 16. Песчаники зеленовато-серые, мелкозернистые, слабо известковистые.....45м

Мощность верхней пачки верхней подсвиты — 147 м.

Мощность верхней подсвиты — 650 м.

Данный разрез полностью характеризует верхнюю подсвиту.

Верхние части белеутинской свиты вскрыты поисковыми скважинами на участке Талдыбулак (рис. 1). Разрезы по всем скважинам однотипны. Керн по 2-м скважинам был детально опробован на микрофауну, также были определены брахиоподы, гастроподы, пеллециподы, флора. Органические остатки плохой сохранности, часто представлены детритом, малоинформативны (СФ №12-18).

Приводим разрез (рис. 2 кол. 4) по скважине П-1, интервал 205-220м. Вертикальная мощность — 15м (угол падения по керну 50°, скважина наклонная 75°), истинная — 12,5м. В данном разрезе 85% составляют алевролиты и аргиллиты и 15% известняки. Мощность последних 5-10см до 20-30см. Те интервалы, где показаны слои мощностью 0,5-0,9 м, практически представляют переслаивание известняков и известковистых алевролитов. В целом вскрытый разрез представляет пачку переслаивания аргиллитов (часто углистых), алевролитов, известняков, серого и чёрного цвета. Во всех разностях пород наблюдаются мшанки, в известняках — брахиоподы, гастроподы, остракоды, пеллециподы, в аргиллитах — флора (семена).

Фораминиферы единичны: *Tetrataxis* sp., фрагменты *Ammovertella* sp. (возраст не древнее позднего визе). По остальным остаткам (СФ №12-16) возраст определяется как поздний серпухов — ранний башкир. Из всех заключений о возрасте башкирский ярус предполагают гастроподы и семена; СФ №15,17. Ю.А. Зайцевым [5] приведены данные, «что в верхах верхнебелеутинских слоёв В.П. Нехорошев описал мшанку *Ascopora djekasganica*, определявшуюся ранее ошибочно как *Ascopora nodosa* (Fisch.)», последняя определяла возраст как средний карбон. Вероятно, эти определения были верны и верхняя граница белеутинской свиты ограничивается зоной *Reticuloceras* или даже моложе.

Необычный по литологии разрез белеутинской свиты описан к северу от зим. Балабай (рис. 2, кол 5).

Отложения плохо обнажены, несмотря на то, что хорошо дешифрируются (тонким переслаиванием). Граница между дальненской и белеутинской свитами условно проведена по подошве слоя массивных известняков. Отложения представлены серо- и буроватой пачкой пород, в которой преобладают алевролиты и тонко-, мелкозернистые песчаники, все породы известковистые. Известняков практически нет (кроме слоя 1), а наблюдаются известковистые алевролиты. В слое 1 (СФ №18) фораминиферы не обнаружены и только в верхней части разреза были найдены фораминиферы возраста не древнее C_1s_1 (СФ №21). Отложения отнесены нами к белеутинской свите нерасчлененной. Видимая мощность по разрезу 1200м, угол падения пород не ясен.

Анализируя полученные данные можно сделать следующие выводы.

1. В свите наблюдаются, достаточно чётко, 4 маркирующих горизонта, которые были выделены Ю.А. Зайцевым [5]. В основании свиты горизонт с гигантопродуктами (1); горизонт « b_1 » — глинистые известняки с мелкими хонетидами и продуктидами (2); горизонт « b_2 » — известняки с крупной фауной спириферид (3), характерны *Neospirifer* sp.; горизонт « b_3 » — органогенные известняки с фауной кораллов и брахиопод (4). По основанию горизонта « b_3 » проводится нижняя граница верхнебелеутинской подсвиты.

2. Верхняя граница свиты более условна, проводится по кровле детритового известняка. Но так как он проявлен не везде, то за границу принимается подошва мощного слоя песчаников.

3. Верхняя подсвита по литологии более изменчива, к югу от площади работ в ней появляются слои известняков.

4. Изучение фауны фораминифер уточнило положение горизонта с гигантопродуктами — C_1s_2 зона *E. paraprotvae*.

5. Возраст верхней подсвиты и границу башкирского яруса уточнить не удалось. По данным В.Я. Жайминой [3], комплекс фораминифер возраста C_2b_1 зона *P. bogdanovkensis* уверенно выделяется несколько южнее площади работ. Судя по разрезу Шаткара II, комплекс наблюдается уже в верхней части нижней подсвиты.

6. Сопоставляя белеутинскую свиту в районе работ со стратотипом белеутинского горизонта

по р. Белеуты (L-42-VII) можно констатировать: горизонт (пачка) с гигантопродуктами там также характеризуется зоной *E. Protvae*, [8]. По данным всех авторов, изучавших стратотип (Эйноор, 1963; 7, 8), пачка с гигантопродуктами залегает не в основании свиты (горизонта), а несколько выше. Таким образом, в стратотипе горизонта по данным М.М. Марфенковой [8] нижняя часть разреза (20% по мощности) относится к C_1s_1 — зонам *K. bykovaе* и *P. exotica*; к $C_1s_2^1$ — зоны *E. protvae*; *L. minima*, *G. parva* — *N. regularis* (64,2%); к C_2b — *E. postmosguensis* и *N. gregorii* (15,8%).

Ниже приводятся списки фауны по разрезам.

Списки фауны (СФ) №1-4, разрез №1; Ю.А. Зайцев (1975), определения М.В. Мартыновой

СФ №1. Известняки органогенно-детритусовые. Брахиоподы: *Gigantoproductus* cf. *edelburgensis* (Phill.), *G.* cf. *rectestrius* (Grob.) и часты крупные *Schellwienella* sp., *Echinoconchus elegans* (M'Coу), *Productus elegans* N. et P., *Pugilis pugilis* (Phill.), *Spirifer djeskasganensis* Litv., *Punctospirifer kinjebaevi* Litv., *Neospirifer nalivkini* Bolchov; возраст C_1s . **СФ №2.** Известняки органогенно-детритусовые с брахиоподами *Cancrinella* sp., *Fusella* cf. *triangularis* (Mart.), *Neospirifer* sp.; возраст C_1s . **СФ №3.** Известняки органогенно-детритусовые и глинистые с мелкими брахиоподами (« b_1 »). Мелкие *Chonetes* sp. и *Argentiproductus margaritaceus* (Phill.) образуют прослой ракушечника; многочисленны *Avonia youngiana* (Dav.), *Echinoconchus elegans* (M'Coу), *Marginifera minuta* (M.-W.); пеллециподы — не определены; возраст C_1s . **СФ №4.** Известняки детритусовые, а также зернистые и глинистые. Определены брахиоподы: *Linoproductus jagovkini* Nal., *Sinuatella sinuata* (Kon.), *Pugilis pugilis* (Phill.), *Antiquatonia* cf. *khimenkovi* (Jan.), *Marginifera* cf. *lobata* (Sow.), *M. triquetra* (M.-W.), *Fusella triangularis* (Mart.), *Spirifer djeskasganensis* Litv., *Neospirifer* sp., *N. nalivkini* (Bolchov.), *Dielasma illinoisensis* Well., *Athyris trinuclea* Hall, возраст C_1s .

Списки фауны № 4-21, разрезы № 2-5; А.П. Иверская (2010)

СФ №5 (точка наблюдения № 151). Известняк микро-, тонкокристаллический с частым органогенным детритом, участками до органогенно-обломочного. Фораминиферы многочисленны: *Eostaffellina* sp., *E.* cf. *protvae* Raus., *E. ex gr. protvae* Raus., *E.* cf. *paraprotvae* Raus., *Eostaffella* sp., *E.* cf. *postmosguensis* Kir., *Mediocris* sp., *Endothyra* sp., часты археодисциды: *Paraarchaediscus* sp.,

P. ex gr. krestovnikovi Raus., *Archaeodiscus* sp., *A. ex gr. convexus* Grozd. et Lebed., *A. cf. moelleri* Rausgr., *A. cf. vischerensis* Grozd. et Leb. (единичные), *Asteroarchaeodiscus* sp., *Neoarchaeodiscus* sp., *N. cf. postrugosus* Reitl., *N. cf. subbaschkiricus* Reitl., *N. ex gr. latispiralis* Grozd. et Lebed., *N. cf. gregorii* Dain, *Globivalvulina* sp., *Tetrataxis* sp., *T. cf. media* Vissar., *T. cf. submedia* Brazhn., *T. cf. paraminima* Vissar., *Ammovertella* sp.; возраст $C_1s_2^1$, 2008. Брахиоподы: *Orthotetes* sp., *Echinoconchus* cf. *subelegans* (Thom.), *Latiproductus* sp., *L. ex gr. rectestrius* (Grob.), *L. ex gr. latissimus* (Sow.), *Productus* s.l., *P. ex gr. elegans* N. et P., *Pugilis* sp., *Inflatia* ? sp., *Sinuatella* ex gr. *sinuata* (Kon.), *Fusella* ex gr. *pseudotrigonalis* (Sem.), *Neospirifer* ? sp., *Phrycodothyris* aff. *lineata* Mart.; пеллециподы: *Allorisma* ex gr. *sulcata* (Phill.), *Sanguinolites* ex gr. *calculus* Mir., *Sanguinolites* sp.; мшанки: Fenestellida; возраст $C_1s_1^2$, 2008.

СФ №5а (точка наблюдения № 151/2). Брахиоподы: *Echinoconchus* ex gr. *elegans* (Mc Coy), *Pugilis* sp. (ex gr. *P. pugilis* (Phill.)), *Spirifer* sp., *S. cf. bisulcatus* Sow., *Neospirifer* sp., *Composita subquadrata* (Hall); возраст $C_1v_2^2-s$, 2003. **СФ №6** (точка наблюдения № 151/4). Известняки глинистые, с единичными остатками брахиопод и слойком, мощностью 1,5см, насыщенным мелкими остатками флоры *Palmatopteris* cf. *furcata* (Brongn.) Н. Pot. Известняк органогенно-обломочный до алевролита известковистого. Фораминиферы частые: *Paraarchaeodiscus* sp., *P. ex gr. krestovnikovi* Raus. (частые), *Archaeodiscus* sp., *A. cf. moelleri* Raus., *A. ex gr. moelleri* Raus., *Mediocris* sp., *Endothyra* sp., *Eostaffella* sp. (единичные), *Tetrataxis* sp. (частые), *T. cf. media* Viss., *T. ex gr. planolocula* Lee et Chen, *T. cf. dzhezkazganicus* Vdov., *Ammovertella* sp.; возраст — не древнее C_1s . **СФ №7** (точка наблюдения № 151/7). Песчаник известковистый средне-, мелкозернистый. Немногочисленный органогенный детрит разных размеров, представлен обломками раковин и фрагментами мшанок. Фораминифер не обнаружено. **СФ №8** (точки наблюдения № 152, 152/1). Известняки органогенно-обломочные, фораминиферы немногочисленные: *Paraarchaeodiscus* sp., *P. cf. krestovnikovi* Raus., *Archaeodiscus* sp., *A. cf. moelleri* Raus., *A. ex gr. moelleri* Raus., *A. cf. paulus* Marf., *A. ex gr. vischerensis* Grozd. et Lebed., *Tchuisodiscus* sp., *Asteroarchaeodiscus* sp., *A. cf. brevis* Marf., *Tetrataxis* sp., *T. cf. dzhezkazganicus* Vdov., *Ammovertella* sp. (немногочисленные фрагменты), *Eotuberitina reitlingerae* М-Мас. Водоросли: фраг-

менты *Koninckopora* sp.; возраст не древнее C_1s_1 . **СФ №9** (точка наблюдения № 146). Известняки органогенные, кораллово-брахиоподовые. Брахиоподы представлены, в основном, крупными спириферидами. Определены брахиоподы плохой сохранности: *Echinoconchus* ex gr. *elegans* (Mc Coy), *Fluctuaria* (?) sp., *Pugilis* sp. (ex gr. *P. pugilis* (Phill.)), *Sinuatella* ex gr. *sinuata* (Kon.), *Fusella* ex gr. *pseudotrigonalis* (Sem.), *Spirifer* sp., *S. ex gr. bisulcatus* Sow., *Neospirifer* sp., *N. ex gr. kumpani* (Rotai), *Punctospirifer* ex gr. *kinjebaevi* Litv., *Composita* ex gr. *subquadrata* (Hall), *C. ex gr. trinuclea* (Hall). Отдельные образцы представляют колониальные и одиночные кораллы; возраст $C_1s_2 - C_2b$, 2003. Шлифы на микрофауну не отбирались, поскольку породы интенсивно выветрелые. По данным Ю.А. Зайцева [5] кораллы представлены *Lithostrotion portlocki* E. et H., *L. portlocki* E. et H. var. *depaophylloidea* Yu, *Palaeosmilia jagovkini* (Gorsky), *P. cf. kasachstanika* Volk. (М.С. Быкова, возраст $C_1v_2 - s_1$). **СФ №10** (точки наблюдения №№ 145/6, 145/5, 145/4). Известняки водорослевые, мелкокомковатые, черные. В некоторых слоях отмечается детрит остракод, брахиопод, криноидей, фрагменты мшанок. Фораминиферы единичны: *Paraturamma* sp., *Endothyra* sp. Возраст не определен. **СФ №11** (точка наблюдения 145/1). Известняки органогенно-детритовые. Фораминиферы немногочисленные: *Archaeodiscus* sp., *A. cf. vischerensis* Grozd. et Leb., *Asteroarchaeodiscus* sp., *Neoarchaeodiscus* sp., *N. cf. latispiralis* Grozd. et Leb., *Tetrataxis* ex gr. *planolocula* Lee et Chen, *Eostaffella* sp., *Endothyra* sp. (фрагменты), обрывки неопределимых водорослей. Возраст $C_1s - C_2b$, 2003. Макрофауна представлена: брахиоподами — *Orthotetes* ex gr. *hindi* (Thomas), *Rugosochonetes* sp., *Echinoconchus* sp. (ex gr. *E. punctatus* (Martin.)), *Fluctuaria* sp. (ex gr. *F. mira* Litv.), *Pugilis* sp., *Composita* sp.; пеллециподами: — *Schizodus* (?) sp. Наблюдаются мшанки, криноидеи; возраст — $C_1s_1^2$, 2003. **СФ №12** (скв. П1 глуб. 219,5; 220м), **СФ №13** (скв. П1 глуб. 215,3м), **СФ №16** (скв. П1 глуб. 210,5; 209,5; 205м). Известковистые алевролиты и органогенно-обломочные известняки. Детрит представлен обломками раковин брахиопод, фрагментами мшанок, обломками криноидей. Фораминифер не обнаружено. **СФ №14** (скв. П1 глуб. 211,5; 213м). Органогенно-обломочные известняки с единичными фораминиферами: *Tetrataxis* sp. и фрагментами *Ammovertella* sp. (213м), возраст не древнее C_1v_2 . В черных

известковистых алевро-аргиллитах определены мшанки: *Fenestellida*; *Tabulipora incrustans* Nekh., *Rectifenestella* sp., *Flexifenestella* sp., *Rhabdomeson* sp.; возраст С-Р. **СФ № 15** (скв. ПЗ глуб. 198,5м). Глинистый известняк с многочисленными угнетенными раковинами брахиопод, пелеципод и гастропод. Фауна плохой сохранности. Брахиоподы *Composita* ? sp.; пелециподы – *Sanguinolites* ? sp.; гастроподы *Naticopsis* sp. (ex gr. *N. phillipsii* Mc Coy); возраст C_{1s_2} – C_2b . Немногочисленные фораминиферы *Tetrataxis* sp., не древнее C_{1v_2} .

СФ №17 (скв. П10 глуб. 169м). Алевролиты с частыми обугленными растительными остатками, определены отпечатки семян *Angarocarpus* cf. *ungensis* (Zal.) Radcz., *Samaropsis* cf. *fluitans* (Daws.) Weiss. emend Zeil; возраст C_2b_1 зона *Homoceras*. **СФ №18** (точка наблюдения № 175/7). Известняки темно-серые, массивные, микро-, криптозернистые с редкой фауной мелких брахиопод, фораминифер не обнаружено. **СФ №19** (точка наблюдения № 177/1). Песчаник известковистый, мелкозернистый. Редкие мелкие фораминиферы: *Paraarchaediscus* sp., *P.* cf. *krestovnikovi* Raus., *Archaediscus* sp., *A.* ex gr. *moelleri* Raus., *Neoarchaediscus* sp., *Ammovertella* sp.; возраст не древнее C_{1s} .

ЛИТЕРАТУРА

1. Беспалов В.Ф. О стратиграфии верхнего палеозоя Жезказганского района. – «Проблемы советской геологии», т. VIII, №8-9, 1938, с. 100-105.
2. Ергалиев Г.К., Жаймина В.Я., Сергеева Л.В. и др. «Атлас опорных стратиграфических разрезов фанерозоя Казахстана», Алматы, 2008, с.119-146.
3. Жаймина В.Я. Биостратиграфические исследования в Жезказганском регионе. Изв. НАН РК, сер.геол. 2007, №3, с. 4-27.
4. Зайцев Ю.А. и др. Геологическая карта СССР масштаба 1:200000, лист М-42-XXXII, объяснительная записка. Госгеолтехиздат, Москва, 1959.
5. Зайцев Ю.А. (редактор) Геология и полезные ископаемые Жезказганского рудного района. Москва, Недра, 1975.
6. Литвинович Н.В., Аксенова Г.Г., Разина Т.Т. Стратиграфия и литология отложений нижнего карбона западной части Центрального Казахстана. Москва, Недра, 1962.
7. Литвинович Н.В. и др. О возрасте белеутинского горизонта (нижний карбон) Ц. Казахстана. Бюлл. МОИП, отд. геол., 1985, т.60, вып.3.
8. Марфенкова М.М. Зональное расчленение отложений белеутинского горизонта Ц. Казахстана по фораминиферам. Изв. АН КазССР, сер.геол. 1986, №3. С.29-35.
9. Марфенкова М.М. Зональная стратиграфия среднего карбона Казахстана по фораминиферам. Геология Казахстана, 2002, №5, с.20-33.
10. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 34, ВСЕГЕИ, 2003.
11. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 38, ВСЕГЕИ, 2008.
12. Сергеева Л.В. Естественные рубежи в каменноугольных отложениях Казахстана и их значение для региональной и межрегиональной корреляции. Изв. НАН РК, сер. геол. 2004, № 3-4, с. 36-47.
13. Сергеева Л.В. Визейский ярус северного крыла Жезказганской впадины. Геология и охрана недр. 2005, № 1, с. 25-31.
14. Филатова Г.В., Гранкин М.С. Проблемы ярусного и зонального расчленения нижнекаменноугольных отложений Центрального Казахстана и их корреляция с разновозрастными осадками Восточной Европы. Материалы совещания: «Состояние, перспективы и задачи стратиграфии Казахстана». Алматы, 2002, с.140-142.
15. Филатова Г.В., Иванова Е.Н. Ранне-среднекаменноугольные фораминиферовые комплексы северной части Жезказганской впадины. Геология и охрана недр. №1, 2005, с. 19-25.

УДК 553.411

М.С. РАФАИЛОВИЧ¹, С.И. ШЕВЧУК²

ЗОЛОТО-РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ (Au, W, Mo, Sn, Be, Ta-Nb)

Орталық Азияның геологиялық және тектоникалық позициясы, құрылымды-морфологиялық және минералды-геохимиялық ерекшеліктері, алтын-сирек металды кенорнының өндірістік болашағы қарастырылады. Бұнда тек түрлі кенорындарды тереңінен зерттеу және үлгілеу, минералды шикізаттың дәстүрлі емес қайнар көзіне сүйену, жаңа аумақтарға болашағы мол баға беру ұсынылған.

Обсуждаются геологическая и тектоническая позиция, структурно-морфологические и минералого-геохимические особенности, промышленные перспективы золото-редкометалльных месторождений Центральной Азии. Рекомендуются углубленное изучение и моделирование типовых месторождений, обоснование нетрадиционных источников минерального сырья, перспективная оценка новых площадей.

The geological and tectonic setting, structural, morphological, mineralogical-geochemical features and commercial perspectives of the gold-rare metal deposits of Central Asia are examined. The profound study and modelling of the typical deposits, basing of non-traditional sources of mineral raw materials, perspective evaluation of new territories are recommended.

На территории Центральной Азии известно более 50 золото-редкометалльных месторождений (ЗРМ) с различными соотношениями Au, W, Mo, Sn, Be, Ta-Nb. Комплексные ЗРМ формируются в заключительные стадии тектонических циклов палеозоя и мезозоя, тесно ассоциируя с проявлениями орогенного и внутриплитного гранодиорит-гранит-лейкогранитового магматизма. Примеры месторождений: Мурунтау, Кальмакыр-Дальнее, Зармитан в Узбекистане, Кумтор, Кумбель, Талдыбулак, Мироновское в Кыргызстане, Джилао в Таджикистане, Таскудук, Нурказган, Саяк, Жолымбет, Бестобе в Казахстане, Березовское, Гумбейское, Олимпиада, Калгутинское, Ключевское в России, Эрденет в Монголии и др. (рис. 1). Месторождения различного масштаба (средние, крупные, гигантские), некоторые полно освещены в геологической литературе, часть относится к разряду нетрадиционных, экзотических. Цель настоящего обзора – в свете новых материалов и переинтерпретации уже известных данных привлечь внимание к этому высокопродуктивному классу рудных месторождений, показать его неучтенный потенциал, подчеркнуть его важнейшее значение при решении широкого

спектра теоретических и прикладных задач геологии.

По глубинности образования и соотношению с магматизмом ЗРМ подразделяются на три фациальные совокупности (в скобках палеоглубины, км): 1) месторождения мезотермального уровня, ассоциирующие с крупными очагами гранитоидного магматизма (3,0-6,0), 2) гипабиссальные рудные объекты, связанные с малыми интрузивами и дайковыми комплексами пестрого состава (2,0-4,0) и 3) малоглубинные вулканогенные месторождения, ассоциирующие с вулканическими аппаратами и взрывными брекчиями (1,0-3,0). Мезотермальные ЗРМ формируют тыловую зону рудно-магматической колонны, гипабиссальные объекты – стволую (промежточную) зону, вулканогенные месторождения – фронтальную.

ЗРМ мезотермальной фации. Мезотермальные ЗРМ в Центрально-Азиатском регионе проявлены разнообразно и контрастно. По виду связей с гранитоидами и структурно-морфологическим особенностям они образуют четыре промышленные группы: 1) штокверки внутренних частей гранитоидных массивов (ключевской тип в

¹⁻²Казахстан, 050008, г. Алматы, ул. Шевченко, 162Ж, Институт природных ресурсов ЮГГЕО

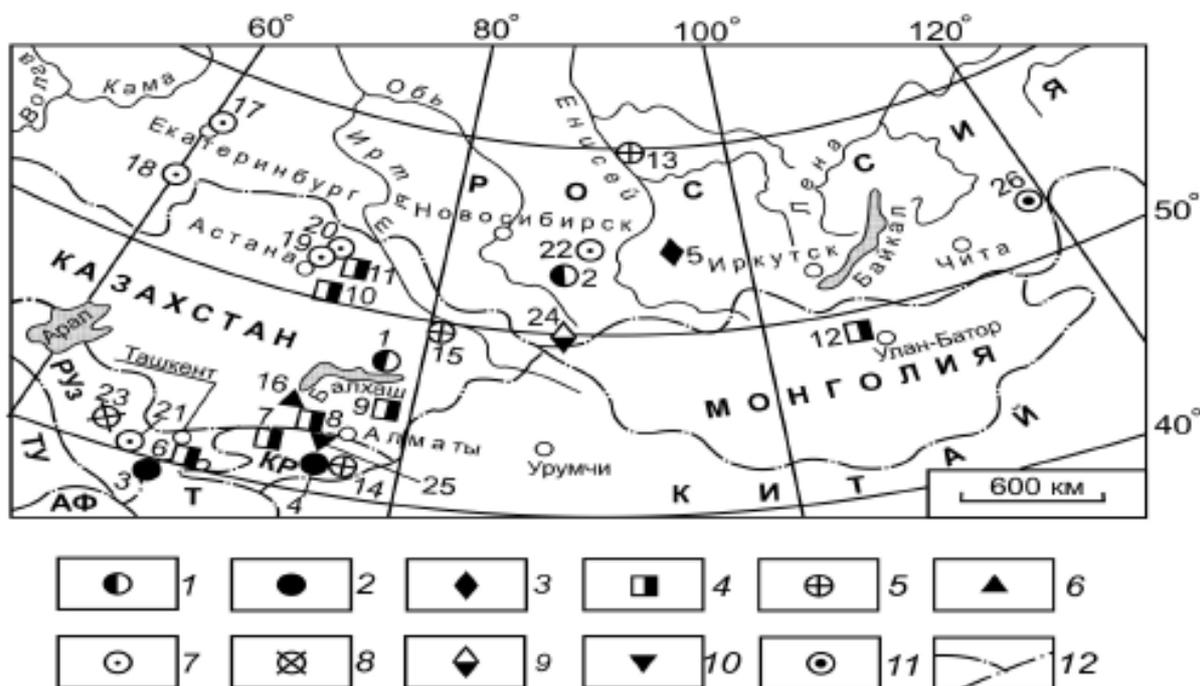


Рис. 1. Схема размещения золото-редкометалльных месторождений на территории Центральной Азии (фрагмент), составлено по материалам [1, 4, 6, 7, 10-12, 18, 21, 23-28]: 1-11 – промышленные типы ЗРМ (показаны наиболее представительные объекты): 1 – золото-медно-молибденовый скарновый (1 – Саякское поле, 2 – Казское), 2 – золото-вольфрамовый комбинированный скарновый и жильно-штокверковый (3 – Джилао, 4 – Кумбель), 3 – золото-бериллий-олово-тантал-ниобиевый штокверково-прожилковый (5 – Верхнеманское), 4 – золото-медно-молибден-порфиоровый (6 – Кальмакыр-Дальнее, 7 – Талдыбулак, 8 – Шатырколь, 9 – Коксай, 10 – Нурказган, 11 – Бозшаколь, 12 – Эрденет), 5 – золото-вольфрам-сульфидный прожилково-вкрапленный в черносланцевых толщах (13 – Олимпиада, 14 – Кумтор, 15 – Бакырчик), 6 – железооксидно-медно-золото-редкометалльный (16 – Таскудук), 7 – золото-вольфрамовый сульфидно-кварцевый жильный (17 – Березовское, 18 – Гумбейское, 19 – Жолымбет, 20 – Бестобе, 21 – Зармитан, 22 – Спасское), 8 – золото-вольфрамовый кварцевый мегаштокверковый в черносланцевых толщах (23 – Мурунтау, Мютенбай, Триада), 9 – вольфрам-молибденовый кварцевожильный с Au, Be, Bi, Cu (24 – Калгутинское), 10 – золото-вольфрам-висмут-полиметаллический кварц-сидерит-турмалиновый жильный (25 – Мироновское), 11 – золото-молибден-кварц-турмалиновый жильно-штокверковый (26 – Ключевское); 12 – государственные границы; КР – Кыргызская республика, РУз – Республика Узбекистан, ТУ – Туркменистан, Аф – Афганистан

Забайкалье, Россия), 2) скарновые и жильно-штокверковые ЗРМ зоны эндо- и экзоконтакта интрузивных плутонов (саякский тип в Центральном Казахстане, джилаоский тип в Западном Таджикистане, верхнеманский тип в Восточном Саяне, Россия), 3) золото-редкометалльные штокверки надинтрузивной зоны (мурунтауский тип в Узбекистане, таскудукский тип в Южном Казахстане), 4) крупнообъемные сульфидизированные залежи в удаленно интрузивной зоне (кумторский тип в Кыргызстане).

Золото-молибден-кварц-турмалиновый жильно-штокверковый ключевской тип в интрузивных породах развит в Восточном Забайкалье, в Алдано-Становом блоке кристаллических сланцев и

гранитогнейсов архея и протерозоя, в *Ключевском рудном поле* [6, 8]. Золото-редкометалльное оруденение локализовано в Давединском массиве гидротермально измененных и сульфидизированных гранитов, гранодиоритов, гранит-порфиров и граносиенитов пермского возраста (амаканский комплекс) в тесной связи с дайками кварцевых порфиров, фельзит-порфиров, гранодиорит-порфиров, диоритовых порфиритов. Для локализации оруденения благоприятны разрывы и трещинные зоны субширотного и северо-западного направлений (рис. 2).

Рудные тела представлены жильно-штокверковыми минерализованными зонами, трубообразными телами кварц-турмалин-сульфидных мета-

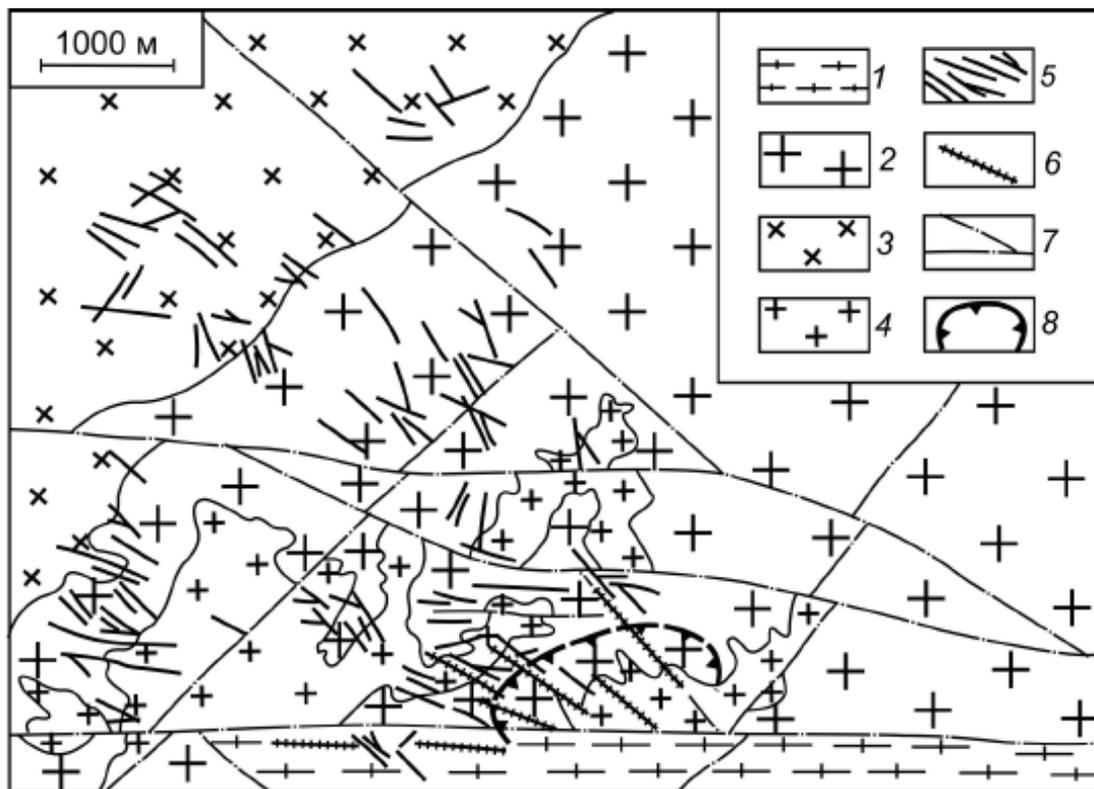


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Ключевского золото-молибденового рудного поля в Восточном Забайкалье (Россия), по материалам Н.Г. Головченко, Г.А. Лунева, Н.А. Криволицкой:
 1 — гнейсы, гнейсограниты архея, 2-4 — гранитоиды Давендинского интрузива (амаканский комплекс перми): 2 — граниты, 3 — гранодиориты, 4 — порфиридные граниты и гранит-порфиры; 5 — дайки пестрого состава; 6 — кварц-турмалин-сульфидные жилы и жильные зоны; 7 — разломы; 8 — контур карьера месторождения Ключевское

соматитов, многочисленными жилами и линзами. Штокверки субширотного и северо-западного простирания (размеры до 1000x300 м) сложены жильно-линзовидными кварц-турмалиновыми телами, минерализованными метасоматитами, брекчиями с кварц-турмалиновым цементом, гнездами сульфидов. На флангах штокверков развиты единичные или сближенные кварц-турмалиновые жилы. Субвертикально залегающие трубообразные рудные тела изометричного сечения (мощности первые десятки метров) выполнены разнозернистым агрегатом кварца, турмалина и сульфидов с включениями измененных гранитов. Кварц-турмалиновые жилы протяженностью первые десятки-первые сотни метров и мощностью до 1,0 м часто залегают вдоль контактов даек.

Выделяются последовательные минеральные ассоциации: 1) молибденит-кварцевая в калишпатизированных породах, 2) сульфидно-кварц-турмалиновая с самородным золотом в калишпатизированных и альбитизированных породах, 3) золото-полиметаллическая сульфидная в берези-

тах, 4) карбонатная с халцедоном [6]. Среднее количество сульфидов 15-20 %. Рудные минералы: молибденит, самородное золото, пирит, арсенопирит, халькопирит, гематит, галенит, сфалерит, фрейбергит, энаргит, теннатит, магнетит. Редко встречаются шеелит, ильменит, хромит, мушкетовит, пирротин, марказит, глаукоdot, валлериит, борнит, айкинит, люцит, виттихенит, тетрадимит, висмутин, эмплектит, гессит, петцит, калаверит, сильванит, бенжаминит, тетраэдрит, антимонит. Нерудные минералы: турмалин, кварц, карбонаты, серицит, мусковит, хлорит, полевые шпаты, флюорит, барит. Руды обогащены Au (первые г/т), Mo (0,0n-0,1n %), Ag, As, Cu, Zn, Co, Se, Te и др.

