

АКАДЕМИЯ НАУК РЕСПУБЛИКИ ТАДЖИКИСТАН

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ, СЕЙСМОСТОЙКОГО
СТРОИТЕЛЬСТВА И СЕЙСМОЛОГИИ

**АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ
ГЕОЛОГИИ И СЕЙСМОЛОГИИ
ТАДЖИКИСТАНА**

(Материалы научной конференции, посвященной 20-летию
Государственной независимости Республики Таджикистан и
60-летию образования Академии наук Республики Таджикистан)

Душанбе - 2011
«Дониш»

УДК 551+549+624(575.3)

А 43

ISBN 978-99947-835-4-0

Актуальные проблемы геологии и сейсмологии Таджикистана (Материалы научной конференции, посвященной 20-летию Государственной независимости Республики Таджикистан и 60-летию образования Академии наук Республики Таджикистан). Душанбе: Дониш, 2011. – 161 с.

Приводятся материалы научной конференции, посвященной 20-летию Государственной независимости РТ и 60-летию образования Академии наук РТ. Материалы содержат современный взгляд на проблемы геологии, геодинамики, петрологии, сейсмологии, сейсмоисториографии Таджикистана.

Предлагается специалистам в области наук о Земле, также аспирантам и студентам высших учебных заведений.

Редколлегия

Мамаджанов Ю.М. – гл. редактор, Негматуллаев С.Х.,
Файзиев А.Р., Низомов Дж.Н., Ишук А.Р., Каримов Ф.Х., Ниёзов
А.С., Собиров А.А., Ходжиев А.К. – отв. секретарь, Ясунов П.А. –
зам. гл. редактора,

УДК 551+549+624(575.3)

А 43

ББК 26.2(2тадж)+26.3(2тадж)

А 43

Масъалаҳои мубрами геология ва сейсмологияи Тоҷикистон (Маводҳои конфронси илмӣ бахшида ба 20 солагии Истиқлолияти давлатии Ҷумҳурии Тоҷикистон ва 60 солагии ташкилёбии Академияи Илмҳои Ҷумҳурии Тоҷикистон). Душанбе: Дониш, 2011. – 161с.

Дар маҷмуи зерин маводҳои конфронси илмӣ бахшида ба 20 солагии Истиқлолияти давлатии Ҷумҳурии Тоҷикистон ва 60 солагии ташаккулёбии Академияи Илмҳои Ҷумҳурии Тоҷикистон оварда шудаанд.

Маводҳои мазкур дорои назари муосир ба масъалаҳои геология, геодинамика, петрология, сейсмология ва таърихи заминчунбиҳо дар Тоҷикистон мебошанд.

Барои мутахассисони илмҳои оиди Замин ва ҳамчунин аспирантону донишҷӯёни макотиби олии пешкаш мешавад.

Ҳайати таҳрирӣ

Мамадҷонов Ю.М. – сармуҳаррир, Негматуллаев С.Х.,
Файзиев А.Р., Низомов Дж. Н., Ишук А.Р., Каримов Ф.Х.,
Ниёзов А.С., Собиров А.А., Ҳоҷиев А.К. – котиби масъул,
Ясунов П.А. - муовини сармуҳаррир

БАРДАШЕВ И.А., БАРДАШЕВА Н.П.
*Институт геологии, сейсмостойкого строительства
и сейсмологии АН РТ*

**РАЗРЕЗ ДЕВОНА ПО САЮ НАВИМАТЕК В БАССЕЙНЕ
РЕКИ ДЖИЖИКРУТ (СЕВЕРНЫЙ СКЛОН
ГИССАРСКОГО ХРЕБТА)**

Разрез расположен на правом склоне сая Навиматек, правой составляющей р. Джижикрут (басс. р. Ягноб, северный склон Гиссарского хребта). Сведения о разрезе содержатся в производственных отчетах А.А.Кашина (1970) и Д.А.Старшинина и др. (1971). А.А.Кашин выделял здесь кремнисто-карбонатно-терригенные отложения эйфельского возраста (D_2e), которые позднее Д.А.Старшинин (1971, 1979) объединил в джижикрутскую свиту эмса-эйфеля (D_{1-2dj}). По рекомендации этих геологов в 1980 г. разрез был изучен авторами, при участии В.А.Келлер и С.В.Щипанова. Полученные материалы вошли в производственный отчет И.А.Бардашева и др. (1983) и впервые предлагаются для публикации. Разрез составлен снизу вверх по склону. Ниже приводится его описание.

Над задернованным участком склона обнажаются невысокие (реже до 20 м высотой), иногда разобщенные, скальные выходы, которые слагают:

1. Измененные кремнистые породы: зеленовато-серые, светло- и темно-серые фтанитоиды, черные фтаниты (шлиф, силикатный анализ 7-С-1) тонко-среднеплитчатые с прослоями зеленовато-серых и серых листоватых измененных кремнистых аргиллитов (с. а. 7-С-3) и единичным линзовидным прослоем (0.02 x 3.0 м) темно-серых микрозернистых известняков на 1 м. В прослое известняков установлены конодонты (проба 1-Г-1): *Tortodus kockelianus australis* (Jack.) *Polygnathus trigonicus* Bisch. et Ziegl., *P. pseudofoliatus* Witt., *Eucostapolygnathus parawebbi* (Chatt.). Мощность 22 м.

2. Фтаниты измененные (шл., с. а., 7-С-8) черные мелкоплитчатые с прослоями темно-серых до черных кремнистых аргиллитов и редкими прослоями (0.02-1.0 м) темно-серых мелко- и микрозернистых окремненных известняков (шл. 7-С-3). В интервале 0-4 м (пробы

1-Г-2-4) установлены конодонты: *Eucostapolygnathus costatus* (Klapp.), *Euc. partitus* (Klapp., Ziegl. et Mashk.), *Euc. patulus* (Klapp.), *Linguipolygnathus pinguis* (Wedd.), *Tortodus* cf. *intermedius* (Bult.); в интервале 5-6 м (проба 1-Г-6) конодонты: *Linguipolygnathus bultyncki* (Wedd.), *Spathognathodus miae* Bult. Между 4 и 5 м, вероятно, имеется разрывное нарушение, субпараллельное слоистости, не замеченное при полевых наблюдениях, т. к. из разреза выпадают, по меньшей мере, две конодонтовые зоны (верхнеэмская *patulus* и нижнеэфельская *partitus*). Также возможно, что отложения этих зон были смыты мутьевыми потоками, подобно тому, как это описано авторами в разрезах урмитанского и порутского типов Туркестано-Зеравшанской зоны [1-3]. Мощность 6 м.

3. Известняки темно-серые до черных, разнослоистые (1-30 см), участками рассланцованные, микрозернистые тентакулитовые (шл. 7-С-9, 9а, 9б) и обломочно-детритовые (шл. 7-С-12), переслаивающиеся с листоватыми серыми, темно-серыми известково-кремнистыми аргиллитами и измененными карбонатизированными силицитами (кремнистыми сланцами, с. а. 7-С-11). На отдельных участках породы смяты в мелкие изоклинальные складки с размахом крыльев до 1 м. В интервалах 3.5-7, 16-24 м (пробы 1-Г-8-14) установлены конодонты: *Eucostapolygnathus* cf. *laticostatus* (Klapp. et Johns.), *Spathognathodus steinhornensis* Ziegl., *Sp. sp.*, *Icriodus* sp.; в интервале 24-26 м (проба 1-Г-15) - *Eocostapolygnathus gronbergi* (Klapp. et Johns.), *Eolinguipolygnathus foveolatus* (Philip), *Spathognathodus miae* Bult., *Sp. sp.* Мощность 26 м.

4. Известняки темно-серые до черных, разнослоистые (от 0.5 см до 3.5 м) обломочно-детритовые (шл. 7-С-14) окремненные, частично перекристаллизованные, участками рассланцованные с редкими прослоями (до 1 см) зеленовато-серых листоватых известково-кремнистых и бурых карбонатных аргиллитов (шл. 7-С-13). В интервалах 0-2.8, 3-7 м (пробы 1-Г-16, 17, 19) установлены конодонты: *Eocostapolygnathus gronbergi* (Klapp. et Johns.), *Eolinguipolygnathus mashkovae* (Bard.), *Spathognathodus miae* Bult., *Sp. postexcelsus* (Wang et Ziegl.). Мощность 15 м.

5. Аргиллиты зеленовато-серые известково-кремнистые и бурые известковые, переслаивающиеся с серыми до черных разнослоистыми (0.5-30 см) мелкозернистыми окремненными (шл. 7-С-18) известняками, включающими линзы и желваки кремней, и прослоями (1-2 см) зеленовато-серых фтанитоидов. В кровле пачки разрывное нарушение субширотного простирания, в зоне которого породы смяты в мелкие складки и брекчированы. В интервале 0-2, 4-6 м (пробы 1-Г-20, 22)

установлены конодонты: *Eolinguipolygnathus foveolatus* (Philip), *Spathognathodus miae* Bult. Мощность 8 м.

6. Фтанитоиды серые, темно-серые и фтаниты черные, сильно измененные (кремнистые сланцы) тонкоплитчатые, а также кремнистые аргиллиты (сланцы) листоватые с редкими прослоями темно-серых известняков. В интервале 2-3 м (проба 1-Г-23) установлены конодонты: *Eocostapolygnathus gronbergi* (Klapp. et Johns.), *Eolinguipolygnathus foveolatus* (Philip), *Pandorinellina exigua philipi* (Klapp.). Мощность 3 м.

Выше склон на протяжении 15 м задернован.

7. Известняки глинисто-кремнистые микрозернистые (с. а. 7-С-19) и доломитисто-кремнистые криноидные крупнодетритовые (шл. 7-С-22) темно-серые до черных разнослоистые (от 3 см до 1.5 м) с желваками и линзами кремней, переслаивающиеся с зеленовато- и темно-серыми известково-кремнистыми аргиллитами и тонкоплитчатыми до листоватых измененными карбонатизированными силицитами (кремнистыми сланцами), образующими с известняками постепенные переходы (шл. 7-С-19). Наблюдаются мелкие изоклиналильные складки и зоны дробления по мелким срывам. В интервале 0-4 м (пробы 1-Г-24, 25) установлены конодонты: *Eocostapolygnathus gronbergi* (Klapp. et Johns.), *Eolinguipolygnathus foveolatus* (Philip), *Spathognathodus miae* Bult., *Sp. postexcelsus* (Wang et Ziegl.); в интервале 6-10 м (пробы 1-Г-26, 27) - *Eolinguipolygnathus dehiscens* (Philip et Jacks.), *Eoetenopolygnathus pireneae* (Boersma), *Spathognathodus miae* Bult., *Sp. postexcelsus* (Wang et Ziegl.). Мощность 12 м.

8. Известково-кремнистые аргиллиты и известковые силициты (с. а. 7-С-23) темно-серые до черных и зеленовато-серые с редкими прослоями (1-23 см) серых окремненных известняков (карбонатный анализ 7-С-24). В интервале 8-12 м (пробы 1-Г-29, 30) установлены конодонты: *Eolinguipolygnathus dehiscens* (Philip et Jacks.), *Spathognathodus miae* Bult., *Sp. postexcelsus* (Wang et Ziegl.). Мощность 12 м.

9. Известняки серые до черных разнослоистые (до 40 см) микрозернистые окремненные (к. а. 7-С-27) с прослоями светло-серых листоватых сильно измененных карбонатизированных силицитов (известково-кремнистых сланцев, с. а., шл. 7-С-26) и бурых карбонатных аргиллитов (сланцев). В основании пачки разрывное нарушение, выше которого породы смяты в изоклиналильные, запрокинутые к юго-западу складки с размахом крыльев 3-5 м. На 1.5, 10 и 15 м (пробы 1-Г-31-34) установлены конодонты: *Eolinguipolygnathus dehiscens* (Philip et Jacks.), *Spathognathodus miae* Bult., *Sp. postexcelsus* (Wang et Ziegl.).

Протяженность зоны смятия 45 м, истинная мощность пачки составляет около 15м.

Выше склон на протяжении 20 м задернован.

10. Известняки черные разнослоистые (2-40 см) микрозернистые окремненные (шл. 7-С-30), включающие линзы и желваки серых кремней, с прослоями измененных зеленовато-серых известковых силицитов и бурых карбонатных аргиллитов (сланцев), тонкоплитчатых до листоватых темно-серых фтанитоидов и черных фтанитов (кремнистых сланцев). В кровле пачки разрывное нарушение, сопровождающееся зоной дробления. В интервалах 0-2, 6-8 м (пробы 1-Г-35, 36, 39, 40) установлены конодонты: *Eocostapolygnathus gronbergi* (Klapper et Johns.), *Eolinguipolygnathus foveolatus* (Philip), *Spathognathodus miae* Bult. Мощность 10 м.

11. Аргиллиты известково-кремнистые зеленовато-серые листоватые, темно-серые до черных плитчатые измененные карбонатизированные силициты (с. а., шл. 7-С-33), переслаивающиеся с разнослоистыми (до 10 см) черными микрозернистыми окремненными известняками (шл. 7-С-31), включающими желваки и линзы кремней. В кровле пачки разрывное нарушение, субпараллельное слоистости, сопровождающееся зоной дробления. В интервалах 0-2, 6-8 м (пробы 1-Г-41, 44) установлены конодонты: *Eolinguipolygnathus foveolatus* (Philip), *Spathognathodus miae* Bult. Мощность 12 м.

12. Известняки темно-серые разнослоистые (0.01-2.0 м) окремненные (шл. 7-С-35) с линзами и желваками серых кремней, переслаивающиеся с темно-серыми тонкоплитчатыми измененными карбонатизированными силицитами (известково-кремнистыми сланцами, с. а., шл. 7-С-36), зеленовато-серыми листоватыми известково-кремнистыми и бурыми карбонатными аргиллитами. В интервалах 0-2, 4-8 м (пробы 1-Г-47, 49, 50) установлены конодонты: *Eolinguipolygnathus foveolatus* (Philip), *Spathognathodus miae* Bult. Мощность 9 м.

13. Аргиллиты известково-кремнистые зеленовато-серые листоватые, измененные темно-серые фтанитоиды и черные фтаниты (кремнистые сланцы) тонкоплитчатые с прослоями иногда линзовидной формы (0.3-0.8 м) серых мелкозернистых окремненных известняков (к. а. 7-С-39). В основании пачки зона дробления по мелкому срыву, породы смяты в мелкие, с размахом крыльев до 1 м, изоклиналильные складки. В интервалах 20-40 и 45-46 м склон задернован. В интервале 2-4, 8-10, 40-41 м (пробы 1-Г-52, 53, 57, 61) установлены конодонты: *Eocostapolygnathus gronbergi* (Klapp. et Johns.), *Eolinguipol-*

yngnathus foveolatus (Philip), *Spathognathodus miae* Bult., *Sp. postexcelsus* (Wang et Ziegl.), *Pandorinellina exigua philipi* (Klapp.). Мощность 45 м.

14. Известняки темно-серые средне-крупнослоистые микрозернистые окремненные, частично перекристаллизованные (шл. 7-С-42) с линзами и желваками серых кремней, переслаивающиеся с серыми, темно-серыми и зеленовато-серыми листоватыми известково-кремнистыми аргиллитами (шл. 7-С-47). Породы смяты в мелкие изоклиальные опрокинутые к юго-западу складки. В интервалах 0-4, 10-12, 13-18, 22-25 м (пробы 1-Г-62, 63, 65, 67, 69) установлены конодонты: *Eocostapolygnathus gronbergi* (Klapp. et Johns.), *Eolinguipolygnathus foveolatus* (Philip), *Spathognathodus miae* Bult., *Sp. postexcelsus* (Wang et Ziegl.), *Icriodus* sp. Мощность 34 м.