Золотоносны сульфидно-кварц-турмалиновая и полиметаллическая сульфидная ассоциации. Сульфидно-кварц-турмалиновая ассоциация содержит тонкое (до 0,1 мм) золото, которое сосредоточено в пирите. В сульфидно-полиметаллической ассоциации золото крупное (друзы и неправильные агрегаты размером 0,1-0,5 мм), отмечается в парагенезисе с блеклыми рудами.

Пробность золота 740-980 (с глубиной увеличивается). Примеси в золоте, %: Ag 4,3-22,0, Hg 0,27-0,85. Молибденит двух генераций: молибденит I образует гнезда в раннем кварце, молибденит II ассоциирует с поздними халькопиритом и блеклой рудой. Молибденит и самородное золото встречаются совместно или образуют разобщенные рудные участки.

Золото-медно-молибденовый скарновый саякский тип. Месторождения развиты в Центральном Казахстане, в Северном Прибалхашье, на территории Саякской грабен-синклинали, сложенной известняками, граувакками, полимиктовыми песчаниками, туфопесчаниками, алевролитами, туфоалевролитами, конгломератами нижнего-среднего карбона. Прослои и горизонты карбонатных пород в верхней части разреза образуют тастыкудукскую свиту. С образованиями свиты и рвущими их диорит-гранодиоритами саякского комплекса сопряжены гидротермалиты и комплексное оруденение [10, 11, 14].

Саякский интрузивный комплекс пермского возраста состоит из штоков габбро и диоритов, крупных тел гранодиоритов и диоритов, редких поздних биотит-роговообманковых гранитов. Интрузивы и вмещающая рама насыщены дайковыми образованиями (аплиты, диабазовые и диоритовые порфириды, кварцевые диорит-порфириды, гранодиорит-порфиры, спессартиты).

Гидротермалиты Саякского рудного поля: скарноиды, калишпатоиды, альбититы, скаполитовые и актинолитовые породы, известковые скарны, магнетитовые тела, эпидозиты, березиты, турмалиновые и аксинитовые образования, кварц-кальцит-хлоритовые и апофиллит-цеолит-карбонатные изменения (Л.А. Мирошниченко, В.И. Фомичев, Г.П. Бурдуков, Н.Т. Кулкашев). Преобладают известковые скарны гранатового (гроссуляр-андрадит), пироксенового (диопсид-салит) и переменного гранат-пироксенового состава и эпискарновые пропилиты, актинолитовые и кварц-кальцит-хлоритовые породы. В интрузивах развиты березиты и пропилиты с Au-Cu-Mo прожилково-вкрапленной минерализацией, в экзоконтактной скарновой зоне – Au-Cu-Mo залежи с Co, Ag, Fe, B, Re (Саяк I, Саяк III, Саяк IV, Тастау).

Примеры месторождений с Au-Cu-Mo ассоциацией – *Саяк I* и *Саяк IV*. Скарноворудные залежи Саяка I в зоне эндо- и экзоконтакта содержат крутозалегающие золотоносные халькопирит-магнетит-молибденитовые тела и удлиненные золото-молибденово-медные линзы, которые

в карбонатно-терригенной толще сменяются пластовыми Au-Cu залежами субгоризонтального залегания и гранатовыми скарнами. Протяженность Основной рудной залежи по простиранию 800 м, по падению свыше 650 м, мощность до 30-40 м. Средние и максимальные содержания элементов: Au 1,0 г/т и 15-20 г/т, Cu 2,5 % и 15,0 %, Mo 0,01 и 0,3 %; Ag 18 г/т и 100 г/т. В подошве скарнов локализована залежь вкрапленно-прожилковых молибденовых руд протяженностью 1200 м и мощностью до 10-15 м со средним содержанием Mo 0,35 % [10].

На месторождении *Саяк IV* выделяются четыре рудно-метасоматические зоны (от контакта интрузива к периферии): внутренняя гранат-пироксеновая золото-виттихенит-молибденит-борнит-халькопиритовая, средняя эпидот-актинолитовая золото-висмута-халькопирит-пирротиновая, внешняя кварц-кальцит-хлоритовая золото-герсдорфит-арсенопирит-кобальтиновая и жильная кварц-кальцит-хлоритовая галенит-сфалеритовая [11, 12]. Внутренняя зона, приуроченная к контакту карбонатных пород с гранодиоритами, сложена пироксен-гранатовыми и гранатовыми скарнами с линзовидными скоплениями магнетита и обильной сульфидной минерализацией. Руды представлены халькопиритом, борнитом, молибденитом, самородным золотом. Халькопирит и борнит содержат включения гессита, виттихенита, галенита, сфалерита, блеклой руды, эмплектита, клапротолита, реже сильванита, креннерита, калаверита, галеновисмутита, козалинта, матильдита, бенжаминита, буланжерита, антимонита, станнина, шеелита. Самородное золото отмечается в борните, халькопирите, виттихените, гессите и эмплектите (прожилки, зерна, овальные и каплевидные выделения размером до 0,1-1,0 мм). Пробность золота 550-880. Широко распространенные теллуриды Au и Ag: гессит, сильванит, креннерит, калаверит. Средние содержания элементов на Саяке IV: Au 7,3 г/т (максимально 112 г/т), Mo до 0,05-0,1 %, Cu 0,05-0,2 %, Co 0,12-0,2 % (максимально 4,0 %), Ag 1,4-14,0 г/т, Ni до 0,02 %. Концентрация As первые % (до 12,9 %) [10, 11].

Золото-вольфрамовый комбинированный скарновый и жильно-штокверковый джилаоский тип в интрузивных и карбонатных породах. Особенности данного промтипа рассмотрим на примере месторождения Джилао [2, 22, 29].

Месторождение Джилао, известное с 50-х годов прошлого столетия, находится в Западном Таджикистане, в складчатой системе Южного

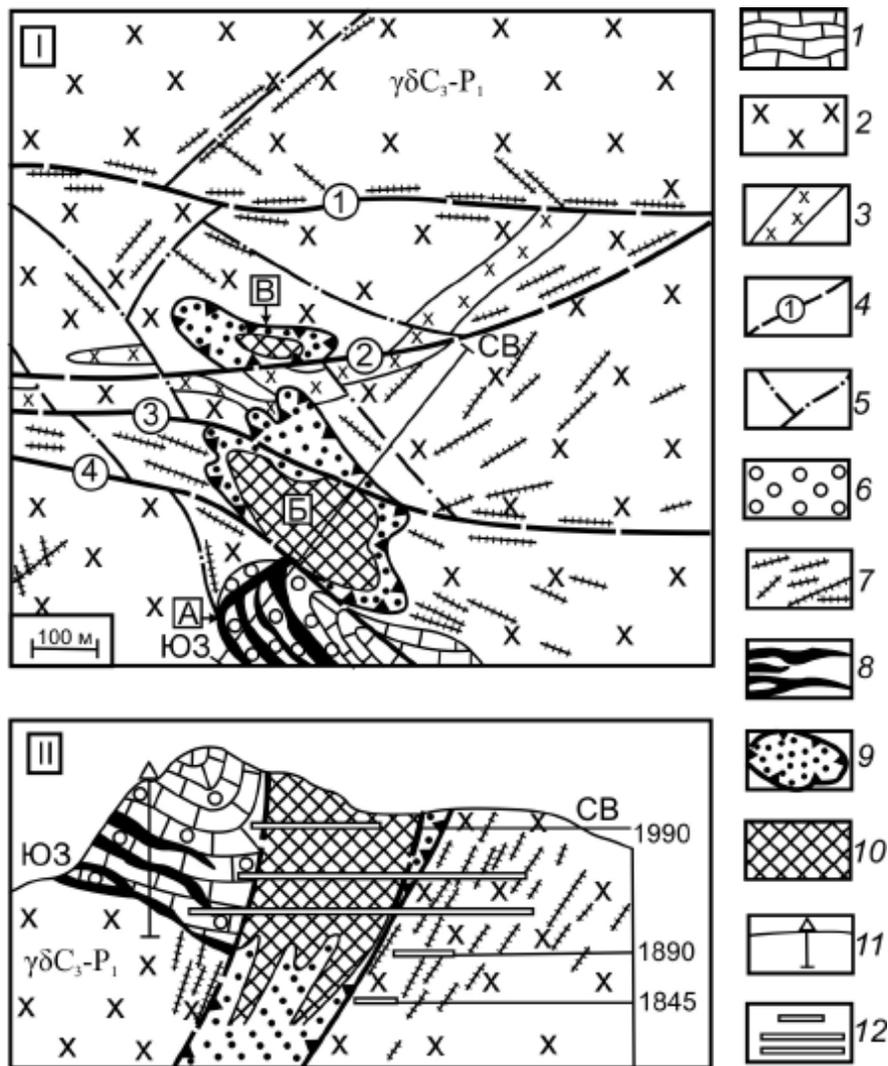


Рис. 3. Геологическая схема (I) и геологический разрез (II) золото-вольфрамового месторождения Джилао в Таджикистане, по материалам [2, 22]:

- 1 – карбонатная пачка S_1-D_1 возраста; 2 – габбро-диориты, гранодиориты Чинорсайского массива (C_3-P_1);
 3 – малые тела и дайки диоритовых порфиров; 4 – рудоконтролирующие разломы: 1 – Дайковский, 2 – Андезакский, 3 – Джилаоский, 4 – Безымянный, 5 – оперяющие разрывы и зоны трещиноватости; 6 – скарны и скарнированные карбонатные отложения; 7 – кварцевые жилы и прожилки; 8 – золото-шеелитоносные скарновородные тела; 9-10 – золоторудные штокверки: 9 – внешняя зона пониженной золотоносности, 10 – внутренняя обогащенная зона; 11 – скважина; 12 – подземные горные выработки; рудоносные участки:
 А – Джилао скарновый, Б – штокверк Джилао, В – штокверк Джилао Северный

Тянь-Шаня, в Зеравшано-Калмакусской шовной зоне субширотного простирания. Первоначально оно эксплуатировалось как скарново-шеелитовый с попутным золотом объект (участок Джилао скарновый). С конца 90-х годов стали осваиваться золото-вольфрамовые кварц-сульфидные штокверки Джилао и Джилао Северный.

Месторождение находится на периклинальном замыкании Чинорсайской брахиантиклинали, ядро которой сложено одноименным массивом гранитоидов верхнего палеозоя, крылья –

нижне- и среднепалеозойскими карбонатными и терригенно-карбонатными отложениями. Оруденение приурочено к пересечениям разломов северо-западного, северо-восточного и субширотного направлений. Важнейшие рудоконтролирующие разломы: Андезакский, Джилаоский, Дайковский, Безымянный (рис. 3). Разломы фиксируются дайками пестрого состава (габброиды, диабазовые и диоритовые порфиры, лампрофиры, гранит- и гранодиорит-порфиры, аплиты и пегматиты). Чинорсайский интрузив размером 8x3

км сложен биотит-амфиболовыми гранодиоритами и монцонитами, с подчиненным развитием диоритов, биотитовых гранитов и граносиенитов. Интрузив I-типа, возраст формирования 299 ± 9 млн. лет [29].

Скарново-шеелитовые с золотом рудные тела залегают в провесе кровли Чинорсайского массива в карбонатных осадках силурийско-девонского возраста. Скарновые залежи, сложенные диопсид-геденбергитом и гранатом, подвержены пиритизации, березитизации, окварцеванию. Простираение скарноворудных тел преимущественно северо-западное, падение пологое на северо-восток, протяженность десятки-первые сотни метров, мощность первые метры, первые десятки метров. Минералы-индикаторы: пирит, пирротин, халькопирит, шеелит, арсенопирит, висмутовые соединения, теллуриды и др. Шеелит (мелкие выделения) ассоциирует с пироксеном, гранатом, кальцитом. Золотопродуктивные ассоциации в скарнах: арсенопирит-пиритовая, халькопирит-пирротиновая, золото-висмут-теллуридная (Н.А. Блохина, 1987).

Золото-вольфрамовый кварц-сульфидный штокверк Джилао, размещенный в брекчированных гранодиоритах, от скарново-шеелитовых залежей отделен Джилаоским разломом. Штокверк вытянут в северо-западном направлении, размеры в плане 400×200 м, вертикальный размах до 700-800 м. Штокверк представляет собой сочетание кварцевых и кварц-сульфидных жил и прожилков и метасоматически измененных гранодиоритов, содержащих вкрапления, прожилковые агрегаты и гнезда сульфидных минералов. Гранодиориты окварцованы, калишпатизированы, альбитизированы, серицитизированы, хлоритизированы, эпидотизированы. Кварц слагает жилы и системы субпараллельных и взаимопересекающихся прожилков, а также цементирует обломки катаклазированных гранодиоритов. Березитизация развита локально на контакте с кварцевыми жилами. На верхнем горизонте проявлена грейзенизация. Ореолы хлоритизации, альбитизации, эпидотизации выходят за пределы штокверка.

Руды вольфрамсодержащие золото-кварцевые убого- и малосульфидные. На верхнем горизонте преобладают кварцевые жилы с содержанием сульфидов около 0,5 %. На среднем и нижнем горизонтах число жил и их мощности уменьшаются, большее значение приобретает прожилково-вкрапленное оруденение (сульфидов 1-4 %).

В штокверковых рудах, по данным М.И. Новгородовой, В.М. Веретенникова, Е.И. Успен-

ского, установлено более 120 минералов. Промышленное значение имеют самородное золото, шеелит и серебро. Минеральные ассоциации: золото-кварц-шеелитовая, золото-пирротин-халькопиритовая, золото-пирит-арсенопиритовая, золото-полисульфидная и кварц-карбонат-антимонитовая.

Шеелит сконцентрирован в кварцевых жилах и прожилках. Самородное золото ассоциирует с кварцем и минералами полисульфидной ассоциации (халькопиритом, тетрадимитом, сульфосолями висмута). Золотины ксеноморфные, пластинчатые, пленочные, комковидные, провололочные. Золото, локализованное в кварце, образует ромбододекаэдрические кристаллы, иногда друзы. Тонкое золото сопряжено с арсенопиритом и пиритом. В кварц-карбонатных прожилках встречается губчатое золото. Размер золотинок от первых мкм до 0,25 мм и более, пробность от 895 в ранних минеральных ассоциациях до 500-530 в поздних. Богатые руды тяготеют к центральным частям штокверков. Среднее содержание золота в блоках не менее 2,0 г/т. Максимальные содержания Au и Ag первые сотни г/т. В контурах промышленных руд золота учтены запасы WO_3 (0,05% и выше).

Месторождение Джилао рентабельно при бортовом содержании Au 0,8-1,0 г/т. Перспективы месторождения связаны с рудами среднего и глубокого горизонтов и новыми телами на флангах. Рациональная схема обогащения включает цианирование золото-кварцевых руд и шеелитовую флотацию; извлечение Au более 90 %, WO_3 80 % [2].

Золото-бериллий-олово-тантал-ниобиевый штокверково-прожилковый верхнеманский тип грейзенизированных диорит-гранитах эндоконтактной зоны. Эталон *Верхнеманское месторождение* находится в России, в Восточном Саяне, на стыке Канской глыбы (AR_3) и Манского терригенного прогиба ($PR_3-\epsilon_1$). Золото-берилл-касситерит-колумбитовое штокверково-вкрапленное оруденение локализовано в альбитизированных и грейзенизированных гранитах и дайках сиенит-порфиоров Кутурчинского плутона нижнепалеозойского возраста [5, 6].

Кутурчинский плутон сложен диоритами, гранитами, граносиенитами, сиенитами. В экзоконтактах интрузива развиты скарны, дайки лейкогранитов, аплитов, диоритовых порфириров. Продуктивная минерализация сопряжена с проявлениями щелочного и кислотного метасоматоза. Последовательность формирования минераль-

ных комплексов: пироксен-везувиан-гранатовые скарны, альбититы, грейзены, березиты, золото-редкометалльные руды.

Рудный штокверк линейной формы находится в зоне крутопадающего разлома в трещиноватых гранитах, сиенит-порфирах и гранат-пироксеновых скарнах, подверженных интенсивной альбитизации и грейзенизации. Нерудные минералы (прожилки, жилки, вкрапленность): кварц 60-90 %, кальцит 1-12 %, флюорит 3-4 %, мусковит 5-10 %, турмалин, эпидот. Комплексная золото-редкометалльная минерализация включает: самородное золото, берилл, касситерит, колумбит, шеелит, вольфрамит, эвксенит, паризит, висмутин, теллуровисмутит, молибденит, ортит, циркон, апатит, пирит, арсенопирит, халькопирит, галенит, буланжерит и др. Золото высокопробное (920-950), нередко крупное, неравномерно распределенное в альбититах и грейзенах.

Формирование руд происходило в две стадии: 1) золото-берилловую относительно высокотемпературную 480-360 °С в грейзенизированных альбититах (кварц I, золото I, берилл, колумбит, касситерит, флюорит, мусковит); 2) золото-сульфидную 360-180 °С в березитизированных альбититах (кварц II, золото II, кальцит, пирит, арсенопирит, висмутин, марказит, галенит, буланжерит, сфалерит, халькопирит, блеклая руда). Концентрации золота составляют: в неизмененных гранитоидах 2,8-4,1 мг/т, в окварцованных альбититах десятки мг/т, в грейзенах по альбитизированным гранитам и сиенит-порфирам 0,1-0,3 г/т, в сульфидизированных березитах до 1,0-1,5 г/т.

Верхнеманское месторождение – объект с непривычным сочетанием Au с бериллом, тантало-ниобатами, минералами W, Mo, Bi, Se, Y, P, Zr, пример формирования редкометалльной и золотой минерализации в рамках единого рудного процесса.

Золото-вольфрам-кварцевый мегаштокверковый мурунтауский тип в черносланцевых толщах. Типовые месторождения Мурунтау, Мютенбай, Триада (Западный Узбекистан, Центральные Кызылкумы, Зауральско-Туркестанская сутурная зона, восточный фланг Южно-Тамдытауской рудной зоны) описаны в многочисленной литературе [3, 4, 20, 24 и др.].

Мурунтауское поле – один из крупнейших рудных объектов в мире, образец крупнообъемного золото-вольфрамового оруденения в черносланцевых толщах. Рудовмещающая среда – бесапанская свита дислоцированных тонкослоистых

углеродсодержащих песчаников, алевролитов, сланцев нижнего палеозоя (рис. 4). Магматические образования верхнепалеозойского возраста представлены дайками сиенито-диоритовых порфиритов (мурунтауский комплекс), Мурунтауским скрытым интрузивом лейкогранитов, дайками пегматитов, аплитов и лейкогранитов, развитыми в надинтрузивной зоне скрытого массива.

Гидротермальные изменения пород: додайковые площадные биотит-полевошпат-кварцевые и последайковые локальные кварц-альбитовые, кварц-альбитовые с турмалином, серицитолитовые, углеродистые и аргиллизитовые. С додайковыми кремнщелочными изменениями связана высокопродуктивная золото-шеелит-карбонат-калишпат-кварцевая минеральная ассоциация (70-80 % запасов Au и практически весь объем промышленно ценного вольфрама). С последайковыми метасоматитами сопряжены менее продуктивные золото-пирит-арсенопирит-кварцевая, полиметаллическая карбонат-кварцевая, сереброадюляр-карбонат-кварцевая, антимонит-пирит-карбонат-кварцевая, антимонит-пирит-кальцитовая, киноварь-кварц-диккитовая ассоциации.

Мегаштокверк Мурунтау представляет собой сложную комбинацию стержневых и оперяющих кварцевых жил, рудных столбов, прожилково-вкрапленных и вкрапленных минерализованных зон. Площадь штокверка на поверхности около 3 кв. км, вертикальная протяженность не менее 1200-1500 м. Среднее содержание золота в карьере 3,72 г/т. Запасы WO_3 на Мурунтау составляют 65 тысяч тонн [29]. Содержания WO_3 в технологических пробах от 0,003 % до 0,6 % [4, 29]. Золото-шеелит-карбонат-калишпат-кварцевая ассоциация слагает «каркас» мегаштокверка, тяготея к круто- и пологопадающим плитообразным и линзовидным кварцевым жилам и системам прожилков. Выделения шеелита в субпластовых кварцевых телах имеют размер до 1,0-5,0 см. Отдельные жилы и линзы кварца содержат шеелит до 10-30 %. В брекчированных калишпатизированных породах шеелит приурочен к сферолит-зернистым агрегатам светлоокрашенных слюд, полевого шпата и кварца. Характерны частые сростания шеелита с самородным золотом, молибденитом, пирротинном, пиритом. Золото образует прожилки в шеелите, каймы вокруг зерен шеелита, просечки в арсенопирите. В субогласных жильно-прожилковых системах преобладает шеелит коричневато-оранжевой окраски. В крутопадающих богатых рудных телах развит полупрозрачный бесцветный шеелит.

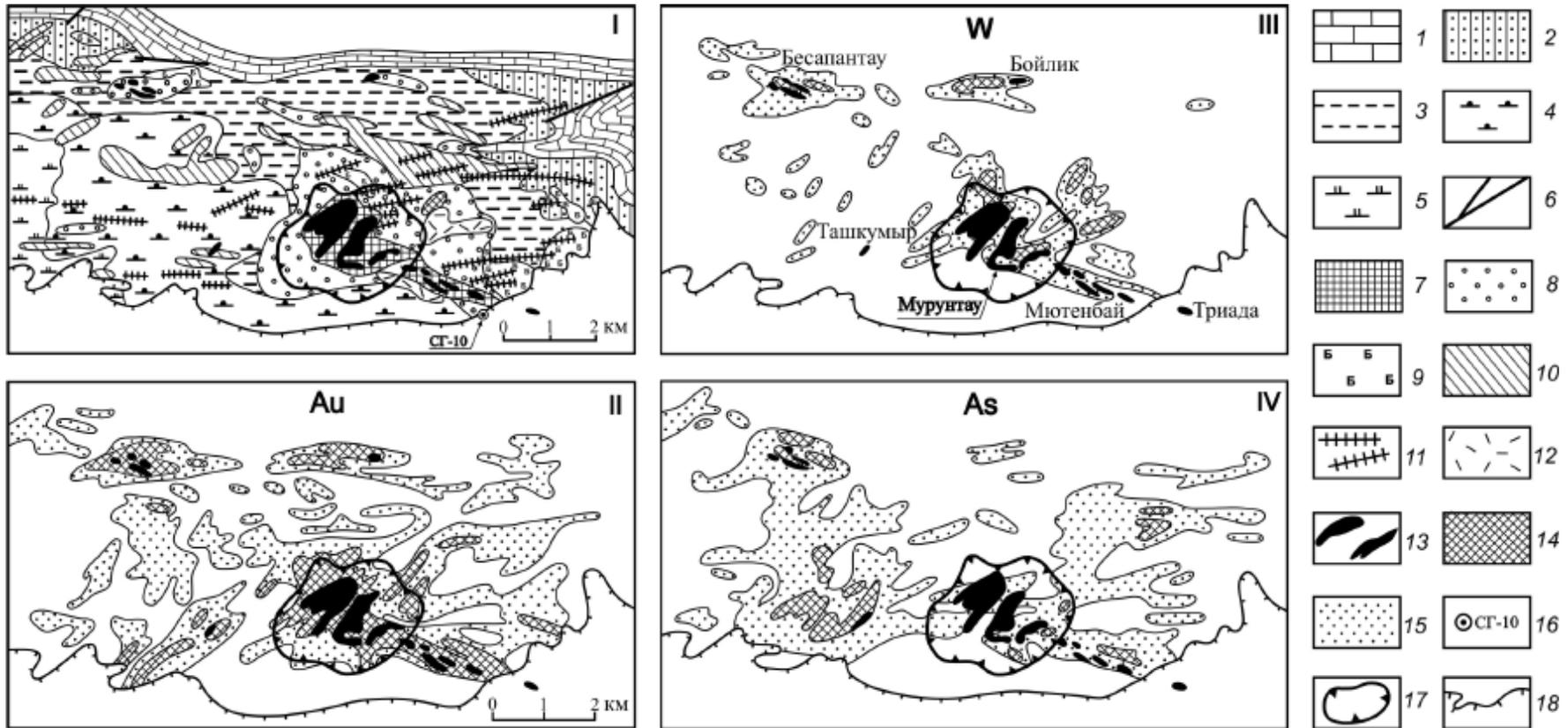


Рис. 4. Мурунтауское золоторудное поле. Геологическая схема с ореолами гидротермально измененных пород (I) и вторичные литохимические ореолы Au (II), W (III) и As (IV) [3]:

1 – карбонатные породы D_1 ; 2-5 – терригенные породы бесапанской свиты O_2-S_1 : 2 – зеленый бесапан (S_1), 3 – пестрый бесапан (O_3-S_1), 4 – серый бесапан ($O_{2,3}$), 5 – черный бесапан (O_2); 6 – разломы; 7-9 – додайковые метасоматиты: 7 – калишпат-кварцевые метасоматиты внутренней зоны, 8 – биотит-двуполевошпат-кварцевые породы промежуточной зоны, 9 – биотитизированные породы внешней зоны; 10-12 – последайковые метасоматиты: 10 – кварц-альбитовые (линзы, неправильные тела), 11 – кварц-альбитовые с турмалином жилообразные, 12 – серицитолиты; 13 – золоторудные залежи; литохимические ореолы: 14 – высококонтрастные, 15 – среднеконтрастные; 16 – сверхглубокая скважина СГ-10; 17 – контур карьера месторождения Мурунтау; 18 – выходы пород палеозойского фундамента на поверхность

Золото и вольфрам занимают закономерную позицию в геохимических полях, геохимических моделях и рядах геохимической зональности. Мурунтауское поле фиксируется контрастными и обширными экзогенными ореолами Au, W и As. Максимально продуктивные ореолы Au и W сосредоточены в «ядре» рудного поля – в области биотит-полевошпат-кварцевых метасоматитов. По С.В. Григоряну, осевая вертикальная геохимическая зональность выглядит следующим образом: W, Mo, Co, Ag₁, Au – Bi – As – Cu, Zn, Pb, Ag₂. По Э.Б. Бертману, ряд зональности эндогенных ореолов: W₁ – (W₂–Bi–Au₁) – (Mo–Cu–As–Co–Ni–Au₂) – (Zn–Pb₁) – (Pb₂–Sb–Ag).

Генерализованная геохимическая модель Мурунтау [16, 19]: U–Mo–V (ураноносная ассоциация в корневой части месторождения) – Ni, Co, Cu, W, Mo, As, Au₁ («сквозные» высокотемпературные дорудная и ранняя рудная золото-кварц-редкометалльная ассоциации) – Ni, Co, As, Zn, Au₂ («сквозная» рудная среднетемпературная золото-пирит-арсенопирит-кварцевая ассоциация) – Zn, Pb, Ag, Sb, Ba, Hg, В (заключительные средне- и низкотемпературные ассоциации на верхних выклинках и флангах рудных залежей).

Железоокисдно-медно-золото-редкометалльный таскудукский тип руд, ассоциирующий с офиолитами и коллизионными гранитами, – нетрадиционный вид штокверковой промышленной минерализации. По многим признакам он отвечает семейству железоокисдно-медно-золотых месторождений (часто с редкими и редкоземельными элементами и ураном), обозначенному в зарубежной литературе как IOCG (Iron Oxide-Copper-Gold type) [26]. Эталонном служит месторождение Таскудук, обогащенное Fe, Au, W, Sn, Mo, Cu, Bi (рис. 5).

Месторождение Таскудук (Южный Казахстан) находится на территории Шу-Сарысуйской депрессии, в Пришуйско-Кордайской металлогенической зоне, в 80 км на юго-восток от крупного месторождения золота Акбакай. Месторождение выявлено в процессе глубинного геологического картирования, сопровождавшегося комплексом геофизических, геохимических и буровых работ (Илийская геофизическая экспедиция Казгеофизтреста, С.И. Шевчук, О.С. Богатырев, 1977-1985 гг.). При разбуривании контрастной магнитной аномалии под чехлом рыхлых отложений было вскрыто штокверковое рудное тело комплексного состава.

Месторождение локализовано в Сатырбай-Сункаринской сдвига-надвиговой шовной зоне северо-западного простирания – погребенной под рыхлыми осадками юго-западной ветви Жалаир-Найманской сутуры. Домезозойский фундамент сложен эффузивами основного состава и зеленокаменными сланцами (офиолитовая ассоциация кембрия), гранитным массивом Таскудук и дайками кислого состава средне-верхнедевонского возраста (жельтауский комплекс). В разрезе кембрия присутствуют пласты мраморизованных и скарнированных известняков. Важные элементы рудоконтроля: милонитизация пород, серпентинитовый меланж, тектонические брекчии, контрастная магнитная аномалия (до 1300 нТл), штоковидные выступы гранитного массива в эффузивно-сланцевой среде, контрастный метасоматоз. Средняя мощность мезо-кайнозойского рыхлого покрова 130 м.

Таскудукский интрузив сложен крупнозернистыми лейкократовыми и биотитовыми гранитами, состоящими из калиевого полевого шпата, кварца, плагиоклаза, биотита с акцессорными апатитом, сфеном, рутилом. Дайки кварцевых порфиров, гранит-порфиров, аплитовидных гранитов грейзенизированы, окварцованы, содержат тонкую сыпь сульфидных минералов. Мощность даек 3-4 м.

Комплексный ореол динамометаморфических, контактово-метасоматических и гидротермально-метасоматических изменений площадью 1,8х1,2 км приурочен к ступенчатообразному прогибу кровли Таскудукского интрузива. Главные изменения пород: серпентинизация и оталькование офиолитов, скарнирование известковистых пород (магнетит, гранат, пироксен, амфиболы, скаполит, хлорит), грейзенизация (светлые слюды, кварц, турмалин, флюорит), пропилитизация (эпидот-цоизит, хлорит, карбонаты, кварц, барит, сульфиды).

Рудоносный штокверк круто склоняется на север. Стволовая мощность его не менее 80-90 м, истинная мощность первые десятки метров. Основная масса штокверка находится в надинтрузивной позиции. Рудный интервал приурочен к зоне тектонического брекчирования, содержащей обломки серпентинитов, пироксенитов, кремней и мраморизованных известняков. Руды мартит-магнетитовые и магнетит-хлоритовые метасоматические сплошные и густо-умеренновкрапленные, часто дробленные, в разной степени «пропитанные» серными и медными колчеданами с зо-

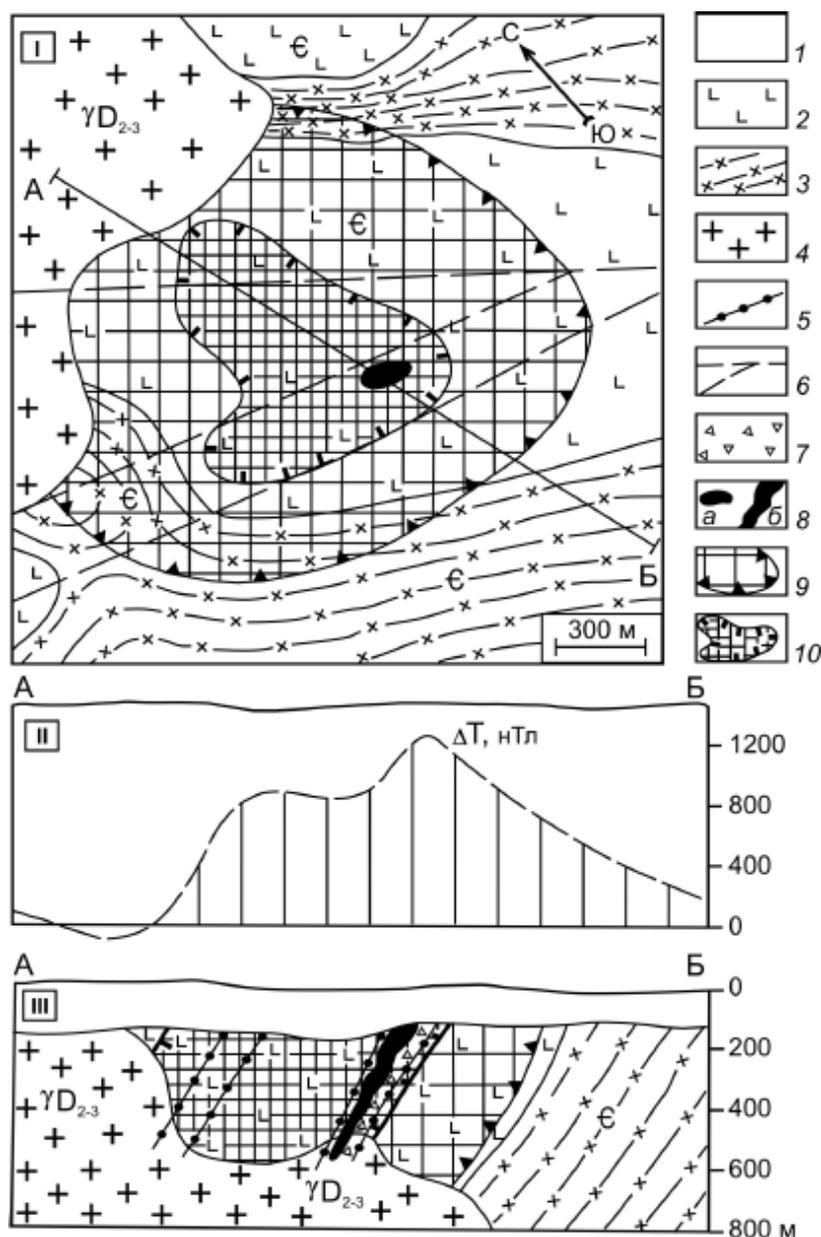


Рис. 5. Железоокисдно-медно-золото-редкометалльное месторождение Таскудук в Южном Казахстане.

Геологическая схема домезозойского фундамента (I), график ΔT магнитного поля по линии А-Б (II), геологический разрез по линии А-Б (III), по материалам Хантауской партии Казгеофизтреста (С.И. Шевчук и др.):

I – мезо-кайнозойские рыхлые отложения (показаны на геологическом разрезе); 2-3 – кембрийские отложения:

2 – базальтовые и диабазовые порфиры (ащисуйская свита), 3 – эпидот-альбит-хлоритовые, лейкоксен-хлорит-актинолитовые сланцы; 4 – биотитовые и лейкократовые граниты жельтауского комплекса (D_{2-3}); 5 – дайки кварцевых порфиров, гранит-порфиров; 6 – разломы; 7 – тектонические брекчии;

8 – рудный штокверк: а – в плане, б – в разрезе; 9 – контур развития гидротермально измененных пород;

10 – площадь, рекомендуемая для постановки первоочередных геологоразведочных работ

лотой и редкометалльной минерализацией. Зеркала скольжения выполнены прожилками флюорита, барита, кварца, карбоната, турмалина.

Рудные минералы-индикаторы Таскудука (по М.М. Старовой, С.А. Трофимовой, С.И. Шевчуку): самородное золото, железоокисные соединения –

гематит, мушкетовит, магнетит (до 30-80 % от объема метасоматитов), шеелит первые %, касситерит до 4-5 %, молибденит до 2-3 %, халькопирит 0,1-3,0 %, висмутовые минералы до 1-2 % (висмутин, виттихенит, висмут самородный, тетрадимит). Сопутствующие и редкие минералы:

хромит, титаномагнетит, ильменит, ульвашипель, платиноиды (?), пирит, пирротин, марказит, мельниковит, кобальтин, линнеит-зигенит, халькозин, борнит, ковеллин, куприт, арсенопирит, сфалерит, галенит, прустит-пираргирит, киноварь.

Самородное золото имеет кристаллическую, неправильную, округлую и пылевидную формы с размером выделений от первых мкм до 0,05-0,1 мм. Тонкокристаллическое золото 0,03x0,06 мм зафиксировано в метакристаллах кварца и поздних кварц-хлоритовых прожилках. В кварц-хлоритовом метасоматите установлены обособления Au размером 0,02x 0,035 мм в сростании с киноварью и пиритом. Пылевидное золото размещается в карбонат-серицит-хлоритовом агрегате.

Шеелит (микропрожилки, тонкие скопления изометричных кристаллов, аллотриоморфные выделения) ассоциирует с кварцем, халькопиритом, молибденитом, касситеритом, висмутином, пирротинном, арсенопиритом, марказитом.

Геохимический спектр Таскудука составляют Au, Cu, Fe, W, Sn, Mo, Bi, Ag, Zn, Pb, As, Te, Co, Ni, Mn, Ti, V, U, Ba, Hg и др. Промышленный интерес представляют (в скобках среднее и максимальное содержания): Au (первые г/т и 41,5 г/т), W (0,32 % и 3,19 %), Sn (0,42 и 3,82 %), Mo 0,05 и 0,58 %), Cu (0,25-0,30 и 1,80 %), Fe (40,0 и 75,0 %). Наиболее часто встречающиеся классы концентраций: Au 0,1-3,0 и 6,0-20,0 г/т, W 0,06-0,6 %, Sn 0,2-0,6 %, Mo 0,01-0,1 %, Fe 40-50 %, Cu 0,1-0,35 % (рис. 6).

Золото-вольфрам-сульфидный прожилково-вкрапленный кумторский тип в черносланцевых толщах. Золото-сульфидно-вкрапленные месторождения в черносланцевых толщах в той или иной концентрации содержат вольфрам. Вольфрам является сопутствующим полезным компонентом (Кумтор в Кыргызстане, Олимпиада в России) или в выступает в качестве индикатора минералообразующего процесса (Бақырчик в Казахстане, Кокпатас в Узбекистане и др.). Рассмотрим некоторые особенности распределения золота и вольфрама на крупном месторождении Кумтор. Описание месторождения приводится по материалам В.В. Никонорова, Н.К. Курбанова, С.И. Аникина, Ю.И. Новожилова, А.В. Никифорова, И.М. Перельмана и др.

Золото-вольфрам-сульфидное месторождение Кумтор находится на территории Срединного Тянь-Шаня в осевой части «Линии Николаева» – сутуры субширотного-северо-восточного прости-

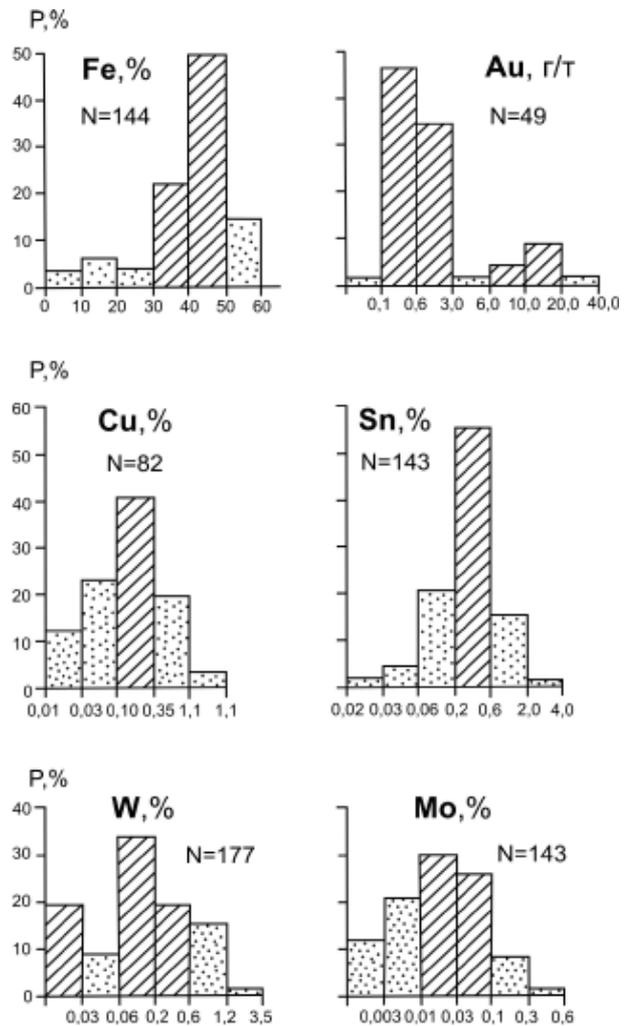


Рис.6. Месторождение Таскудук. Гистограммы распределения полезных компонентов в рудном штокверке, N – количество проб, P, % – вероятность, по М.С. Рафаиловичу, С.И. Шевчуку

рания протяженностью сотни км и шириной первые км. По Н.К. Курбанову, рудовмещающая шовная зона Кумтора представляет собой троговую структуру, наложенную на окраину Сарыджасского кристаллического выступа пород нижнего протерозоя. Трог выполнен тектонитизированными осадками рифей-вендского возраста. Выделяются три литологических комплекса пород: подстилающий вулканогенно-терригенный, рудовмещающий углеродисто-терригенный и перекрывающий карбонатно-терригенно-кремнистый. Отложения рудовмещающего комплекса (джетымтауская свита) отличаются повышенной углеродистостью 1,5-4,0 %, известковистостью, сингенетической рассеянной минерализацией

(пирит, пирротин, шеелит), высоким геохимическим фоном Au, W, Ag, платиноидов [1, 19]. Рудоносная зона смятия протяженностью до 1200 м и мощностью 300-400 м падает на юго-восток под углами 45-60°. Месторождение располагается на 1,5-2,0 км выше кровли скрытого массива гранитоидов верхнепалеозойского возраста (сонкульский комплекс). Интрузив синхронен формированию концентрированного золотого и золото-вольфрамового оруденения. На самом Кумторе встречаются редкие дайки среднего и кислого состава.

Кумтор — безмышьяковистое золото-редкометалльное месторождение черносланцевого типа. Объект относится к полигенно-полихронному семейству с комбинациями оруденения двух возрастов: 1) древнего рифей-вендского сингенетичного прожилково-вкрапленного Au-W-сульфидного; 2) позднепалеозойского (C₂) трансформированного, связанного с гидротермально-метаморфогенной регенерацией вкрапленных руд и коллизионной стадией магматизма [9].

Золото-вольфрам-сульфидные тела Штокверковое, Южное, Северное и другие локализованы в зонах гидротермального преобразования углеродистых филлонитов (рис. 7). Метасоматические изменения: калишпатизация, альбитизация, серицитизация, хлоритизация, карбонатизация, пиритизация. Рудные столбы содержат высокозолотоносные пирит-карбонатные тела и густую сетку пирит-альбит-карбонатных и пирит-калишпат-карбонатных прожилков с умеренной и интенсивной пиритовой и вольфрамовой минерализацией. Рудные залежи послойные, реже секущие, жило-, пластообразные, линзо- и лентовидные, мощностью от десятков метров до 100-150 м и вертикальным размахом до 600-1000 м и более. Текстуры руд — вкрапленные, прожилково-вкрапленные, сетчато-прожилковые, полосчатые, пятнистые, брекчиевидные.

Основные рудные минералы — золотоносный пирит, шеелит, гематит, самородное золото, теллуриды Au и Ag (сильванит, мутманнит, калаверит, петцит, креннерит, гессит, монтбрейит). Среднее содержание пирита в руде (кубы, октаэдры, пентагондодекаэдры, губчатые выделения) 10-20 %; золота в пирите 30-400 г/т, иногда до 1500 г/т. Подчиненные рудные минералы — халькопирит, марказит, пирротин, ильменит, сфалерит, кобальтин, арсенопирит, галенит, тетраэдрит, висмутин, алтаит, тетрадимит, самородное Ag, сульфосоли Hg и др. Нерудные — карбонаты

(сидерит, анкерит, доломит, кальцит), ортоклаз, альбит, антраксолит, кварц, хлорит, барит, флюорит, стронцианит. Главный компонент Кумтора — золото, средние содержания которого в рядовых рудах 2-10 г/т, в рудных столбах десятки-сотни г/т. Золото представлено тремя генерациями: самородное Au, золото-серебряные минералы (электрум, кюстелит), теллуриды Au и Ag (петцит, креннерит, сильванит и др.) [1]. Самородное Au тонкодисперсное и мелкое. Широко проявлены кристаллические формы {110}, {111}, {100}, {321}, {210}, дендриты, плоскогранные и округлые зерна, трещинные и интерстициальные выделения. Примеси в самородном золоте: Te, Ag, реже W, Se, Bi, Cu, Pb, Zn, Sn. Распространены каймы самородного Au вокруг теллуридов Au и Ag, парагенезисы самородного Au и гессита. Промышленный интерес представляют Ag, W, Se, Te.

Кумтор — крупный вольфрамсодержащий объект. Вольфрамовая минерализация развита во всех разновидностях гидротермальных изменений. Средние значения W, в г/т: в интенсивно карбонатизированных породах (кальцит, доломит, анкерит, сидерит) 140, альбититах 31, калишпатитах 22, окварцованных зонах 12 [1]. Ведущая форма нахождения вольфрама — тонкозернистый шеелит, тесно ассоциирующий с карбонатами. Резко подчинен гюбнерит (марганецсодержащий вольфрамит). Поздние удлиненные кристаллы шеелита образуют сростки с пиритом в кварце [27]. Среднее содержание шеелита в брекчированных рудах 0,06 %. Количество WO₃ в рядовых рудах (данные технологических испытаний) 0,027-0,11 %. В Штокверковой и Южной рудных зонах содержания WO₃ возрастают до 0,5 %.

По данным люминесцентной и золотометрической съемки и результатам опробования установлена приуроченность основной массы золота и вольфрама к единым рудным зонам. Ореолы шеелита шире контуров золоторудных залежей. Отмечаются обогащение вольфрамом средних и глубоких горизонтов и лежащего бока золоторудных зон. Рудные тела обрамлены ореолами Au, W, Ag, Ba, Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Mo и др. Морфология ореолов струйчатая, полосчатая, лентовидная, согласующаяся с напластованием пород, формой и залеганием рудных залежей. Наиболее контрастны ореолы Au и W. Продуктивность ореолов W с глубиной увеличивается. На верхних горизонтах преобладают ореолы Ag и Ba. Висячем боку рудной зоны проявлены ореолы Pb и Zn, на нижних уровнях — Co и Ni.

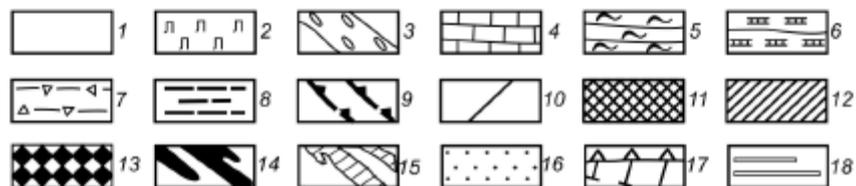
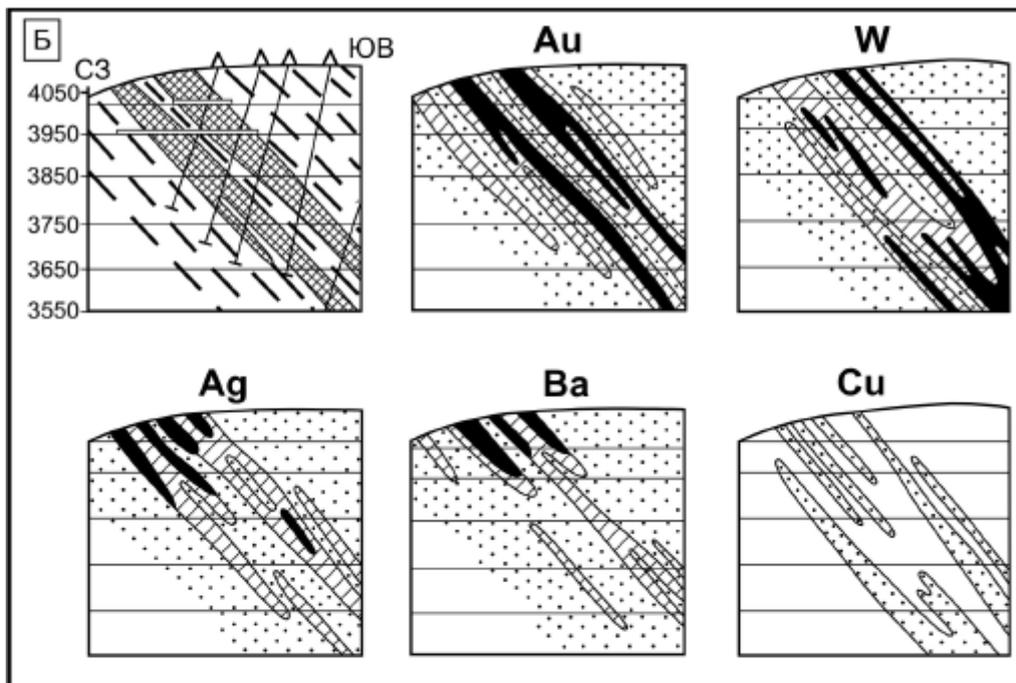
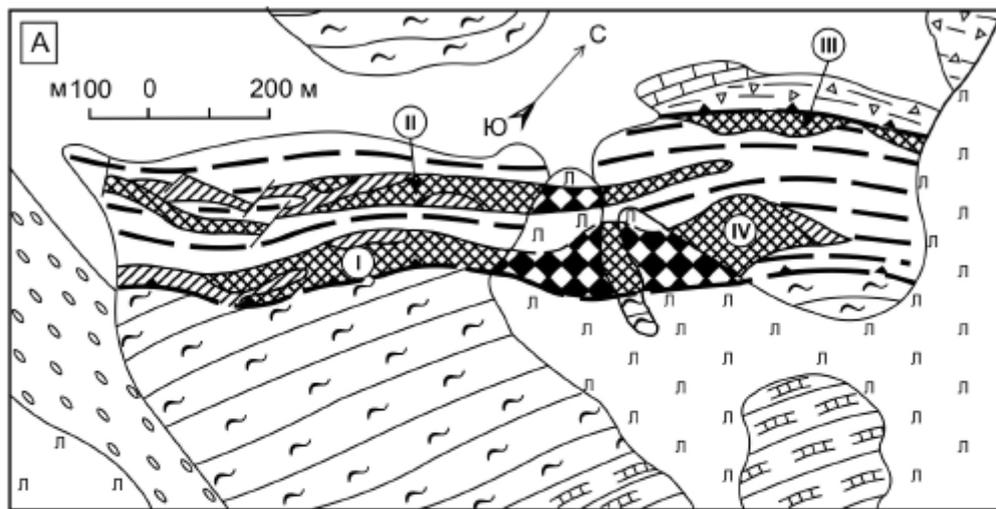


Рис. 7. Золото-вольфрамовое месторождение Кумтор в Кыргызстане. Схематическая геологическая карта (I) и геологический разрез с эндогенными ореолами Au, W и сопутствующих элементов (II), по материалам В.В. Никонорова, А.А. Шиганова: 1 – аллювий, пролювий; 2 – ледники; 3 – морена; 4 – известняки (ϵ -O₂); 5-6 – отложения R₃-V возраста: 5 – углисто-глинистые сланцы (филлиты) джетымтауской свиты, 6 – переслаивание филлитов и известняков; 7 – тектонический меланж; 8 – углеродистые милониты; 9 – надвиги; 10 – прочие разломы; 11-12 – руды с концентрациями золота: 11 – средними и высокими, 12 – низкими; 13 – рудные тела, перекрытые ледником; 14-16 – геохимические ореолы (Au и Ag в усл. ед., W, Ba и Cu в %): 14 – Au 1,0-20,0, Ag 1,0-4,0, Ba 0,3-2,0, W 0,01-0,3, 15 – Au 0,1-1,0, Ag 0,2-1,0, Ba 0,1-0,3, W 0,003-0,01, 16 – Au менее 0,1, Ag менее 0,2, Ba менее 0,1, W менее 0,003, Cu 0,008-0,03; 17 – скважины; 18 – штольни; рудные зоны: I – Южная, II – Северная, III – Северо-Восточная, IV – Штокверковая

Генерализованная вертикальная зональность эндогенных ореолов: Co – Ni – Cr – W – Mo – Cu₁ – Bi₁ – As – Au – Ag₁ – Te – Bi₂ – Se – Cu₂ – Zn – Pb – Ag₂ – Sb – Sr – Ba – Hg. Вертикальная минералогическая зональность: кобальтин – шеллит, гюбнерит – теллуриды никеля – пирит I – арсенопирит – самородный висмут – самородное золото – теллуриды Au и Ag – пирит II – теллуриды Cu, Bi, Pb и Ag – селениды – самородное серебро – кюстелит – галенит – сфалерит – блеклые руды – барит – стронцианит – сульфосоли Hg.

Стволовая (промежуточная) зона рудно-магматической колонны ЗРМ. Стволовую зону составляют средне- и малоглубинные месторождения следующих промтипов: кальмакырский Au-Cu-Mo-порфиновый, калгутинский вольфрам-молибденовый с Au, Be, Bi и Cu кварцевожильный в связи с интрузивами гранит-лейкогранитов и дайками онгонитов, степнякско-березовский золото-вольфрамовый гипабиссальный жильный, ассоциирующий с малыми интрузивами и дайками пестрого состава.

Золото-медно-молибден-порфиновый кальмакырский тип – один из лидеров по учтенным запасам Cu, Au и Mo в Центральной Азии. Его полные представители – гиганты мирового уровня Кальмакыр-Дальнее в Узбекистане и Эрденет в Монголии, крупные месторождения Нурказган, Коксай, Бозшаколь в Казахстане, Талдыбулак в Кыргызстане и др. Рудные объекты концентрируются в дифференцированных вулcano-плутонических поясах (Бельтау-Кураминском, Прибалхашско-Илийском, Центрально-Казахстанском девонском) и островных дугах (Бозшакольской, Кипчакской, Казахско-Монгольской и др.) фанерозоя в ассоциации с гипабиссальными и субвулканическими малыми интрузивами диорит, гранодиорит, гранит-порфиров и монцититов заключительных фаз вулcano-плутонических комплексов [7, 18, 23, 24, 28 и др.]. Месторождения подразделяются на кембрийские (Бозшаколь), ордовикские (Талдыбулак, Шатырколь), девонские (Нурказган), каменноугольные и каменноугольно-пермские (Кальмакыр-Дальнее, Коксай), раннемезозойские (Эрденет). Основные объемы запасов Cu, Au и Mo сосредоточены в месторождениях девонского, каменноугольно-пермского и мезозойского возрастов. Средние содержания Cu 0,3-1,4 %, Au от 0,1 г/т до 1-2 г/т, Mo 0,001-0,01 %. На месторождении Кальмакыр-Дальнее суммарные запасы меди превышают

20 млн. т, золота 2000 т, молибдена 100 тыс. т. Руды месторождения Эрденет содержат Cu более 10 млн. т (среднее содержание 0,62 %), Mo более 200 тыс. т (среднее 0,03 %).

Морфология рудных залежей – штоки, клинья, воронки, столбы протяженностью до первых км, мощностью сотни метров, вертикальный размах до 1,0-2,0 км. Главные компоненты руд – Cu, Au и Mo, примеси – Ag, Se, Te, Co, Re, Bi, In, Tl, Ge, Ga и др. На некоторых объектах присутствуют Os, Pt, Pd (Кальмакыр-Дальнее, Бозшаколь). Классификационно-признаковая модель месторождений включает следующие блоки: вмещающая рама; породы рудоносной плутонической магматической формации; стержневой порфиновый интрузив диорит-гранодиоритового, монцититового или плагиогранитового состава; брекчиевые тела, надстраивающие порфировые штоки; метасоматиты и рудоносные штокверковые трещинные системы, конформные порфировым интрузивам; пиритовые ореолы за контурами рудных тел [7]. Метасоматические образования зонально размещены относительно порфирового интрузива: кварцевый метасоматит – калий-кремниевый метасоматит (кварц, калишпат, биотит) – филлизит (кварц, серицит, хлорит) – аргиллизит (кварц, серицит, каолинит, дикиит) – пропилит. Обобщенная модель геохимической зональности: Fe – Mo, Re, Sn, W – Cu, Mo, Au₁, Ag₁ – Cu, Pb, Zn, Ag₂, Au₂. Эта модель отражает закономерную смену снизу вверх и от центра к флангам следующих минеральных типов: магнетит-пиритовый – молибденитовый – золото-пирит-халькопирит-молибденитовый и (или) золото-халькопирит-борнит-молибденитовый – золото-полисульфидный. Промышленная минерализация развивается между ядерными кварцевой, кварц-калишпатовой и внешней пропиловитовой зонами при максимальной концентрации в кварц-серицитовой и аргиллизитовой областях.

Золото подразделяется на две генерации. Тонкодисперсное раннее Au связано с молибденсо-держателями пирит-халькопиритовыми и пирит-халькопирит-борнитовыми рудами, располагающимися в филлизитах и частично в калий-кремниевой и аргиллизитовой зонах. Позднее Au (эмульсионные выделения, мелкие, реже средние по размеру интерстициальные частицы, дендритоиды, кристаллы) заключено в полисульфидных рудах, окаймляющих сверху и с боков порфировые системы. Полисульфидная минерализация (галенит, сфалерит, блеклая руда, халькопирит,

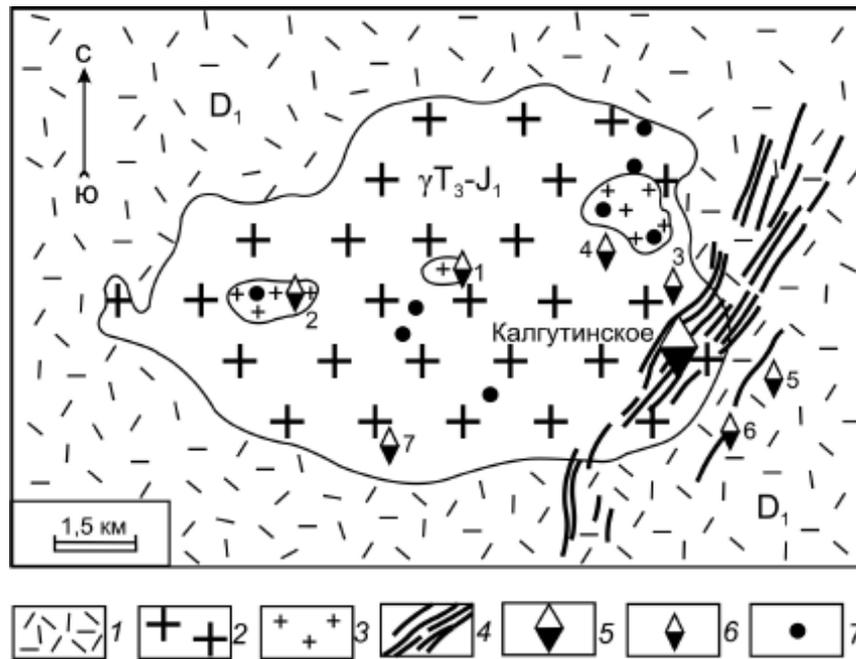


Рис. 8. Калгутинское рудное поле в Горном Алтае, Россия. Геологическая схема [15]:

1 – нерасчлененные вулканогенно-осадочные породы нижнего девона; 2-3 – калгутинский интрузивный комплекс верхнего триаса-нижней юры: 2 – биотитовые порфиоровидные граниты (главная фаза), 3 – лейкограниты (фаза дополнительных интрузивов); 4 – восточно-калгутинский комплекс даек эльванов и онгонитов нижней юры; 5 – Калгутинское вольфрам-молибденовое (с Au, Be, Bi, Cu) месторождение; 6 – редкометалльные, преимущественно вольфрамовые рудопроявления (1 – Джумалинское, 2 – Аргамджинское, 3 – Северное, 4 – Восточное, 5 – Юго-Восточное, 6 – Южно-Калгутинское, 7 – Южно-Аргамджинское); 7 – слабоизученные проявления вольфрама

арсенопирит, энаргит, буланжерит, самородные Au и Ag, сульфосоли Pb, Bi, Sb и др.) сосредоточена в аргиллизитовой и пропилитовой зонах. Более подробная характеристика золото-медно-молибден-порфиоровых месторождений Центральной Азии приведена в работах [7, 11, 17, 20, 23, 24, 28 и др.].

Вольфрам-молибденовый с Au, Be, Bi и Cu кварцевожильный калгутинский тип в связи с интрузивами гранит-лейкогранитов и дайками онгонитов. Эталоном служит *Калгутинское редкометалльно-благороднометалльное рудное поле*, находящееся на территории Алтае-Монгольского микроконтинента, в складчатой структуре Горного Алтая. Рудное поле приурочено к Калгутинской вулкано-тектонической депрессии, выполненной вулканогенно-осадочными породами девонского возраста (дацит-риолиты, туфы, туффиты, туфоконгломераты, песчаники). В центральной части депрессии локализован слабоэродированный Калгутинский интрузив биотитовых порфиоровидных гранитов и двуслюдяных лейкогранитов T_3 - J_1 возраста. В юго-восточной части Калгутинского плутона и в экзоконтактной полосе располагается рудоконтролирующий Восточно-Кал-

гутинский пояс даек и малых интрузивов ультраредкометалльных онгонитов J_1 возраста (рис. 8). Описание представительного месторождения Калгутинское приводится по [6, 15].

Калгутинское месторождение расположено в тектонической зоне дробления северо-восточного простирания, в поясе даек онгонитов (калгутитов). Зона дробления и дайковый пояс сформировались в раннемезозойский этап сдвигово-взбросовых деформаций. Протяженность рудоконтролирующей тектонической зоны 10 км при ширине 0,5-1,0 км. В этой зоне размещено около 600 кварцевых жил, прожилковых зон, грейзеновых тел и изометричных минерализованных штоков общего северо-восточного 20 - 40° простирания. Гидротермальные изменения пород: грейзенизация в гранитах и оторочки грейзенов на контакте с кварцевыми жилами, альбитизация гранит-лейкогранитов, мусковитизация, калишпатизация и хлоритизация онгонитов.

Основной промышленный тип оруденения – кварцевожильный и жильно-прожилковый с подсчитанными запасами W, Mo, Be, Bi, Cu. Главные металлы – W и Mo. Золото – попутный компонент. По А.Ф. Коробейникову, практический

интерес могут представлять платиноиды. Протяженность кварцевых жил десятки-первые сотни метров, мощности от первых см до 1,0-1,5 м. Жилы имеют крутое (50-80°) падение на юго-восток. Богатая жила № 87 длиной 330 м и мощностью 1,2 м характеризуется средними содержаниями WO_3 2,81 %, Mo 0,52 %, Be 1,14 %, Bi 0,11 %, Cu 0,91 %. Перспективна молибденовая штокверковая минерализация в грейзенах. Минеральные ассоциации: турмалин-вольфрамит-кварцевая, молибденит-кварцевая, редкометалльно-гюбнерит-кварцевая, пирит-кварцевая, сфалерит-молибденит-кварцевая, сульфосольно-сульфидная, кварц-карбонатная. Главные рудные минералы — вольфрамит, гюбнерит, молибденит, берилл, висмутин, халькопирит, пирит; подчинены самородное золото, шеелит, айкинит, эмплектит, тетрадимит, гладит, галеновисмутит, линдстремит, касситерит, станнин, сфалерит, галенит, джемсонит, буланжерит и др. Жильные минералы: главные — кварц, мусковит, второстепенные — полевой шпат, турмалин, альбит, серицит, биотит, флюорит.

Самородное золото связано с поздней кварц-сульфосольно-сульфидной ассоциацией. Выделяются две формы золота: 1) самородное мелкое до 0,2-1,0 мм низкопробное (150-300); основные примеси — Ag и Cu; 2) самородное тонкое 5-10 мкм высокопробное (835-964); примеси Ag, Cu, Hg, Te. Максимальное содержание золота 100 г/т установлено в высокоминерализованном графите, образующем мелкие (до 0,5 мм) выделения в рудных жилах. Такой графит, наряду с Au, концентрирует Bi 3,04 %, Ag 600 г/т, Cu 0,31 %, Te 0,18 %, Sb 0,14 %, Hg 0,01 %. Содержания золота в вольфрамите, молибдените, халькопирите, пирите десятки мг/т. В обогащенных молибденом грейзеновых штоках Au до 0,2 г/т, грейзенизированных онгонитах 0,1-0,5 г/т, сульфидном концентрате до 5,0 г/т [15]. Вертикальный размах рудно-метасоматической колонны, по Б.Н. Лузгину, превышает 1,5 км. Фланги и глубокие горизонты месторождения изучены недостаточно.

Золото-вольфрамовый сульфидно-кварцевый гипабиссальный жильный степнякско-березовский тип, ассоциирующий с малыми интрузивами и дайковыми комплексами пестрого состава. Месторождения представляют собой самостоятельную морфогенетическую группу малоглубинных рудно-магматических систем, формирующихся по модели ликвационной («ликвационно-полимерной», «ликвационно-флюидной») дифференци-

ции (В.А. Нарсеев, Н.А. Горячев, Н.А. Шило и др.). Потенциал подобных рудно-магматических систем реализуется при особых предпосылках: метастабильные условия; длительное функционирование очаговых структур со стационарным тепловым потоком; высокая насыщенность флюида CO_2 , H_2O , Au, W и другими компонентами; ассимиляция магмой осадков, обогащенных остаточными водами, газами, углеродистым веществом, карбонатами, сульфидами; экранирующие поверхности, надвиги, зоны смятия. Примеры месторождений: Березовское в России, Жолымбет и Бестобе в Центральном Казахстане (рис. 9).