15. Известняки серые и темно-серые до черных средне-крупнослоистые микрозернистые окремненные (шл. 7-С-54), переслаивающиеся со светло-серыми кремнисто-известковыми (шл. 7-С-50) и зеленовато-серыми известково-кремнистыми (шл. 7-С-51) аргиллитами, имеющими постепенные переходы друг с другом. Породы смяты в мелкие изоклиальные, опрокинутые к юго-западу складки. В интервале 0-3, 12-22, 30-34 м (пробы 1-Г-73, 76-79, 82) установлены конодонты: *Eocostapolygnathus gronbergi* (Klapp. et Johns.), *Eolinguipolygnathus foveolatus* (Philip), *Eol. mashkovae* (Bard.), *Spathognathodus miae* Bult., *Sp. postexcelsus* (Wang et Ziegl.), *Amidrotaxis carinthiaca* (Schulze). Мощность 34 м.

16. Известняки черные среднеслоистые, в основании пачки пласт толстослоистых (2 м), мелкозернистые окремненные (шл. 7-С-55). В основании и кровле пачки разрывные нарушения, субпаралельные слоистости. В интервале 0-2 м (проба 1-Г-83) установлены конодонты: *Eocostapolygnathus* sp., *Spathognathodus miae* Bult. Мощность 5 м.

17. Известняки серые разнослоистые микрозернистые, частично перекристаллизованные (шл. 7-С-58), переслаивающиеся с зелеными и розоватыми известково-кремнистыми аргиллитами и светло-серыми плитчатыми измененными карбонатизированными силицитами (шл. 7-С-56). Породы на протяжении 100 м смяты в многочисленные мелкие, с размахом крыльев до 5 м, изоклиальные складки, опрокинутые к юго-западу. На 10 м разрывное нарушение субширотного простирания. На 1, 3, 5, 7, 14, 17.5 м (пробы 1-Г-85, 86, 89, 90) установлены конодонты: *Eucostapolygnathus laticostatus* (Klapp. et Johns.), *Euc. inversus* (Klapp. et Johns.), *Spathognathodus miae* Bult., *Sp. postexcelsus* (Wang et Ziegl.), *Icriodus* sp.; на 21, 23.5, 27 м (пробы 1-Г-91, 92, 93) - *Eocostapolygnathus gronbergi* (Klapp. et Johns.), *Eolinguipolygnathus*

foveolatus (Philip), *Eol. mashkovae* (Bard.), *Icriodus beckmani* Ziegl., *Spathognathodus* sp. Мощность 40 м.

Выше на описанные отложения надвинуты доломиты **кутуракской (?) свиты (S₂ kt)**.

Всего было изучено 375 м разреза. По литологическим особенностям изученные отложения были нами отнесены к **акбасайской свите (D-C₁ak)**, широко распространенной в Зеравшано-Гиссарской структурно-фациальной зоне [4-8]. В ней были установлены конодонты, характеризующие следующие конодонтовые зоны: нижнеэмские - *dehiscens* - в интервале 6-10 м пачки 7 и в пачках 8, 9; - *gronbergi* - в интервале 24-25 м пачки 3, в пачках 4-6, интервале 0-4 м пачки 7, в пачках 10-16 и в интервале 21-27 м пачки 17; верхнеэмские - *lati-costatus* - в интервалах 3.3-24 м пачки 3 и 0-17.5 м пачки 17; - *serotinus* - в интервале 5-6 м пачки 2; нижнеэйфельские - *costatus costatus* - в интервале 0-4 м пачки 2; - *australis* - в основании пачки 1. Падение пород северо-восточное, углы падения пологие: 5-35°. Как показало распределение конодонтовых комплексов, изученные отложения акбасайской свиты слагают две относительно небольшие, опрокинутые к юго-западу складчатые структуры с размахом крыльев до 150 м: антиклинальную и синклинальную, осложненные складчатостью более высокого порядка (до 5 м в размахе крыльев) и многочисленными разрывными нарушениями, субпараллельными напластованию. В лежащем крыле антиклинали залегают пачки 1-8; ядро слагают сильно дислоцированные породы пачки 17. Они же залегают и в висячем крыле складки. Большинство разрывов представляют собой мелкие срывы, в целом не нарушающие непрерывность разреза. Лишь разрывное нарушение (?) в интервале 4-5 м пачки 2 срезает часть отложений, соответствующих, по меньшей мере, двум конодонтовым зонам: верхнеэмской зоне *patulus* и нижнеэйфельской зоне *partitus*. Вероятно, что часть отложений срезается и разрывом, проходящим между пачками 16 и 17. С учетом вышеприведенных данных, истинная мощность акбасайской свиты в разрезе не превышает 200 м. Ее возраст в этом разрезе определяется как эмс-эйфельский.

В обнажении, расположенном западнее изученного разреза в басс. р. Габеруд (между саями Обисефруд и Лабиджой), в пробе (220), отобранной З.З.Муфтиевым в 1977 г. из прослая известняков среди кремнистых пород акбасайской свиты, нами были определены конодонты верхнеохковской зоны *optimus (pesavis)* [9, 10]: *Ancyrodelloides trigonicus* Bisch. et Sann., *An. kutscheri* Bisch. et Sann., *Cruciodus asymmetricus* Bisch. et Sann., *Cr. deltus* (Klapp. et Murphy), *Cr. eleanorae*

(Lane et Orm.), *Cr. transitans* (Bisch. et Sann.), *Flajsiella lanei* (Bard.), *F. schulzei* (Bard.), *F. sorokini* (Bard.), *F. stygia* (Flajs), *Spathognathodus selfi* (Lane et Orm.), *Sp. telleri* Schulze. Такие древние отложения в составе акбасайской свиты позволяют отнести как обнажение, так и изученный разрез к чакылкалянскому фациальному типу разрезов [6].

Таким образом, на водоразделе сая Навиматек и р. Джижикрут в пределах Джижикрутского рудного поля детально и на современном уровне были изучены девонские отложения, отнесенные авторами к акбасайской свите. Для свиты получена детальная литологическая характеристика, проведено зональное расчленение по архистратиграфической группе фауны - конодонтам и определен ее точный возраст. Разрез отнесен к чакылкалянскому фациальному типу разрезов девона Зеравшано-Гиссарской структурнофациальной зоны [6]. Ранее эти отложения относились к джижикрутской свите.

Авторы выражают свою искреннюю и огромную благодарность своим коллегам, принимавшим участие в совместных исследованиях: С.В. Щипанову, В.А.Келлер.

Литература

1. Бардашев И.А., Бардашева Н.П. Урмитанский тип разрезов карбонатных отложений девона-карбона Туркестано-Зеравшанской структурно-фациальной зоны // Труды Института геологии. Душанбе: 2004а. Вып. 3, с. 35-44.
2. Бардашев И.А., Бардашева Н.П. Порутский тип разрезов карбонатных отложений девона-карбона Туркестано-Зеравшанской структурно-фациальной зоны // Труды Института геологии. Душанбе: 2004б. Вып. 3, с. 45-52.
3. Бардашев И.А. Стратиграфия девона Туркестано-Зеравшанской структурно-фациальной зоны Южного Тянь-Шаня // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2008. Т. 83. Вып. 6, с. 27-52.
4. Бардашев И.А. Некоторые данные о возрасте акбасайской свиты (Южный Тянь-Шань) по конодонтам // Изв. АН Тадж. ССР. Отд. физ.- мат. и геол.- хим. н. 1979. № 4, с. 56-63.
5. Бардашев И.А. Конодонты и стратиграфия эйфельских отложений Центрального Таджикистана // Конодонты эйфельского яруса СССР. Казань: Из-во Казан. ун-та. 1990, с. 25-40, 77-80.
6. Бардашев И.А. Стратиграфия девонских отложений Зеравшано-Гиссарской структурно-фациальной зоны Южного Тянь-Шаня // Проблемы геологии Республики Таджикистан. Деп. 16.09.1999. Вып. 2. № 40 (1282). Душанбе: 1999б. Вып. 3, с. 26-55.

7. Бардашев И.А., Бардашева Н.П. Стратиграфия и конодонты разреза силура-девона в долине ручья Туркпариды // Геология, генезис и закономерности размещения месторождений полезных ископаемых. (Материалы республиканской конференции). Душанбе: Деваштич, 2008а, с. 134-142.

8. Бардашев И.А., Бардашева Н.П. Стратиграфия и конодонты кумаргского типа девона-карбона Зеравшано-Гиссарской зоны // Геология: таърих, рушд ва ояндабинӣ. (Материалы республиканской конференции). Душанбе: Деваштич. 2008б, с. 97-106.

9. Бардашев И.А. Новые листовидные конодонты из нижнего девона Центрального Таджикистана // Новые виды фанерозойской фауны и флоры Таджикистана. Душанбе: Дониш. 1989, с. 5-13.

10. Бардашев И.А. Конодонты // Атлас ископаемой фауны и флоры Таджикистана. O-S-D. Душанбе: Дониш. 1991, с. 245-259.

БАРДАШЕВ И.А., БАРДАШЕВА Н.П.
*Институт геологии, сейсмостойкого строительства
и сейсмологии АН РТ*

**РАЗРЕЗ ДЕВОНА НА ВОДОРАЗДЕЛЕ САЕВ ЮГАНДАРА
И ТАШКУВАТ В БАССЕЙНЕ р.КАНЪЯЗ
(ЮЖНЫЙ СКЛОН ГИССАРСКОГО ХРЕБТА)**

Разрез расположен на водоразделе саев Югандара и Ташкуват, левых притоков р. Ханако, правой составляющей р. Канъяз (басс. р. Кафирниган, южный склон Гиссарского хребта). Сведения о нем содержатся в производственных отчетах З.З.Муфтиева (1964), А.С.Шадчинаева и др. (1965) и в статьях З.З.Муфтиева, А.С.Шадчинаева [1]. В.Р.Мартышева [2] и А.И.Лаврусевича [3]. По данным первых авторов [1, стр. 158], в наиболее верхних слоях известняковой толщи (с небольшим угловым несогласием подстилающей «пушневатскую» свиту (=акбасайская+маргузорская свиты)) «присутствуют верхнедевонские трилобиты *Ductina* cf. *ductifrons* R. et F. Richter». В.Р.Мартышев и А.И.Лаврусевич позднедевонский возраст указанных трилобитов, а следовательно, и вмещающих отложений отрицали. Для разрешения этого давнего противоречия и решения проблемы наличия верхнего девона в карбонатной фации в целом, в 1985 г. разрез был изучен авторами, при участии С.В.Щипанова, В.А.Келлер и Г.Ф.Алесовой. Полученные материалы вошли в производственный отчет И.А.Бардашева и др. (1987) и впервые предлагаются для публикации. По литологическим особенностям карбонатная часть разреза была нами отнесена к магианской свите (D_{1mg}), а существенно кремнистая - к акбасайской свите ($D-C_{1ak}$). Разрез составлен снизу вверх гипсометрически и стратиграфически. Ниже приводится его описание.

Магианская свита. Контакт с нижележащими образованиями закрыт осыпью. Резко возвышаюсь над задернованным участком склона, последовательно залегают:

I. Ритмичное чередование пластов (1-3 м) разнообломочной градационно-сортированной известняковой конглобрекции, состоящей из полуокатанных и угловатых обломков серых, темно- и светло-серых, иногда розоватых микрозернистых и сгустковых известняков,

крупного криноидного детрита, сцементированных мелкозернистым яснокристаллическим известняковым материалом (шл. I4-K-47a), и пакетов (0.1-5 м, преобладают 1.0-3.0 м), сложенных серыми тонко и мелкослоистыми детритово-сгустковыми окремненными известняками (шл. I4-K-53). На 0, 11, 17, 21 и 26 м (пр. I4 -K-50-53, 55) установлены конодонты: *Spathognathodus optimus* Mosk., *Sp. cf. buehneri* Phil., *Sp. wurmi* Bisch. et Sann., *Sp. sp.*, *Flajsiella stygia* (Flajs), *Fl. schulzei* (Bard.), *Fl. sorokini* (Bard.); на 17 и 26 м (пр. Г-128,130) - табуляты: *Favosites cf. brunsitzini* Peets., *F. ex gr. goldfussi* d'Orb. Мощность 66 м.

2. Ритмичное чередование известняков, кремней и известковых аргиллитов (2- и 3- компонентные ритмиты). Известняки темно-серые мелко- и среднеслоистые градационно-сортированные: в нижней части обломочные, в средней - детритово-сгустковые (шл. I4-K- 45) и в кровле - микрозернистые тентакулитовые, составляют до 80% мощности. Кремни (с. а., шл. 14-K-44a) серые и светло-серые, образуют линзовидные прослои (0.5-2.0 см). На их долю приходится 10-20% мощности. Известковые аргиллиты буровато-серые и бурые листоватые (до I см), составляют около 5%. Мощность 23 м.

3. Ритмичное чередование пластов (1-7 м) градационно-сортированной известняковой конглобрекции и пакетов (2-5 м), сложенных известняками, аналогичными вышеописанным (шл. I4-K-42, 39) с редкими табулятами, брахиоподами, криноидеями, мшанками, остракодами. Известняки прослоены бурыми известковыми аргиллитами и светлыми кремнями (до 1-2 см). На 29, 32 м (пр. 14-K-39, 43) установлены конодонты: *Flajsiella stygia* (Flajs), *Fl. sp.*; на 52 м - тентакулиты (пр. 1760): *Paranowakia obuti* Bouček, *P. bohémica* Bouček et Prantl. Мощность 55 м.

4. Известняковая конглобрекция разнообломочная (до нескольких десятков см) градационно-сортированная, сложенная угловатыми, полуокатанными, реже окатанными обломками темно- и светло-серых, иногда розоватых микрозернистых известняков, сцементированных серым афанитовым известняком. В кровле обломочная структура полностью исчезает. Мощность 7 м.

5. Известняки темно-серые до черных плитчатые (2-3 см) микрозернистые с мелким детритом (шл. 14-K-36, 37), слагающие пакеты (до 0.5 м) ритмично чередующиеся с пластами (0.1-1.5 м) темно-серых кристаллически зернистых известняков. В инт. 0-5 м (пр. I4-K-37) установлены конодонты *Spathognathodus* sp. Мощность 5 м.

6. Известняки серые до светло-серых неясно-слоистые массивного облика мелкодетритовые окремненные (шл. 14-K-34). На 0 и 5 м

(пр. I4-K-32-34) установлены конодонты: *Spathognathodus optimus* Mosk., *Sp. buchanensis* Phil., *Sp. sp.*, *Flajsiella stygia* (Flajs), *Fl. schulzei* (Bard). Мощность 10 м.

7. Известняки темно-серые разнослоистые (0.01-1 м) микрозернистые, чередующиеся с крупнодетритовыми криноидными, иногда заменяющимися градационно-сортированными обломочными разностями (до 0.6 м). В основании пластов крупнообломочные известняки, переходящие затем в сгустково-детритовые криноидные разности (шл. I4-K-30). Отмечаются желваки и прослои (до 1 см) светлых кремней. На 0, 10, 32 м (пр. I4-K-29, 30, 31) установлены конодонты: *Spathognathodus optimus* Mosk., *Sp. selfi* Lane et Orm., *Sp. wurmi* Bisch. et Sann., *Sp. primus* (Brans. et Mehl). Мощность 32 м.

8. Известняки светло-серые неяснослоистые мелкодетритовые. Мощность 3 м.