Для месторождений свойственны общие признаки [16]: формирование в средние и поздние стадии цикла Уилсона (островные дуги, зоны коллизии и аккреции); связь с сутурами и шовными зонами длительного развития; тесная связь с поясами гипабиссальных малых интрузивов и даек габбро-диорит-гранодиорит-плагιοгранитов; формирование в условиях преобладающего растяжения при ведущей роли хрупких деформаций (сколы, отрывы); анизотропные вулканогенно-терригенный или терригенный вмещающие разрезы с признаками сингенетической золото-редкометалльной минерализации и поздними проявлениями березитизации-лиственитизации; преобладание кварцевожилных слабо- и умеренно-сульфидных руд лестничного, диагонального и продольного вида с повышенными и высокими средними содержаниями Au (десятки, в ряде случаев сотни г/т) и W (до первых %); рудные столбы и самородки Au; существенная роль полиметаллических сульфидов, сульфоантимонитов, теллуридов, висмутовых минералов; разнообразие генераций кварца, самородного Au, карбонатов, пирита, арсенопирита, блеклых руд; фазовая неоднородность минералов, коррозионные явления, гибридные соединения; контрастная структурно-морфологическая, минералогическая и геохимическая зональность, значительный вертикальный рудный диапазон — до 1,5-2,0 км.

Березовское рудное поле на Среднем Урале располагается в зоне Главного Уральского разлома, в рассланцованных и серпентинизированных вулканогенно-осадочных породах нижнего палеозоя (Н.И. Бородаевский, Н.В. Петровская, В.Н. Сазонов и др.). Золотое оруденение сопряжено с массивами коллизионных гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации и дайками гранитоид-порфиоров. Березовское поле подстилается Шарташским гранитоидным плутоном. Рудоконтро-

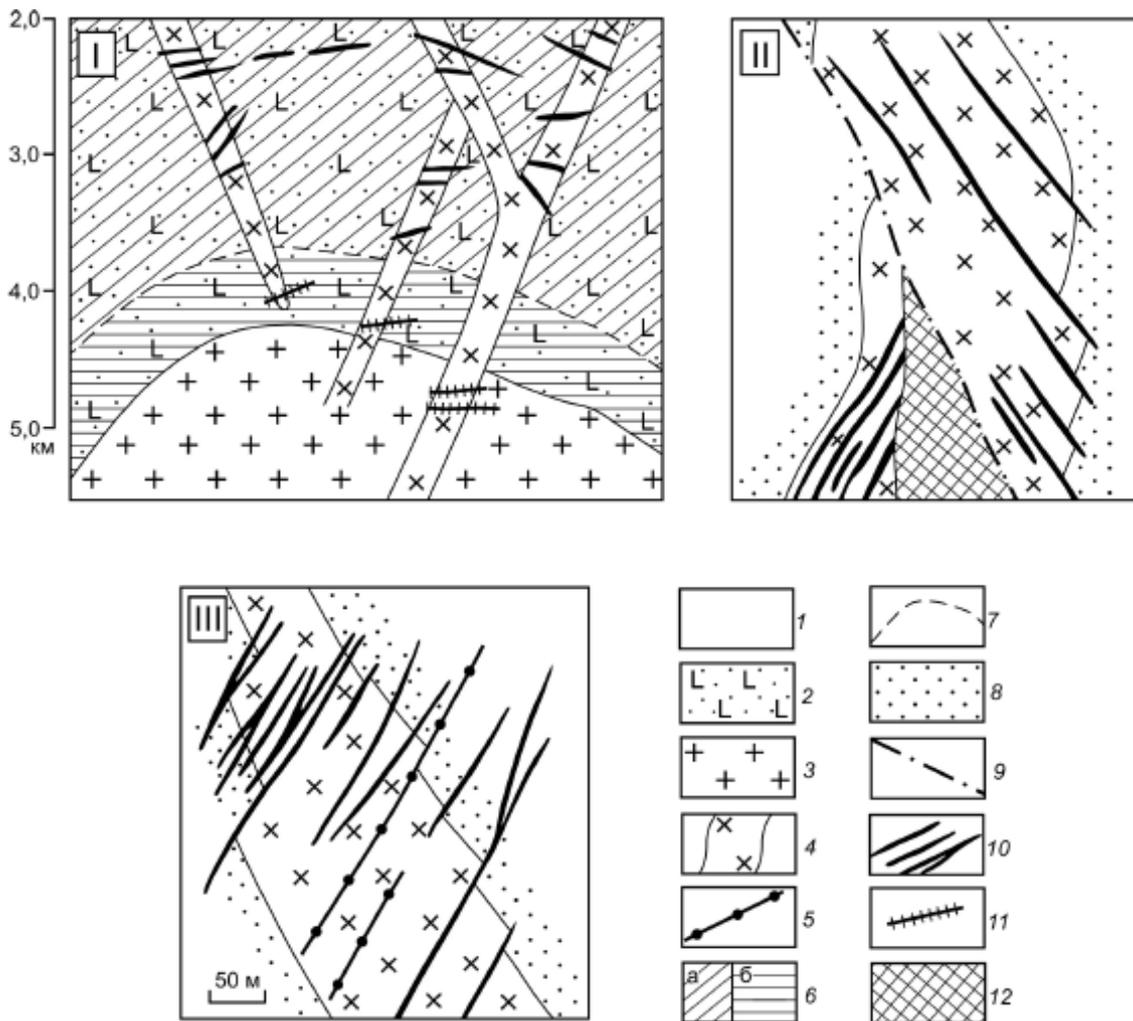


Рис. 9. Золото-вольфрамовые сульфидно-кварцевые жильные месторождения, сопряженные с малыми интрузивами и дайками. I – модель золото-вольфрамоносной рудной системы Березовского поля на Среднем Урале [21]; II и III – геологические разрезы месторождений Жолымбет и Бестобе в Центральном Казахстане [12]: 1 – терригенные, вулканогенно-терригенные ордовикские отложения; 2 – вулканогенно-кремнистая формация O-S₁ возраста (базальты, диабазы, туфы, кремнистые осадки); 3 – адамеллиты Шарташского массива (C₁); 4 – малые интрузивы и дайки (гранитоид-порфиры на Березовском поле, диориты, габбро-диориты на других месторождениях); 5 – дайки диорит-порфиров и тоналит-порфиров; 6 – фации метаморфизма: а – зеленосланцевая, б – амфиболитовая; 7 – линия раздела золотоносных и шеелитоносных кварцевых жил (Березовское поле); 8 – ороговикованные породы; 9 – разломы; 10-11 – кварцевые жилы: 10 – золотоносные с ореолами березитов-лиственитов, 11 – шеелитоносные с ореолами гумбеитов и эйситов; 12 – золотоносные штокверки

лирующие субмеридиональные системы даек крутого падения имеют протяженность от первых сотен метров до 5-20 км, мощность 1-40 м. Возраст формирования гранитоидов 360-320 млн. лет [21]. Дайки гранит-порфиров, плагиигранит-порфиров, гранодиорит-порфиров под воздействием калийсодержащих флюидов превращены в гумбеитизированные породы и березиты-листвениты. Экзоконтактовую полосу Шарташского интрузива шириной 400-500 м слагают породы амфиболитовой фации метаморфизма; они вмещают ореолы гумбеитов и эйситов с шеелитонос-

ными кварцевыми жилами. Породы вышерасположенной внешней зоны, содержащие золоторудные кварцевые жилы, отвечают зеленосланцевой фации.

Месторождения Жолымбет и Бестобе, по А.В. Смирнову, М.С. Рафаиловичу, располагаются в северной части Основной сутурной зоны Казахстанского палеоконтинента. Золотоносные и золото-вольфрамовые кварцевые жилы и прожилковые зоны сопряжены с дайко- и штокообразными многофазными силурийскими интрузивами степнякского комплекса. Преобладает лест-

ничная разновидность кварцевых жил. Основная масса шеелита (с ильменитом, магнетитом, пиритом, арсенопиритом I, молибденитом, висмутином) связана с раннерудным молочно-белым кварцем. На Жолымбете, в кварцевых жилах Центрального и Южного участков, шеелит образует гнезда поперечником до 3-10 см, цвет его оранжево-кремовый за счет примеси битумоидов. Температура гомогенизации газовой-жидких включений в шеелите 330-310 °С. Шеелит содержит примесь молибдена 0,01-0,05 %, редкие земли. Содержания W до 0,1-1,0 %. Золотопродуктивный темносерый и серый полосчатый полупрозрачный кварц образуют самостоятельные тела или слагает сантиметровые прожилки и брекчиевые агрегаты в раздробленном шеелитоносном кварце. Свободное Au ассоциирует с полиметаллическими сульфидами, сульфосолями Sb, Pb и Cu, теллуридами, висмутовыми минералами. С глубиной снижаются средние содержания Sb, Hg, Pb и возрастает относительная доля Au, W и As [4]. Месторождения являются источником золотоносных и шеелитовых россыпей.

ЗРМ близповерхностной вулканогенной фации изучены недостаточно. В качестве примера рассмотрим **золото-вольфрам-висмут-полиметаллический кварц-сидерит-турмалиновый жильный мионовский тип в гранитизированных блоках пород фундамента** (Кыргызстан, Актюз-Кастек-Боординский рудный район).

Эталонное *Мионовское месторождение* сложено толщей амфиболовых сланцев, амфиболитов и слюдяных гнейсов нижнего-среднего протерозоя, имеющей моноклиналиное залегание с падением пород на северо-запад под углами 30-50° (рис. 10). Сланцы и амфиболиты прорваны Мионовским интрузивом каменноугольного возраста (аляскитовые граниты, адамеллиты, кварцевые монцониты и монцодиориты). Массив погружается на запад и северо-запад под углами 55-65°. К западному и северному контактам интрузива с отложениями допалеозоя и зоне Киртабулгинского разлома приурочено эксплозивное тело – неправильной формы шток фельзитов верхнекаменноугольного возраста, склоняющийся под углами 30-50° на запад, северо-запад. Протяженность его 1,0 км при ширине от первых десятков метров до 150-180 м. По В.В. Овчинникову, это фрагмент достаточно глубоко эродированного вулкана, с которым парагенетически ассоциирует оруденение мионовского типа. Шток имеет брекчиевую и флюидальную текстуры.

Обломки пород представлены фельзитами, гранодиоритами, амфиболитовыми сланцами. Шток содержит кварц-турмалиновые брекчии и миаролы сульфидно-кварц-турмалинового парагенезиса.

На месторождении проявлены различные гидротермальные изменения [13, 16, 27]. В амфиболитовых сланцах и породах Мионовского интрузива развита пропилитизация (альбит, пренит, эпидот, хлорит, калишпат). В адамеллитах, монцодиоритах, кварцевых монцонитах и фельзитовых брекчиевых трубках ярко выражены калишпатиты и турмалиниты. Измененные брекчиевые тела содержат калишпат, кварц, турмалин, гематит, хлорит, вторичный коричневый биотит. Монцодиориты включают концентрические агрегаты и стяжения аксинит-турмалин-калишпатового ансамбля.

Рудные тела представлены кварц-сидерит-турмалин-сульфидными жилами, выполняющими субширотные трещины в протерозойских образованиях и Мионовском интрузиве. Жилы протяженностью 35-650 м и мощностью 0,3-1,2 м сопровождаются оторочками кварц-биотит-калишпатового и кварц-турмалинового состава. Основные жилы – Главная и Поднадвиговая, полезные компоненты – Au, Bi, W, Cu, Ag, Pb, Zn.

На месторождении выделяются три минеральные ассоциации (в скобках температуры образования, °С): пирит-магнетитовая с шеелитом, кварцем, пирротинном, анкеритом, молибденитом (400-330), золото-кварц-турмалин-халькопирит-висмутиновая с вольфрамитом, пиритом, арсенопиритом, кобальтином, халькопиритом (325-200) и сидерит-сульфовисмутит-полиметаллическая (линдстремит, айкинит, козалит, гладит, галенобисмутит, густавит, теллуриды висмута, галенит, сфалерит, халькопирит) (280-150) [13]. Первая ассоциация выполняет зальбанды и тыловую зону рудных жил, вторая занимает промежуточное положение, третья приурочена к осевой части. Вольфрамовая минерализация (шеелит, вольфрамит) связана с первыми двумя ассоциациями. Самородное золото образует тонкодисперсные и субмикроскопические выделения в пирите, халькопирите, арсенопирите, висмутовых минералах.

Геохимический спектр метасоматитов и руд Мионовского месторождения: Au, Bi, W, Cu, Ag, Pb, Zn, Cd, As, Sb, Sn, Mo, Fe, Co, Ni, Cr, Mn, Ti, V, Ga, Ge, Tl, Te, In и др. Средние содержания элементов в Главной жиле: Au 2,1 г/т, Bi 0,17 %, W 0,20 %, Cu 1,66 %, Ag 38,1 г/т, Pb 0,83 г/т, Zn 0,40 %, As 0,12 %, Co 0,024 %, Sb

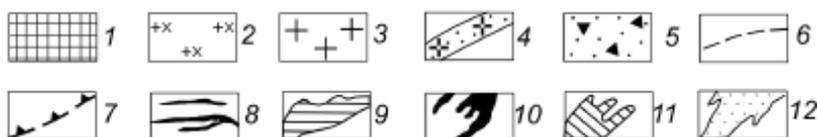
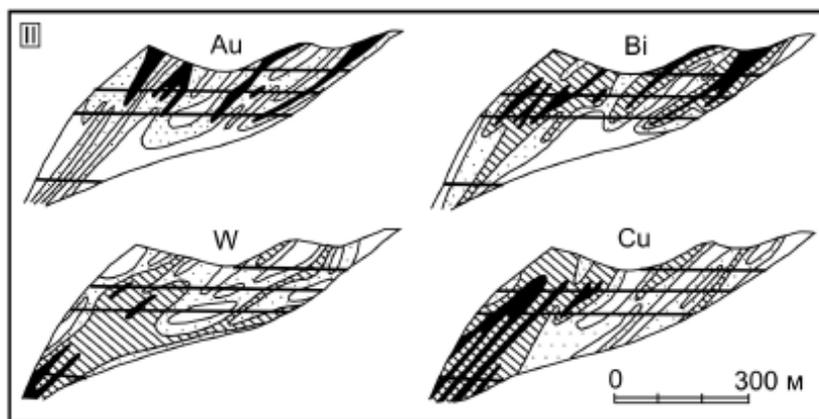
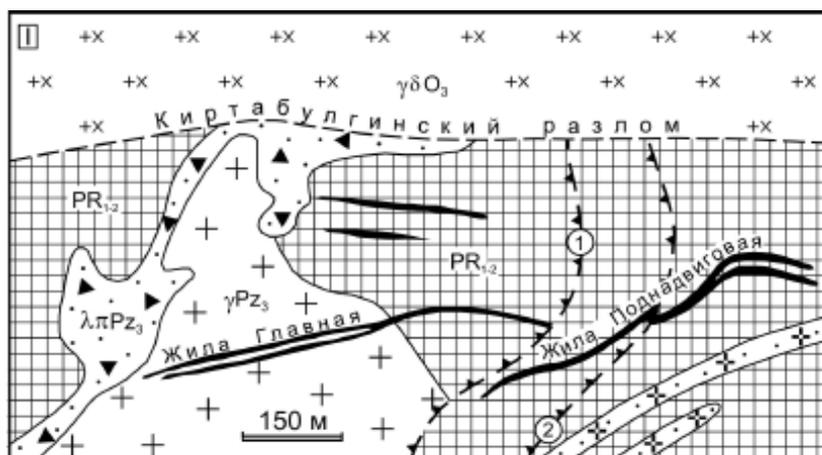


Рис. 10. Золото-вольфрам-висмут-полиметаллическое месторождение Мироновское в Заилийском Алатау. Геологическая схема (I) и распределение Au, Bi, W и Cu в Главной жиле (II), по В.В. Овчинникову, М.С. Рафаиловичу: 1 – амфиболиты, амфиболитовые сланцы и гнейсы нижнего-среднего протерозоя; 2 – гранит-гранодиориты верхнего ордовика; 3-5 – породы верхнего палеозоя: 3 – граниты, адамеллиты, кварцевые монцониты и монцодиориты Мироновского интрузива; 4 – дайки фельзитов, 5 – эксплозивные брекчии фельзитов; 6 – разломы; 7 – надвиги (1 – Основной шов надвига, 2 – шов № 4); 8 – рудоносные кварц-сидерит-турмалиновые жилы; 9 – штольни; 10-12 – концентрации элементов: 10 – Au 3,0-10,0 г/т, Bi 0,3-0,8 %, W 1,0-3,0 %, Cu 3,0-10 %, 11 – Bi 0,1-0,29 %, W 0,1-0,9 %, Cu 1,0-2,9 %, 12 – Au 1,0-2,9 г/т, Bi 0,03-0,09 %, W 0,03-0,09 %, Cu 0,3-0,9 %

0,012 %, Mo 46 г/т. Наиболее часто встречающиеся концентрации: Bi 0,06-0,2 %, Au 0,6-3,3 г/т, W 0,06-0,2 %, Cu 0,33-1,9 %, Ag 10,6-105 г/т, Pb 0,1-1,9 %, Zn 0,35-1,1 %, As 0,06-0,6 %. Максимальные содержания элементов: Au 15-20 г/т, Bi и W 1,5 %, Cu 6-9 %, Ag 300-500 г/т, Pb 15 %, Zn и As 4-6 %, Co 0,45 %, Sb 0,28 %, Mo 0,12 % [16].

Распределение полезных компонентов в рудных телах линейно-полосчатое, струйчатое, зо-

нальное. Рудные столбы Au и Bi тяготеют к верхним, реже средним горизонтам, W и Cu к средней и корневой частям жил. Отношение W/Au в Главной жиле увеличивается с глубиной от $2 \cdot 10^2$ до $2 \cdot 10^4$. Осевая геохимическая зональность Главной жилы: W – Cu – Zn, Pb, Ag – Mo – As – Co, Bi, Au – Sb.

Обсуждение результатов. ЗРМ Центральной Азии (Au, W, Mo, Sn, Be, Ta-Nb) образуют руд-

но-магматическую колонну вертикальной протяженностью не менее 4-5 км (тыловая, стволовая и фронтальная зоны). Для разноглубинных месторождений показательны общие признаки: длительное формирование при ведущей роли заключительных стадий тектоно-магматических циклов фанерозоя, связь с сутурами и шовными зонами, отчетливое выражение в геофизических полях (магнитном, силы тяжести, гамма-спектрометрии). Редкометалльная минерализация предшествует концентрации золота или образует с золотом единые продуктивные ассоциации. В рядах геохимической зональности редкие металлы занимают преобладающую ниже-среднерудную позицию, золото – средне-верхнерудную. С золотом и редкими металлами ассоциируют As, Bi, Ag, Cu, на некоторых месторождениях Sb, Te, Pb, Zn, Co и др. Максимальной морфологической изменчивостью характеризуются ЗРМ тыловой зоны: скарновые залежи, штокверки, крупнообъемные минерализованные зоны (джилаоский, саякский, ключевской, мурунтауский, верхнеманский, таскудукский, кумторский протипы). Для рудных объектов стволовой и фронтальной зон характерны тела более простой, чаще штокверковой и жильной форм (кальмакырский, калгутинский, степнякско-березовский, мироновский типы). Снизу вверх в рудной колонне отмечается упорядоченное распределение гидротермалитов (скарны, калишпатиты, альбититы, грейзены, филлизиты, березиты-листвениты, турмалиниты, аргиллизиты), высокотемпературные продуктивные парагенезисы сменяются средне- и низкотемпературными. С золотом наиболее часто ассоциирует вольфрам (Джилао, Мурунтау, Таскудук, Кумтор, Калгутинское, Березовское, Жолымбет, Мироновское и др.), реже молибден (Кальмакыр-Дальнее, Саяк, Ключевское, Таскудук и др.), в меньшей степени олово (Верхнеманское, Таскудук), бериллий, тантал, ниобий (Верхнеманское, Калгутинское).

При прогнозной оценке золоторудных и редкометалльных поясов важно учитывать индивидуальные особенности эталонных объектов. Мезотермальные месторождения эндо- и экзоконтактовой зоны перспективны на скарновый, штокверковый и комбинированный скарново-штокверковый типы руд (Саяк, Джилао, Верхнеманское). Многотоннажные месторождения золота в черносланцевых толщах (надинтрузивная и удаленно интрузивная зоны) заслуживают внимания как крупные источники вольфрама

(Мурунтау, Кумтор). Железооксидно-золото-медно-редкометалльное месторождение Таскудук, ассоциирующее с офиолитами и коллизионными гранитами, представляет интерес как полиформационный объект, несущий черты нескольких протипов (золото-медно-железородный скарновый, золоторудный штокверковый, редкометалльный штокверковый, Au-Cu-Mo-порфировый). Потенциал гипабиссальных золото-вольфрамовых объектов может быть усилен при переводе сближенных систем жил в категорию минерализованных зон и штокверков (Степнякский район в Казахстане). Развитие проблемы геологии ЗРМ предполагает моделирование эталонов, обоснование нетрадиционных источников минерального сырья, выходы на новые перспективные площади.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аникин С.И. Геология и минералого-геохимические особенности золото-теллур-редкометалльного оруденения в углеродистых толщах венда Кумторского рудного поля (Срединный Тянь-Шань) // Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Бишкек, 1992. 22 с.
2. Дзайнуков А.Б., Николов А.А., Вихтер Б.Я. и др. Месторождение Джилао // Золоторудные месторождения СССР. Золоторудные месторождения Казахстана и Средней Азии. Т. 2. Москва: ЦНИГРИ, 1986. С. 217-222.
3. Золоторудное месторождение Мурунтау. Ташкент: ФАН АН РУз, 1998. 540 с.
4. Золоторудные месторождения СССР. Т. 2. Геология золоторудных месторождений Казахстана и Средней Азии. М.: ЦНИГРИ, 1986. 287 с.
5. Коробейников А.Ф. Новый тип золотого оруденения в щелочных метасоматитах // Докл. АН СССР. 1981. Т. 260. № 1. С. 179-182.
6. Коробейников А.Ф. Комплексные месторождения благородных и редких металлов. Томск: ТПУ, 2006. 327 с.
7. Кривцов А.И., Звездов В.С., Мигачев И.Ф., Минина О.В. Меднопорфировые месторождения. Серия: Модели месторождений благородных и цветных металлов. М.: ЦНИГРИ, 2001. 232 с.
8. Криволицкая И.А. Парагенетические ассоциации минералов и условия образования руд Ключевского месторождения золота (Восточное Забайкалье, Россия) // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39. № 4. С. 344-361.
9. Курбанов Н.К. Геолого-генетические модели формирования золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных комплексах // Рудоносность осадочных комплексов. Л., 1988. С. 138-147.
10. Месторождения меди Казахстана. Справочник. Алматы, 1997. 154 с.
11. Металлогения Казахстана. Месторождения руд меди. Алма-Ата, 1978. 192 с.
12. Металлогения Казахстана. Месторождения руд золота. Алма-Ата, 1980. 224 с.

13. Минцер Э.Ф., Нечелюстов Г.Н., Манучарянц Б.О. Висмутовое оруденение Мироновского месторождения // Геология рудных месторождений. 1976. № 4. С. 30-41.
14. Мирошниченко Л.А., Фомичев В.И., Кузнецова В.И. Золотоносность метасоматических зон скарновых месторождений Саянской группы // Известия АН КазССР. Сер. геол. 1970. № 4.
15. Поцелуев А.А., Рихванов Л.П., Владимиров А.Г. и др. Калгутинское редкометалльное месторождение (Горный Алтай): магматизм и рудогенез. Томск, 2008. 226 с.
16. Рафаилович М.С. Золото недр Казахстана: геология, металлогения, прогнозно-поисковые модели. Алматы, 2009. 304 с.
17. Рафаилович М.С. Золото-медно-порфировое месторождение Нурказган в Центральном Казахстане // Отечественная геология. 2009. № 3. С. 3-8.
18. Рафаилович М.С. Золото-медные месторождения Центральной Азии // Геология и минеральные ресурсы. 2011. № 3. С. 14-25.
19. Рафаилович М.С., Голованов И.М., Федоренко О.А., Никоноров В.В. Геолого-геохимические особенности гигантских месторождений золота в черных сланцах Центральной Азии // Поисковая геохимия: теоретические основы, технологии, результаты. Алматы, 2004. С. 67-83.
20. Рудные месторождения Узбекистана. Ташкент: ГИДРОИНГЕО, 2001. 611 с.
21. Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А. Месторождения золота Урала. Екатеринбург, 1999. 570 с.
22. Cole A., Wilkinson J.J., Serenko T.J. Geological characteristics, tectonic setting and preliminary interpretations of the Jilau gold-quartz vein deposit, Tadjikistan // Mineralium Deposita. V. 35. 2000. P. 600-618.
23. Geodynamics and metallogeny of Mongolia with a special emphasis on copper and gold deposits. London: CERCAMS, 2005. 221 pp.
24. Gold, silver and copper deposits of Uzbekistan. Excursion guidebook / T. Shayakubov, F. Islamov, A. Kremenetsky, R. Seltmann (Eds.). Potsdam, 1999. 112 pp.
25. Golovanov I.M., Seltmann R., Kremenetsky A.A. The porphyry Cu-Au/Mo deposits of Central Eurasia: The Almalyk (Kalmakyr-Dalnee) and Saukbulak Cu-Au porphyry systems, Uzbekistan // Super porphyry copper and gold deposits: a global perspective. V. 2. Australia: PGC Publishing, 2005. P. 513-524.
26. Hydrothermal iron oxide-copper-gold and related deposits: a global perspective. V. 1, 2 / T.M. Porter (Ed). Adelaide, Australia. Australian Mineral Foundation. 2002. 349 pp. 377 pp.
27. Paleozoic geodynamics and gold deposits in the Kyrgyz Tien Shan. Excursion guidebook / R. Seltmann, R. Jenchuraeva (Eds.). London, 2001. 180 pp.
28. Seltmann R., Porter T.M. The porphyry Cu-Au/Mo deposits of Central Eurasia: 1. Tectonic, geologic and metallogenic setting and significant deposits // Super porphyry copper and gold deposits: a global perspective. V. 2. Australia: PGC Publishing, 2005. P. 467-512.
29. Yakubchuk A.S., Cole A., Seltmann R., Shatov V.V. Tectonic setting, characteristics and regional exploration criteria for gold mineralization in the Altaid orogenic collage: the Tien Shan province as a key example // Society of Economic Geologists. Special Publication. № 9. 2002. P. 177-201.

УДК 556.3

Ж. СЫДЫКОВ¹, М. МУХАМЕДЖАНОВ²

ВАЖНЕЙШИЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ОТЕЧЕСТВЕННОЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЙ НАУКИ

Баяндалып отырған ғылыми еңбекте көпжылдық гидрогеологиялық зерттеулердің нәтижелеріне сүйене отырып әр кезеңде баспа бетінде жарияланған аса көлемді жұмыстардың мазмұнамасы берілген. Соның ішінде, атап айтқанда, өткен ғасырдың екінші жартысында орындалып, Мәскеуде жарияланған бастомдық ірі монографиялар, сондай-ақ кейінгі кезде жарияланған аса ірі еңбектер, соның ішінде, «Қазақстан гидрогеологиясы», «Гидрогеологтың іс серігі», атты монографиялар қазіргі гидрогеология ғылымына және халқымыздың әлеуметтік-экономикалық қажеттілігін ашуына зор үлес қосып отыр.

В данной работе по результатам многолетних гидрогеологических исследований рассмотрено основное содержание наиболее крупных изданных работ в разные годы. Некоторые из них, в частности пятитомные крупные монографии, выполненные во второй половине прошлого века и изданные в Москве, а также опубликованные позже весьма солидные работы, в том числе монография «Гидрогеология Казахстана», «Спутник гидрогеолога» представляет собой крупный вклад в современную гидрогеологическую науку и в деле обеспечения социально – экономических нужд населения страны.

In this paper the results of long-term hydrogeological studies considered the main content of major works published in different years. Some of them, particularly the large five-volume book, made in the second half of last century, and published in Moscow, and later published a very solid work, including the monograph «Hydrogeology of Kazakhstan», «Satellite hydrogeologist» represents a major contribution to modern science hydrogeological and in achieving the socio – economic needs of the population.

Среди естественных наук гидрогеология — наука о подземных водах — в экономических и социальных условиях многих стран, в первую очередь в аридных и полуаридных регионах мира занимает особо важное значение. Без гидрогеологических сведений невозможно решить проблемы водоснабжения, орошения, обводнения и осушения земель, строительства инженерных сооружений, поисков, разведки и эксплуатации месторождений полезных ископаемых, создания курортно-санаторной базы и т.д.

Становление гидрогеологии как самостоятельной отрасли науки относится ко второй половине XIX века. Особенно большое развитие она получила во второй половине прошлого столетия, прежде всего благодаря советским ученым — гидрогеологам. Большое влияние в этом направлении оказали исследования и научные труды В.И. Вернадского, В.В. Докучаева, И.В. Мушкетова, Ф.П. Саваренского, А.П. Карпинского, Г.Н. Каменского, А.Н. Семихатова, Н.И. Толстихина, О.К. Ланге, Н.Н. Славянова, А.М. Овчинникова, В.А. Сулина и других крупных ученых

Советского Союза. Благодаря их научным трудам, работам их последователей и учеников развивались различные направления учения о формировании, гидрогеодинамики, гидрогеохимии, гидрогеотермии, оценки ресурсов и запасов, минеральных и рассольных вод, закономерностей их регионального распространения, режима и баланса, гидрогеологического картирования, поисков, разведки и рациональной эксплуатации подземных вод и другие теоретические и прикладные проблемы гидрогеологической науки.

Труды советских ученых — гидрогеологов оказывали существенное влияние на становление и развитие гидрогеологических знаний, практических и методических вопросов гидрогеологии в странах Западной Европы и Северной Америки.

Фундаментальное влияние на дальнейшее развитие гидрогеологической науки и практики оказали составление и издание крупной 50-томной серии трудов по «Гидрогеологии СССР» на всю огромную территорию страны по единому плану. Они были опубликованы в сравнительно короткое время — в течение 10 лет (1966-1976).

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

По научно-практической значимости и ценности, охвату широкого круга освещаемых вопросов, насыщенности фактическими материалами, и по общему объему обобщения данная многотомная серия работ представляла собой огромный вклад в мировую гидрогеологическую науку. Подобное фундаментальное обобщение не только по всем направлениям гидрогеологических проблем, но и по их части, не было тогда, подобного аналога, не имеется и сейчас, много лет спустя, ни в одной стране мира, включая США.

В создание названного уникального научно-го труда большой вклад внесли ученые Казахстана. Благодаря их трудам в составе названного многотомного обобщения изданы 5 самостоятельных томов с внушительным общим объемом в 123 п.л. и более 10 региональных гидрогеологических и инженерно-геологических карт, не считая внутритекстовых рисунков и графиков. В основном это труды крупных ученых У.М. Ахмедсафина, Н.А. Кенесарина, С.К. Калугина, С.М. Мухамеджанова, С.М. Шапиро, А.К. Джакелова, специалистов гидрогеологических экспедиций – А.Ф. Калмыкова, А.В. Сотникова, В.И. Дмитровского, И.Е. Фалевич, Б.Е. Антыпко, Н.Э. Зейберлиха, А.П. Кузнецова и многих других. Кстати, подобный объем результатов исследований для издания не был осуществлен ни в одной тогдашней союзной республике, кроме РСФСР.

В названном пятитомном труде по Казахстану, в результате исчерпывающего использования гидрогеологических материалов, имеющихся к тому времени, по единому плану освещены многие вопросы гидрогеологических инженерно-геологических проблем: история исследований, основные природные факторы, определяющие условия распространения и формирования подземных вод (орогидрография, климат, почвы, растительность), геологическое строение (стратиграфия и литология, магматизм, тектоника, история геологического развития, геоморфология). Основное внимание было уделено, конечно, подземным водам, гидрогеологическому и инженерно-геологическому районированию, гидрогеологическим условиям залегания и формирования выделенных регионов, их зональности и режиму. Особо полно обоснованы естественные запасы и ресурсы подземных вод, их прогнозные эксплуатационные и разведанные, к тому времени утвержденные в разных инстанциях, запасы с минерализацией до 10 г/л; современное состоя-

ние и перспективы их разнонаправленного использования (для водоснабжения городов, промышленных центров, сельского хозяйства, орошения и обводнения), минеральных, термальных и промышленных вод и лечебных грязей. Достаточно подробно изложены гидрогеология месторождений полезных ископаемых (твердых, нефтегазовых, строительных), а также инженерно-геологические особенности отдельных районов.

По научно-практической значимости и обоснованности фактическими данными это обобщение явилось надежной основой прогнозирования современных и перспективных гидрогеологических исследований. Между тем оно в настоящее время не учитывается многими гидрогеологами, о чем свидетельствует отсутствие в их работах необходимой ссылки на эти труды.

После выхода в свет названной многотомной работы в республике продолжались исследования, обобщения и опубликования трудов, существенно дополняющих и обогащающих прежние работы. Высокую оценку этих работ дал Глава нашего государства, Н.А. Назарбаев, учтя их в стратегическом плане до 2030 г., а также в ряде правительственных документов. За последние 25-30 лет ученые Института гидрогеологии и гидрофизики НАН РК выпустили немало работ, отвечающих современным требованиям науки и производства.

Как известно, после 1965 года в бассейнах Арала и Балхаша, а затем (с 1978г.) и на Каспийском море произошло существенное нарушение экологических условий. Эти нарушения сопровождались в пределах первых двух водоемов значительным снижением их естественного уровня, а в Каспийском море, наоборот, быстрым повышением его уровня. Вследствие этого в прибрежных зонах первых произошло повсеместное падение уровня грунтовых вод, а последнего водоема, заметный его подъем. И то и другое явление нанесли значительный ущерб народнохозяйственным объектам и населению этих территорий.

В связи с отмеченным ученые Института гидрогеологии и гидрофизики НАН РК с привлечением специалистов некоторых производственных и проектных организацией республики провели в этих районах специальные гидрогеологические исследования под руководством и с участием У.М. Ахмедсафина и Ж.С. Сыдыкова. В результате их было получено большое количество новых материалов, обобщены и несколь-

ко позже опубликованы, не считая научных статей и отдельных небольших очерков, ряд крупных монографий. В том числе по бассейнам Арала и Балхаша три монографии: «Гидрогеология и геоморфология бассейна оз. Балхаш (1979г., 20,3 уч.-изд. листа), «Подземный водный и солевой сток в бассейне Арала (1993г., 10,5 п.л.)» и «Сырдарьинский артезианский бассейн» (1983г., 11,2 п.л.). В этих работах подробно рассмотрены ресурсы и запасы подземных вод названных бассейнов, закономерности их распространения и формирования, зональности, современное состояние и перспективы разнонаправленного использования. Особенно подробно изложена с использованием данных математического моделирования направленность и интенсивность изменения подземного водного и солевого стока, прогноз их на ближайшие годы, а также возможные пути восстановления уровня названных водоемов и грунтовых вод прилегающих территорий.

В изданной монографии Ж.С. Сыдыкова, В.В. Голубцова, Б.М. Куандыкова с привлечением ряда других ученых и специалистов «Каспийское море и его прибрежная зона» (1995г., 13,9 п.л.) подробно изложены природные условия территории, динамика изменения уровня моря за геологическое время, в историческое время и за годы инструментальных наблюдений, водный баланс, возможные пути снижения темпа подъема уровня моря и улучшения его экологического состояния, а также условий водообеспечения населения и населенных пунктов, расположенных на прибрежной территории.

Предложенные авторами меры в дальнейшем позволили в известной мере регулированию уровня Каспийского моря и оз. Балхаш. В межреспубликанском бассейне Аральского моря, вследствие глубоко зашедших отрицательных экологических процессов и последствий слабой заинтересованности в решении его водно-экологических проблем со стороны республик Средней Азии, не удалось предотвратить резкого понижения уровня моря и цельности его отдельных частей. Вследствии так называемой «Аральской катастрофы» значительный экономический ущерб был нанесен землям казахстанского Приаралья, в том числе сильно пострадало население Кызылординской области Республики. Учитывая это, Казахстан принял соответствующие меры по восстановлению уровня Северо-Восточного (Малого) Арала.

В прежние годы мало проводилось специальных исследований динамики подземных водонос-

ных горизонтов, включая зоны верхнего наиболее активного водообмена — выше уровня местных водотоков — подземного стока. Эта проблема исследована учеными Института гидрогеологии и гидрофизики НАН РК (У.М. Ахмедсафин, Ж.С. Сыдыков, В.Ф. Шлыгина и др.) с участием сотрудников кафедры гидрогеологии МГУ им. М.В.Ломоносова под руководством проф. Б.И. Куделина, начиная с 1964г. В результате исследования первоначального издан небольшой очерк под названием «Сток подземных вод Казахстана» (1964г) общим объемом 86с. (4,52п.л.), с картами модуля подземного стока зоны интенсивного водообмена с определением годового объема около 37 млрд. м³. В дальнейшем в этом направлении были продолжены исследования и в 1970г. под редакцией названных ученых издана солидная монография «Формирование подземного стока на территории Казахстана» общим объемом текста около 15 печ. листа с тремя картами модуля подземного стока и рядом других рисунков и расчетных графиков. В монографии была уточнена величина подземного стока отдельных регионов и в целом по Казахстану в сумме 48,3 м³/с, из них местного стока — 43,7 м³/с и транзитного (ниже зоны интенсивного водообмена) — 4,6 м³/с в среднем за год.

Методы определения модуля подземного стока и оценки его общей среднегодовой величины по территории республики, изложенные в этой монографии, в последствии оказали влияние при составлении подобных работ в республиках Средней Азии.

В прошлом по Казахстану не было также самостоятельных гидрогеохимических работ, хотя любое гидрогеологическое описание тех или иных территорий всегда сопровождалось выделением и рассмотрением минерализации, химического состава и различных химических типов подземных вод. Первое сводное обобщение в этом направлении появилось в республике в результате создания в составе Института гидрогеологии и гидрофизики нового гидрогеохимического сектора после 1965г. под руководством Ж.Сыдыкова. Оно имело как общетеоретическое, так и научно-методическое и поисковое значение и широко использовалось при разработке поисковых критериев рудных и нефтегазовых месторождений, основанном на анализе геохимических процессов, протекающих в системе «вода — порода», отразившихся на химическом составе подземных вод на основании полученных первых количественные и качественные данных по мик-

роэлементам и их взаимоотношениям. Первые печатные статьи в этом направлении появились в 1966 и 1969 гг. по Уралтау-Мугоджарскому району с оценкой рудных микроэлементов подземных вод и выявлением по ним гидрохимических аномалий нескольких рудных формаций на территории района.

В 1974 г. в Союзе в печати появилась монография Ж.С. Сыдыкова и К.М. Давлетгалиевой «Гидрогеохимические классификации и графики» общим объемом текста 9,1 печ. листа. В работе впервые были выделены 6 гидрогеохимических типов (по степени минерализации, преобладающим компонентам химического состава подземных вод, соотношениям отдельных характерных групп химических элементов и преобладающих их компонентов, по содержанию водорастворенных газов и преобладающих бальнеологически активных водных химических элементов и растворенных органических веществ, а также по совокупности различных равноценных по значимости гидрогеохимических факторов) с соответствующими графическими формами изображения.

В 1989 г. в результате обобщения материалов проведенных в течение ряда лет специальных исследований под руководством и непосредственным участием Ж. Сыдыкова с привлечением основных научных работников сектора гидрогеохимии (М.А. Мухамеджанова, К.М. Давлетгалиевой, В.И. Порядина и других) вышла из печати монография «Гидрогеохимия Казахстана» общим объемом 13,4 п.л. В ней обстоятельно изложены гидрогеохимическая зональность, формирование минерализации и химического состава подземных вод, выявлены гидрогеохимические провинции гороскладчатых областей и равнинных территорий.

В результате проведения исследований были выявлены сульфидные месторождения в низовьях р.Орь в Актюбинской области, ряд месторождений на территории Шу-Илийского рудного пояса.

В монографии М.А. Мухамеджанова и С.М. Антипова «Гидрогеология подсолевых отложений восточной части Прикаспийской впадины» (11,36 п.л.), изданной в 1990 по результатам обоснования суммы гидрогеологических и гидрогеохимических показателей, дан региональный прогноз нефтегазоносности, условия формирования и сохранения нефтегазовых залежей в зонах ряда территорий восточной части Прикаспийской впадины. Подобного рода теоретические и практические гидрогеохимические исследования с об-

наружением поисковых аномалий продолжались и в последующие годы.

Продолжались крупные исследования и по подземным минеральным водам с гидрогеохимическим уклоном. В 1984 г. была издана монография Ж.С. Сыдыкова, Э.К. Кима, А.К. Джакелова и других ученых и производственников «Подземные минеральные воды Казахстана» (13,6 уч.п.л.). В ней впервые подробно описаны провинции и основные месторождения термоминеральных вод: а) развития азотных щелочных вод в зонах неотектонических поднятий (в пределах Северного Тяньшаня, Жунгарии, Тарбагатая и Алтая), б) кислородно-азотных и азотных в области гидрогеологических массивов (Уралтау-Мугоджар и Центрального Казахстана), в) азотных, азотно-метановых и метановых на территории равнинных платформенных бассейнов (Прикаспийский, Мангистау-Устюртский, Тобольский, Есиль-Иртышский, Сырдарьинский, Шу-Сарысуский, Балхаш-Алакольский, Илийский и Зайсанский бассейны). Обоснованы закономерности и формирование подземных минеральных вод, их бальнеолого-генетические типы, современное использование и перспективные возможности расширения ареалов их распространения.

Дальнейшее развитие получили исследования условий распространения и формирования, направлений широкого использования термальных вод в ряде монографиях: В.С. Жеваго, М.С. Кан, Ж.С. Сыдыкова и других «Термоаномалии подземных вод Казахстана» (1981 г., 5,25 п.л.), С.М. Мухамеджанова, Ж.С. Сыдыкова и др. «Подземные термальные воды Казахстана» (1990 г., 5,75 п.л.), еще ранее – в 1977 г., в области формирования нефтегазовых залежей издана крупная монография Ж.С. Сыдыкова, М.А. Мухамеджанова, С.Е. Чакабаева и других «Гидрогеотермические условия Арало-Каспийского нефтегазоносного региона» (13,1 п.л.). Кстати, гидрогеотермические данные западной части Казахстана послужили основой для составления большого многотомного геотермического Атласа Европы.

В отмеченных публикациях обоснована прогнозная оценка естественных запасов термальных вод Казахстана, которые составляют всего более 9130 млрд. м³, в том числе вод с минерализацией до 10 г/л около 1070 млрд. м³, а естественные запасы природного тепла $637 \cdot 10^{15}$ ккал всего и термальных вод с минерализацией до 10 г/л более $61 \cdot 10^{15}$ ккал. Это огромный природный резерв теплоэнергетических ресурсов в Казахстане.

Несколько позже (1999г.) Институтом гидрогеологии и гидрофизики Миннауки-НАН РК совместно с Комитетом геологии и охраны недр Минэкологии и природных ресурсов РК составлен и издан прикладной справочник «Месторождения минеральных и термальных (теплоэнергетических) подземных вод», включающий сведения о 254 разведанных природных минеральных источников и проявлениях лечебных минеральных вод.

Вышеприведенные и другие материалы по различным направлениям в области гидрогеологии позволили Ж.С.Сыдыкову и В.Ф.Шлыгиной с привлечением ряда ученых Института гидрогеологии и гидрофизики НАН РК составить в 1998 – 1999г.г. и издать первую двухтомную монографию «Подземные воды Казахстана». В первом томе обстоятельно охарактеризованы структурно-гидрогеологические основы и научная систематизация полученных до того времени гидрогеологических материалов (в объеме 24,5 п.л.). В этой работе среди многих других вопросов обосновано выделение дополнительно новых двух гидрогеологических единиц – гидрогеологического этажа и гидрогеологической серии. Произведена также типизация гидрогеологических структур с выделением в пределах горноскладчатых систем гидрогеологических массивов и равнинных территорий – гидрогеологических бассейнов нескольких порядков.

Среди горноскладчатых систем выделены два типа гидрогеологических массивов в областях: 1) эпипалеозойских платформ (Уралтау-Мугоджарский и Центрально-Казахстанский массивы), 2) эпипалеозойских платформ (Жунгаро-Тяньшанский и Алтай-Тарбагатайский). В составе равнинных территорий выделены три типа гидрогеологических бассейнов: а) древней платформы (Прикаспийский). б) молодой платформы (Мангыстау-Устюртский, Присырдарьинско-Торгайский, Северо-Казахстанский и Шу-Сарысуйский бассейны), в) предгорных и межгорных впадин в альпийском эпиплатформенном орогенном поясе (16 сравнительно малых бассейнов). В работе подробно описаны подземные воды гидрогеологических этажей в составе выделенных структурно-гидрогеологических районов.

Во втором томе монографии «Подземные воды Казахстана» (18,5 п.л.) обоснованы ресурсы и запасы, их использование для водоснабжения, орошения, минерально-сырьевых и бальнеологических целей, теплоэнергоснабжения, улуч-

шения мелиоративных условий земель, а также в качестве поискового показателя рудных и нефтегазовых типов полезных ископаемых. Здесь же подробно рассмотрены различные стороны природно-экологических последствий извлечения и эксплуатации подземных вод и мероприятия по устранению негативных процессов техногенного характера при их эксплуатации.

Помимо отмеченных работ в 1973 – 2001гг был издан ряд крупных монографий: по нефтегазовой гидрогеологии В.А.Бочкаревой, Ж.С.Сыдыкова, Д.А. Джангирьянца «Подземные воды Прикаспийской впадины и ее восточных обрамлений» (1973, 20,4 п.л.); Ж.Сыдыкова «Подземные воды Каспийского нефтегазоносного региона» (2001, 24,1 п.л.); по техногенной гидрогеологии В.В. Веселова, Т.Т. Махмутова и других «Гидрогеология и охрана окружающей среды горнорудных районов Северного Казахстана» (1992, 24,0 п.л.); в области мелиоративной гидрогеологии В.В. Веселова, А.Г. Бегалиева, Г.М. Самоуковой «Эколого-мелиоративные проблемы использования водных ресурсов бассейна оз. Балхаш (1996, 43 п.л.); по математическому моделированию и геоинформатике В.В.Веселова, В.М. Мирласа, В.Ю. Паничкина «Геоинформатика. Системно-информационный подход к задачам моделирования гидрогеологических объектов» (1991, 15,6 п.л.); В.В. Веселова, Л.Ф. Спивака «Основы структурного моделирования гидросистем» (1997, 19,3 п.л.), а также справочник коллектива авторов «Месторождения подземных вод Казахстана», включающий 619 разведанных месторождений и водопроявлений и некоторые другие работы.

В соответствии с рекомендацией Главы государства Н.А.Назарбаева о необходимости создания научных работ и публикации их на 2-х – 3-х языках для того, чтобы они были доступны для специалистов зарубежных стран, в 2004г. В.В.Веселовым и Ж.Сыдыковым была написана и опубликована крупная монография (60,75 п.л.) «Гидрогеология Казахстана». Она издана впервые в республике, да и в других странах на трех языках (казахском, русском и английском) в одной книге. Содержание ее состоит из 5 частей. В первой части ее в наиболее полном виде изложены история изучения и главные природные факторы, определяющие гидрогеологические условия Казахстана.

Во второй части рассмотрены гидрогеологические условия с выделением структурно-гидро-

геологических районов, оценены запасы и ресурсы подземных вод, их использование для водоснабжения и обводнения территорий, оазисного орошения, бальнеологических целей, как важного мелиоративного фактора при улучшении плодородия земель, а также термальных и промышленных подземных вод, обоснования гидрогеологических показателей обнаружения различных типов полезных ископаемых.

В третьей части монографии впервые в наиболее полном объеме изложены результаты геоинформационно-математического моделирования гидрогеологических условий Казахстана: геоинформатика и математические модели Илийской впадины, Восточного Приаралья, Южного Прибалхашья, северной части побережья Каспийского моря, а также гидрогеологические условия промышленных зон, орошаемых земель Акдалинского и Кызылкумского массивов, ряда месторождений полезных ископаемых (Сарбай-Сokolовского, Кочарского, Балапановского, Нижнеилийского, нескольких Большекаратауских) и зоны ртутного загрязнения подземных вод Павлодарского промышленного района.

В четвертой части работы в полной мере освещены все вопросы, изложенные в третьей части монографии на казахском языке. Эти же вопросы впервые синхронно в наиболее подробной форме рассмотрены в ее 5-ой части на английском языке.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов в областях гидрогеологии, водного хозяйства, а также студентов вузов.

В 2007 г. совместно с М.А.Мухамеджановым также впервые была издана большая (43 п.л.) справочно-методическая книга с оригинальным названием «Спутник гидрогеолога» на двух языках — на казахском и русском. Название второй части книги на казахском «Гидрогеологтың іс серігі» способствует ее пониманию, облегчая ее использование казахоязычным читателям. Изложенные в книге теоретические, методические и практические вопросы по всем современным направлениям гидрогеологической науки авторами систематизированы путем выделения в книге двух частей — общегидрогеологической и прикладной, которая состоит из 11 глав.

Первая часть работы, синхронно на двух языках, начинается с того, что объект гидрогеологии — подземные воды в различных формах (газообразная, химически и физически связанные и свободная) рассматриваются в тесной связи с

другими видами природных вод — атмосферными, почвенными, биологическими, речными, озерно-морскими и Мирового океана. В начальной вступительной главе последовательно изложены сложные процессы, выражающие единство отдельного в его многообразии во всех видах природных вод путем рассмотрения непрерывного круговорота влаги. Это фундаментальное теоретическое положение графически наглядно иллюстрировано характерными схемами — общего круговорота природных вод, климатического и геологического круговорота.

Последующие главы первой части работы посвящены различным видам вод подземной гидросферы. Выделены и описаны такие важные гидрогеологические понятия, как влажность, влагоемкость, водопоглощение, пористость, трещиноватость, коэффициент фильтрации, водопроницаемость, уровне- и пьезопроводимости. Они определяют водные и коллекторские свойства горных пород, степень их обводненности, водопринимающую и водоотдающую способности.

В этих главах рассматриваются все основные вопросы современной гидрогеологии от сравнительно простых — физических свойств (температура, плотность, сжимаемость, электропроводность, радиоактивность и др.), химического состава подземных вод (минерального, газового, органического и микрофлоры) и других показателей до более сложных вопросов гидрогеологии — стратификации и классификации подземных вод. Последние вопросы не всегда подробно и полно освещены в имеющихся справочно-методических руководствах (не только в Республике). В отличие от них, основываясь на результатах своих исследований и некоторых других ученых, авторы данной работы наряду с ранее выделенными более мелкими единицами водовмещающих толщ (водоносные горизонты и комплексы) устанавливают крупные гидрогеологические подразделения (этажи и серии), позволяющие коррелировать разрезы удаленных друг от друга территорий.

В разделе «Классификации химического состава подземных вод» выделяются и описываются шесть его групп, отличающиеся по: степени минерализации, отдельным преобладающим компонентам и их соотношениям, преобладающим бальнеологически активным элементам и по содержанию газов, а также по совокупности равноценных по значимости гидрогеохимических показателей.

В данной работе авторы довольно кратко, но доступно излагают основные виды, закономерности движения и законы фильтрации подземных потоков, а также формулы определения водопритоков в различные виды водозаборных сооружений и в горные выработки, фильтрационных потерь вод из водохранилищ и каналов.

В последних главах этой работы рассматриваются теории и методы оценки естественных и эксплуатационных ресурсов и запасов, режима и баланса подземных вод. Здесь, помимо общих вопросов приводятся основные результаты региональных исследований казахстанских ученых и производственных работников по территории Казахстана в целом и по отдельным ее регионам.

Вторая часть работы посвящена разнообразным актуальным прикладным вопросам гидрогеологии. Она начинается с рассмотрения основных видов, стадий и методов гидрогеологических исследований — полевых, опытно-экспериментальных, поисково-разведочных работ и гидрогеологического картирования. Подробно освещена методика полевых опытно-фильтрационных работ и наблюдений — опытные откачки, нагнетания и наливывы в скважины и шурфы. Достаточно полно изложены основные методы геофизических, гидрохимических, сейсмологических и радиогидрогеологических исследований, а также некоторые вопросы математических, экологических и аэрокосмических методов, используемых в гидрогеологии. Большое внимание уделено особенностям гидрогеологических исследований и наблюдений в рудных и нефтегазоносных районах, а также по обоснованию критериев и гидрогеохимических показателей поисков месторождений полезных ископаемых (твердых, жидких и газообразных) с учетом сложных условий территории Республики.

Особо рассмотрены прикладные и методические вопросы многоцелевого использования различных типов подземных вод — для водоснабжения, обводнения, оазисного орошения, бальнеологических (лечебных) нужд и теплоснабжения, а также перспективного использования высокотемпературных вод для энергетических целей, извлечения полезных редких и рассеянных элементов из подземных рассолов. Эти вопросы подкреплены результатами исследований и многолетним опытом освоения соответствующих

месторождений подземных вод в зарубежных странах и Казахстане.

В заключительной главе этой части монографии рассмотрены актуальные проблемы — меры борьбы с загрязнением и охраной подземных вод, искусственному восполнению их запасов, а также перспектив регулирования, управления их рациональным использованием.

Книга полезна и рассчитана на широкий круг ученых и специалистов, а также студентов вузов старших курсов и преподавателей.

В 2011 г. коллективом ученых Института гидрогеологии и геоэкологии в рамках программы фундаментальных исследований Ж. Сыдыковым, А.Г. Сатпаевым, А.К. Джакеловым и М.А. Мухамеджановым завершена очень нужная стране большая работа по подземным хозяйственно-питьевым водам по всей территории Казахстана с выделением нескольких горноскладчатых и равнинных районов. В ней дана обстоятельная оценка естественных ресурсов, запасов и прогнозные эксплуатационные ресурсы с расчетом и описанием их минерализации до 1 — 3 и 3 — 5 г/л. Обосновано использование их для различных целей. Рассмотрены также вопросы экологии и возможности искусственного пополнения водных ресурсов, особенно на участках и районах интенсивной эксплуатации.

Работа пока не издана, тем не менее имеет большое значение в условиях, когда все больше сокращаются ресурсы поверхностных вод, поступающих в нашу страну со стороны приграничных стран и существенно возрастает их загрязнение.

Все выше названные своевременно изданные работы представляют собой значительный вклад в отечественную гидрогеологию. Они позволяют своевременно решать социально-экономические потребности населения и экономики нашей страны. В отличие от поверхностных вод ресурсы подземных вод преимущественно формируются на территории Казахстана и лишь некоторые трансграничные бассейны имеют связь с соседними государствами. В целом подземные воды, развитые на территории Казахстана, зависят прежде всего от климатических условий и могут быть рационально использованы, а их запасы могут регулироваться реальными выше отмеченными искусственными способами.

550.34.01

Н. В. СИЛАЧЕВА¹

КОРРЕКТИРОВКА МОДЕЛИ ЗАТУХАНИЯ ПИКОВЫХ УСКОРЕНИЙ ГРУНТА ПО РЕГИОНАЛЬНЫМ ДАННЫМ ДЛЯ СЕЙСМООПАСНЫХ РАЙОНОВ КАЗАХСТАНА

Жер сілкінісі кезіндегі топырақ қозғалысы параметрлерінің мәліметтер қорын толықтыру үшін аймақтық желідегі үздіксіз тіркелетін сандық велосигрофтар жазбаларын пайдалану мүмкіндігі талданды. Алынған деректер бұрынғы бар мәліметтермен үйлесімді. Барлық алынған мәліметтер негізінде топырақтың жоғарғы үдеулерінің өшуі ауданның жағдайларына сәйкес ертеректе таңдап алынған Campbell және Bozorgnia (2006), үлгілері бойынша тексеріліп жүргізілді.

Проанализирована возможность использования записей цифровых велосигрофов региональной сети станций непрерывной регистрации для пополнения базы данных параметров движений грунта при землетрясениях. Получены данные, совместимые с имеющимися. На основе всего объема полученной информации выполнена корректировка модели затухания пиковых ускорений грунта Campbell и Bozorgnia (2006), ранее выбранной в качестве одной из приоритетных для условий района.

The possibility to use digital velocigrams obtained by the regional network of permanent registration to enlarge the data base of ground motion parameters during earthquakes is analyzed. The obtained data are compatible with the available strong motion data. Basing on the total body of information the correction of the Campbell and Bozorgnia (2006) model, which relative suitability for the region has been substantiated before, is fulfilled.

При прогнозе сейсмических воздействий и оценке сейсмической опасности используются экспериментальные зависимости затухания пиковых значений параметров движений грунта, например, ускорений и скоростей, которые рассчитываются методом регрессионного анализа имеющихся данных в регионе. Базу данных сильных движений Казахстана составляют параметры аналоговых велосигрограмм и частично акселерограмм, полученных в 1970 - 1995 гг. локальной алматинской и региональной сетями станций сильных движений, а также цифровых акселерограмм, регистрируемых 15 акселерографами ALTUS-ETNA с 2000 г. на территории г. Алматы и окрестностей. На настоящий момент аналоговые записи не оцифрованы, а накопленных цифровых акселерограмм недостаточно для получения самостоятельных региональных зависимостей затухания.

Аналоговые приборы региональной сети непрерывных наблюдений с 2003 года также начали постепенно заменяться цифровыми - велосигрографами Quanterra 730 и IDS 24. За это время ар-

хивом ГУ «Сейсмологическая опытно-методическая экспедиция» Республики Казахстан собрано большое количество цифровых записей землетрясений, прошедших первичную обработку для целей определения параметров очагов (эпицентра, механизмы, энергетические характеристики) землетрясений. Нами сделана попытка привлечь цифровые записи региональной сети станций непрерывных наблюдений на территории высокосейсмичной юго-восточной части Казахстана для увеличения объема экспериментальных данных, участвующих в получении прогнозных зависимостей затухания. Работа проводилась по следующей схеме:

- Проведена первичная обработка записей цифровых велосигрофов региональной сети для целей оценки параметров сейсмических воздействий.
- Отобраны «невыбитые» записи.
- Велосигрограммы пересчитаны в акселерограммы.
- Определены параметры, представляющие интерес для инженерных целей, такие как пико-

¹ Казахстан, 050060, г. Алматы, пр. Аль-Фараби 75а, Институт сейсмологии МОН РК.

вая скорость грунта, пиковое ускорение грунта (PGA), спектральное ускорение, преобладающий период колебаний.

- Составлен каталог параметров движений грунта.

- Выбраны записи цифровых акселерографов сети сильных движений на станциях CSO и MDO и записи велосиграфов, полученные на этих станциях при тех же событиях.

- Определен коэффициент для приведения акселерограмм, пересчитанных из велосиграм к акселерограммам, полученным приборами сильных движений на станциях CSO и MDO. В случае станции CSO и акселерограф, и велосиграф расположены в подвальном помещении здания на постаментах. Коэффициент приведения, усредненный по 22 значениям, близок к единице 0.98. В случае MDO акселерограф установлен в здании на первом этаже, а велосиграф - в штольне. Коэффициент приведения, усредненный по 24 значениям, составил 3.9.

- Оценены коэффициенты приведения для остальных станций региональной сети с учетом их локальных условий (категория грунта, место установки датчика и др.). Всего рассмотрено 20 станций на территории юго-востока Казахстана.

- Для событий, составивших базу данных, унифицированы энергетические характеристики (M_s , M_w).

- Полученные параметры сопоставлены с зависимостями затухания, соответствующими сейсмотектоническим условиям юго-востока Казахстана. Отобраны наиболее подходящие зависимости для их последующей корректировки с учетом новых данных.

На рис. 1 для разных магнитудных групп приведены распределения пиковых ускорений грунта (среднеквадратичное значение горизонтальных компонент) в зависимости от эпицентрального расстояния R_{Σ} . Используются как PGA, даваемые имеющимися аналоговыми записями приборов сильных движений, так и ускорения, рассчитанные из записей велосиграфов сети непрерывных наблюдений с учетом полученных поправочных коэффициентов. Для магнитуды M_s

4 (от 3.6 до 4.5 включительно) новые данные позволили добавить 86 значений пиковых ускорений, для M_s 5 - 473, для M_s 6 - 321 и для M_s 7 - 26 значений.

Несмотря на то, что многие региональные станции расположены в плейстоценовой области, приборы с непрерывной записью не дают данных для сильных событий в ближней зоне. Наиболее интенсивная часть записи «выбивается» из-за небольшой полной амплитуды записываемого сигнала у этих датчиков. Однако записи региональной сети позволили значительно увеличить количество данных для землетрясений с магнитудой M_s от 4 до 7 на средних и относительно больших расстояниях.

Достаточно обширная база параметров движений грунта, составленная в результате описанного подхода, позволила более обоснованно подойти к выбору и корректировке моделей затухания пиковых ускорений для расчета кривых сейсмической опасности и оценки сейсмического риска в пиковых ускорениях грунта.

Одной из зависимостей, отобранных нами для прогноза воздействий в PGA на территории юга и юго-востока Казахстана была модель Campbell и Bozorgnia (2006) [1] для неглубоких коровых землетрясений в тектонически активных районах. Она рассмотрена совместно со всем объемом накопленных данных, и для лучшего соответствия выполнена корректировка функциональной формы — введен дополнительный член и изменены отдельные регрессионные коэффициенты.

Полученный набор данных позволяют моделировать собственные зависимости затухания для землетрясений с магнитудой M_s от 4 до 7 на средних и относительно далеких расстояниях. Однако региональных данных для моделирования параметров движений грунта при землетрясениях с магнитудой больше 7 и более слабых событий в ближней зоне на настоящий момент нет. Эту задачу можно решить, используя имеющиеся данные совместно с моделями, применяемыми в мировой практике для близких условий.

Функциональная форма исходной модели Campbell и Bozorgnia (2006) имеет вид [1]:

$$\ln PGA = f_{mag} + f_{dis} + f_{dis} + f_{flt} + f_{hng} + f_{site} + f_{sed},$$

где

$$f_{mag} = \begin{cases} c_0 + c_1 M; & M \leq 5.5 \\ c_0 + c_1 M + c_2 (M - 5.5); & 5.5 < M \leq 6.5 \\ c_0 + c_1 M + c_2 (M - 5.5) + c_3 (M - 6.5); & M > 6.5 \end{cases}$$

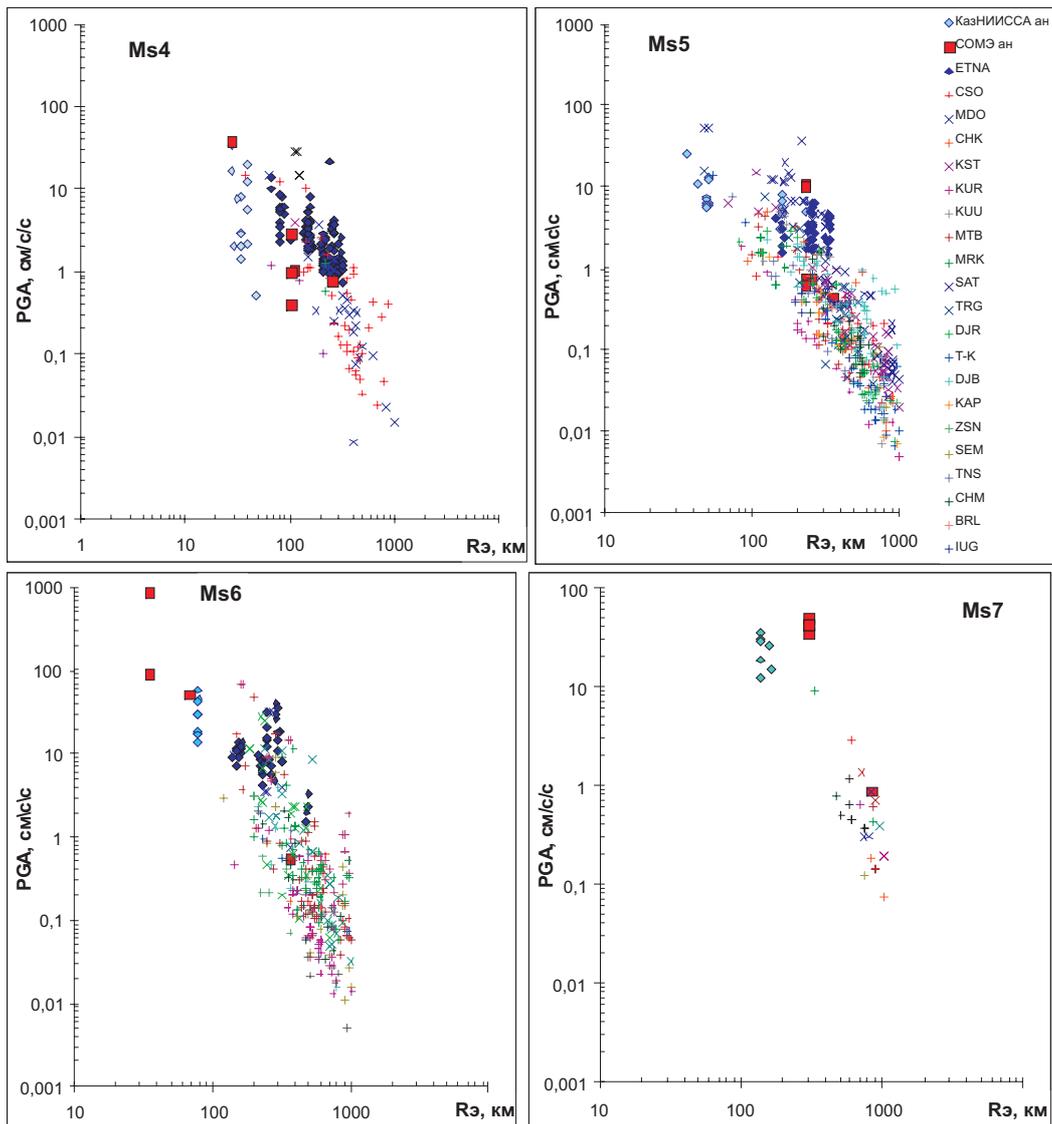


Рис. 1. Распределение PGA по расстоянию

Четырехугольными метками обозначены ускорения, зарегистрированные аналоговыми акселерографами КазНИИССА и СОМЕ (1970-1995 гг.) и цифровыми станциями ALTUS-ETNA (2000-2010 гг.); крестиками – ускорения, пересчитанные из скоростей с учетом найденных поправок

$$f_{mag} = \begin{cases} c_0 + c_1 M; & M \leq 5.5 \\ c_0 + c_1 M + c_2 (M - 5.5); & 5.5 < M \leq 6.5 \\ c_0 + c_1 M + c_2 (M - 5.5) + c_3 (M - 6.5); & M > 6.5 \end{cases},$$

$$f_{dis} = (c_4 + c_5 M) \ln(\sqrt{R_{RUP}^2 + c_6^2}),$$

$$f_{flt} = c_7 F_{RV} f_{flt,Z} + c_8 F_{NM},$$

$$f_{flt,Z} = \begin{cases} Z_{TOR}; & Z_{TOR} < 1 \\ 1; & Z_{TOR} \geq 1 \end{cases},$$

$$f_{hng} = c_9 f_{hng,R} f_{hng,M} f_{hng,Z} f_{hng,\delta}$$

$$f_{hng,R} = \begin{cases} 1; & R_{JB} = 0 \\ \left[\max(R_{RUP}, \sqrt{R_{JB}^2 + 1}) - R_{JB} \right] / \max(R_{RUP}, \sqrt{R_{JB}^2 + 1}); & R_{JB} > 0, Z_{TOR} < 1, \\ (R_{RUP} - R_{JB}) / R_{RUP}; & R_{JB} > 0, Z_{TOR} \geq 1 \end{cases}$$

$$f_{hng,M} = \begin{cases} 0; & M \leq 6.0 \\ 2(M - 6.0); & 6.0 < M < 6.5, \\ 1; & M \geq 6.5 \end{cases}$$

$$f_{hng,Z} = \begin{cases} 0; & Z_{TOR} \geq 20 \\ (20 - Z_{TOR}) / 20; & 0 \leq Z_{TOR} < 20 \end{cases}$$

$$f_{hng,\delta} = \begin{cases} 1; & \delta \leq 70 \\ (90 - \delta) / 20; & \delta > 70 \end{cases}$$

$$f_{site} = \begin{cases} c_{10} \ln \left(\frac{V_{S30}}{k_1} \right) + k_2 \left\{ \ln \left[A_{1100} + c \left(\frac{V_{S30}}{k_1} \right)^n \right] - \ln [A_{1100} + c] \right\}; & V_{S30} < k_1 \\ (c_{10} + k_2 n) \ln \left(\frac{V_{S30}}{k_1} \right); & V_{S30} \geq k_1 \end{cases}$$

$$f_{sed} = \begin{cases} c_{11} (Z_{2.5} - 1); & Z_{2.5} < 1 \\ 0; & 1 \leq Z_{2.5} \leq 3 \\ c_{12} k_3 e^{-0.75} [1 - e^{-0.25(Z_{2.5} - 3)}]; & Z_{2.5} > 3 \end{cases}$$

В приведенных уравнениях $\ln PGA$ – натуральный логарифм среднего значения пикового горизонтального ускорения грунта в единицах g . M – моментная магнитуда, R_{rup} – кратчайшее расстояние до сейсмического разрыва в км; R_{jb} – кратчайшее расстояние до проекции разрыва на поверхность в км; F_{RV} – параметр, представляющий взбросовый механизм очага ($F_{RV}=1, F_{NM}=0$), F_{NM} – сбросовый механизм ($F_{RV}=0, F_{NM}=1$); Z_{TOR} – глубина до поверхности разрыва в км; d – среднее падение плоскости разрыва в градусах; V_{S30} – средняя скорость поперечных волн в 30-метровом приповерхностном слое в м/с; A_{1100} – значение PGA на скальном грунте с $V_{S30}=1100$ м/с. $Z_{2.5}$ – глубина до горизонта с $V_{S30}=2,5$ км/с (осадочный чехол); регрессионные коэффициенты принимают следующие значения: $c=1.88, n=1.18, c_0=-1.715, c_1=0.500, c_2=-0.530, c_3=-0.262, c_4=-2.118, c_5=0.170, c_6=5.60, c_7=0.280, c_8=-0.120, c_9=0.490, c_{10}=1.058, c_{11}=0.040, c_{12}=0.610, k_1=865, k_2=-1.186, k_3=1.839$.