9. В основании пачки пласт (до 1 м) мелкообломочной известняковой конглобрекции, состоящей из обломков (0.5-5 см) различного цвета (от светлых до темных) известняков, сцементированных темно-серым афанитовым известняковым материалом. Выше по разрезу эти породы сменяются темно-серыми разнослоистыми детритово-сгустковыми полосчатыми известняками (шл. I4-K-28). На 5 м (пр. I4-K-28) установлены конодонты: *Spathognathodus selfi* Lane et Orm., *Sp. wurmi* Bisch. et Sann. Мощность 5 м.

10. Известняки розовато-серые массивнослоистые (пласты 5 и 10 м) микрозернистые. На 5 м (пр. I4-K-27) установлены конодонты: *Spathognathodus miae* Bult.; тентакулиты (пр. 1750): *Viriatellina galinae* Bouček, *V. hercynicus* Bouček. Мощность 15 м.

11. Известняки темно-серые разнослоистые (1-20 см) детритово-сгустковые с прослоями (5 см) черных плитчатых фтанитов. На 0 м (пр. 1758) установлены тентакулиты: *Nowakia acuaria* (Richter). Мощность 10 м.

12. Известняки серые разнослоистые крупнодетритовые криноидные, участками конгломератовидные. На 0, 19.8 м (пр. 1755, 1756) установлены тентакулиты: *Nowakia acuaria* (Richter), *Turkestanella duplecostata* Klish. Мощность 19.8 м.

13. Известняки серые разнослоистые (5-50 см) микрозернистые с прослоями (до 7 см) черных плитчатых спиккуловых фтанитов (шл. I4-K-22a). Слои известняков, как правило, четковидной формы, с многочисленными тентакулитами на поверхностях напластования. Отмечаются редкие брахиоподы. На 8.5, 43.3 м (пр. 1753) установлены тентакулиты: *Nowania acuaria* (Richter). Мощность 43.3 м.

14. Известняки серые разнослоистые (до 0.7 м) криноидные с многочисленными табулятами, ругозами, мшанками. На 20 м (пр. Г-124-1) установлены табуляты: *Cladopora* ex gr. *rectilineata* Simpson, *Thamnopora* (?) sp. Мощность 21.3 м.

15. Известняки темно-серые разнослоистые (0.01-1.0 м) мелко-детритовые, с многочисленными корками серых кремней, создающих эффект псевдослоистости, на 8.6, 13.7, 18.7 м (пр. I4-K-I8-20) установлены конодонты: *Spathognathodus miae* Bult.; на 8.6, 13.7, 18.7 м (пр. 1748-1750) - тентакулиты: *Nowakia acuaria* (Richter), *Turkestanella rariannulata* Klish. Мощность 27.3 м.

16. Известняки серые тонко- и мелкослоистые, прослоенные пакетами (5-10 см) бурых листоватых известковых аргиллитов (с. а. I4-K-16a). В инт. 1-5 м (пр. 1746) установлены тентакулиты: *Nowakia acuaria* (Richter). Мощность 6.4 м.

Разрывное нарушение (сброс), выраженное понижением в рельефе, лимонитизацией и окварцеванием пород.

17. Известняки темно-серые плитчатые тонкослойчатые мелко-детритовые окремненные (шл. I4-K-I6) с тентакулитами и мелким криноидным детритом. В инт. 1-3 м (пр. I4-K-I6) установлены конодонты: *Eolinguiopolygnathus dehiscens* (Phil. et Jack.), *Spathognathodus miae* Bult. Мощность 4.8 м.

Общая неполная мощность магианской свиты в разрезе 353.6м. Установленные в ней конодонты характеризуют следующие зоны: верхнелохковскую зону *optimus* (пачки 1-6), пражскую зону *miae* (инт. 14.0-15.0 м пачки "9", пачки "10-15"), нижнеэмсскую зону *dehiscens* (пачка "16"). В тентакулитовой последовательности инт. 0-10 м пачки "I", пачка "2" охарактеризованы тентакулитами лохковской зоны *obuti*, инт. 10-15 м пачки "9", пачки "10, 11", инт. 0-5 м пачки "14" - пражской зоны *acuaria*, инт. 25.0-27.3 м пачки "14" - верхнепражской подзоны *strangulata*. Табуляты в пачке "I" пражского яруса.

Исходя из вышеизложенного, возраст магианской свиты в разрезе определяется в диапазоне поздний лохков-ранний эмс.

Акбасайская свита. Контакт с подстилающими образованиями тектонический, фиксируется зоной дробления и лимонитизации пород, утыканием слоев. В составе свиты здесь выделяются:

Нижнеакбасайская подсвита

1. Фтанитоиды темно-серые плитчатые (1-5 см) интенсивно брекчированные, окварцованные, лимонитизированные. Мощность 11 м.

2. Известняки и глинистые известняки буровато-серые, темно-серые до черных, в основании пачки неяснослоистые, далее плитча-

тые (1-10 см) микрозернистые (шл. I4-K-I4) с многочисленными желваками, линзами и прослоями (до 3 см) светло-серых кремней. В инт. 4.1-5.6 м (пр. I4-K-I4, I5) установлены конодонты: *Eolinguipolygnathus dehiscentis* (Phil. et Jack.), *Spathognathodus miae* Bult., *Sp. wurmi* Bisch. et Sann. Мощность 5.6 м.

3. Фтаниты черные, с поверхности бурые плитчатые (0.5-5 см) интенсивно лимонитизированные, окварцованные. Мощность 24 м.

4. Фтанитоиды серые до темно-серых плитчатые (1-30 см) брекчированные, лимонитизированные, окварцованные. Мощность 9.5 м.

Разрывное нарушение, выраженное уступом в рельефе, зоной интенсивной лимонитизации пород.

5. Фтаниты (шл. 14-K-10^a) черные, с поверхности бурые, полосчатые плитчатые (0,5-7 см) до листоватых с прослоями (1-40 см) серых микрозернистых окремненных известняков. Мощность 30 м.

6. Фтанитоиды темно-серые, фтаниты черные тонко- и среднеплитчатые, переслаивающиеся с листоватыми кремнистыми аргиллитами аналогичных цветов и редкими прослоями, часто четковидной формы (до 6 см), серых мелкодетритовых тентакулитовых (шл. I4-K-I0) и микрозернистых (шл. 14-K-5, 8) известняков, нередко окремненных, содержащих радиолярии. Породы участками смяты в резко асимметричные складки с округлым замком и параллельными крыльями. На 0, 5, 10, 16, 20 м (пр. I4-K- 5, 6, 8-10) установлены конодонты: *Eocostapolygnathus gronbergi* (Klapp. et Johns.), *Spathognathodus post-excelsus* (Wang et Ziegl.), *Sp. miae* Bult. Мощность 20 м.

Мощность нижнеакбасайской подсвиты 100.1 м.

Среднеакбасайская подсвита

1. Фтаниты (с. а. шл. 14-K-4и) черные, фтанитоиды темно-серые тонкоплитчатые, переслаивающиеся с листоватыми кремнистыми аргиллитами серого, зеленого и розоватого цветов. Отмечаются мелкие изоклинальные складки. Мощность 84.5 м.

Разрывное нарушение (сброс), выраженное понижением в рельефе зоной дробления и лимонитизации пород.

2. Фтаниты (с. а. шл. 14-K-4ж) черные тонко- и среднеплитчатые, переслаивающиеся с аналогично окрашенными листоватыми кремнистыми аргиллитами в соотношении 5:1. Породы пронизаны серией кварцевых прожилков. Мощность 5 м.

3. Фтанитоиды серые и зеленовато-серые тонкоплитчатые, переслаивающиеся с листоватыми аргиллитами того же цвета. Мощность 0.5 м.

Мощность среднеакбасайской подсвиты 90 м.

Верхнеакбасайская подсвита

1. Кремнистые аргиллиты малиновые с листоватой и щепковидной отдельностью с пропластками (0.5-3 см) зеленых и малиновых глинистых яшм (с. а. шл. I4-K-4е), образующих с аргиллитами взаимопереходы. На 2 и 4.6 м линия разреза пересекает зону разрывного нарушения, имеющего сложную "флексуроподобную" конфигурацию. В зоне разрыва породы окварцованы, лимонитизированы, смяты в мелкие складки. Мощность 4.8 м.

2. Фтанитоиды (с. а. I4-K-4в) зеленовато-серые тонко- и среднеслоистые до листоватых с будинированными прослоями (до 1 см) темно-серых с зеленоватым оттенком тонко-мелкозернистых кварцграувакковых песчаников (шл. с. а. I4-K-4б), составляющих до 50% мощности. Мощность 27.3 м.

Разрывное нарушение (сброс) субширотного простирания, фиксирующееся понижением в рельефе, зоной окварцевания (до 1 м).

3. Аргиллиты кремнистые зеленые и зеленовато-серые листоватые, переслаивающиеся с тонкоплитчатыми аналогично окрашенными фтанитоидами. Отмечаются линзовидные прослои (до 5 см) темно-серых детритово-сугликоватых известняков (шл. I4-K-4). На 2.3 м в аргиллитах и известняках (пр. I4-K-4) установлены конодонты: *Palmatolepis marginifera* Helms, *Palm. inflexoidea* Ziegl., *Palm. glabra* Ullr. et Bass., *Palm. pectinata* Ziegl., *Palm. gracilis* Brans. et Mehl, *Palm. minuta* Brans. et Mehl, *Palm. grossi* Ziegl., *Palm. sp.*, *Polygnathus glaber* Ullr. et Bass., *P. cf. lagowiensis* Helms et Wolska, *P. porrectus* Vorontz. et Kuzm., *Scaphignathus subserratus* (Brans. et Mehl), *Bispathodus stabilis* (Brans. et Mehl). Мощность 5.5 м.

Разрывное нарушение (сброс) субширотного простирания, выраженное понижением в рельефе, зоной дробления, угловым несогласием слоев в смежных пачках.

4. Аргиллиты кремнистые зеленые и малиновые (соотносящиеся как 1:3) листоватые с многочисленными линзовидными прослоями (1-5 см и до 1 м в длину) темно-серых, с поверхности малиновых, мелкодетритовых альбитизированных (шл. I4-K-2) и крупнодетритовых криноидных (шл. I4-K-3) известняков. На 12 и 22 м (пр. I4-K-2, 3) установлены конодонты: *Palmatolepis schindewolfi* Müll., *Palm. gracilis* Brans. et Mehl, *Palm. marginifera* Helms, *Palm. leptota* Ziegl. et Huddle, *Palm. inflexa* Müll., *Palm. sp.*, *Scaphignathus subserratus* Brans. et Mehl, *Polygnathus ex gr. nodocostatus* Brans. et Mehl, *Spathognathodus werneri* Ziegl. Мощность 32.2 м.

5. Фтанитоиды (с. а. шл. I4-K-10) серые плитчатые (до 10 см), чередующиеся с листоватыми кремнистыми аргиллитами аналогичной окраски. Участками наблюдаются складки "оползания". Мощность 44.5 м.

6. Аргиллиты кремнистые (шл, с.а. 14-K-1л+м) малиновые с пятнами (до нескольких м²) зеленых, листоватые, переслаивающиеся с серыми плитчатыми фтанитоидами (шл. 14-K-1з). Соотношение пород 1:1. Отмечаются многочисленные кварцевые прожилки (до 2 см). Породы смяты в проклинальные складки с размахом крыльев до 10 см. На 35.9, 65.9 м (пр. 14-K-1е+л) установлены видимые конодонты: *Palmatolepis glabra* Ulr. et Bass., *Palm. sp.* Мощность 80.9 м.

7. Фтаниты глинистые (шл. 14-K-1д) черные, фтанитоиды темно-серые плитчатые (0.5-3 см) интенсивно лимонитизированные. Мощность 4.1 м.

8. Фтаниты (шл. 14-K-1г) черные, фтанитоиды темно-серые листоватые интенсивно лимонитизированные. Мощность 4 м.

9. Аргиллиты кремнистые (шл. 14-K-1б) зеленые, малиновые, серые, шоколадные листоватые, участками до тонкоплитчатых. На 9 м линзовидное тело (0.4 x 0.2 x 9 м) темно-серых с зеленоватым оттенком мелкодетритовых криноидных интенсивно альбитизированных известняков (шл. 14-K-1). В известняках (пр. 14-K-1), а также в зеленых кремнистых аргиллитах (обр. 14-K-1а) установлены конодонты: *Palmatolepis postera* Ziegl. *Palm. helmsi* Ziegl., *Palm. schindewolfi* Müll., *Palm. sp.*, *Polygnathus styriacus* Ziegl., *P. obliquicostatus* Ziegl., *Icriodus sp.*, *Scaphignathus subserratus* (Brans. et Mehl). Мощность 9.7 м.

Мощность верхнеакбасайской подсвиты 223.7 м.

Далее по линии разреза зона (до 5 м) брекчирования, лимонитизации, окварцевания пород, к северо-востоку от которой лежат черные фтаниты нижнеакбасайской подсвиты (?). Общая мощность акбасайской свиты в разрезе 414.8 м. Установленные в ней конодонты характеризуют: нижнеэмские зоны *dehiscens* (пачки "1-4" нижнеакбасайской подсвиты) и *gronbergi* (пачка "6" нижнеакбасайской подсвиты), нижнефаменскую зону *marginifera* (пачки "3, 4" верхнеакбасайской подсвиты), верхнефаменские *trachytera* (с 22 м пачки "4", и пачка "6" верхнеакбасайской подсвиты) и *postera* (пачка "9" верхнеакбасайской подсвиты). На основании этих данных, время формирования акбасайской свиты в рассматриваемом разрезе определяется как начало эмского - конец фаменского веков девона.

В структурном плане изученные образования слагают моноклинали с падением на северо-восток под углами 30-50°, осложненную крутопадающими разрывными нарушениями и мелкой складчатостью.

Как очевидно из вышеизложенного, существенно карбонатная часть разреза имеет раннедевонский - лохков-раннеэмский - возраст, тогда как существенно кремнистая имеет эмс-фаменский возраст, что согласуется с данными по другим разрезам. По последовательности стратонов и их возрасту изученный разрез можно уверенно отнести к

зиддинскому фациальному типу разрезов девона Зеравшано-Гиссарской структурно-фациальной зоны Центрального Таджикистана [4].

Таким образом, на водоразделе саев Югандара и Ташкуват детально и на современном уровне были изучены девонские отложения, отнесенные авторами к магианской и акбасайской свитам. Для свит получена детальная литологическая характеристика, проведено зональное расчленение по архистратиграфическим группам фауны – конодонтам и тентакулитам и определен их точный возраст. Разрез отнесен к зиддинскому фациальному типу разрезов девона Зеравшано-Гиссарской структурнофациальной зоны.

Авторы выражают свою искреннюю и огромную благодарность своим коллегам, принимавшим участие в совместных исследованиях: С.В. Щипанову, В.А. Келлер и Г.Ф. Алесовой.

Литература

1. Муфтиев З.З., Шадчиев А.С. К стратиграфии палеозоя Зеравшано-Гиссарской структурно-фациальной зоны // Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., Л.: 1970. т. 168, с. 145-162.
2. Мартышев В.Р. К вопросу о расчленении, возрасте и распространении домезозойских отложений Зеравшано-Гиссарской горной области и Каратегина // Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., Л.: 1970. т. 168, с. 163-184.
3. Лаврусевич А.И. К вопросу о верхнем девоне в Зеравшано-Гиссарской структурно-фациальной зоне // Вопросы геологии Таджикистана. Душанбе: Изд-во Тадж.гос.ун-т: 1973. Вып. 2, с. 57-73.
4. Бардашев И.А. Стратиграфия девонских отложений Зеравшано-Гиссарской структурно-фациальной зоны Южного Тянь-Шаня //Проблемы геологии Республики Таджикистан. Деп. 16.09.1999. Вып. 2. № 40 (1282). 1999б. Вып. 3, с. 26-55.

**ЭВОЛЮЦИОННОЕ ЗНАЧЕНИЕ АДАПТАЦИЙ,
СВЯЗАННЫХ С ПРОЯВЛЕНИЕМ ПРИНЦИПА
НЕОЧЕВИДНОСТИ ИЛИ НЕЯВНОСТИ**

Принцип неочевидности (*то, что не фиксируется органами чувств, не является очевидным*) был постулирован нами [1] как эмпирическое правило, в соответствии с которым строится жизненная стратегия любых биологических субъектов. Поскольку часто биологические субъекты ведут себя таким образом, чтобы не быть зафиксированными (неявное присутствие) другими организмами, то справедливо и обратное утверждение: *отсутствие активности равнозначно отсутствию*. Отсюда происходит двойное название принципа («неочевидности или неявности»). Были приведены многочисленные примеры, демонстрирующие действие принципа, и показано, что некоторые факты, не находящие своего объяснения в рамках современной науки (например, обязательность присутствия Наблюдателя Вселенной), не могут быть поняты без привлечения положений принципа или проистекающих из него следствий. Также дополнена характеристика информации – активно развивающегося понятия, причисленного в наши дни к разряду философских категорий. Всё это показывает важность констатации принципа неочевидности или неявности, позволяющего полнее понять законы функционирования живого вещества.

Казалось бы, на любые изменения внешней среды биологические субъекты должны реагировать однотипно: поскольку отклонения от состояния стабильности могут содержать в себе потенциал угрозы существованию, следует ожидать активизации жизненных функций, предшествующей состоянию отражения угрозы или переживанию неблагоприятных условий. И такая реакция имеет место в органическом мире. Типичным примером является бегство от опасности (активизация двигательной активности). Другой пример затрагивает и двигательную, и метаболическую (физиологическую) активность: зажатые в кулак миксины обильно покрывают тело слизью, завязываются узлом, прогоняют узел вдоль тела и выскальзывают из руки [2].

Интенсификация функций отмечается у позвоночных в стрессовых ситуациях: усиление притока адреналина в кровь повышает поступление кислорода, концентрацию глюкозы в крови, кровоток в печени и др. [2]. Считается, например, что страх – это избыток адреналина и норадреналина в крови (со всеми вытекающими отсюда последствиями: сужение сосудов, усиление кровотока и прочее). Гистохимическим путём установлено, что у зооксантелл, населяющих затенённые веточки колоний герматипных кораллов и получающих меньше света, чем верхние ветви колонии, происходит значительная активация фотосинтетического аппарата [3]. На основании наблюдений исследователями сделан вывод, что эти зооксантеллы относятся к тенелюбивым формам.

Мы придерживаемся иного мнения и рассматриваем описанное явление всего лишь как адекватную реакцию организмов на неблагоприятные условия среды (затенённость). Аналогичная реакция наблюдается у растений – их рост в затенённых местах стимулируется выработкой гормонов ауксинов, ответственных за рост и изгибание ветвей. В опытах, проводившихся в аквариумах с применением красителей, установлена [3] активизация тканевого роста кораллов вокруг чужеродных тел, попадавших в колонию, что приводило к их замуровыванию. В силурийских отложениях разреза горы Меришкор (Туркестано-Нуратинская складчатая область Южного Тянь-Шаня) мы наблюдали появление колоний кораллов грибовидной формы. Такая форма была обусловлена поступлением значительного количества терригенного материала на мелководье, на что колония реагировала активизацией собственного роста на ранних стадиях развития. При наступлении более благоприятных условий рост колонии вверх замедлялся, и она разрасталась также в ширину, приобретая грибовидную форму, и т.д.

В то же время наряду с ожидаемой реакцией биологических индивидов (активизация функций) в ответ на воздействие факторов внешней среды в ряде случаев, как показывают примеры, приводившиеся при рассмотрении Принципа неочевидности или неявности, мы видим реакцию, обратную наблюдаемой (снижение физиологической и/или двигательной активности). Так, вместо того, чтобы удирать, божьи коровки и жуки-притворяшки «падают в обморок», становясь более лёгкой добычей для врага, а многие животные и растения при наступлении условий, далёких от жизненного оптимума, не активизируют свои жизненные функции, а, наоборот, понижают, впадая в спячку или в анабиоз.

Мы видим, таким образом, две адаптивные жизненные стратегии, два альтернативных способа поведения. Какие ситуации ответственны за их проявление? Сравнение между собой двух типов реагирования убеждает в том, что первый имеет место большей частью тогда, когда организм способен справиться с действующими на него негативными факторами. Напротив, второй тип поведенческих реакций проявляется, когда условия среды близки к экстремальным, критическим (значения параметров среды близки к не совместимым с жизнью) или когда организм реагирует на ситуацию как на критическую. Сидящая в гнезде птица замирает при звуках приближающейся опасности, стараясь не выдать своего присутствия никаким лишним шумом (*отсутствие активности равнозначно отсутствию*), потому что ситуация близка к критической: потенциальный враг может нести с собой смерть ей или её будущему потомству. Кажется, что хищник, маскирующий своё присутствие, время от времени замирающий и постепенно подкрадывающийся к жертве, далёк от условий, которые можно было бы назвать критическими, поскольку он находится в более выгодном положении по отношению к жертве, а показатели абиотических факторов среды не выходят за пределы нормы. На самом же деле, если он не справится с ситуацией (своевременное получение пищи), то может умереть голодной смертью. Непредсказуемость исхода охоты заставляет хищника воспринимать ситуацию как критическую. Вряд ли можно уповать на то, что замирающие перед гигантскими змеями люди, пытающиеся слиться с остальным неподвижным фоном среды, очень рады своему положению. Вирусы, принимающие неактивную (латентную) форму, делают это не в разгар своего жизненного оптимума, что можно видеть хотя бы по улучшению в этот момент физиологических показателей организма, в котором они паразитируют. Для наглядности приведём ещё пару примеров: страусы, прячущие голову в песок в случае опасности, или люди, падающие в обморок от шокирующего известия, делают так потому, что также не способны справиться с ситуацией, то есть расценивают её для себя как критическую. Поведение страусов, божьих коровок или жуков-притворяшек может показаться курьёзным с точки зрения человека, поскольку не преуменьшает степени грозящей им опасности, но на деле люди в жизни сплошь и рядом уподобляются страусам – гораздо чаще, чем они сами задумываются над этим.

Очевидно то, что оба типа адаптивной жизненной стратегии (усиление либо понижение физиологической активности в ответ на внешние раздражители) выработались вследствие приспособления

организмов к воздействиям неблагоприятных факторов среды, но не всегда просто ответить на вопрос о том, как именно это происходило. Теоретически можно представить два пути, два сценария, в соответствии с которыми может идти выработка адаптаций физиологического плана: 1 – плавное изменение условий среды, которому соответствует постепенное изменение физиологических показателей организма, в конечном счёте приводящее к возникновению новых морфологических и генетических структур; 2 – резкое изменение условий среды, провоцирующее гибель части членов популяции и гормональные нарушения у членов популяции, оставшихся в живых. Повторяемость резких неблагоприятных воздействий могла приводить к закреплению определённых приспособительных реакций у тех членов популяции, кому удалось пережить неблагоприятные условия. Не исключено, что способность к анабиозу выработалась у предковых форм современных животных и растений именно вследствие резкого периодического ухудшения условий окружающей среды. Наступление неблагоприятных для жизни условий вело к подавлению, деактивации тех или иных жизненных процессов и зачастую к гибели. При возвращении нормальных условий функциональность живых систем, не погибших в критических или близких к таковым условиям, могла в той или иной мере восстанавливаться, но физиологическая память (возможно, даже на уровне протоплазмы) о перенесённом стрессе сохранялась. Свойство понижать уровень своей функциональности при достижении определённых параметров среды закрепились генетически, то есть стало передаваться по наследству.

Говоря об адаптациях физиологического плана, следует также рассмотреть эволюционные истоки такого свойства живого, как способность реагирования на проявляемую извне активность. Одним из главных факторов, а, скорее всего, главным, провоцировавшим развитие этого свойства, является реакция живого на живое вследствие стрессорного воздействия организмов друг на друга. В основе реагирования организмов друг на друга лежит способность особей к неограниченному размножению и связанному с этим истощению пищевых ресурсов. Перенаселённость и голод – главные естественные факторы регуляции численности особей, поэтому они относятся к разряду критических факторов. Практически всё живое характеризуется той или иной степенью активности (направленное передвижение, пассивное перемещение, раскрытие створок раковин и т.д.), поэтому в процессе эволюции реакция на двигательную активность приобрела весьма существенное, а во многих случаях и первостепенное значение.

Например, коралловые полипы, относящиеся к прикрепленным бентосным животным и реагирующие на движение воды, создаваемое проплывающими мимо рыбами или другими животными, действуют в соответствии с первым следствием Принципа неочевидности или неясности (*если существует активность, то существует и носитель активности*). Они выстреливают стрекательными клетками в проплывающее мимо животное, парализуя его, притягивая и переваривая.

Приведенный пример демонстрирует случай пассивного хищничества, но с развитием активного хищничества (то есть когда организмы перемещаются и нападают целенаправленно) способность реагировать на проявляемую извне активность не стала менее актуальной. На ранних этапах эволюции хищничество не было характерно для живого по двум причинам: слабость изоляционных барьеров между протоорганизмами и отсутствие или недостаточное развитие механизмов переваривания друг друга. О слабости изоляционных барьеров между протоорганизмами свидетельствует чрезвычайно широко распространенное среди низших форм жизни (простейшие, бактерии и вирусы) явление горизонтального переноса генов. Широко проявляющийся среди примитивных организмов горизонтальный перенос генов вызывает удивление у биологов. Но если признавать единство происхождения всего живого на Земле, то данное явление вполне вписывается в логическую схему филогенеза: чем дальше родство между организмами, тем жестче изоляционные барьеры между ними. Что касается второго свойства, то именно отсутствие либо недостаточное развитие механизмов переваривания явилось причиной симбиогенетического происхождения клетки. В противном случае клетка, эта многофункциональная симбиотическая система, вряд ли могла бы возникнуть. Попутно можно отметить интересный момент из истории хищничества: многие позвоночные (завры), которым было присуще хищничество, с течением времени становились травоядными (напр., [4]), что диктовалось условиями среды, в которой они обитали (уменьшение пищевых ресурсов). Это показывает, что хищничество не является необратимым свойством живого, а также служит косвенным доказательством его приобретённости в процессе эволюции органического мира.

Реакция живых организмов друг на друга обусловлена не только перенаселённостью, голодом и развитием хищничества. С жизнедеятельностью организмов связано непосредственное выделение химических веществ в окружающую среду (фитонциды, эфирные масла, мочевина, аммиак и прочее), с помощью которых организмы способ-

ны оказывать воздействие друг на друга. Кроме того, скопление больших масс живого вещества может служить причиной изменения окислительно-восстановительного потенциала среды. Способность живого вещества при больших скоплениях изменять окислительно-восстановительный потенциал среды выступает как фактор коллективного метаболизма [5]. Один из примеров глобального характера – вклад живого в развитие кислородной атмосферы Земли. Изменение окислительно-восстановительного потенциала среды, в свою очередь, может провоцировать выработку новых адаптаций (напр., кислородное дыхание). Изменение биоты под воздействием среды, изменённой организмами или при их участии, демонстрирует механизм саморазвития биосферы.

Следует отметить, что однократное, но сильное воздействие может оказывать на особей такой же эффект и вызывать такие же гормональные сдвиги в системе организма, как и суммарное влияние серии мелких воздействий. В первом случае речь не может идти о выработке адаптаций, но наличие изменений будет фиксироваться у ближайших потомков тех, кто перенёс стрессорное воздействие. Пример – атомные взрывы в Хиросиме и Нагасаки: потомки тех, кто попал под воздействие радиации в 1945 году, до сих пор болеют лейкемией. Вероятность её исчезновения у будущих потомков очень высока как вследствие вымирания части больных, так и в результате интенсивного лечения. С течением времени частота появления больных лейкемией будет сравнима с частотой появления обычных мутаций. Напротив, во втором случае может происходить формирование новых признаков. Известно, что неоднократно воздействующие на организм раздражители приводят к снижению пороговой чувствительности и приспособлению организмов к более широкому диапазону воздействий внешней среды. В качестве примера можно привести серповидноклеточную анемию, являющуюся результатом приспособления людей к жизни в районах распространения малярийного комара.

Эффективность воздействия негативных факторов на организм можно оценить лишь по реакции на них организма. Поэтому целесообразно ввести понятие о глубине гормонального сдвига.

Глубина гормонального сдвига (ГГС) – это изменение степени активности генов в связи с изменением гормональной активности организма в ответ на внешние раздражители, может предшествовать или способствовать адаптациям и мутациям. Нелегко оценить количественные изменения физиологических процессов, происходящих в системе организма и связанных с ГГС. Но введение понятия может помочь при

сравнительной оценке относительной эффективности воздействия тех или иных негативных факторов на разные группировки особей.

Таким образом, в ответ на воздействие неблагоприятных факторов среды биологические субъекты используют две адаптивные жизненные стратегии, два альтернативных способа поведения: активизация метаболической и/или двигательной активности и, наоборот, снижение активности. Первый тип реагирования имеет место тогда, когда организм способен справиться с действующими на него негативными факторами, а второй – когда условия среды близки к критическим или когда организм реагирует на ситуацию как на критическую. С помощью понижения собственной активности особи сводят до минимума интенсивность взаимодействия с внешней средой, то есть действуют в соответствии с положениями Принципа неочевидности или неясности (*отсутствие активности равнозначно отсутствию*).

Два типа поведенческих реакций (повышение или снижение активности) сформировались у живого в процессе эволюции вследствие приспособления к разнообразным факторам внешней среды. Для отдельно взятого индивида всё вокруг него является окружающей средой, включая других особей, поэтому воздействие особей друг на друга может быть приравнено к действию абиотических факторов экстремального характера. В своё время это было показано и с помощью лабораторных опытов (Принцип конкурентного вытеснения Гаузе). Ганс Селье [6] подчёркивал, что необходимость уживаться друг с другом является главной причиной дистресса (то есть вредного стресса). Реакция на двигательную активность возникала и развивалась у живого в процессе взаимодействия и взаимоприспособления организмов к совместному сосуществованию. С течением времени она оформилась как способность реагирования на любую проявляемую извне активность. Поэтому внимание особей привлекают в первую очередь движущиеся предметы. Обратная сторона этого свойства (состояние временной неподвижности) широко используется живыми организмами в повседневной практике.

Использование двух типов приспособительных поведенческих реакций обеспечивает организмам гибкость взаимодействия с окружающей средой, повышая потенциал их выживаемости.

Литература

1. Оспанова Н.К. Антропный принцип с позиций палеонтологических и биологических данных // Тр. Ин-та геологии АН РТ. Нов. сер. Вып. 8. Душанбе: Дониш, 2009, с. 24-41.