Для внесения изменений в функциональную форму модели рассмотрим ее вариант для сред-

них грунтовых условий (II категория грунта по СНиП РК [2]) и взбросового (вероятного в наших условиях и наиболее опасного) механизма очага вместе с соответствующими PGA, полученными на территории юго-востока Казахстана. В графическом виде зависимость для четырех магнитудных групп Ms4 (Mw4,7), Ms5 (Mw5,3), Ms6(Mw6,1) и Ms7(Mw7,0) представлена на рис.2 вместе с PGA, полученными на грунтах II категории. При выполнении расчетов в модели используются моментная магнитуда Mw и расстояние до разрыва. При построении графиков для удобства работы с местными данными они пересчитаны соответственно в магнитуду по поверхностным волнам Ms и эпицентрального расстояния R_{ϵ} .

Можно видеть, что рассматриваемая модель дает переоценку данных на средних и более далеких расстояниях, особенно для меньших магнитуд. Для изменения формы зависимости с целью учета распределения наблюдаемых данных на средних и более далеких расстояниях в нее был введен дополнительный член равный. Коэффициент C_{13} в уравнении регрессии искался на основе анализа остатков с учетом данных всех магнитудных групп. Для Mw 5.5 он найден равным -0.0045, для Mw >5.5 соответственно -0.0020. На рис. 3–6 вместе с данными рис. 2 показаны модели, полученные после внесения корректировок,

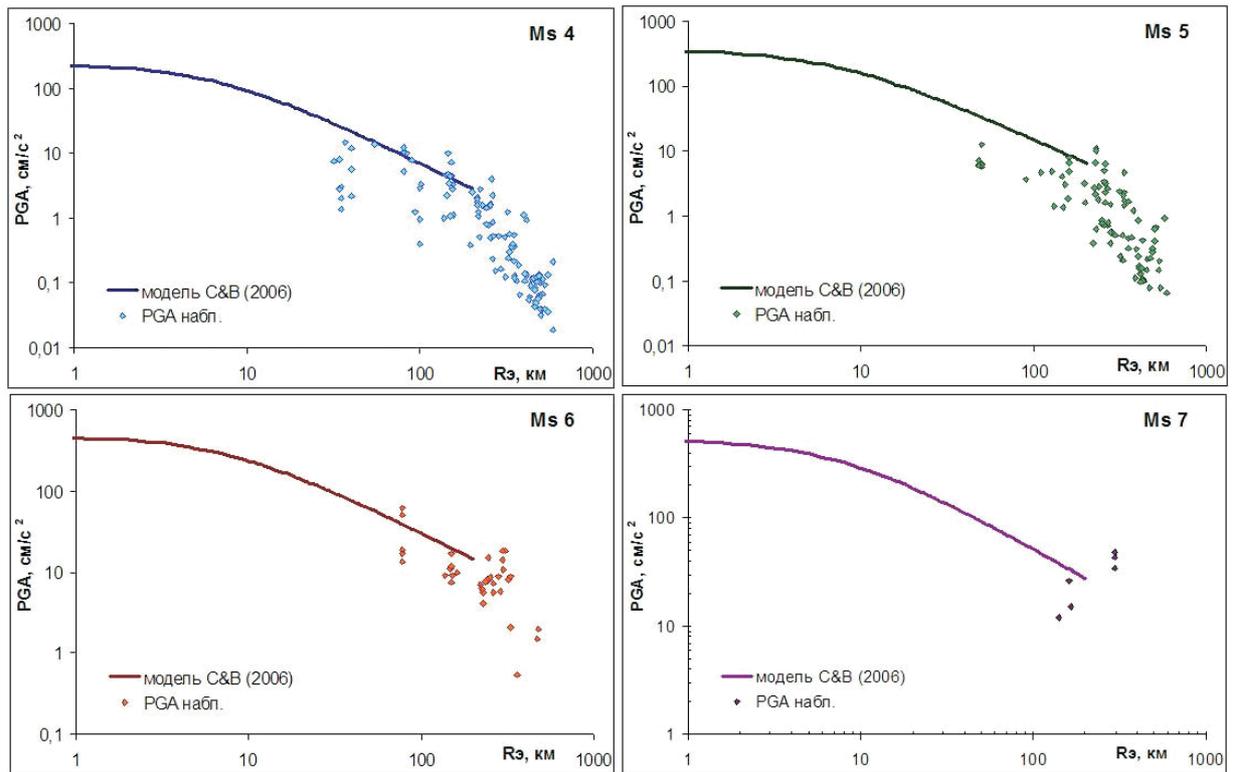


Рис. 2. Модель затухания PGA Campbell и Vozorgnia (2006) для II категории грунта по СНиП РК и взбросового механизма очага вместе с соответствующими наблюдаемыми данными

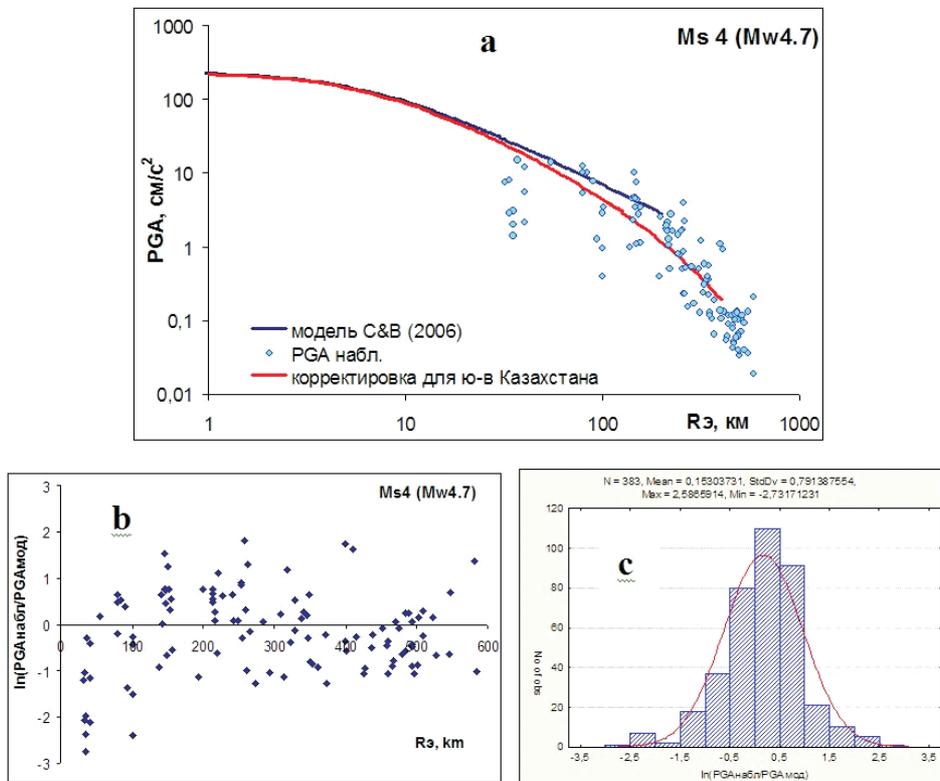


Рис. 3. а - Модель для магнитудной группы Ms4 после внесения корректировки, б - распределение остатков, с - гистограмма остатков

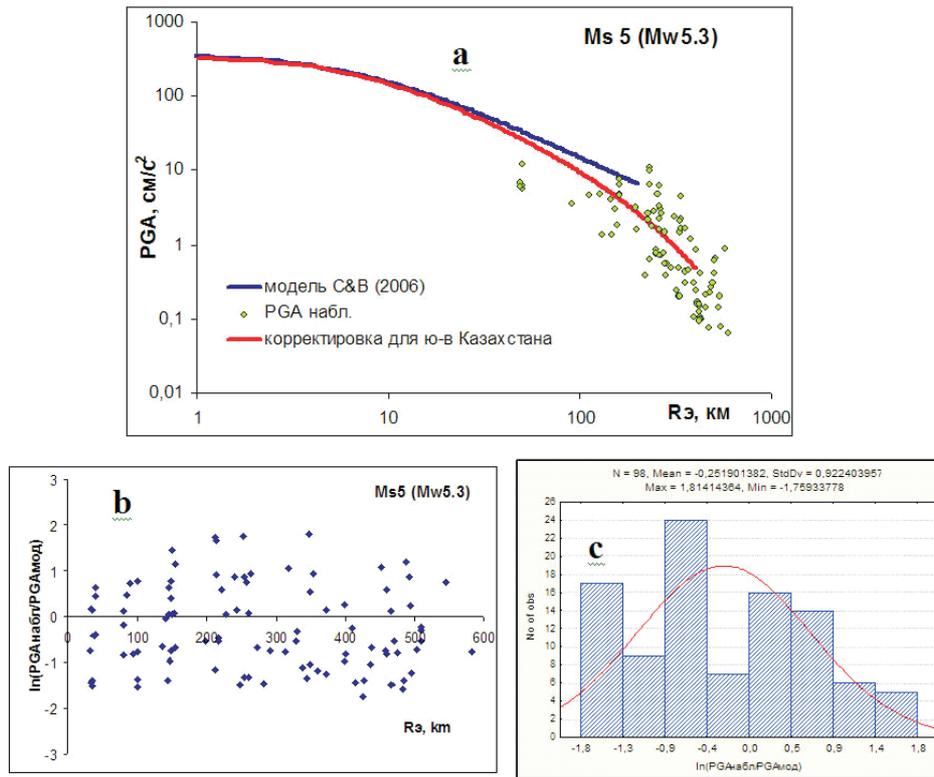


Рис. 4. а - Модель для магнитудной группы Ms5 после внесения корректировки, б - распределение остатков, с - гистограмма остатков

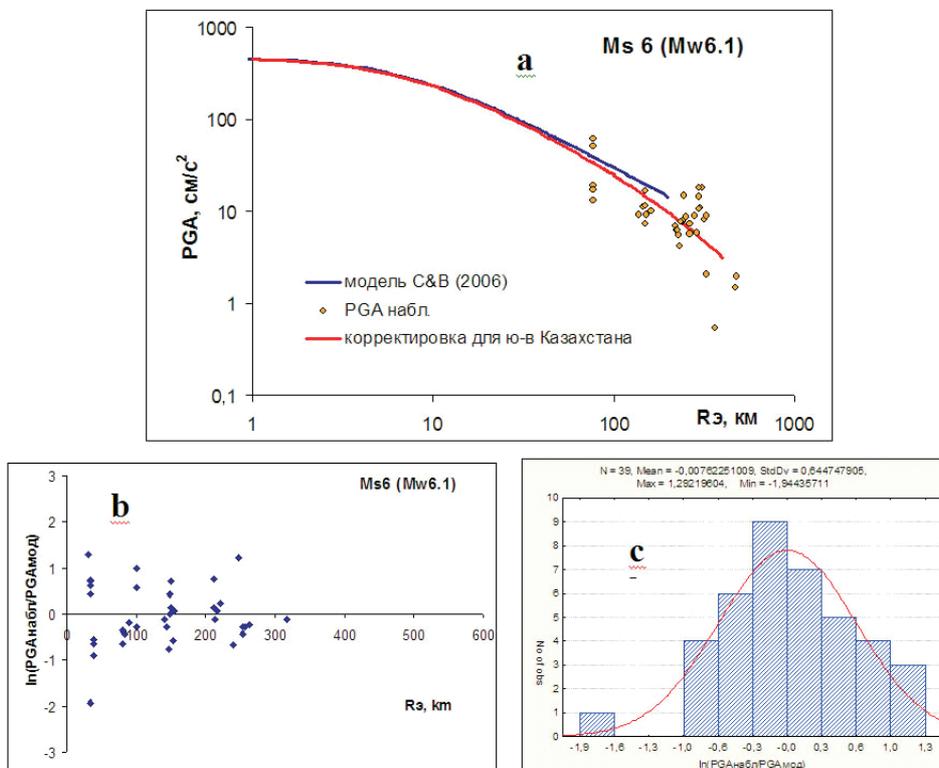


Рис. 5. а - Модель для магнитудной группы Ms6 после внесения корректировки, б - распределение остатков, с - гистограмма остатков

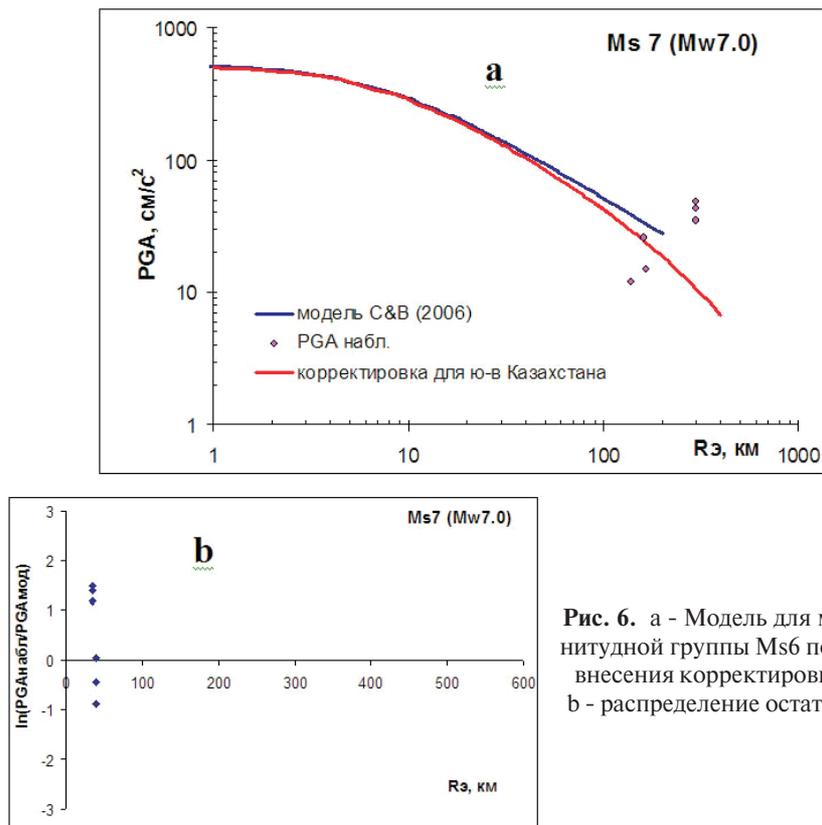


Рис. 6. а - Модель для магнитудной группы Ms6 после внесения корректировки, б - распределение остатков

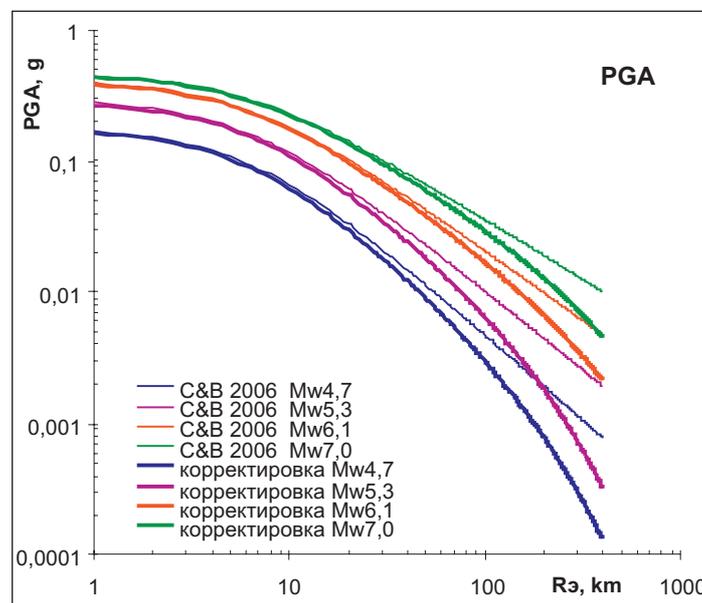


Рис. 7. Скорректированная модель затухания PGA Campbell и Bozorgnia (2006) для фундамента

а также использовавшиеся при моделировании распределения и гистограммы остатков (разностей натуральных логарифмов наблюдаемых и модельных данных).

Как видно из рис.4 распределение остатков

для магнитудной группы Ms5 плохо подчиняется закону Пуассона, что важно для определения стандартного отклонения. Но поскольку в данном случае мы не получаем собственную модель затухания, основываясь только на региональных

данных, а адаптируем для рассматриваемого района уже существующую модель, то стандартное отклонение взято в соответствии с исходной зависимостью Campbell и Bozorgnia (2006).

Если согласно принятому подходу и действующим строительным нормам оценка сейсмической опасности в Казахстане ведется для средней (II) категории грунта по сейсмическим свойствам, то в мировой практике расчеты, как правило, проводятся сначала для уровня фундамента (I категория по СНиП РК) без учета влияния осадочного чехла, а затем учитывается влияние грунтовых условий. На рис. 7 представлена скорректированная нами модель затухания PGA Campbell и Bozorgnia для фундамента.

Представленный подход дает более простую

и на настоящий момент более надежную схему получения зависимости затухания для региона с недостаточным количеством данных во всем диапазоне эпицентральных расстояний и магнитуд. В то же время сформированная база данных уже позволяет получить и независимые модели затухания PGA и PGV для региона методом регрессионного анализа. Исключением остается участок ближней зоны, в которой уровень и характер затухания пиковых параметров движений грунта для юга и юго-востока Казахстана должен моделироваться с учетом мирового опыта накопленного для неглубоких коровых землетрясений в тектонически активных районах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Campbell, K.W., and Y. Bozorgnia . Campbell-Bozorgnia NGA Empirical Ground Motion Model for the Average Horizontal Component of PGA, PGV, PGD and SA at Selected Spectral Periods Ranging from 0.01-10.0 Seconds // NGA Special Volume of Earthquake Spectra. 2006. 97 p.
2. Строительство в сейсмических районах. СНиП РК 2.03-30-2006. Алматы, 2006. 80 с.

УДК 550.84(574)

Л. В. КОМАШКО¹, Л. Г. МАРЧЕНКО²

ЭЛЕКТРОННО-МИКРОСКОПИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОБРАЗЦОВ СУЛЬФИДНО-ВКРАПЛЕННЫХ ШУНГИТСОДЕРЖАЩИХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЙ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ «ЧЕРНОСЛАНЦЕВОГО» ТИПА КАЗАХСТАНА

«Қара тактатасты» типті асыл металдар кенорындардары кендерінен сульфидтердің және көміртекті заттарына электронды-микроскопты зерттеулер жүргізілген. Асыл және басқа металдар наноминералдарын анықтау әдістемесі жетілдірілген.

Проведены электронно-микроскопические исследования сульфидов и углеродистого вещества из руд месторождений благородных металлов «черносланцевого» типа. Отработана методика определения наноминералов благородных и других металлов.

Electron-microscopic researches of sulfides and carbonaceous substance from ores of deposits of precious metals «black schist» type are carried out. The definition technique nano minerals precious and other metals are fulfilled.

Нами выявлено большое разнообразие нано- и микроструктурированных форм (нанотрубки, фуллерено- и графеноподобные частицы), развитых в рудах, имеющих большое сходство с искусственно-выращенными формами.

Обычно для производства углеродистых нанотрубок использовался метод химического разложения пара. Международная группа ученых продемонстрировала новый метод выращивания углеродистых и металлических нанотрубок, основанный на твердотельной поверхностной диффузии [1].

Углеродистые нанотрубки (УНТ) создавали вводом атомов углерода в тело наночастицы каталитически активного металла (Fe, Co, Ni, FeCo), а затем облучали быстрыми электронами при 600°C. Растущая УНТ соединена с металлическим кристаллом ковалентными прочнейшими связями.

В тонкодисперсных рудах месторождений благородных металлов Бакырчинского рудного района нами встречены нанотрубки полые и заполненные, сферические и ограненные, однослойные и многослойные, уплотненные, плотные (непрозрачные). Округлые или сферические, заполненные чистым металлом — «самородные» обычно непрозрачные, а заполненные наномине-

ралами сульфидов, арсенидов, сульфосолей, карбидов, оксидов — полупрозрачные и прозрачные [3], Нанотрубки встречены в нанослоях золотоносных сульфидов (рис. 1) (арсенопиритов и пиритов) и в среде твердого углеродистого вещества (шунгита), находящегося в тесной парагенной ассоциации с сульфидами.

Израильские ученые Центра Наноразмерных минералов [2] демонстрируют методы получения и практического применения нанотрубок на основе дисульфидов молибдена и вольфрама, а именно — получение **неорганических** нанотрубок и фуллереноподобных частиц из двумерных слоистых соединений.

Дисульфиды вольфрама и молибдена (WS_2 , MoS_2) обладают слоистой структурой, напоминающей структуру графита.

Процесс трансформации триоксида молибдена или вольфрама в нанотрубулярные и фуллереноподобные структуры происходит при взаимодействии с сероводородом. С течением времени частицы триоксида вольфрама сначала покрываются слоем дисульфидов, а затем вещество диффундирует внутрь и, постепенно, с развитием граней или без них на форме получается **слоистое** фуллереноподобное или нанотрубулярное об-

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

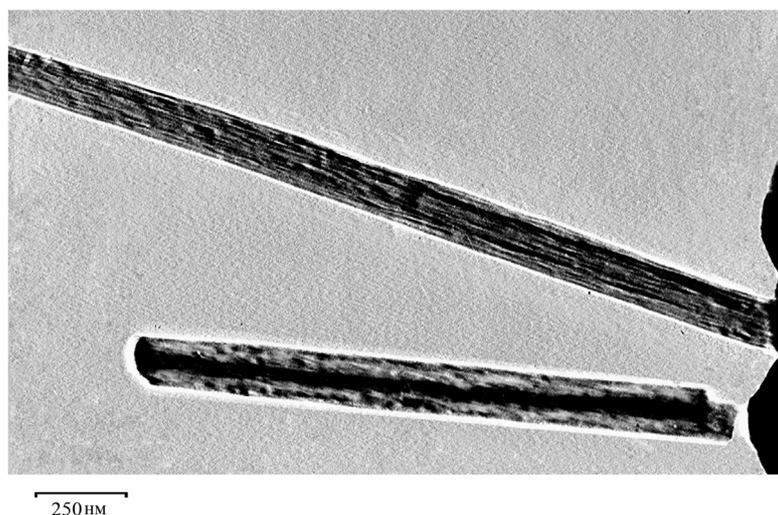


Рис. 1. Нанотрубки

Две нанотрубки, игольчатые нанокристаллы с гранями, размером до 100 нм, с уплотнениями вдоль оси удлинения 5 нм, заполненные биллингслеитом – Ag_7AsS_6 -(ASTM,11-1334) и сперрилитом – $PtAs_2$ -(ASTM,9-842), из нанослоя пирита. Месторождение Бакырчик

разование. То есть, получается наноструктурированный объект, формирование которого обусловлено **самопроизвольным замыканием краев слоев WS_2** . Конечный результат – многослойная «матрешка» (рис. 2 а, б) или вытянутая нанотрубка.

Нановещество, представленное разновидностями с фуллереноподобными структурами встречено нами в нанослое НФ пентагондодекаэдрического золотоносного пирита месторождения Бакырчик (рис. 2 в, г.) наночастицами петровскаита - $AgAuS$ - (ASTM-29-842); из нанослоя пирита Бакырчик.

Обычно такие наночастицы имеют вид наноструктурированных кристаллов с шести-пятигранным очертанием. Ограниченные разности имеют размерности с большим диапазоном – от первых нанометров до 100 и более

Встречаются они в НФ как пиритов, так и арсенопиритов. Неограниченные – сферические полупрозрачные разности с фуллереноподобной структурой чаще встречаются в нанослое НФ арсенопирита и среди шунгита из рудной зоны месторождения Бакырчик (рис. 3). Сферические наночастицы непрозрачные широко развиты в ассоциации с шунгитом рудной зоны месторождений Большевик и Бакырчик с разнообразием наноминералов: сульфиды, арсенопириты, сульфосоли, карбиды благородных, редких и рассеянных элементов

Написание данной статьи продиктовано вопросами:

1-каким образом удалось исследовать на обычном просвечивающем электронном микроскопе ряд «экзотических» наноразмерных минералов, содержащих золото, платиноиды и редкоземельные элементы?

2-какими методиками пользовались авторы?

Методика состоит в том, что тщательно подбирался материал для исследования: выделялись мономинеральные фракции под бинокляром (пирит-пентагондодекаэдрического строения, арсенопирит – призматический, игольчатый), углеродсодержащие пробы очищались по методике Э.А. Развозжаевой). Образцы истирались в агатовой ступке. В поле зрения попадали мелкие частицы, «налипшие» на мономинералы и высвобождались включения из этих минералов. Эти тонкие порошки в сухом растертом виде наносились на коллодиевую пленку-подложку. Плотно (через бумагу) путем несильного надавливания приминались, затем постукиванием о пинцет из препарата убирались (стряхивались) более крупные и тяжелые частицы, а тонкий мелкий материал оставался на коллодиевой пленке-подложке и исследовался. При просмотре на просвет в электронном микроскопе ЭМ-125 К снималось много микрофракционных картин от различных скоплений «мелких» и «крупных» частиц, которые представляли собой смеси различных фаз, несмотря на аналогию в морфологии. Обычно такие микрофракционные картины содержат большой набор рефлексов в ши-

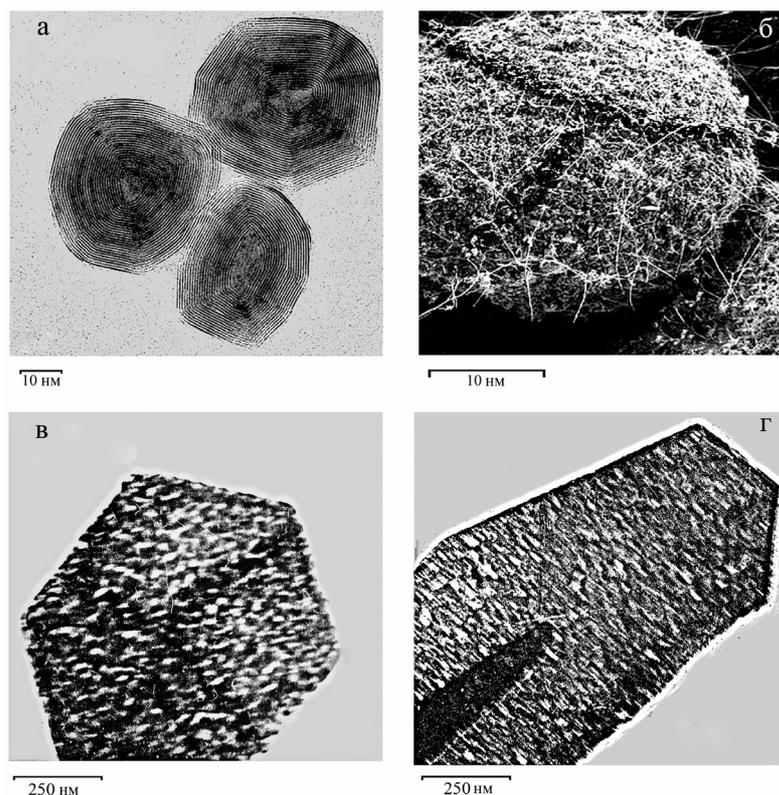


Рис. 2. Наночастицы с фуллереноподобной структурой (а, б – искусственные, в, г – природные):
 а – фуллереноподобные частицы MoS_2 [A. Zak, R. Popovitz, J. Am. Chem. Soc., 122, 1008 (2000)];
 б – «агломерат» нанотрубок WS_2 собранные в сферический нанокристалл с фуллереноподобной структурой [A. Mardolin, R. Posentsveig, A. Alb-Yaron, R. Popovitz, R. Tenne, Chem. Mater., 14, 471 (2002)];
 в – наноструктурированный кристалл с фуллереноподобной многогранной структурой, заполненный полупрозрачными наночастицами размером 5-15 нм, представленный петровскитом – AgAuS (ASTM-19-1146);
 г – наноструктурированный кристалл с фуллереноподобной структурой перерастающий в ограниченную нанотрубку

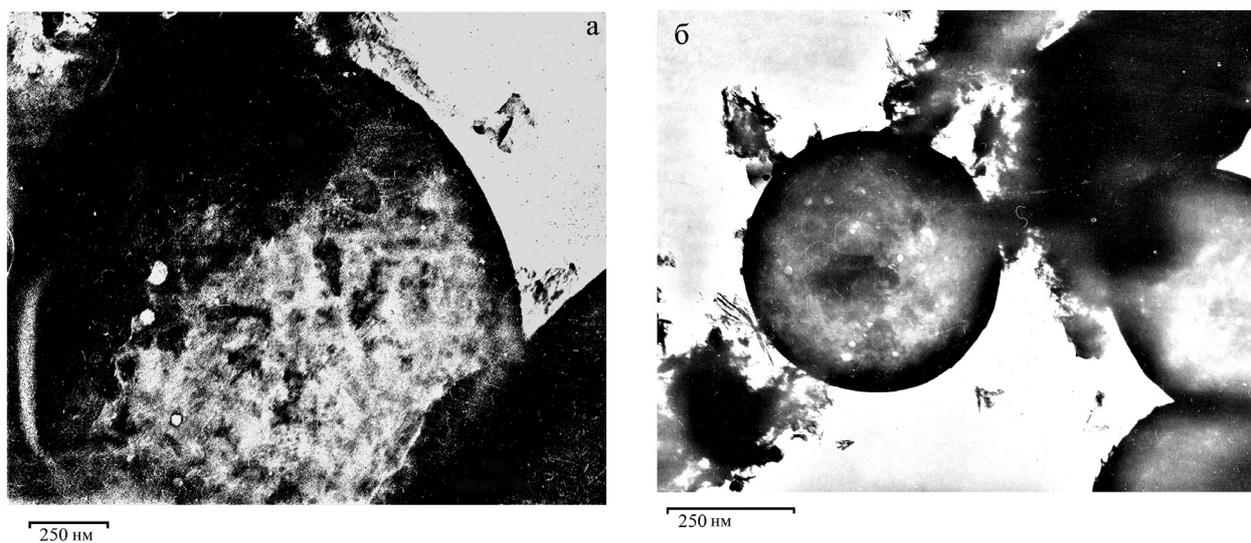


Рис.3. Сферическая фуллереноподобная структура из рудного шунгита. Месторождение Бақырчик. Сферические нанокристаллы, заполненные большим разнообразием наноминералов: аргентопирит: AgFe_2S_3 , WS_2 , LiWO_4 , CaWO_4 , MoC , KC_8 и другие