2. Биологический энциклопедический словарь // Гл. ред. М.С.Гиляров. М.: Сов. энциклопедия, 1986, 831 с.
3. Преображенский Б.В. Морфология и палеоэкология табулятоморфных кораллов. М.: Наука, 1982, 157 с.
4. Ивахненко М.Ф. Эволюция позднепалеозойских тетрапод как эволюция их биоморф // Эволюция биосферы и биоразнообразия. К 70-летию А.Ю.Розанова. М.: Т-во научных изданий КМК, 2006, с. 373-393.
5. Оспанова Н.К. К вопросу о «минеральной» гипотезе происхождения жизни // Деп. в ВИНТИ, № 6086-889. 1989, 31 с.
6. Селье Г. Стресс без дистресса. М.: Прогресс, 1979, 126 с.

САБИРОВ А.А.

*Институт геологии, сейсмостойкого строительства
и сейсмологии АН РТ*

БИОРАЗНООБРАЗИЕ ОРДОВИКСКИХ ФОРАМИНИФЕР ТЯНЬ-ШАНЯ

Биоразнообразие фораминифер на различных этапах их силурийской и девонской истории рассмотрено в серии статей автора [1-4]. Кроме того, в печати находится статья по биоразнообразию позднефаменских фораминифер. Из них следует, что в историческом развитии фораминифер наблюдается тенденция неуклонного роста количества таксонов и расширения ареалов распространения, несмотря на наблюдаемые кратковременные биотические и абиотические кризисы в их развитии. Данные, приведенные в этих работах в табличной форме, свидетельствуют также о том, что в результате увеличения темпов эволюции фораминифер с течением геологического времени возрастает их стратиграфическое значение, что позволяет проводить все более детальное расчленение вмещающих отложений. Но фораминиферы, как одноклеточные организмы с оформившимся наружным скелетом, возникли еще в кембрии и в мировой литературе довольно много работ, посвященных их морфологии и систематике. В этой связи интересно проследить их биоразнообразие как в масштабах планеты, так и на изучаемой нами территории, так как они являются предшественниками силурийских, девонских и более молодых фораминифер.

Подробный анализ опубликованной литературы по ордовикским и кембрийским фораминиферам Земного шара приведен в работе [5].

Из этих данных следует, что в дальнейшем зарубежье из кембрийских и ордовикских отложений описывались исключительно агглютированные песчанистые и хитиноидные формы, изучавшиеся, главным образом, после извлечения их из породы и филогенетически не связанные с секретионными известковыми фораминиферами. То есть они не являются предками более молодых силурийских, девонских и каменноугольных форм с секретионным известковым скелетом. Часть из этих родов и видов последующие авторы не признают фораминиферами. В настоящее время из кембрийских и ордовикских отложений

США, Гренландии, Норвегии, Швеции, Польши, Бельгии, Китая известно 14 родов и большое количество видов песчанистых фораминифер, из которых только 4 рода встречены в кембрии. На территории бывшего СССР песчанистые и хитиноидные фораминиферы ордовика известны из Прибалтики, Казахстана, а из карадокских отложений Восточного Казахстана [6], наряду с песчанистыми и хитиноидными формами, описаны роды с известковыми трубчатыми раковинами - *Parasiniella* и *Turbienta*. Однако анализ многочисленных опубликованных работ показывает, что эти 2 рода, а также большая часть других родов и видов с известковой секреторной стенкой, описанных на территории бывшего СССР и впоследствии найденных и в других регионах Земного шара, в настоящее время относятся к известковым водорослям [5].

Таким образом, из всех известных к настоящему времени кембрийских и ордовикских известковых секреторных форм, рассмотренных в [5], в составе фораминифер можно рассматривать лишь: *Archaeosphaera cambrica* Reitl., *A. cambrica* var. *crafta* Reitl., *Vicinesphaera eosqualida* Reitl., *V. sp.* (кембрий Сибири) [7], *Earlandia sibirica* (Lip.) *forma grandis* (ордовик Сибири) [7], *Parathuramina sergiensis* Pron. (средний – верхний ордовик Урала) [8], а также 7 видов из верхнего ордовика Узбекистана, описанных В.Д. Салтовской [9]. До работы [5] из отложений нижнего ордовика не было известно ни одной формы.

Впервые раннеордовикские фораминиферы обнаружены в шлифах из карбонатных пород верхнекембрийско-среднеордовикской бешташской свиты в междуречье Кайнар-Карагаин (южный склон Таласского хр.) С.Б.Гущиным, которым был составлен детальный разрез этих отложений с послойным отбором образцов на микрофауну и собрана сопутствующая макрофауна. Возраст определяется находками в этой толще наутилоидей, брахиопод, гастропод, конодонтов и кораллов [5].

Найденные объекты отнесены нами к примитивным фораминиферам, так как морфологически они аналогичны широко развитым в силурийских и девонских отложениях представителям отряда *Parathuraminida*, а микроскопическое изучение их стенки показало, что она имеет такое же строение, как у последних. Она имеет органическое происхождение, является известковой, секреторной, зернистой, в проходящем свете темной, или, по современной терминологии [10], микрогранулярной. Стенки более молодых паратурамминид, в частности девонских, состоят из плотно прилегающих друг к другу мелких беспорядочно ориентированных кристаллов кальцита. В отличие от последних, раннеордовикские фораминиферы, отнесенные к широко

распространённым в более молодых среднепалеозойских отложениях родам: *Parathurammina*, *Parathuramminites*, *Vicinesphaera*, *Archaeosphaera*, *Bisphaera*, имеют более примитивный облик, выражающийся, прежде всего, в строении стенки. Она более рыхлая, менее тёмная, более крупнозернистая с отдельными включениями крупных зёрен прозрачного кальцита, часто с расплывчатыми неровными внутренним и внешним контурами, с пережимами и карманами на поверхности внутренней полости. Кроме того, у них более пластичная и, как правило, менее правильная форма.

Помимо описанных в работе [5] видов, в нижнеордовикских отложениях бешташской свиты встречены некоторые формы, определённые как *Parathurammina* sp., *Earlandia* sp., *Bituberitina* sp., *Parastegnammina* sp. и др. По таксономическому разнообразию и общей массе в комплексе преобладают представители рода *Vicinesphaera*.

Итак, наиболее древними из найденных на территории Средней Азии известковых секретионных фораминифер являются виды комплекса, установленного в отложениях кембрийско-среднеордовикской бешташской свиты южного склона Таласского хребта [5].

Раннеордовикский комплекс, найденный в средней части этой свиты, представлен 19 видами однокамерных фораминифер, принадлежащих 9 родам широкого вертикального распространения (см. таблицу). К ним относятся *Parathurammina talassica* Sabirov et Guschin, *Parathurammina* sp., *Parathuramminites kainarica* Sabirov et Guschin., *P. sphaerica* Sabirov et Guschin, *P. eosuleimanovi* Sabirov et Guschin, *Parathuramminites* sp., *Bisphaera eomalevkensis* Sabirov et Guschin, *B. primitiva* Sabirov et Guschin, *Archaeosphaera postcambrica* Sabirov et Guschin, *Vicinesphaera globosa* Sabirov et Guschin, *V. parva* Sabirov et Guschin, *V. mutabilis* Sabirov et Guschin, *V. laxum* Sabirov et Guschin, *V. karagainica* Sabirov et Guschin, *Vicinesphaera* sp., *Quasiirregularina* sp., *Parastegnammina* sp., *Bituberitina* ? sp., *Earlandia* sp.

Учитывая, что больше нигде в мире раннеордовикские известковые фораминиферы не найдены, этот комплекс является уникальным. 12 его видов являются новыми и принадлежат 5 родам, широко представленным в силуре, девоне и нижнем карбоне, один из которых (*Archaeosphaera*) известен из кембрия Сибири. 7 форм, определенных в свободной номенклатуре, также относятся к родам, широко представленным в вышележащих отложениях.

**Таблица распространения известковых фораминифер
в ордовикских отложениях**

Названия таксонов	Тянь-Шань			Урал	Си- бирь
	Возраст				
	O ₁	O ₂	O ₃	O ₂₋₃	O
<i>Parathurammina talassica</i> Sabirov et Guschin	+				
<i>Parathurammina antiqua</i> Saltovskaya			+		
<i>Parathurammina sergiensis</i> Pron.				+	
<i>Parathurammina</i> sp.	+				
<i>Parathuramminites kainarica</i> Sabirov et Gusch.	+				
<i>P. sphaerica</i> Sabirov et Guschin	+				
<i>P. eosuleimanovi</i> Sabirov et Guschin	+				
<i>Parathuramminites</i> sp.	+	+			
<i>Archaesphaera postcambrica</i> Sabirov et Gusch.	+				
<i>Vicinesphaera globosa</i> Sabirov et Guschin	+				
<i>V. parva</i> Sabirov. et Guschin	+				
<i>V. mutabilis</i> Sabirov et Guschin.	+				
<i>V. laxum</i> Sabirov et Guschin	+				
<i>V. karagainica</i> Sabirov. et Guschin	+				
<i>Vicinesphaera</i> sp.	+	+			
<i>Bisphaera eomalevskensis</i> Sabirov et Guschin	+				
<i>B. primitiva</i> Sabirov et Guschin	+				
<i>Bisphaera eoelegans</i> Saltovskaya			+		
<i>Cribrosphaeroides praeturcmenica</i> Saltovskaya			+		
<i>Eoirregularina magnifica</i> Saltovskaya			+		
<i>Vulgarella crassa</i> Saltovskaya			+		
<i>V. sabirovi</i> Saltovskaya			+		
<i>Quasiserginella oblonga</i> Saltovskaya			+		
<i>Quasiirregularina</i> sp.	+				
<i>Parastegnammina</i> sp.	+				
<i>Bituberitina</i> ? sp.	+				
<i>Earlandia sibirica</i> (Lipina) <i>forma grandis</i>					+
<i>Earlandia</i> sp.	+				

Среднеордовикский комплекс. Достоверных данных о фораминиферах этого возраста в нашем регионе нет, если не считать редких плохо определяемых остатков, которые, скорее всего, относятся к *Parathuramminites* и *Vicinesphaera*, найденных в верхней части выше-названной бешташской свиты.

Позднеордовикский комплекс известен из отложений верхнего ашгилия верховьев р. Джиндыдарья (западная часть Зеравшанского хребта), откуда описано 7 новых видов однокамерных фораминифер, которые также пока нигде больше не встречены [6]: *Parathurammina antique* Saltovskaya, *Eoirregularina magnifica* Saltovskaya, *Vulgarella crassa* Saltovskaya, *V. sabirovi* Saltovskaya, *Quasiserginella oblonga* Saltovskaya, *Cribrosphaeroides praeturcmenica* Saltovskaya, *Bisphaera eoelegans* Saltovskaya. Эти виды относятся к 6 родам, 3 из которых известны до нижнего карбона, 2 появились еще в раннем ордовике и только 2 новых рода *Eoirregularina* и *Quasiserginella* характерны только для данного комплекса. Род *Vulgarella*, появившись впервые в это время, в вышележащих отложениях нигде не встречен и вновь появляется лишь в позднем фамене.

Литература

1. Сабиров А.А. Биоразнообразие силурийских и раннедевонских фораминифер Таджикистана // Тр. Ин-та геологии. Нов. сер. Вып. 7. Душанбе: Дониш, 2008, с.33-40.
2. Сабиров А.А. Биоразнообразие среднедевонских фораминифер Таджикистана // Тр. Ин-та геологии. Нов. сер. Вып. 8. Душанбе: Дониш, 2009, с. 56-62.
3. Сабиров А.А. Биоразнообразие франских фораминифер Таджикистана // Изв. АН РТ. Отд. физ.-мат., хим, геол. и техн. наук. 2009. № 4 (137), с. 106-111.
4. Сабиров А.А. Биоразнообразие раннефаменских фораминифер Таджикистана // Изв. АН РТ, отд. физ.-мат., хим, геол. и техн. наук, 2009. № 1 (138), с.94-99.
5. Сабиров А.А., Гуштин С.Б. Новые раннеордовикские известковые фораминиферы Срединного Тянь-Шаня // Палеонтологический журнал, 2006. №1, с. 13-19.
6. Быкова Е.В. Фораминиферы карадока Восточного Казахстана. Алма-Ата: АН КазССР, 1961, 119 с.
7. Липина О.А. Находка фораминифер в силуре и ордовике Сибири // Докл. АН СССР. 1959. Т. 120. № 4, с. 823-826.

8. Пронина Т.В. Новые паратурамминиды ордовика и силура Урала // Новые виды древних растений и беспозвоночных СССР. Ч.1. М.: Гостехиздат, 1960, с. 138-139.

9. Салтовская В.Д. Фораминиферы ордовика Зеравшано-Гиссарской горной области // Новые виды фанерозойской фауны и флоры Таджикистана. Душанбе: Ирфон. 1989, с.203-210.

10. Справочник по систематике мелких фораминифер палеозоя (Вдовенко М.В., Раузер-Черноусова Д.М., Рейтлингер Е.А., Сабиров А.А.). М.: Наука, 1993, 126 с.

ПУЛАТОВА М.З.

*Институт геологии, сейсмостойкого строительства
и сейсмологии АН РТ*

ПАЛЕОБИОРАЗНООБРАЗИЕ МИОСПОР ПАЛЕОЦЕНА ТАДЖИКИСТАНА

Накопленный к настоящему времени палинологический материал позволяет проследить основные этапы изменения палеогеновой флоры и растительности на территории Таджикского региона. Эти результаты имеют важное значение для стратиграфии палеогеновых отложений рассматриваемой площади. За период многолетнего изучения палеогеновых миоспор и стратиграфии этих отложений автором рассмотрены вопросы морфологии, систематики, филогении, палеогеографии и стратиграфического значения миоспор. В данной статье автором приводятся материалы только по миоспорам палеогеновых отложений.

Проводилось углубленное изучение биоразнообразия миоспор в отдельные этапы их палеогеновой истории. Каждый этап соответствует горизонту или подгоризонту стратиграфической схемы палеогена Таджикистана, разработанной Р.М.Давидзоном, Г.П.Крейденковым и Г.Х.Салибаевым [1] и позднее детализированной Г.Х.Салибаевым [2]. Согласно этой схеме, в палеоцене выделяются снизу вверх акджарский, табакчинский, аруктауский и хочильорский горизонты. Изменение биоразнообразия миоспор фиксируется не только с течением геологического времени, но и по простиранию, в зависимости от географического расположения района. По характеру строения палеогеновых отложений в пределах республики выделяются шесть районов: Кафирниганский, Вахш-Кызылсуйский, Дарвазский, Зеравшано-Туркестанский, Гиссаро-Каратегинский и Алайский. Поэтому в статье учитывается распределение миоспор как по горизонтам, так и по конкретным районам.

Пыльценосными породами являются, в основном, глины, глинистые песчаники, алевролиты и малокарбонатные породы. В известняках, доломитизированных песчаниках и других сильно карбонатных породах органические остатки почти отсутствуют или же встречаются единично. Остатки миоспор из палеоценовых отложений выделены из тонких прослоев глин, залегающих среди плотных известняков. Ха-

рактер выделенных палинокомплексов показывает, что изменение состава миоспор в разрезах палеоцена рассматриваемого региона происходит постепенно. Однако выявленные закономерности изменения состава спор и пыльцы в палеоцене позволили выявить 4 палинокомплекса и установить типы флор, отвечающие отдельным этапам их формирования, а также обосновать возраст комплексов. Вертикальное и площадное распространение комплексов миоспор более наглядно представлено в табличной форме. Для количественной оценки содержания спор и пыльцы в конкретных стратиграфических интервалах и возможности сравнения палинокомплексов принята следующая градация:

1-5 зерен – единично, сокращенно – ед.

5-10 зерен – мало – м.

10-3 зерен – значительное количество – з.н.

30-50 зерен – много – мн.

Более 50 зерен – в массе – в м.

Биоразнообразие акджарских миоспор

Они выявлены в тонких прослойках темно-серых глин, залегающих между мощными пластами доломитов и доломитизированных известняков акджарского горизонта нижнего палеоцена с остатками моллюсков слоев *Ostrea montensis*. В этих отложениях обнаружен скудный состав спор и пыльцы, состоящий из группы формальных таксонов и единичных зерен, определенных по генетической классификации.

Миоспоры представлены всего 17 таксонами (таблица), среди которых преобладают *Classapollis*, *Tricolpopollenites*, *Extratripopollenites* и *Nudopollis endangulatus* Pfl. Комплекс оказался бедным и по количеству, и по видовому разнообразию миоспор, но количественное участие их по разрезам разное. Наблюдается несколько повышенное содержание спор древовидных папоротников (*Polypodium*, *Cyathea*, *Asplenium*, *Ligodium*) в Вахш-Кзылсуиском районе, а в Кафирниганском и Гиссаро-Каратегинском районах, наряду с вышеуказанными таксонами, встречаются хвойные – *Podocarpus*, *Tsuga*, *Gnetaceapollenites* и пыльца *Classapollis*, принадлежащие реликтовым позднемиоценовым растениям. В Алайском и Дарвазском районах наблюдается меньшее их содержание, но несколько увеличивается количество пыльцы *Pinus*.

Важным признаком для данного комплекса является разнообразие пыльцы группы неизвестной систематической принадлежности, которая обычно и характерна для палеоценовой флоры многих районов

Биоразнообразие палеоценовых мiosпор Таджикистана

Таксоны	Нижний	Верхний		
	Ярусы			
	Инкер-манский	Качинский		
	Горизонты			
	Акджар-ский	Табак-чинский	Арукта-уский	Хочиль-ерский
1	2	3	4	5
<i>Sphagnum</i> sp.		ед.		ед.
<i>Selaginella</i> sp.			ед.	
<i>Licopodium</i> sp.			ед.	ед.
<i>Ophioglossum</i> sp.		ед.		
<i>Cyathea</i> sp.	ед.		ед.	ед.
<i>Polypodium</i> sp.	ед.		ед.	
<i>Gleeihenia</i> sp.		ед.	м.	м.
<i>Filicales</i> sp.				ед.
<i>Schizaea</i> sp.			м.	м.
<i>Osmunda</i> sp.			ед.	м.
<i>Aspleniae</i> sp.	ед.			
<i>Bryales</i> sp.				ед.
<i>Ligodium</i> sp.		ед.	мн.	ед.
<i>Leiotriletes</i> sp.				ед.
<i>Podocarpus</i> sp.	ед.			ед.
<i>Abies</i> sp.				ед.
<i>Tsuga</i> sp.	ед.			
<i>Picea</i> sp.				ед.
<i>Larix</i> sp.		ед.		
<i>Cedrus</i> sp.			ед.	ед.
<i>Taxodium</i> sp.			ед.	ед.
<i>Classapollis</i> sp.	з.к.	м.	ед.	ед.
<i>Cupressus</i> cf. <i>pallens</i> .B.	м			
<i>Ephedra</i> sp.				ед.
<i>E.</i> cf. <i>counipites</i> (Wah.) Krutzs.			м.	ед.
<i>Ephedripites</i> (<i>E. wolcenbergensis</i>) Krutzsch.				ед.
<i>E. schaenewaldensis</i> Krutzsch.				ед.
<i>Gnetaclapollenites</i> sp.			м.	мн.
<i>Welwitschia</i> sp.			м.	м.
<i>Palmae</i> sp.			ед.	
<i>Myrica</i> sp.			ед.	ед.

1	2	3	4	5
<i>Comptonia</i> sp.			ед.	ед.
<i>Caryites ventricossus</i> Mart.			ед.	ед.
<i>Juglans</i> sp.			ед.	ед.
<i>J. tutcaulica</i> Pulatova			ед.	ед.
<i>Engelhardtia</i> sp.			ед.	ед.
<i>Platycarya</i> sp.				ед.
<i>Betula</i> sp.				ед.
<i>Betula tutcaulica</i> Pulatova				ед.
<i>Betulaepollenites microexcelsus</i> R. Pot.			ед.	ед.
<i>Carpinus</i> sp.				ед.
<i>Quercus</i> sp.			ед.	ед.
<i>Q. sparsa</i> Mart.			ед.	
<i>Q. graciliformis</i> Boitz.			ед.	ед.
<i>Quercoidites cf. microhenrici</i> Pot.			ед.	ед.
<i>Castanea</i> sp.				ед.
<i>Celtis</i> sp.				ед.
<i>Planera</i> sp.			ед.	
<i>Cf. magnolia</i> sp.			м.	м.
<i>Nelumbo</i> sp.				ед.
<i>Hamamelis</i> sp.				ед.
<i>Luquidambar</i> sp.				м.
<i>Platanus</i> sp.		ед.	м.	ед.
<i>Rhus</i> sp.			м.	
<i>Sapindus</i> L.				ед.
<i>Acer</i> sp.				ед.
<i>Sterculia</i> sp.				ед.
<i>Fraxinus</i> sp.				ед.
<i>Graminea</i> sp.				ед.
<i>Chenopodium</i> sp.				ед.
<i>Euphorbia</i> sp.			ед.	ед.
<i>Compositae</i>				ед.
<i>Artemisia</i> sp.				ед.
<i>Tricolpites lilliei</i> Couper	ед.	ед.	ед.	ед.
<i>T. aff. matauraensis</i> Couper	ед.	ед.	ед.	ед.
<i>Tricolpopollenites</i> sp.	з. к.	ед.	ед.	ед.
<i>T. liblarensis</i> Thoms. subsp. <i>fallax</i> (R. Pot.) Pfl. et. Th.		м.	ед.	ед.
<i>T. cf. pudicus</i> (R. Pot.) Pfl. et. Th.				ед.
<i>T. microhenrici</i> (R. Pot.) subsp. <i>infrabaculatus</i> Pfl.				ед.

1	2	3	4	5
<i>Triporopollenites coryloides</i> Pfl.				ед.
<i>T. megagranifer</i> (R. Pot.) Pfl. et. Thoms				ед.
<i>T. orbiculatus</i> Pfl.		ед.	ед.	м.
<i>T. robustus</i> Pfl.			м.	м.
<i>T. meuphorii</i> (R. Pot.) Pfl.				ед.
<i>Triatriapollenites</i> sp.			ед.	
<i>T. confusus</i> Zakl.				з. к.
<i>T. myricoides</i> (Kremp.) Pfl.			з. к.	
<i>T. uroboratus</i> Pfl.			м.	
<i>T. coryphaeus</i> sub sp. <i>punctatus</i> (R. Pot.) Pfl.	ед.	м.	м.	ед.
<i>T. pseudorurensis</i> Pfl.		ед.	м.	м.
<i>T. excelsus</i> (R. Pot.) Pfl.		ед.		
<i>T. plicatus</i> (R. Pot.) Pfl.				ед.
<i>T. concavus</i> Pfl.				ед.
<i>Araliaceipollenites euphoru</i> (R. Pot.) R. Pot.				ед.
<i>Rhoipites suborolatus</i> Fr.				ед.
<i>R. villensis</i> (Th.) Boitz.			ед.	
<i>R. pseudocingulum</i> (R. Pot.) R. Pot.			ед.	
<i>R. dolium</i> (R. Pot.) R. Pot.				ед.
<i>Rhoipites</i> sp.				
<i>Cornuspollenites</i> sp.			ед.	
<i>Extratriporopollenites</i> sp.	м.	ед.	ед.	м.
<i>E. menneri</i> (Bolch.) Mart.	ед.	ед.		ед.
<i>E. originalis</i> Stelm.		м.		
<i>E. audax</i> Pfl.		м.	ед.	
<i>E. exemplus</i> Pfl.		ед.	ед.	
<i>E. cf. menneri</i> Bolch. Mart.	м.			ед.
<i>E. excellens</i> Pfl.		ед.		
<i>E. roboratus</i> Pfl.		ед.		
<i>E. perplexus</i> (R. Pot.) Pfl.		ед.	ед.	ед.
<i>E. endangulatus</i> Pfl.	ед.			
<i>Nudopollis</i> sp.		м.		
<i>N. thiergarti</i> (R. Pot.) Pfl.	ед.	ед.	ед.	ед.
<i>N. endangulatus</i> Pfl.	з. к.	ед.	м.	з. к.
<i>Trudopollis menneri</i> (Bolch.) Zakl.	ед.	з. к.	з. к.	м.
<i>T. pompeckji</i> (R. Pot.) Pfl.	ед.	ед.	ед.	ед.
<i>T. exemplum</i> Pfl.			ед.	ед.
<i>Trudopollis</i> sp.	м.	м.	м.	м.
<i>Subtriporopollenites</i> sp.		ед.	ед.	ед.

Земного шара. Наибольшее количество их обнаружено в Зеравшано-Туркестанском районе (разрезы: Моголтау, Исфара, Шишкат). Характерные из них – *Triatriopollenites oroboratus* Pfl., *T. coryphaeus* subsp. *punctatus* (R. Pot.) Pfl., *Extratripoporopollenites andax* Pfl., *Nudopollis engangulatus* Pfl., *Trudopollis pompeckji* (R. Pot.) Pfl., *T. menneri* (Bolch.) Zakl. – виды, которые имеют широкое площадное распространение в дат-палеоценовых отложениях различных районов бывшего Советского Союза. Из 17 видов комплекса наиболее часто в рассматриваемом горизонте почти во всех разрезах отмечены два вида: *Extratripoporopollenites* cf. *menneri* Bolch. Mart. и *E. engelatus* Pfl. [3] (таблица).

Из-за скудности палинологического материала акджарского горизонта не представляется возможным привести полную характеристику растительности данного периода.

Биоразнообразие миоспор табакчинского горизонта

Миоспоры выделены из верхних слоев нижнего палеоцена табакчинского горизонта с остатками моллюсков слоев *Pycnodonte frauscheri*, представленных тонкими слоями глинистых образований, залегающих между плотными пластами доломитизированных известняков и других сильно карбонатных пород.

В этом интервале обнаружен более разнообразный комплекс миоспор, представленный 31 видом из 16 родов. Большинство видов относится к формальным таксонам. В отличие от комплекса подстилающих слоев, в нем обнаружено 18 новых видов. Они больше распространены в разрезах Вахш-Кызылсуйского района (Тавильдара, Туткаул, Гафилбабад). Наибольшее количество их обнаружено в разрезе Сарыхосор, где они представлены следующими видами: *Tricolpopollenites liblarensis* Thoms. subsp. *fallax* (R.Pot) Pfl. et. Th., *Triatriopollenites pseudoureusis* Pfl., *T. excelsus* (R. Pot.) Pfl., *Extratripoporopollenites originales* Stelm., *E. exemplum* Pfl., *T. myricoides* (Kremp.) Pfl., *T. coryphaeus* subsp. *punctatus* (R.Pot.) Pfl., *E. audax* Pfl., *Trudopollis menneri* (Bolch.) Zakl., *Subtripoporopollenites* и др. В то же время в них разнообразно представлены споры древовидных папоротников *Sphagnum*, *Ophioglossum*, *Gleichenia*, *Asplenium* и др. реликтов верхнемеловой флоры, обнаруженных в отложениях Средней Азии [4], Казахстана [5] и Европы. Голосеменные малочисленны, среди них преобладает пыльца *Classapollis*, которая имеет важное стратиграфическое значение для позднего мела и палеоцена данного региона. На этом же уровне данный комплекс прослеживается в разрезах центральной части Таджикской депрессии в Кафирниганском районе – в Ходжаказиане, Аруктау, Тереклитау.

Весьма скудный комплекс спор и пыльцы наблюдается и в остальных районах Таджикистана. В Алайском, Зеравшано-Туркестанском и Дарвазском районах отмечены редкие находки этих форм, что, по-видимому, связано с условиями их захоронения в этой части региона.

В целом в составе данного комплекса заметную роль, создающую основной фон, играют различные виды *Extratriporepollenites*, которые, по-видимому, широко были развиты в ландшафте палеоценового времени Таджикистана, т.к. пыльца их отмечена почти во всех образцах из изученных разрезов. Из-за плохой сохранности многих таксонов пыльцевые зерна их остались неопределенными, и их участие в комплексах не учтено. Пыльца эфедры не отмечена, хотя она развивалась гораздо раньше.

Качественно биоразнообразие данного комплекса микоспор характеризуется смешанным составом – как позднемиоценового, так и раннепалеоценового возраста. Однако, несмотря на особенности каждого из охарактеризованных комплексов в переходной зоне от подстилающих отложений верхнего мела до палеоценовых, в них обнаруживается много общего, особенно среди формальных таксонов *Extratriporepollenites*, *Classapollis*, *Tricolporopollenites* и др., которые развиты в обоих комплексах.

Биоразнообразие микоспор аруктауского горизонта

Они выделены из прослоев алевролитов, залегающих между светло- и темно-серыми плотными доломитами, известняками и карбонатными песчаниками данного горизонта с остатками моллюсков слоев с *Crassatella belovacensis*, что соответствует нижней части верхнего палеоцена. В этих отложениях выявлен комплекс, представленный 48 таксонами микоспор. Как и в предыдущих комплексах, продолжает господствовать пыльца группы формальных таксонов в количестве 30 форм. При том же составе здесь впервые появились новые формы *Triporepollenites coryloides* Pfl., *T. megagrifer* (R. Pot.) Pfl., *Triatriopollenites* sp., *T. confusus* Zakl., *T. myricoides* (Kremp.) Pfl., *T. oroboratus* Pfl., *Rhoipites villensis* (Th.) Boitz., *R. pseudocingulum* (R.Pot.) R. Pot., *Cornuspollenites* sp. Среди них более высокое содержание показывают *Triporepollenites robustus* Pfl., *Triatriopollenites myricoides* (Kremp.) Pfl., *T. coryphaeus* subsp. *punctatus* (R. Pot.) Pfl., *Rhoipites villensis* (Th.) Boitz., *R. pseudocingulum* (R. Pot.) R. Pot. Этот тип растительной формации равномерно отмечен почти во всех образцах из разрезов шести районов, за исключением Зеравшано-Туркестанского, где биоразнообразие скудное.

Характерно увеличение количества спор папоротников. Помимо предыдущих, здесь появились 4 новых рода *Seldaginella*, *Licopodium*, *Schizaea* и *Ligodium*, которые широко развиты в палеоценовых спектрах, среди них господствует *Ligodium*. Остатки его отмечены в меловых отложениях Австралии. Споры с участием данного рода в комплексе больше отмечены в разрезах центральной части Таджикской депрессии (Туткаул, Гафилъабад). Они прослежены в синхронных отложениях Алайского, Гиссаро-Каратегинского и Вахш-Кызылсуьского районов. В Дарвазском они отсутствуют. В Вахш-Кызылсуьском районе (Тавильдара, Хипшун, Шурысай) отмечено обилие почти всех встреченных форм спор папоротников.

Главной отличительной чертой данного комплекса является появление впервые более 14 новых форм миоспор, пыльцы представителей покрытосеменных растений (таблица). Зарождение этой группы в нашем случае относится к самому концу табакчинского времени. Там была отмечена единственная форма из рода *Platanus*. Наиболее насыщенными этой группой растительных формаций в рассматриваемом горизонте являются разрезы Вахш-Кызылсуьского, Кафирниганского и Гиссаро-Каратегинского районов. В комплексе они представлены: *Myrica*, *Comptonia*, *Caryites ventricosus* Mart., *Juglans*, *Salix*, *Engelhardtia*, *Betula*, *Betulaepollenites*, *microexcelsus* R.Pot., *Quercus*, *Q. sparsa* Mart., *Quercoidites* cf. *microhenrici* Pot., *Castanea*, *Planera*, *Magnolia*, *Hamamelis*, *Platanus*, *Rhus*. Среди них наиболее широко развиты последние четыре формы, имеющие важное стратиграфическое значение для данного комплекса и далеко прослеженные в синхронных отложениях соседних и отдаленных районов Средней Азии [6,7].