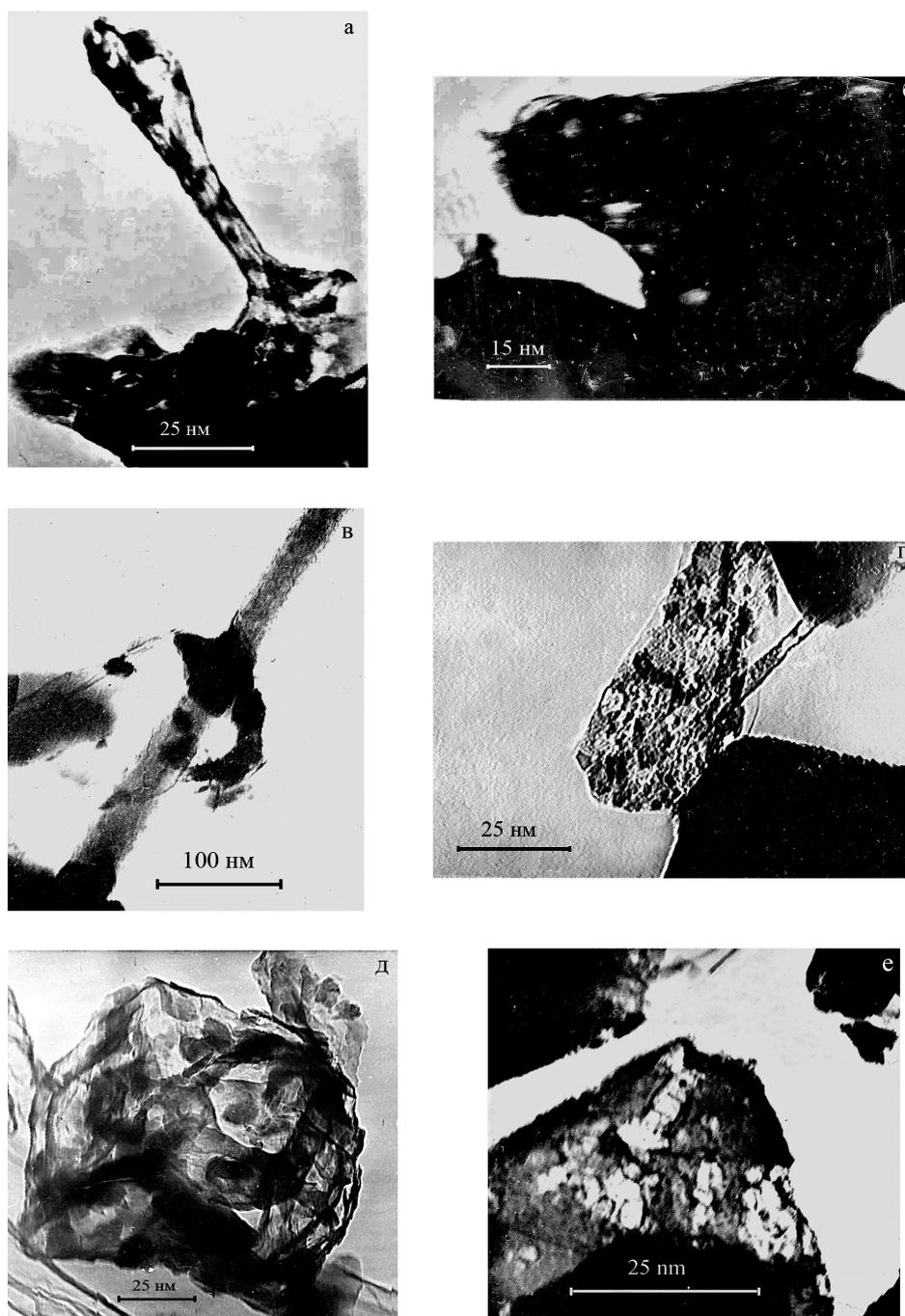


Рис. 4. Различные наноструктуры, заполненные углеродом и минералами [4]

роком диапазоне межплоскостных расстояний, что позволяет проводить поиск фаз, поэтапно проверяя параметры межплоскостных расстояний по мере их убывания. Действительно, в одну дифракционную картину укладывается несколько фаз практически не содержащих одинаковых значений межплоскостных расстояний. Поиск проводился по стандартным таблицам ASTM (1986 г.) по восьми линиям. В расчет брались совпадения

по семи, шести, пяти линиям. Четыре линии были в редких случаях, когда дифракционная картина содержала мало рефлексов или важным был первый, максимальный по величине рефлекс. Для примера приводятся таблицы для рис. 5.

Считаем, что необходимо отметить важное, на наш взгляд, наблюдение, касающееся разнообразия морфологических форм чешуйчатых углеродных модификаций: от мелких тончайших

Таблица **Наборы межплоскостных расстояний наноромных минералов**

№ п/п	Формула минерала	Название минерала	Межплоскостные расстояния, А		№ карточки ASTM
			Расчетные	Стандартные по 8 линиям	
1	2	3	4	5	6
Образец 3018 № негатива 58 к рис. 5 а					
1	AgHgAsS ₂	Laffitiite	4,07; 3,59; 3,24; 3,08; 3,05; 2,91; 2,77; 2,54; 2,44; 2,18; 2,03; 1,97; 1,88; 1,79; 1,695; 1,52; 1,2	3,63; 3,51; 3,2; 3,02; 2,69; 2,14; 1,9; 1,89	35-566
2	AgAuS	Petrovskite		2,9; 2,51; 2,04; 1,77; 1,51; 1,45; 0,0	26-78
3	Pd₃Si			2,71; 2,52; 2,39; 2,29; 2,27; 2,16; 2,12; 1,89	36-932
4	(Cu,Fe)₁₂As₂S₁₁	Tonnantite		2,94; 2,55; 2,4; 1,99; 1,8; 1,54; 1,17; 1,04	11-102
5	KHCO₄			3,58; 2,91; 2,77; 2,58; 2,0; 1,82; 1,77; 1,73	22-1222
6	MoC			2,74; 2,54; 2,47; 2,09; 1,86; 1,66; 1,29	6-546
7	PtEuSi₂			2,91; 2,06; 1,88; 1,77; 1,60; 1,45; 1,43; 1,26	31-948
8	Ir₄NdB₄			3,20; 2,59; 2,41; 2,23; 1,92; 1,87; 1,57; 1,42	35-1028
9	PrO			2,91; 2,52; 1,78; 1,52; 1,45; 1,23; 1,15; 1,13	33-1076
10	AgInTe₂			3,58; 2,20; 1,88; 1,56; 1,43; 1,27; 1,22; 0,0	23-638
Образец 3018 № негатива 66 к рис. 5 б					
11	AlPd		3,08; 2,90; 2,65; 2,54; 2,45; 2,28;	3,05; 2,16; 1,76; 1,53; 1,25; 1,08; 1,02; 0,96	6-626
12	PdAs₂		2,12; 1,97; 1,81; 1,74; 1,69; 1,60;	3,01; 2,69; 2,48; 2,11; 1,80; 1,60; 1,22; 1,15	3-1194
13	PdCoO₂		1,56; 1,43; 1,33; 1,20; 1,15 1,09; 0,94; 0,87; 0,81	2,96; 2,43; 2,36; 2,15; 1,64; 1,44; 1,28	27-1326
14	PdO	Giraiidite		2,67; 2,64; 2,15; 1,67; 1,52; 1,34; 1,32; 1,08	6-515
15	(Cu,Zn,Ag)₁₂ (As,Sb)₄(Se,S)₁₃			3,05; 2,83; 2,50; 2,08; 1,93; 1,87; 1,71; 1,59	35-525
16	Pd₂SnCu	Cabniite		2,29; 2,17; 1,81; 1,43; 1,23; 1,22 1,18; 1,09	37-418
17	Cu₆ErS₉			2,95; 2,25; 1,94; 1,76; 1,25; 1,21; 1,18; 1,17	19-460
18	NdPdO₇			3,01; 2,87; 2,86; 2,80; 2,14; 2,08; 1,97; 1,68	20-768
19	AlOs			3,01; 2,13; 1,74; 1,50; 1,34; 1,23; 0,95; 0,91	29-4

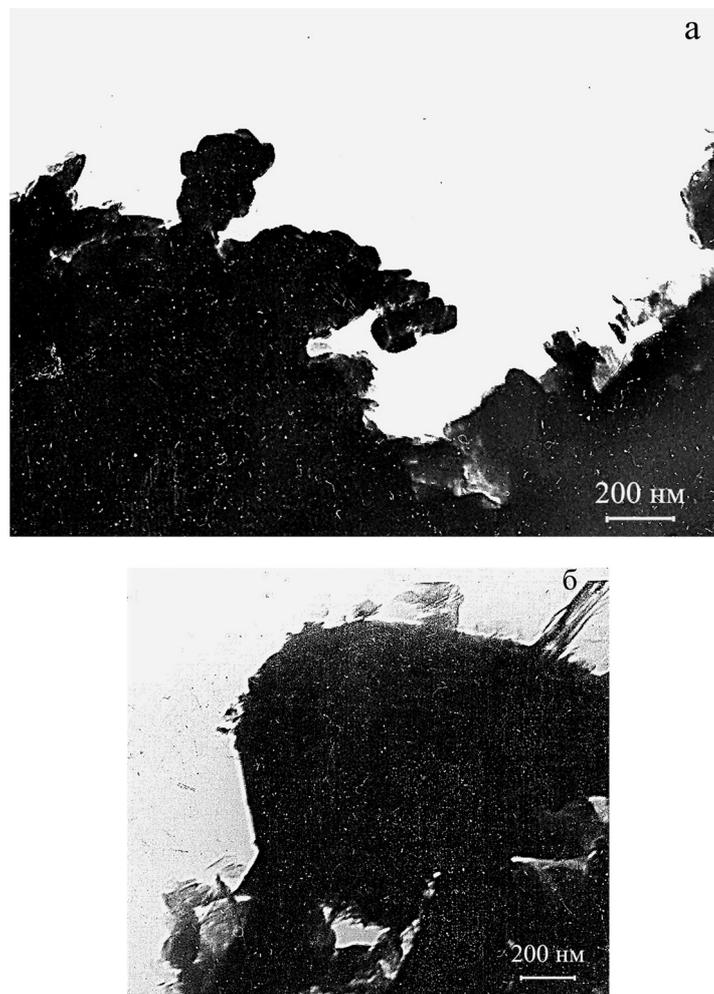


Рис. 5. Наноструктурированные формы, несущие наноминералы благородных и редкоземельных металлов.

Богатые руды месторождения Кварцитовые Горки. Микрофото на просвет

а – Агрегат из плотных фуллереноподобных частиц с признаками гексагональной огранки, размером 30–40 нм. Агрегат плотно сросся с чешуйчатым углеродистым материалом. МДК представлена большим набором рефлексов и может быть отнесена к смеси фаз: AgHgAsS_2 (ASTM 35-566) – Laffitiite, AgAuS (ASTM 26-78) – Petrovskite, Pd_3Si (ASTM 36-932), $(\text{CuF})_{12}\text{As}_2\text{S}_{11}$ (ASTM 11-102) – Tennantite, PrO (ASTM 33-1076), PtEuSi_2 (ASTM 31-948), AgJnTe_2 ; б – Искривленный плотный агрегат с признаками гексагонального мотива огранки (фуллереноподобный) размером до 1000 нм, по краю которого наблюдаются плотные и полупрозрачные закручивающиеся чешуйчатые графеноподобные частицы размером 5–10 нм. МДК представлена набором рефлексов и может быть отнесена к смеси фаз: PdAs_2 (ASTM 3-1194) и AlPd (ASTM 6-626)

(графеноподобных) до крупных плотных (графитоподобных). Отличительной чертой является их эластичность, характерная для полых нанотрубок и в то же время встречаются крупные плотные пластины, загибающиеся в конус что может быть одним из признаков шунгитсодержащих пород, в отличие от графитов. (закручивающий момент – натяжение, неравновесное состояние), (рис. 4, в,е) [4].

Особо можно отметить органическую (полимерную) форму углерода, встречающуюся в

виде полых пузырей, иногда «горящих» (меняющих форму) под пучком электронов и имеющих микродифракционную картину из малого набора широких диффузных колец (d_1 варьирует от 3,40 до 3,55). (рис.4 а, б). Встречаются более плотные, объемные сферические образования, включающие в себя мелкие плотные частицы.

Микродифракционные картины от таких объектов содержат рефлексы, соответствующие наборам фаз минералов, а так же диффузные

кольца соответствующие шунгиту, что дает основание предполагать «захват» и перенос мелких наноразмерных минеральных фаз углеродными капсулами.

По нашему мнению, мелкие плотные наночастицы минералов, не имеющих огранки, в силу своего малого размера и легко захватываемые «жидкими» фазами, являются зародышевой формой, не имеющей внешних стабильных условий для формирования крупных монокристаллов. О их присутствии можно было догадываться только по данным элементного анализа (особенно это касается минералов, содержащих редкоземельные элементы), (рис.5).

ЛИТЕРАТУРА

1. Manzo R. Terrones M. In situ nucleation of carbon nanotubes by the injection of carbon atoms into metal particles. *Nature Nanotechnology*. № 5. 2007.
2. Feldman, Lyakhovitsaya, Tenne. Inorganic nanotubes and fullerene-like particles from 2D layered compounds. *Am.Chem.Soc.*, 118, 5362, 1996; 120, 4176, 1998.
3. Марченко Л.Г. О формах и характере ассоциативности благородных металлов с редкими и рассеянными элементами на месторождениях «черносланцевого» типа в Казахстане. // *Известия НАН РК, серия геологическая*, № 6, 2008. С. 49 - 69.
4. Л. Г. Марченко, Л. В. Комашко Золото-платиновая нано-минералогия в решении проблемы комплексного освоения месторождений благородных металлов «черносланцевого» типа. *Известия НАН РК, серия геологическая*, № 3, 2009. С. 49 - 69.

УДК 550.834(574)

*Н.П. СТЕПАНЕНКО¹, Т.М. КАЙДАШ²,
Н.П. БЕЛОУСОВА³, В.В. ШЕРШНЕВ⁴*

3D P-СКОРОСТНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЛИТОСФЕРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КАЗАХСТАНА С ПРИЛЕГАЮЩИМИ ТЕРРИТОРИЯМИ

Қазақстанның орталық бөлігімен мен іргелес жатқан бөлігі литосферасының көлемді сандық Р-жылдамдықты үлгісінің сипаттамалары берілді. Үлгі терендікті сейсмикалық барлаудың бұрынғы мәліметтерін жүйелі талдап және қорыту нәтижесінде, сондай-ақ профилді сейсмикалық томографияның әдістемесімен өңделген өңірлік сейсмологиялық бақылау мәліметтерінің негізінде жасалды. Жалпы түсінік үшін үлгінің өңірлік геофизикалық негізінде сейсмикалық қауіпті бағалаудағы мүмкіндіктері жайында сызбалар жиынтығы көрсетіліп және оларға түсініктемелер келтірілді.

Дана характеристика объемной цифровой Р-скоростной модели литосферы центральной части Казахстана с прилегающими территориями. Модель разработана на основе системной переинтерпретации и обобщения ретроспективных материалов глубинных сейсмических зондирований, а также региональных сейсмологических наблюдений, обработанных по методике профильной сейсмической томографии. Приводится описание и иллюстрации в виде набора схем, позволяющих получить общее представление о возможностях модели как региональной геофизической основы оценки сейсмической опасности.

For the lithosphere of the central part of Kazakhstan and the adjacent territory, the characteristic of the digital P-velocity model is presented. The model is developed on the base of both, the systematic re-interpretation and synthesis of historical materials of deep seismic soundings, and regional seismological observations as well, which were processed by the method of the profile seismic tomography. The description and illustrations are given in the form of a set of schemes that provide a general view on the possibilities of the model as the regional geophysical basis for seismic hazard assessment.

Территория Казахстана входит в систему сейсмоактивных поясов Евразии и характеризуется интенсивными геодинамическими процессами, одним из проявлений которых являются сейсмические события. Общеизвестно, что региональная геофизика является основным источником информации для выделения сейсмогенерирующих зон и количественной оценки физических условий подготовки в них сейсмических процессов. Одной из составных частей геофизической основы геодинамического районирования литосферы являются данные, характеризующие внутреннюю структуру земной коры и верхней мантии с помощью часто употребляемого в геофизике параметра — скорости распространения продольных волн.

В основном результаты интерпретации глубинных геофизических исследований представляются в виде двумерных скоростных моделей, по которым затруднительно судить о морфоло-

гии выделенных структур, что снижает тектоническую информативность таких моделей, не позволяет получить объективные признаки для реконструкции геодинамических процессов. Повышение их информативности достигается за счет создания объемных параметрических моделей земной коры и тектоносферы в целом [9, 16]. Тем самым открываются возможности изучения внутренней структуры среды в трехмерном пространстве.

Исходной информацией для формирования обобщенных Р-скоростных моделей по региональным профилям, расположенным в центральной части Казахстана с прилегающими территориями Узбекистана и Туркмении явились материалы, полученные в период с 1959 по 2011 годы. Из них наиболее весомы по полноте и информативности первичные материалы (годографы). Менее информативные, но достаточные для разработки скоростных моделей по профилям в изо-

¹⁻⁴ Казахстан, 050060, г. Алматы, пр. Аль-Фараби, 75а, Институт сейсмологии МОН РК.

линиях с привлечением дополнительных источников, явились работы, содержащие значения граничных и пластовых скоростей. Кроме того, были использованы данные о строении и стратификации осадочного чехла и консолидированной коры исследуемых регионов, которая, в сочетании с результатами обобщений, позволила восполнить дефицит опорных сейсмических данных в межпрофильном пространстве. Наиболее представительны, по количеству региональных профилей и детальности систем наблюдений на них, фондовые материалы Казгеофизтреста (Алматы), ВНИИГеофизики, центра ГЕОН (Москва) и опубликованные [2, 3, 4, 10, 14].

Однако достижение поставленной цели выявления глубинных геофизических критериев картирования сейсмогенерирующих зон, концентрирующихся преимущественно в пределах трудноосваиваемых наземной геофизикой орогенов, оказалось невозможным только по данным глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ) и метода обменных волн землетрясений (МОВЗ), полученным в основном на территориях с равнинным рельефом. Существуют регионы, где не проводились исследования по глубинному сейсмическому зондированию или это невозможно сделать из-за сложности рельефа, например, в высокогорных областях Северного и Южного Тянь-Шаня. Здесь при нулевой перспективе глубинного сейсмического зондирования выходом стало использование материалов региональных сейсмологических наблюдений. В этом случае для получения скоростных разрезов применялась методика профильной сейсмической томографии, основанная на обработке данных о вступлении продольных волн, регистрируемых от местных землетрясений [15].

В результате совместной обработки материалов глубинных сейсмических зондирований тремя модификациями (ГСЗ, ГСЗ-МОВЗ, профильная томография) получены двумерные Р-скоростные модели земной коры и верхней мантии по достаточно густой сети многократно пересекающихся геотраверсов различной ориентировки, проходящих через Центральные Каракумы, Заунгузские Каракумы, Амударьинскую и Сырдарьинскую впадины, Туранскую низменность, северо-западные отроги Южного Тянь-Шаня, западную периферию Казахского щита, что соответствует территории примерно от 37°N до 49°N и от 58°E до 68°E. Все данные о скоростных характеристиках коры и верхней мантии по геотра-

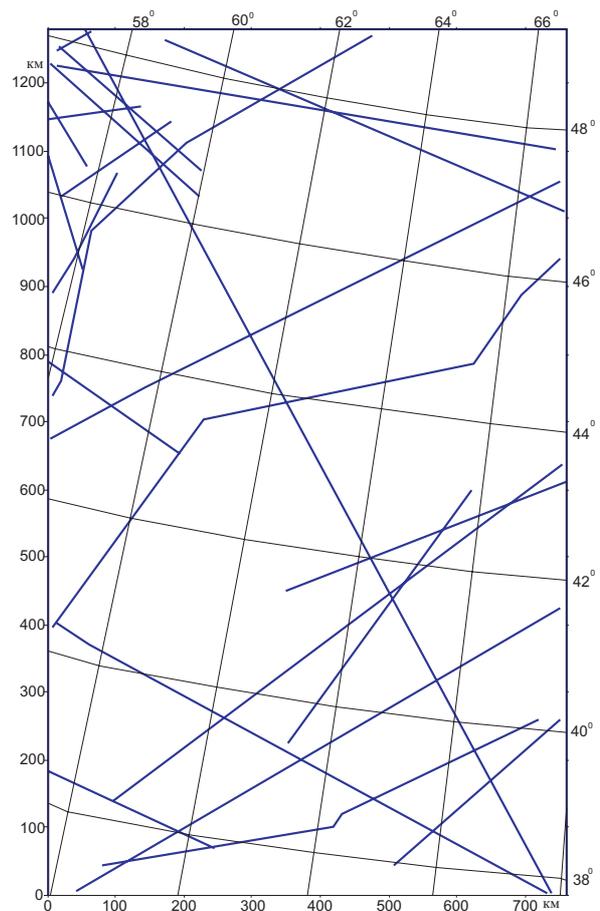


Рис. 1. Схема профилей глубинных сейсмических наблюдений и сейсмической томографии, являющихся экспериментальной геофизической основой объемного моделирования литосферы центральной части Казахстана с прилегающими территориями

версам собраны в специальную структуру, называемую кубом, с равномерным распределением значений скоростей продольных волн V_p в узлах прямоугольной сетки с шагом 20×20 км по латерали и 2 км по вертикали. Размеры модели — запад-восток — 760 км, юг-север — 1280 км, глубина — 70 км (рис. 1). При моделировании применен алгоритм аппроксимации исходных значений V_p по профилям с использованием стандартного программного средства SURFER, широко применяемого при картографическом отображении геофизических полей. Созданная таким образом объемная Р-скоростная модель, в зависимости от решаемых задач, может быть представлена в виде срезов на различных гипсометрических уровнях, разрезов в любом требуемом направлении или набором структурных схем характерных скоростных уровней и мощности слоев

между ними. Предпочтительным является такое представление, которое позволяет наилучшим образом проследить изменение скоростной структуры исследуемой среды по глубине или по латерали на фиксированных гипсометрических уровнях.

Наиболее информативными, с позиций возможности выявления контрастных внутрикоровых неоднородностей, влияющих на формирование пространственного режима сейсмичности, являются структурные схемы рельефа Р-скоростных уровней, составленные с интервалом 0,4 км/с для значений V_p от 5,6 км/с до 7,2 км/с, охватывающих весь диапазон консолидированной коры и верхней мантии (скоростной уровень 8,0 км/с). Важнейшими из последних, имеющими непосредственное отношение к задачам геодинамического и тектонического районирования литосферы, являются мощность осадочного чехла (ограничена снизу скоростным уровнем 5,6 км/с, являющимся подошвой гранито-гнейсового комплекса), кровля гранулитогнейсового (базитового) комплекса консолидированной коры (скоростной уровень 6,4 км/с), кровля гранулит-базитового (ультрабазитового) комплекса консолидированной коры (скоростной уровень 6,8 км/с), мощности слоя коромантийной смеси (между скоростным уровнем 7,2 км/с и подошвой коры М) и активной мантии (между подошвой коры М и скоростным уровнем 8,0 км/с) [17]. Ниже приводится описание и иллюстрации в виде набора схем, позволяющих получить общее представление о возможностях объемной Р-скоростной модели как региональной геофизической основы оценки сейсмической опасности центральной части Казахстана с сопредельными территориями.

Структурная схема скоростного уровня 5,6 км/с (рис. 2) выбрана как наиболее соответствующая границе раздела между осадочным (карбонатным или терригенным) палеозоем, который в условиях исследуемого региона условно включен в состав платформенного чехла, и вулканогенно-метаморфическим палеозоем, который относится к гранито-гнейсовому (сиалическому) слою консолидированной коры. При этом структурную схему скоростного уровня 5,6 км/с можно рассматривать как схему мощности верхнего осадочного слоя земной коры, поскольку разрез сверху начинается от нулевого гипсометрического уровня. По максимальным значениям изоhips-схема достаточно объективно отображает

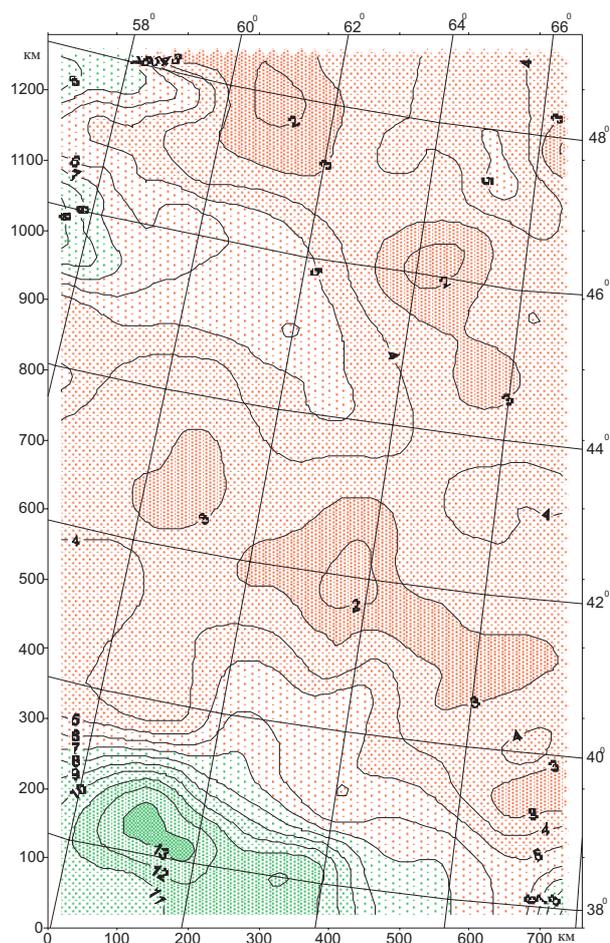


Рис. 2. Структурная схема Р-скоростного уровня 5,6 км/с (кровля гранито-гнейсового слоя консолидированной коры, мощность платформенного чехла) центральной части Казахстана с прилегающими территориями

области наибольшего погружения подошвы осадочного чехла в пределах Амударьинской впадины. Здесь его мощность составляет более 13 км, структура изолиний скорости 5,6 км/с хорошо выделяет зону распространения Репетекского прогиба, относящегося к южной окраине Центральных Каракумов, Предкопетдагского и Башкентского прогибов. В зоне Шалкарского прогиба, расположенного в северо-западной части платформы, отмечен еще один значительный максимум погружения чехла (более 8 км). В центральной части модели изолинии 2-4 км четко оконтуривают структуру Кызылкумского свода. В той части территории, к которой относится зона распространения Южно-Тянь-Шаньской геосинклинальной системы, мощность осадочного чехла варьирует в пределах 3-5 км. Изолинии северо-западного простираения соответствуют положе-

нию основных хребтов и межгорных впадин, относящихся к этой горной системе. Понижение подошвы осадочного чехла на глубину более 5 км отмечено в Южно-Аральской, Айдарской впадинах, на юго-восточной периферии Приаральских Каракумов (более 5 км), расположенных на северо-востоке планшета. Напротив, в областях, относящихся к сводам и поднятиям (Жусалинский свод, Северо-Аральское поднятие) мощность осадочного чехла минимальна (менее 2 км). В центральной части модели, охватывающей пустыню Кызылкум, мощность чехла также достигает минимума (менее 2 км).

В целом, дифференциация значений мощности осадочного чехла в пределах территории, охваченной объемным Р-скоростным моделированием, подтверждает общепринятое представление об увеличении его мощности во впадинах и минимальных значениях на сводах и поднятиях. По характеру изогипс скоростного уровня 5,6 км/с выделяются основные тектонические структуры, относящиеся к исследуемому региону. На всей территории схема дает объективную, для регионального уровня, структуру подошвы платформенного чехла.

Структурная схема скоростного уровня 6,4 км/с (рис. 3) отображает кровлю базитового комплекса консолидированной коры, которая сильно заглублена в пределах Репетекского прогиба (более 32 км), Багабжинско-Чарджоуской впадины (36 км). В области горной системы Южного Тянь-Шаня наибольшее погружение скоростного уровня 6,4 км/с (более 36 км) отмечено в районе Чиркачинского хребта. При этом характер изолиний хорошо совпадает с пространственным положением названных структур. Понижение уровня кровли базитового комплекса отмечено также в Южно-Аральском прогибе, впадине Мынвудак, относящейся к Центральной части Кызылкумов, Жумагульской (до 32 км), Айдаркульской (более 40 км) впадинам. Повышенное гипсометрическое положение наблюдается на поднятиях – Бельтауском, Кзылординском (до 8 км), Шалкарском и Северо-Аральском (до 12 км).

Структурная схема скоростного уровня 6,8 км/с (рис. 4) отображает кровлю ультрабазитового комплекса консолидированной коры, максимальное заглубление которой наблюдается в северо-западной части исследуемой территории на восточной периферии Мугоджар, в акватории Аральского моря (Западно-Аральский прогиб),

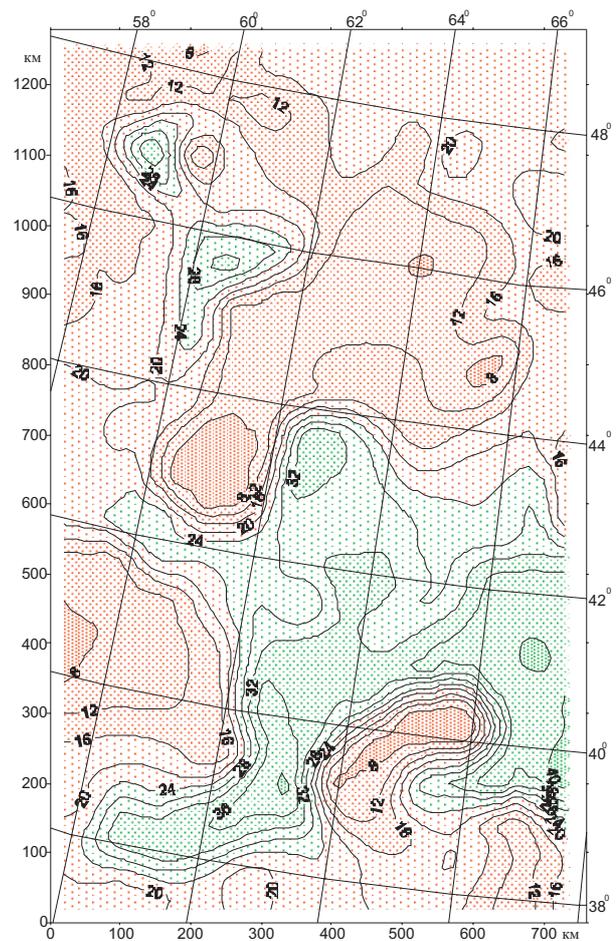


Рис. 3. Структурная схема Р-скоростного уровня 6,4 км/с (кровля гранулитогнейсового слоя консолидированной коры) центральной части Казахстана прилегающими территориями

в Амударьинской впадине, в области сочленения хребтов Каратау и Актау Южного Тянь-Шаня. Здесь глубина погружения кровли ультрабазитового комплекса составляет 34–42 км. Минимальное заглубление характерно для Центрально-Каракумского свода (менее 14 км), относящегося к Центральным Каракумам, Жусалинского свода (22 км), принадлежащего северо-восточной окраине Туранской низменности и локального участка на Северо-Аральском поднятии (22 км). Как и на описанных выше структурных схемах, на схеме кровли ультрабазитового комплекса выделяются тектонические структуры, относящиеся к нижней части земной коры.