В Алайском районе данная формация представлена более разнообразно и количественно богаче. В образцах часто доминируют тропические формы *Platanus*, *Hamamelis* и разновидности *Anacardiaceae*, пыльца которых в эоценовых комплексах занимает одно из ведущих мест. Это свидетельствует о начале постепенного изменения в составе комплекса древних форм, не имеющих аналогов в современной флоре. Синхронные отложения Дарвазского района характеризуются бедным содержанием миоспор. Хвойные единичны, пыльца *Classapollis* продолжает встречаться и в данном комплексе. Эфедры представлены всего тремя видами: *E. cf. counipites* (Wah.) Krutzsch, *Gnetaceapollenites* sp. и *Welwitschia* sp. Они являются представителями верхнемеловых отложений и продолжают развиваться в палеоцене и даже в эоцене. Анализ комплекса миоспор показывает, что данный стратиграфический диапазон характеризуется большим видовым раз-

нообразием, где основная роль принадлежит пыльце неопределенной систематической принадлежности с характерными видами *Triatriopollenites myricoides* (Kremp.) Pfl., *T. coryphaeus* subsp. *punctatus* (R.Pot.) Pfl. и в меньшей степени *T. pseudorurensis* Pfl. и рядом других форм. Данный комплекс далеко прослеживается в синхронных отложениях Тургайской впадины [8], Западно-Сибирской низменности [9], Украины [10], Японии [11], Германии [12].

Биоразнообразие миоспор хочильорского горизонта

Они установлены в светло-зеленых плотных глинах верхних слоев хочильорского горизонта с остатками двустворчатых моллюсков *Pholadomya konincki*. В нем выявлено более 75 различных таксонов миоспор (таблица).

Существенным различием данного комплекса от предыдущих является полное отсутствие пыльцы древней меловой флоры *Classapollis*. Резко возрастает разнообразие и количество пыльцы покрытосеменных за счет появления около 10 новых видов *Betula*, *Carpinus*, *Castanea crenataeformis* Samig., *Celtis*, *Nelumbo*, *Sapindus*, *Acer*, *Sterculia*, *Fraxinus* и др. Характерно появление в данном комплексе впервые пыльцы травянистых растений ксерофитного происхождения в количестве пяти форм: *Graminea*, *Chenopodium*, *Compositae*, *Artemisia*, *Euphorbia*, массовое развитие которых отмечено в олигоцене.

Пыльца голосеменных представлена в незначительном количестве, состоит из четырех форм *Picea*, *Cedrus*, *Taxodium* и *Cupressus* cf. *pollens*. В почти равном количестве на площади распространены эфедры: *Ephedra* cf. *counipites* (Wah.) Krutzsch, *Ephedripites* (*E. wolcenbergensis*) Krutzsch., *E. schaenewaldensis* Krutzsch., *Gnetaceapollenites* sp., *Welwitschia*. Они, в основном, принадлежат к древним мел-палеоценовым растительным формациям. Вместе с тем в комплексе мы находим много форм пыльцы невыясненной систематической принадлежности, которая по составу и количеству преобладает среди других выявленных миоспор (см. табл.) Наиболее характерной для данного комплекса является пыльца *Nudopollis endangulatus* Pfl.

Как показывает анализ комплексов, их состав богат, но количественное участие таксонов по районам различно. В разрезах Зеравшано-Туркестанского района (Исфара, Моголтау, Шишкат) при том же разнообразии отмечен сокращенный состав группы формальных таксонов. Наиболее часто встречены *Nudopollis* sp. *Trudopollis* sp. и *Extratripollenites*. В Алайском районе среди миоспор больше представлена пыльца покрытосеменных тропического и субтропического про-

исхождения *Myrica*, *Comptonia*, *Caryites ventricosus* Mart., *Quercoidites* cf. *microhenrici* Pot., тропические каштаны *Castanea stelmakae* Boïtz., *Magnolia*, *Hamamelis*, *Liquidambar*, *Platanus* с участием представителей бореальных пород *Salix*, *Juglans*, *Carpinus* и др., но в меньшем количестве. В Вахш-Кызылсуьском и Кафирниганском районах сохраняется богатство комплексов, состав их примерно одинаковый, но в ряде разрезов (Хипшун, Тавильдара, Сарыхосор, Туткаул, Аруктау) почти отсутствуют споры папоротников. Из 10 родов комплекса (таблица) здесь встречены только два рода - *Filicales* и *Bryalis*, а из неопределенных - *Leiotriletes*. Напротив, наблюдается увеличение количества хвойных за счет участия *Pinus*, *Picea*, *Taxodium* и резкое увеличение пыльцы семейства *Ephedraceae*. В Гиссаро-Каратегинском районе (Байсун, Туполанг, Гурифатьма, Хочильор, Бедак и другие разрезы Южного склона Гиссарского хребта) в составе миоспор больше развиты представители эоценовой флоры: *Engelhardtia*, *Betula*, *Quercus*, различные формы родов *Castanea*, *Acer*, *Fraxinus*, *Salix*, *Juglans* и др. В Дарвазском районе участие пыльцы всех растительных формаций незначительно.

Такое различное распределение миоспор по районам свидетельствует о развитии растительности в локальных климатических условиях внутри региона. Миоспоровый состав смешанный, участвуют реликты верхнемеловой флоры, что, по-видимому, отвечает флоре, близкой к гелиндено-полтавской. Состав комплекса данного горизонта прослежен в синхронных отложениях многих районов Европейской части бывшего Советского Союза и Западной Европы.

Выводы

1. В составе миоспор палеоценового возраста Таджикского региона выделено четыре палинокомплекса, приуроченных к отдельным стратиграфическим горизонтам.

2. В комплексе акджарского горизонта характерными видами являются *Extratripollenites* cf. *menneri* Bolch. Mart. и *E. engelatus* Pfl.

3. В комплексе табакчинского горизонта наиболее характерными таксонами являются: *Extratripollenites* sp. и *Classapollis*.

4. В комплексе аруктауского горизонта характерными видами являются: *Triatripollenites myricoides* (Kremp) Pfl., *T. coryphaeus* subsp. *punctatus* (R. Pot.) Pfl. с участием таксонов верхнемеловой флоры *Classapollis* sp., *Ephedra* cf. *counipites* (Wah.), *Krutschia*, *Gnetaceapollinites* sp. и с появлением пыльцы принадлежащей к группе естественной классификации: *Comptonia*, *Juglans* sp., *Salix* sp., *Betula*, *Quercus* sp. и др.

5. Наиболее заметными в составе комплекса хочильорского горизонта являются *Nudopollis endangulatus* Pfl. и *Trudopollis* sp., *Acer* sp., *Fraxinus* sp., *Engelhardtia* и др.

6. По составу миоспор палеоценовая флора Таджикского региона отвечает гелиндено-полтавской флоре. Смена этой флоры, по-видимому, произошла на границе хочильорского и гиварского времени [4].

Литература

1. Давидзон Р.М., Крейденков Г.П., Салибаев Г. Х. Стратиграфия палеогеновых отложений Таджикской депрессии и сопредельных территорий. Душанбе: Дониш, 1982, 152 с.

2. Салибаев Г. Х. О схемах деления палеогеновых отложений восточных регионов Средней Азии. // Изв. АН Тадж. ССР. Отд-е физ. мат., хим. и геол. наук. Деп в ВИНТИ. № 6454, 1985, 35 с.

3. Пулатова М.З. Ландшафты Таджикистана в эпоху палеогена. Тр. Инст. геол. АН РТ. Нов.сер. Вып. N1, Душанбе-2002, с. 87-95.

4. Пулатова М. З. Палеогеографические ландшафты древних районов Средней Азии в палеогеновое время // Тр. Института геологии АН РТ. Нов. Сер. Вып. 9. Душанбе, 2010, с. 76-84.

5. Бойцова Е. П. Спорово-пыльцевые комплексы из морских и прибрежно-морских отложений палеогена северных и восточных чинков Устюрта и Приаралья // Тр. ВСЕГЕИ нов.сер., т.102, Л., 1964, с.115-151.

6. Ржанникова Л. Н. Палинологическая характеристика палеогена и неогена Зайсанской впадины. Алма-Ата: Наука Казахской ССР, 1968, 222с.

7. Пулатова М. З. Палинология и стратиграфия палеоцено-эоценовых отложений Таджикского региона // Геология и проблемы освоения недр Республики Таджикистан (Материалы республиканской конференции, посвященной 1310 – летию Имом Аъзама. Душанбе, 2009, с. 45-53.

8. Бойцова Е. П. Миоспоры и стратиграфия палеогеновых отложений восточной части Западного Казахстана. Автореф. на соис.учен. степени доктора геол.-минер.наук Л. 1972, 49с.

9. Панова Л.А. Палеоценовые и эоценовые комплексы спор и пыльцы Западно-Сибирской низменности // Палинологический метод в стратиграфии. Тр. ВСЕГЕИ, 1968, с.206-225.

10. Кораллова В.В. Изменение флоры и растительности в палеогене на территории Украины // Значение палинологического анализа для стратиграфии палеофлористики. М.: Наука, 1966, с.7-11.

11. Takahashi K. Pollen und sporen aus Hauptlozen in Miike und

Azakura konlenfeld und ihre stratigraphische Beteutung. – I. Mining Inst. Kyushu, 1937, Bd.25, № 12, p. 508-516.

12. Krutzsch W. Mikroflora und stratigraphia in gremzhereich Kreida // Tertiär der bohrung Nenn hausen 2. (Abhandlungen, H, 1, Berlin, 1965), p.78-93.

ХАКИМОВ Ф.Х.

Таджикский национальный университет

СТРАТИГРАФИЯ ТУРОНА ВОСТОКА СРЕДНЕЙ АЗИИ

Туронские отложения на территории востока Средней Азии сложены темно-серыми глинами с прослоями известняков ракушечников и мергелей. В средней и верхней части среди темно-серых глин имеются пачки красноцветных глин и песчаников с прослоями гипсов. Общая мощность турона 280-300 м.

Впервые для востока Средней Азии и для всего юга СНГ предлагается трехчленное деление турона, основанное на изучении аммонитов.

В туронских отложениях востока Средней Азии установлены следующие стратоны (снизу верх). В нижнем туроне - зоны *Watinoceras coloradoense* и *Thomasites koulabicus*; в среднем туроне-зоны *Kamerunoceras turoniense* и *Collignonicerases woolgari*; в верхнем туроне – зона *Subprionocyclus neptuni*, слои с *Coilopoceras gissarensis* Пјин и зона *Hourcquia pacifica*.

Туронский ярус

Зона *Watinoceras coloradoense*

Отложения зоны сложены темно-серыми глинами с прослоями известняков в основании с септариевыми конкрециями и мергелями. Соответствует отложениям нижней части талхабской свиты [1]. Мощность 17-40 м.

Установлена в Гаурдакском, Кафирниганском, Вахшском, Хозретишинском, Обиниюуском и Южногиссарском районах Бухаро-Таджикского региона, а также в Ферганском регионе (Алайский, Наукатский и Карадарьинский районы).

Для зоны характерен следующий комплекс аммонитов: *Watinoceras coloradoense* (Henderson), *Puzosia chivensis* Arkh., *Proplacenticeras kharesmense* (Lahusen), *Mammities nodosoides chivense* Arkh.

В.Д.Ильиным [2] в отложениях нижнего турона Среднеамударьинского района (холмы Бештюбе) встречен комплекс аммонитов - *Watinoceras coloradoense* (Henderson), *W. presulum* (Пјин). Совместно с

ним встречены виды *Mammites nodosoides chivense* Arkh., *Metasigaloceras rusticum* Sow. Анализ географического распространения видов *Metasigaloceras rusticum* Sow., *Mammites nodosoides* Schloth. показывает следующее: вид *Metasigaloceras rusticum* Sow. известен из нижнего турона Англии (зона *Mytiloides labiatus*), из основания зоны *Mammites nodosoides* Франции (Высокая Нормандия, Гард).

Вид *Mammites nodosoides* Schloth. является видом индексом зоны *Mammites nodosoides* стратотипа нижнего турона. Кроме этого, вид встречается в отложениях нижнего турона Северной Германии, Чехии и Словакии, Франции, Испании, Сирии, Марокко, Мадагаскара, Перу, Колумбии, Мексики и северных районов Внутреннего запада США (Колорадо, Канзас).

Таким образом, рассмотрев географическое распространение указанных видов аммонитов, вместе с которыми встречается *Watinoceras coloradoense* (Henderson), можно утверждать, что рассматриваемая зона имеет раннетуронский возраст. Этот стратон занимает такое же стратиграфическое положение, как и в стратотипе нижнего турона. В последнем в основании нижнего турона располагается зона *Watinoceras coloradoense*. Она может быть сопоставлена с одноименной зоной Южной Англии, Франции и Внутренних районов США [3-4], Англо-Парижского бассейна [5] и Западной Европы. Номинативный подвид - *Mammites nodosoides nodosoides* является видом – индексом стратотипа нижнего турона. Провинциальный вид *Proplacenticeras kharemsense* (Lahusen) в некоторых разрезах Гаурдакского района встречен совместно с *Mammites nodosoides chivense* Arkh. На этом основании характеризуемый стратон может быть сопоставлен с зонами *Watinoceras coloradoense* и *Mammites nodosoides* (нижняя часть).

Зона *Thomasites koulabicus*

Отложения зоны сложены темно-серыми глинами с прослоями ракушечников, мергелей, известняков. Соответствует средней части талхабской свиты [1]. Мощность 10-55 м. Зона согласно залегает на зоне *Watinoceras coloradoense*. Широко распространена в восточных районах Бухаро-Таджикского (Вахшский, Хозретишинский, Обиниоуский и Заалайский районы) и Ферганского регионов (Алайский, Карадарьинский и Наукатский районы). Для зоны характерен следующий комплекс аммонитов - *Beschtubeites faasi* Arkh., *B. cf. alaiense* (Luppov), *B. kysylcurganense* (Luppov), *B. kutuzovae* Ijgin, *B. cf. tenerum* (Ijgin), *Fagesia catinus* (Mantell), *F. globosa* Khakimov, *Lewesiceras peramplum* Mant., *Puzosia cf. chivensis* Arkh., *Paramammites saensi cassisianum* Thomel, *Nigericeras kleri* Atabekian, *Proplacenticetes simakovi* (Luppov).

На раннетуронский возраст зоны *Thomasites koulabicus* указывают *Thomites koulabicus* (Kler), *Fagesia catinus* (Montell), *Paramammites saenzi cassisianum* Thomel и *Lewesiceras peramplum* (Mantell).

Род *Thomasites* широко распространен в различных регионах Тетиса, [6-7], а вид-индекс, кроме регионов востока Средней Азии встречен и в Юго-Восточной Нигерии [8].

Вид *Fagesia catinus* указывается как характерный из стратотипа нижнего турона [3]. Кроме района стратотипа, вид распространен в отложениях нижнего турона Западной Европы (Южная Англия, Франция), США (Техас, Монтана, Калифорния), Южной Америки (Венесуэла, Бразилия), Северной Мексики и Японии [9-12].