Структурные схемы мощностей слоев коромантийной смеси (между скоростным уровнем 7,2 км/с и подошвой коры) и активной мантии (между подошвой коры и скоростным уровнем 8,0 км/с). Среди материалов о внутренней струк-

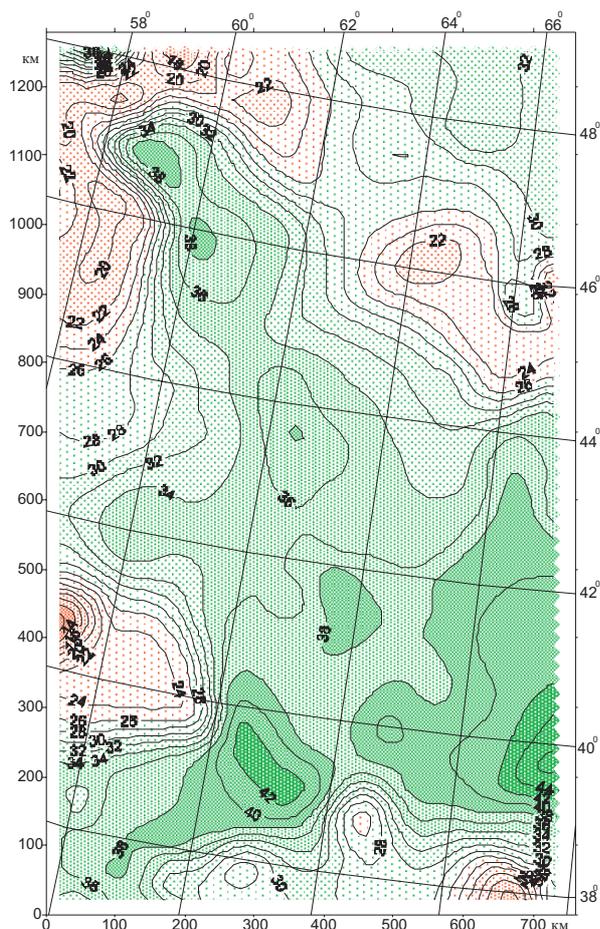


Рис. 4. Структурная схема Р-скоростного уровня 6,8 км/с (кровля гранулит-базитового слоя консолидированной коры) центральной части Казахстана с прилегающими территориями

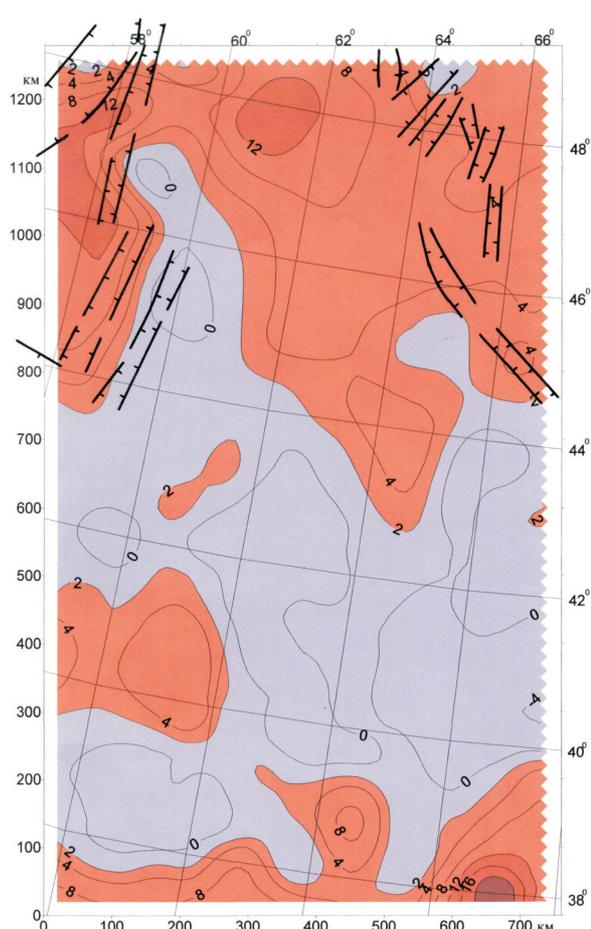


Рис. 5. Схема мощности коромантийной смеси (между Р-скоростным уровнем 7,2 км/с и подошвой коры М) центральной части Казахстана с прилегающими территориями. Утолщенными линиями обозначены рифтовые зоны

туре литосферы при геодинамическом моделировании особо важное значение имеют данные о ее приподошвенной части: выше и ниже поверхности М (подошвы земной коры). Структурные схемы скоростного уровня 7,2 км/с и 8,0 км/с связаны соответственно с областями распространения коромантийной смеси и активной мантии на приподошвенных гипсометрических уровнях коры, но не обеспечивают их локализацию (оконтуривание). В этом смысле существенно более информативны схемы мощности слоев коромантийной смеси и активной мантии.

Для уточнения генетической интерпретации участков литосферы, аномальных по наличию коромантийной смеси и активной мантии составлены схемы их мощности (рис. 5, 6), которые совмещены с положением разновозрастных бассейнообразующих рифтовых зон и очагов землетрясений соответственно.

В пределах исследуемого региона (рис. 5) аномально повышенной мощностью коромантийной смеси характеризуются зоны Западно-Аральского прогиба (северное окончание плато Устюрт), Северо-Аральского поднятия, относящихся к Зауральскому плато (более 12 км), южной окраины Амударьинской впадины (10 км) и зоны сочленения хребтов Нугинтау и Чакчар Южного Тянь-Шаня (до 22 км). При совмещении схемы мощности коромантийной смеси с картой очагов землетрясений, произошедших в разное время на исследуемой территории, можно констатировать, что участки развития объемов коромантийной смеси не коррелируют с очагами сильных землетрясений. Что касается планового соотношения рифтовых зон и зон развития коромантийной смеси (рис. 5), то они совмещены в различных сочетаниях или взаимно тяготеют территориально. По этой причине наличие слоя

коромантийной смеси в низах коры можно рассматривать в качестве поискового признака зон рифтообразования – бассейнообразующих [5, 11] или рудоконтролирующих [6, 12, 13] палеорифтовых зон.

Понятие активной мантии и его экспериментальное обоснование обоснованы в работах [8, 17]. Картирование мощности активной мантии (рис. 6) на численной основе необходимо для выделения и трассирования высокосейсмичных зон, исходя из плюмтектонической природы сейсмичности [8, 16]. В результате сопоставления структуры активной мантии с пространственным режимом сейсмичности установлена устойчивая зависимость: очаги сильных землетрясений ($M \geq 6$) повсеместно фиксируются в пределах орогенов, подстилаемых слоем активной мантии повышенной мощности ($H > 10$ км). На асейсмичных территориях активная мантия отсутствует ($H = 0$ км), а в переходных зонах от асейсмичных к высокосейсмичным активная мантия выклинивается ($0 \text{ км} \leq H \leq 10 \text{ км}$). Этот критерий оказался устойчивым для всех сейсмоактивных территорий Центральной Азии [7].

Судя по присутствию слоя активной мантии почти на всей территории исследуемого региона, за исключением локальных участков в зоне Тургайского плато, ее можно отнести к сейсмически активной. Орогены Южного Тянь-Шаня с мощностью активной мантии более 20 км являются высокосейсмичными. На схему мощности активной мантии вынесены очаги землетрясений $K=12-18$, произошедшие на исследуемой территории с 350 до 2004 гг. При визуальном сопоставлении объемов активной мантии и очагов землетрясений установлено, что очаги сильных землетрясений повсеместно приурочены к участкам развития активной мантии мощностью более 10 км (см. рис. 6). Известные Газлийские землетрясения 1976 и 1984 гг. произошли в Бухаро-Газлийском сеймотектоническом регионе, в зоне сочленения Бухарской ступени и Газлийского поднятия [1]. Здесь также земная кора подстилается слоем активной мантии повышенной мощности 10-12 км. Все это подтверждает возможность рассматривать объемы активной мантии в качестве критерия современной геодинамической нестабильности литосферы на этих участках и выделения по ним сейсмогенерирующих зон.

В заключение отметим, что объемная Р-скоростная модель литосферы центральной части

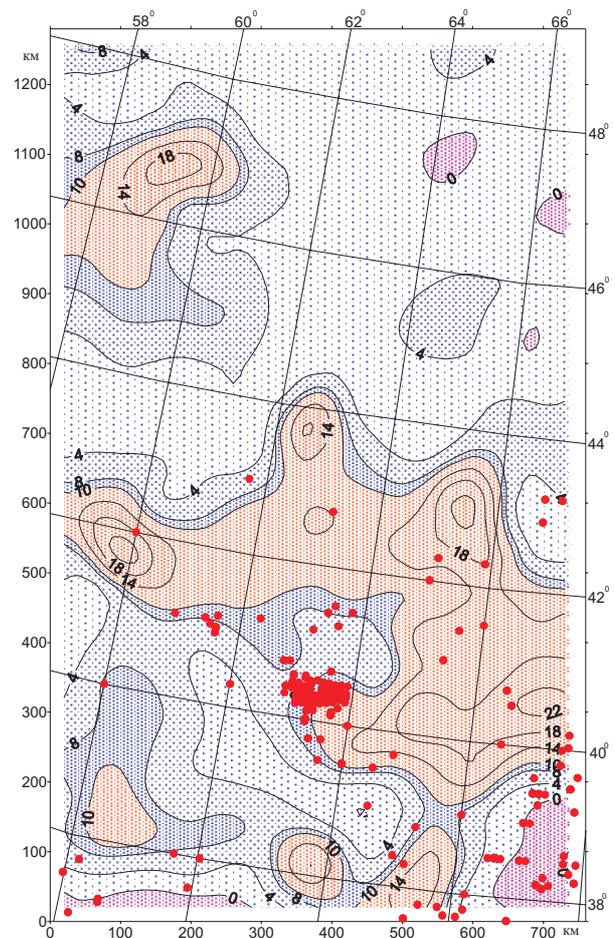


Рис. 6. Схема мощности активной мантии (между подошвой коры М и Р-скоростным уровнем 8,0 км/с) центральной части Казахстана с прилегающими территориями. Кружки – очаги землетрясений

Казахстана и прилегающими территориями Узбекистана и Туркмении в представленных формах и размерах разработана впервые за весь период геофизических исследований в этом регионе. Структурные схемы различных скоростных уровней, мощности слоев коромантийной смеси и активной мантии позволяют выявлять контрастные внутрикоровые неоднородности, влияющие на формирование пространственного режима сейсмичности и являющиеся важнейшими при решении задач геодинамического и тектонического районирования литосферы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Газлийские землетрясения 1976 г. Геолого-геофизическая природа очагов. Москва: Наука, 1984. 200 с.
2. Давыдова Н.И. Изучение тонкой структуры области перехода от коры к мантии. М.: Наука, 1977. 163 с.

3. Зуннунов Ф.Х. Земная кора Южного и Восточного Узбекистана // Геофиз. сб. АН УССР. 1976. Вып. 72. С. 65-72.
4. Зуннунов Ф.Х. Туранская плита и сопредельные геоструктуры Тянь-Шаня. // Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: Наука, 1980. С. 78-82.
5. *Международная тектоническая карта* Каспийского моря и его обрамления. Объяснительная записка / Ред. Хаин В.Е., Богданов Н.А. Москва, 2003. 118 с.
6. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли. Москва, 1987. 297 с.
7. Нусипов Е.Н., Оспанов А.Б., Шацлов В.И. Скоростные модели литосферы Высокой Азии по системе геотравверсов // Вестник НЯЦ РК, вып. 2, 2005. С. 109-121.
8. Нусипов Е.Н., Шацлов В.И., Тимуш А.В. Картирование и особенности структуры активной мантии в связи с сейсмичностью территории Республики Казахстан // Геодинамика и геоэкология высокогорных регионов в XXI веке. Сб. материалов 3 Межд. Симп. 2005 г. Бишкек. С. 85-88.
9. Нусипов Е.Н., Кайдаш Т.М., Степаненко Н.П., Шацлов В.И. Объемное Р-скоростное моделирование литосферы Каспийского региона. // Геология и охрана недр. 2006. №1. С. 52-59.
10. Пак В.А., Таль-Вирский Б.Б., Насыров А.М. и др. Строение земной коры по данным дискретных наблюдений со станциями «Земля» // Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. М.: Наука, 1977. С. 54-78.
11. Парагульгов Т.Х., Парагульгов Х.Х. Рифтогенный и субдукционный механизмы нефтегазообразования в осадочных бассейнах Казахстана // Геонауки в Казахстане, докл. каз. геол. на МГК-32. Алматы, 2004. С. 80-89.
12. Степаненко Н.П., Шацлов В.И. Оценка геодинамического состояния литосферы по параметру контрастности границы кора-мантия // Материалы 7-го Казахстанско-Китайского симпозиума «Прогноз землетрясений, оценка сейсмической опасности и сейсмического риска Центральной Азии». Алматы, 2010. С. 284-288.
13. Сурков В.С., Жеро О.Г. Рифтовые системы Западной Сибири // Тектоника. Геология альпид и тетисного происхождения: МГК-26. Москва, 1980. С. 134-138.
14. *Тектоносфера Средней Азии и Южного Казахстана* / Гордиенко В.В., Зуннунов Ф.Х., Таль-Вирский Б.Б. и др. Киев: Наук. Думка, 1990. 232 с.
15. Шацлов В.И., Сайипбекова А.М. Профильная томография литосферы Тянь-Шаня по материалам региональной сейсмологии // Доклады НАН РК, 1994, №6. С. 47-52.
16. Шацлов В.И., Степаненко Н.П. Геофизические критерии выявления очаговых зон сильных землетрясений на Тянь-Шане. // Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных районов. Москва-Бишкек, 2003. С. 129-139.
17. Шацлов В.И., Тимуш А.В. Новые представления о литосфере Казахстана // Науки о Земле в Казахстане (Доклады казахстанских геологов к международному геологическому конгрессу МГК-33). Алматы, 2008. С. 9-22.

УДК 669.017.621.78

А.А. АМЕНОВА¹, А.Б. ЕШМОЛДАЕВА², А.М. ВЛАСОВ³, Д.У. СМАГУЛОВ⁴

НЕРАВНОВЕСНАЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ СПЛАВОВ СИСТЕМЫ Al – Zn – Mg

Алюминий негізіндегі үш компонентті қорытпалардың тепе-теңсіздік күйде кристалдануы кезінде легірулеуші элементтер мен қоспалардың дендриттік кристалдарда біртегіс таралмауы (ликвациясының) ерекшелігі тәжірибелік және есептеу әдістерімен зерттелген. Қатты және сұйық ертінділердің химиялық құрамының және салыстырмалы шамаларының өзгеруі, тандап алынған диффузиялық үлгіге сәйкес дендриттік кристалдардың қимасы бойынша ликвидус температурасының өзгеруі есептелген. Суыну жылдамдығына байланысты қатты фазаның салыстырмалы шамасының өзгеруі есептелген.

Экспериментально и расчетным путем изучен характер внутрикристаллитной ликвации в дендритных ячейках при неравновесной кристаллизации трехкомпонентных сплавов на основе алюминия. Рассчитано изменение состава и относительных количеств твердых и жидких растворов, а также изменение температуры ликвидуса по сечению дендритной ячейки при выбранной диффузионной модели. Рассчитано изменение относительного количества твердой фазы в зависимости от скорости охлаждения сплавов.

The character of intracrystallite liquation in the dendrite cells after non-equilibrium solidification of aluminum ternary alloys has been studied by experimental and calculation way in this work. There were calculated the changes of the compositions and relative amounts of solid and liquid solutions, and the liquidus temperature's change over the cross section of the dendritic cell at the chosen diffusion model. Also it was calculated the change in the relative amounts of the solid phase, depending on the cooling rate of the alloys.

При неравновесной кристаллизации многокомпонентных сплавов в первичных кристаллах твердых растворов или промежуточных фаз появляется внутрикристаллитная ликвация (неравномерное распределение по объему кристаллов) примесей и легирующих элементов. При этом возможно также изменение фазового состава и структуры, следовательно, и свойств сплавов: возможно образование новых избыточных фаз, изменение количества имеющихся фаз, протекание эвтектических и перитектических и других превращений. Степень дендритной ликвации, количество, размеры и форма кристаллов избыточных фаз и включений являются важнейшими характеристиками структуры сплавов, которые во многих случаях определяют их основные механические и технологические свойства, а также кинетику структурных превращений, происходящих при термической обработке литых изделий. Однако, экспериментальное изучение дендритной ликвации в пределах отдельных зерен является сложной, трудоемкой задачей. В связи с этим, для исследования процесса неравновесной кристаллизации многокомпонентных сплавов до-

статочно широко используются термодинамические методы расчета.

Основные физические представления о неравновесной кристаллизации были разработаны известными советскими учеными А.А. Бочваром и А.А. Байковым [1]. Степень дендритной ликвации и структура литых сплавов зависят от полноты протекания диффузионных процессов в жидких и твердых фазах. В процессе кристаллизации перераспределение компонентов в твердой фазе происходит намного медленнее, чем в жидкой фазе. Для учета эффектов, связанных с отклонением системы от равновесного состояния из-за ограниченности протекания диффузионных процессов в расплаве и в твердой фазе, используются различные термодинамические модели растворов.

В работах А. Крупковского [2] и И.Н. Голикова [3] были предложены расчетные методы исследования внутрикристаллитной химической неоднородности в двойных сплавах с использованием различных диффузионных моделей для жидкой и твердой фаз. При этом предполагается, что для исследуемых систем известны линии

^{1, 3, 4} Казахстан. 050013. г. Алматы, ул. Сатпаева, 22. Казахский национальный технический университет им. К.И.Сатпаева.

² Казахстан. г. Тараз, Таразский государственный университет им. М.Х. Дулати.

ликвидуса и солидуса на соответствующих диаграммах состояния, а также концентрационные зависимости коэффициентов распределения легирующих элементов. Подобные исследования в случае тройных и более сложных сплавов не проводились, так как для таких систем неизвестны соответствующие фазовые диаграммы и концентрационные зависимости коэффициентов распределения легирующих элементов и примесей.

Для многокомпонентных систем в работе [4] предложен метод расчета неравновесной кристаллизации сплавов, позволяющий количественно описать распределение компонентов и примесей по сечению дендритных ячеек, рассчитать изменения температуры начала кристаллизации твердых растворов, химических составов и относительных количеств твердой и жидкой фаз по ходу процесса неравновесной кристаллизации, а также ее объемную скорость и общую продолжительность.

Методика исследований

Исходными материалами для приготовления сплавов тройной системы Al – Mg – Zn служили алюминий А99, магний Мг98, цинк Ц0. Вначале при температуре расплавления алюминий, затем добавляли цинк и завернутый в алюминиевую фольгу магний. После выдержки в течение 10 минут при температуре 700°C, сплавы отливались в медные изложницы. При этом скорость охлаждения составляла 1-1,5 град/сек. Средний размер дендритных ячеек составлял 25 мкм. Химические составы исследованных сплавов приведены в табл. 1.

Дифференциальный термический анализ проводился на дериватографе «Q - 1000». Для определения температур солидуса и начала трехфазных превращений снимали термограммы нагрева образцов, которые были предварительно приведены в равновесие при температурах на 5–10°C ниже температуры тройных эвтектических или четырехфазных перитектических превращений.

Фазовый состав и структуру сплавов исследовали на оптическом микроскопе МИМ-7. Распределение легирующих компонентов по сечению дендритных ячеек определяли экспериментально методом локального микрорентгеновского анализа на растровом электронном микроскопе, а также расчетным путем.

При расчете весь процесс неравновесной кристаллизации сплава рассматривается как сумма начальных моментов кристаллизации набора сплавов, составы которых соответствует составу жидкой фазы, остающейся после каждой стадии кристаллизации. Согласно теории Бартона, Прим и Слехтора [5] на границе кристалл - жидкий раствор имеет место равновесие между жидкой и твердой фазами. Следовательно, первые кристаллы твердой фазы на любой стадии процесса кристаллизации будут иметь составы соответствующие равновесной диаграмме состояния. В этом случае для описания любой стадии процесса неравновесной кристаллизации можно использовать уравнение для случая равновесной кристаллизации сплавов. При этом необходимо только знание зависимостей равновесных коэффициентов распределения компонентов сплава от температуры.

Результаты исследований

Расчет кривых распределения легирующих компонентов сплавов системы Al-Zn-Mg по сечению дендритных ячеек проводили по методике, предложенной в работе [6].

Расчет проводили на ЭВМ по специальной программе для случаев, когда диффузия в твердой фазе полностью подавлена, а в жидкой фазе она успевает полностью выравнять ее состав, и когда она ограничена в жидкой фазе, а в твердой полностью подавлена.

Во втором случае из-за ограниченности диффузии в жидкой фазе на фронте кристаллизации образуется слой жидкости, обогащенный легирующими компонентами, понижающими темпе-

Таблица 1. Химический состав исследованных сплавов

№ сплава	Содержание, % по массе	
	Zn	Mg
1	0,65	0,62
2	4,02	0,85
3	4,60	1,60
4	3,60	4,30
5	6,0	2,8

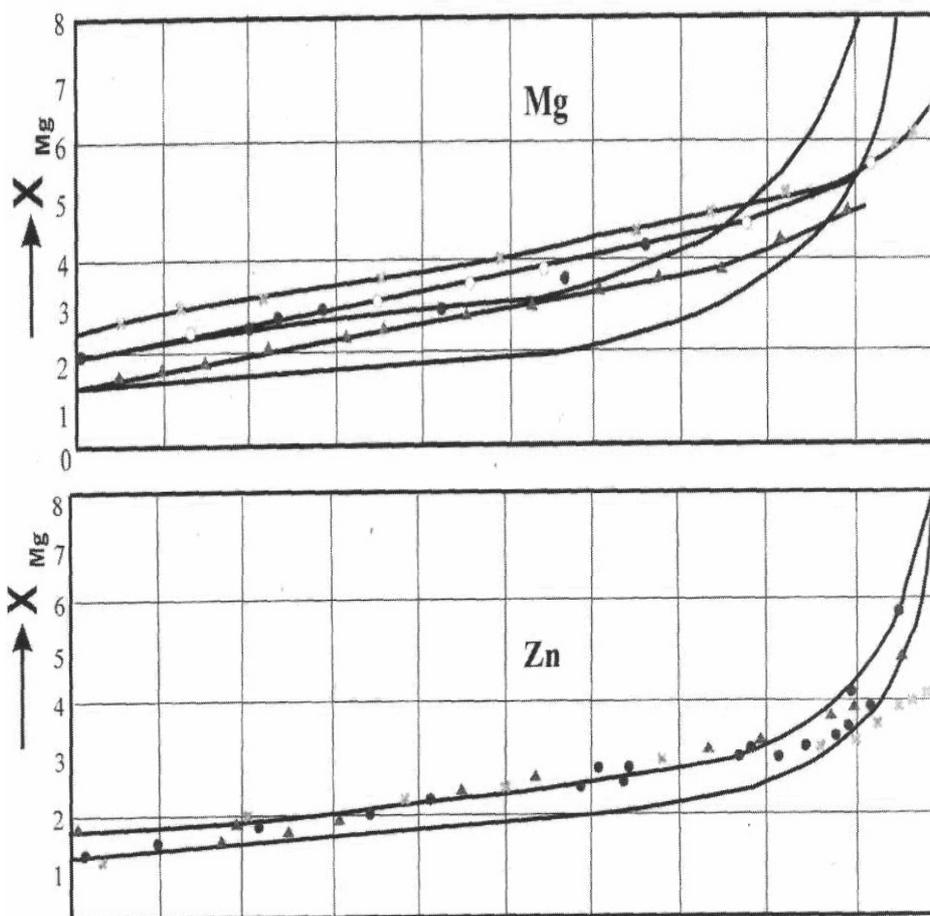


Рис. 1. Кривые распределения Mg и Zn. Сплав Al + 2,86 ат. % Mg + 2,54 ат. % Zn

ратуру плавления алюминия. Поэтому на границе кристалл – жидкий раствор значения коэффициентов распределения легирующих компонентов отличны от их равновесных значений.

На рис. 1,2 показаны расчетные и экспериментальные кривые распределения цинка и магния по сечению дендритных ячеек в исследованных сплавах. Из рисунков видно, что в случае полного подавления диффузии в твердой фазе и неограниченного ее прохождения в жидкой фазе в пределах ошибки экспериментального определения состава в центральных областях дендритных ячеек расчетные данные совпадают с результатами эксперимента. Это свидетельствует о том, что на начальных стадиях процесса кристаллизации составы первых выпавших кристаллов весьма близки к равновесному, что аналогично случаю, который наблюдался в работах И.И. Новикова и В.С. Золоторевского [7], М.В. Пикунуна [8], В.М. Глазова и др. исследователей при изучении ликвации в двухкомпонентных сплавах.

Согласно расчету, приграничные области дендритных ячеек сильно обогащены легирующими компонентами и соответствующие расчетные кривые распределения на этих участках лежат намного выше, чем экспериментальные. В полном соответствии с коэффициентом распределения магний ликвует сильнее, чем цинк. При этом в очень узкой приграничной области концентрация магния и цинка намного превышает их содержания в центре ячейки.

На рисунках приведены также кривые изменения температуры ликвидуса по сечению дендритной ячейки при выбранной диффузионной модели в жидких и твердых растворах. Здесь также четко обнаруживаются две характерные области, которые были отмечены выше. Первые зародыши кристаллов твердой фазы (центральная часть) кристаллизуются при температуре равновесного ликвидуса сплава данного состава. Температуры ликвидуса последующих слоев кристалла твердого раствора постепенно понижаются

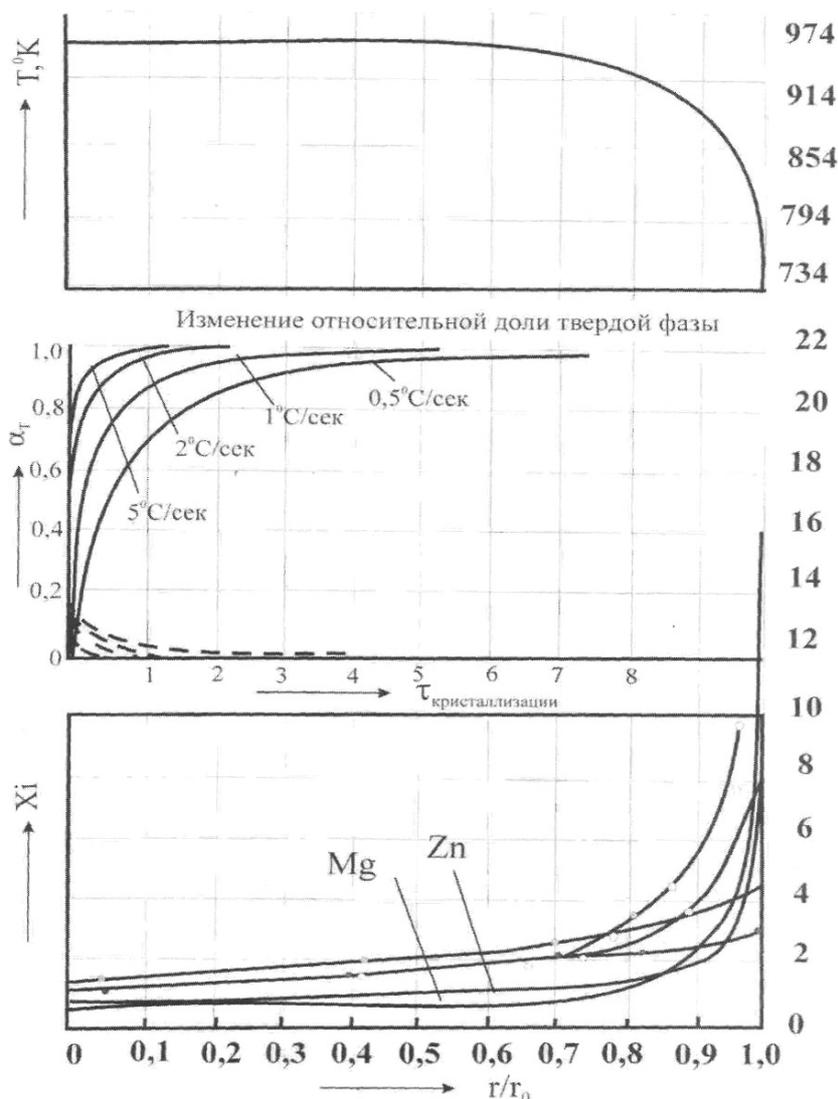


Рис. 2. Кривые распределения Mg и Zn. Сплав Al + 2,28 ат. % Mg + 1,88 ат. % Zn

из-за изменения составов этих слоев кристалла при изменении коэффициентов распределения компонентов сплава. Чем ближе к центру кристалла, тем больше концентрация легирующих компонентов, понижающих температуру ликвидуса. Поэтому в узкой приграничной области, где в основном скапливаются легирующие компоненты и примеси, температура начала кристаллизации каждой последующей порции жидкой фазы резко понижается и кристаллизация последней порции жидкости согласно выбранной диффузионной модели должна закончиться при температуре начала трехфазного превращения в соответствующих многокомпонентных системах.

На рис. 2 приведены также расчетные кривые, показывающие изменения относительной доли твердой фазы в зависимости от времени кристаллизации (темп кристаллизации), а также кривые, показывающие изменение доли жидкой фазы, которая на каждой стадии процесса кристаллизации переходит в твердую. Видно, что с увеличением скорости кристаллизации относительное количество твердой фазы растет быстрее и уменьшается полное время кристаллизации сплава данного состава.

В настоящей работе также был проведен расчет дендритной ликвации в исследуемых сплавах с учетом ограниченности диффузионных про-

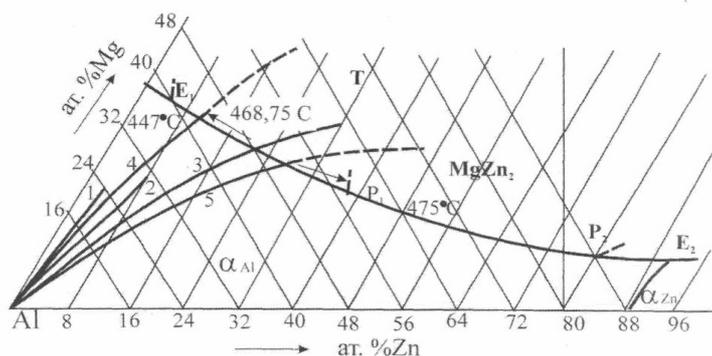


Рис. 3. Поверхность ликвидуса системы Al – Mg – Zn. Изменение состава жидкой фазы в процессе равновесной и неравновесной кристаллизации сплавов № 10 – 14. Расчетные линии

цессов в жидкой фазе. Экспериментальную оценку распределения легирующих элементов по сечению дендритных ячеек в исследуемых сплавах проводили методом локального микрорентгеноспектрального анализа.

В этом случае при расчетах вместо равновесных коэффициентов распределения компонентов использовали соответствующие эффективные коэффициенты.

Результаты расчета для рассматриваемой диффузионной модели также показали, что расчетные и экспериментальные кривые распределения совпадают. Лишь в узкой приграничной области расчетные кривые лежат выше. Однако в этой области, как это видно из рис. 3, имеет место трехфазное эвтектическое превращение и экспериментально определенные размеры ($\gamma_{\text{эксп}}$) дендритных ячеек должны быть меньше γ_0 .

Итак, расчетным путем и методом микрорентгеноспектрального анализа построены кривые распределения компонентов по сечению дендритных ячеек в сплавах системы Al – Mg – Zn. При ускоренном охлаждении сплавов изменяются общая продолжительность и темп кристаллизации, а также температура начала кристаллиза-

ции различных слоев зерен и относительные количества фазовых составляющих сплавов. Границы дендритных ячеек сильно обогащаются компонентами и примесями с коэффициентами меньше единицы ($K_i < 1$). Во многих случаях изменяется фазовый состав и структура сплавов, имеют место безвариантные превращения и появляются новые избыточные фазы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вайнгард У. Введение в физику кристаллизации металлов. М.: Изд-во «Мир», 1967.
2. Krupkovski A., Adamski. Bulletin de l'Academie Polonaise des sciences ser. Sci. tech. 1961, vol. IX. №12, 723.
3. Burton I.A., Prim R.C., Slichter W.P. – J. Chemical Physics. – 1953. – V. 21. – P. 1987. №6.
4. Смагулов Д.У. Автореферат докторской диссертации, Москва, 2001 г.
5. Burton I.A., Prim R.C., Slichter W.P. – J. Chemical Physics. – 1953. – V. 21. – P. 1987.
6. Глазов В.М., Лю Чжень – Юань. Известия АН СССР. ОТН // Metallurgia и топливо. – М., 1961, №2.
7. Новиков И.И., Золоторевский В.С. Дендритная ликвация в сплавах. М.: Наука, 1966.
8. Пикун М.В., Деспирин А.И. Известия АН СССР. ОТН. // Metallurgia и горное дело. – М., 1963.

Примечание: Редакция журнала приносит извинения перед читателями за допущенные ошибки в журнале №1, 2012 г. в статье «Современные проблемы минерагении Казахстана и перспективная оценка развития минерально-сырьевой базы» авторов А.А. Антоненко, К.А. Абдрахманова, С.А. Алиаскаров и др.

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 18.06.2012.
Формат 70x88¹/₈. Бумага офсетная. Печать – ризограф.
5,6 п.л. Тираж 300. Заказ 3.

Национальная академия наук РК
050028, Алматы, ул. Шевченко 28, т. 293-95-07, 272-13-19, 272-13-18