В комплексе аммонитов этой зоны впервые для территории СНГ встречены представители рода *Nigericeras*, но последний представлен провинциальным видом. Однако распространение этого рода показывает, что большая часть видов, за исключением одного, характеризует нижний турон Северной Африки (Судан, Нигер, Алжир, Сахара, Нигерия), США (Колорадо), Англии, Анголы.

Род *Paramammites* представлен подвидом – *Paramammites saenzi cassisianum* Thomel, характеризующим нижний турон Приморских Альп (Франция) [13]. Род *Paramammites* является характерным элементом нижнетуронского комплекса многих районов Земного шара: Туниса, Португалии, Мексики, Нигерии, Колумбии, Венесуэлы, Испании, Франции, Израиля, Японии, Армении.

Вид *Lewesiceras peramplum* (Mantell) указывается из зоны *Mammites nodosoides* и *Collignoniceras woolgari* Англии, Франции, Германии, Чехии, Словакии [5]. Кроме указанных видов, в этом комплексе присутствует провинциальный род *Beschtubeites* с видами, распространение которых не выходит за пределы нижнего турона и которые контролируются широко распространенными родами и видами.

Таким образом, анализ вышеперечисленных видов указывает на раннетуронский возраст зоны *Thomasites koulabicus*. Последняя может быть сопоставлена с зоной *Mammites nodosoides* стратотипа нижнего турона и одноименной зоной, распространенной в Англии, США (Техас), Израиле, Нигерии, Испании [17].

Средний турон

Зона *Kamerunoceras turoniense*

Отложения зоны сложены темно-серыми глинами с прослоями известняков, известняков–ракушечников, соответствующих верхней части талхабской и нижней части дасгирякской свит [1]. Мощность

35-55 м. Этот стратон распространен в Гаурдакском, Кафирниганском, Вахшском, Южногиссарском районах Бухаро-Таджикского региона.

Для зоны характерен следующий комплекс аммонитов: *Spathites (Jeanrogericeras) re eliereanum* (Courtiller), *Kamerunoceras turoniense* Orb., *Prohauericeras goupilinianum* (Orb.), *Sciponoceras bohemicum* (Fritsch), *Nurekites costatus* (Stank.), *N. nurekense* Khakimov, *N. raricostatus* (Stank.), *N. braecostatus* (Stank.), *N. bulgariensis* Khakimov, *Lecointricerias fleurrisianum* (Orb.).

При обосновании возраста рассматриваемой зоны, кроме вида-индекса, большое значение имеет *Spathites (Jeanrogericeras) re eliereanum* (Courtiller). Этот вид ограничен средним туроном и встречается совместно с *Kamerunoceras turoniense* Orb. во Франции (Турень, Аквитания, Прованс), Испании, Чехии и Словакии [3]. В стратотипе турона (Турень) рассматриваемый вид встречается в зоне *Kamerunoceras turoniense*, где расцвет этого вида падает на верхнюю часть этой зоны [15].

Амедро и Ханкок [16] указывают рассматриваемый вид из Шаранты (Франция) в зоне *Kamerunoceras turoniense*. Распространение этого вида показывает, что наибольший расцвет падает на верхнюю часть зоны *Kamerunoceras turoniense*. Этот таксон указывается также из нижней части зоны *Pseudospidoceras conciliatum* Южных Пириней, имеющей среднетурунский возраст [17].

Вид *Neoptuxites cephalotus* (Courtiller) в стратотипе турона характеризует в основном верхнюю часть зоны *Kamerunoceras turoniense*, имеющей среднетурунский возраст [15]. Этот таксон отмечается также из зоны *Kamerunoceras turoniense* среднетурунского возраста, причем распространен он по всей зоне в туроне Франции (Анжу, Турень, Воклюз) [18].

В районе Шаранты (Франция) вид приурочен к верхней части зоны *Kamerunoceras turoniense* [16]. Кроме указанных выше районов, вид *Neoptuxites cephalotus* отмечается из среднего турона Испании [19], некоторых районов Франции (Турень, Гард, Корбьеры) [20], Сирии, Израиля, Алжира, Марокко, Камеруна, Мадагаскара, Индии и США.

Вид *Prohauericeras goupilinianum* характеризует средний турон стратотипа; *Sciponoceras bohemicum* встречается в среднем туроне (зона *Collignoniceras woolgari*) и в вышележащей зоне *Subprionocyclus neptuni*.

Таким образом, анализ географического и стратиграфического распространения указанных видов свидетельствует о среднетурунском возрасте зоны *Kamerunoceras turoniense*. Последняя может быть сопоставлена с одноименной зоной в стратотипе турона [15] с зонами

«*Collignonicer*» *fleurrisianum* Северной Аквитании и *Pseudospidoceras conciliatum* Южных Пириней [17].

Зона *Collignonicer* *woolgari*

Отложения зоны сложены темно-серыми глинами с редкими прослоями известняков-ракушечников. Восточнее увеличивается роль известняков, мергелей. Соответствует верхней части дагирякской свиты. Мощность от 20-35 до 40-110 м. Зона установлена во всех районах Бухаро-Таджикского региона. В Магианском районе Зеравшано-Гиссарского региона по стратиграфическому положению ей соответствует нижняя часть гезанской свиты [21]. В Памирском регионе (Рангкульский район), а также в некоторых районах Ферганского региона (Алайский, Карадарьинский, Наукатский) также устанавливается рассматриваемая зона. Для зоны характерен следующий комплекс аммонитов: *Collignonicer* *woolgari* (Mantell), *C. bakeri* (Anderson), *C. carolinum* (Orb.), *C. turoniense* (Orb.), *C. canthus* (Sornay), *Lecoincerias fleurrisifnum* (Orb.), *L. iljini* Khakimov, *L. cf. costatum* Kennedy, Wright, Hancock, *Prionocyclus* cf. *hyatti* (Stanton), *Romanicer* cf. *kallei* (Zazvorka).

Вид *Collignonicer* *woolgari* (Mantell) указывается из одноименной зоны типовых районов (Сарте; Турень) Франции. В схемах стратотипа турона этот вид имеет очень широкое распространение – от верхов зоны *Kamerunoceras turoniense* и до средней части зоны *Romanicer* *kallei* [15], а в более поздней работе Рабожинского [22] охватывает средний турон (зоны *Kamerunoceras turoniense*, *Romanicer* *kallei* и *Romanicer* *ornatissimum*). Данный таксон является видом–индексом зоны для районов юга Англии, севера Франции [5]. Кроме этого, широкое развитие вида отмечается в других регионах Земного шара: США (Калифорния, Орегон, Техас, Монтана, Южная Дакота), Мексики, северной Австралии, Эквадоре и СНГ (Прикаспийская впадина, Средняя Азия).

Collignonicer *carolinum* (Orb.) является редким видом и встречается только в среднем туроне Западной Европы и восточных районов Средней Азии. Встречен в среднетуронских отложениях (зона *Collignonicer* *woolgari*) Франции (Турень, Шаранта), Англии (зона *Terebratulina lata*), Германии, Чехии и Словакии.

Вид *Collignonicer* *bakeri* (Anderson) отмечается из среднего турона Японии; *Collignonicer* *turonense* (Sornay), *Coll. canthus* (Sornay) известны из стратотипа турона Франции [24].

Вид *Lecointricer* *fleurrisianum* (Orb.) отмечается из среднего турона Англии, Франции, Северной Испании, севера Западной Герма-

нии [24]. В восточных районах Средней Азии (Таджикская депрессия) биозона вида *Lecointricerias fleurrisianum* (Orb.) ограничена верхней частью зоны *Collignonicerias woolgari*. Все известные экземпляры вида *Lecointricerias costatum* Kennedy, Wright, Hancock известны из среднего турона типового района Франции (Сомюр), Восточной Германии.

В зоне *Collignonicerias woolgari*, помимо перечисленных видов аммонитов, были встречены *Romaniceras cf. kallei* (Zazvorka) и *Prionocyclus hyatti* (Stanton). Первый вид указывается из низов среднего турона западных частей Чехии и Словакии, из типового района (Турень) турона Франции (средний турон), среднего турона Испании, США (Калифорния) и Японии [3]. *Romaniceras kallei* указывается также в качестве вида-индекса зоны *Romaniceras kallei* района стратотипа турона (Сомюр, Монтришард) и других районов Западной Европы.

Вид *Prionocyclus hyatti* (Stanton) встречается в Кафирниганском (разрез Хаджаказиан), Вахшском (разрез Нурек) районах Бухаро-Таджикского региона и Внутреннем Западе США. В разрезе среднего турона Западной Европы до настоящего времени вид еще не был известен. Во Внутреннем Западе США [24]. *Prionocyclus hyatti* обнаружен в штатах Юта, Колорадо, Нью-Мексика и в Канаде. Вид встречается в верхах среднего турона, по его распространению установлена зона *Prionocyclus hyatti* [25].

Таким образом, вышеперечисленный комплекс аммонитов указывается на среднетуронский возраст зоны *Collignonicerias woolgari*.

Поскольку в верхах этой зоны были встречены виды индексы *Romamiceras kallei* и *Prionocyclus hyatti*, то верхняя часть рассматриваемой зоны, вероятно, соответствует зоне *Romamiceras kallei* Западной Европы [16]. Эта часть зоны может также, видимо, соответствовать нижней части зоны *Prionocyclus hyatti* Внутреннего Запада США [26], поскольку в этом интервале зоны имеется зональный вид *Romamiceras kallei* (Zazvorka). Это даёт основание сопоставить эту зону с нижней частью зоны *Romamiceras kallei* Европы.

Верхний турон

Зона *Subprionocyclus neptuni*

Отложения зоны в южных районах сложены темно-серыми глинами с прослоями известняков-ракушечников. На остальной территории внизу серые алевролитистые глины с прослоями гипсов, сверху песчаные глины с прослоями ракушечников. Соответствует музрабатской свите [1]. Мощность от 25-30 до 30-45 м.

Зона распространена в Гаурдакском и Кафирниганском районах Бухаро-Таджикского региона. Для неё характерен следующий комплекс аммонитов: *Pseudoforresteria ornata* Пjin, *P. asiatica* Khakimov, *Prionocyclus cobbani* Matsumoto, *P. cf. wyomingensis* Meek., *Proplacenticeras cf. arkhangelski* Пjin, *Subprionocyclus branneri* (Matsumoto), *S. neptuni* (Geinitz), *S. inflatus* Khakimov, *S. pitniakensis* (Пjin), *S. bravaisianus* (Orb.), *S. gissarensis* Khakimov, *S. cf. normalis* (Anderson), *S. beschubense* Пjin и *Lewesiceras sharpei* Spath.

Возраст зоны *Subprionocyclus neptuni* обосновывается присутствием вида-индекса. Последний встречается в одноименной зоне в комплексе с *Subprionocyclus normalis* (Anderson), *S. branneri* (Matsumoto) в Южной Англии и Франции [3]. Кроме этих районов, вид-индекс встречается в стратотипе турона (Турень) Франции [32], в Англии, зона *Holaster planus*, Западной Германии, Испании, Северной Африке, Мадагаскаре, США (Калифорния, Орегон) [27]. Эта зона устанавливается также в Японии.

Subprionocyclus branneri (Anderson) известен из верхнего турона США, Японии, Англии [27].

Subprionocyclus normalis (Anderson) встречается в верхнем туроне Японии, США (Калифорния, Орегон, Аляска), Анголы. *Subprionocyclus bravaisianus* (Orb.) указывается из верхнего турона Англии, Чехии и Словакии, Японии, Франции, Приморских Альп [3].

Вид *Prionocyclus cobbani* Matsumoto характеризует верхний турон Японии; *Prionocyclus cf. wyomingensis* Meek отмечается из верхнего турона Вайоминга и Монтаны. Этот вид принят в качестве вида-индекса зоны *Prionocyclus wyomingensis* [3]; *Lewesiceras sharpei* Spath известен из зоны *Holaster planus* Англии и зоны *Hypanthoceras reussianum* Копетдага [27].

Таким образом, рассмотренный выше комплекс аммонитов, несмотря на его провинциальный характер, обосновывает позднетуронский возраст рассматриваемой зоны. Эта зона по присутствию вида-индекса *S. normalis* (Anderson) сопоставляется с одноименной зоной Западной Европы, а по присутствию вида *Prionocyclus cf. wyomingensis* (Meek) с зоной *Prionocyclus wyomingensis* Внутренних районов США [26].

Слой с *Coilopoceras gissarensis* Пjin

Слой сложен темно серыми глинами с прослоями глинистых ракушечников и мергелей. Соответствуют нижней части модунской свиты [1]. Мощность 20-30 м.

Слои с *Coilopoceras gissarensis* Iljin установлены в Гаурдакском и Вахшском районах Бухаро-Таджикского региона. Для них характерны: *Coilopoceras gissarensis* Iljin, *Placentoceras akrabatense* Vinokurova. Кроме аммонитов, отмечены двустворчатые моллюски: *Acutostrea rouvillei* (Coq.), *A. cf. oxiana* (Rom.), *Gyrostrea turkestanensis* (Born.), *Anomia cryptostris* Rom., брюхоногие – *Haustator kurdistanensis* Pchel., *Acenovoluta cf. Fenestrata* (Djalilov); морские ежи – *Hemiasster jullieni* Peron et Gauthier, *Phymosoma thevestensis* Peron et Gauthier.

В рассматриваемом комплексе род *Coilopoceras* представлен провинциальным видом. Однако большинство видов этого рода (80-90%), существовавших на земном шаре, имеют туронский возраст. Род *Coilopoceras* распространен в позднем туроне следующих регионов Земного шара: США (Калифорния, Техас, Нью-Джерси, Нью-Мексика), Мексика, Тринидад, Колумбия, Перу, Эквадор, Бразилия, Франция, Алжир, Нигерия, Ангола, Мадагаскар, Индия.

Вид *Colopoceras gissarensis* Iljin по корреляции занимает то же стратиграфическое положение, что и виды рода *Colopoceras* в западно-европейских разрезах.

Виды *Colopoceras* (*C. inflatum*, *C. colleti*, *C. springeri*) Внутренних районов США занимают более низкое стратиграфическое положение (зоны *Prionocyclus hyatti* и *P. macombi*), чем вид *Colopoceras gissarensis*. Кроме того, в построении лопастной линии *C. gissarensis* имеются различия, которые выражаются в законченном распаде первой боковой лопасти, а вершина расчленившегося седла лежит на одном уровне с вершиной внешнего седла [28].

Остальные виды этого комплекса не противоречат выводу о поздне-туронском возрасте рассматриваемых отложений.

Зона *Hourcquia pacifica*

Отложения зоны сложены темно-серыми глинами с прослоями известняков-ракушечников и светлых мергелей. Соответствует верхней части модунской свиты. Мощность 30-45 м.

Зона установлена в Гаурдакском, Кафирниганском и Южно-Гиссарском районах Бухаро-Таджикского региона. Для неё характерны: *Hourcquia pacifica* Matsumoto, *H. aff. hataii* Matsumoto, *H. cf. mirabilis* Collignon, *H. akrabatense* (Iljin), *Placentoceras kafirganensis* Khakimov, *Pl. iljini* Khakimov, *Pl. katzi* Iljin, *Proplacentoceras proplanum* Iljin, *Propl. cf. orbignyianum* (Geinitz), *Prionocyclus cf. quadratus* Cobban, *Reesidites cf. meinimus* (Hausaka et Fukada).

Указанный выше комплекс аммонитов свидетельствует о поздне-туронском возрасте рассматриваемой зоны. Polg *Hourcquia* Collignon, характеризует верхний турон Мадагаскара, Венесуэлы, Японии, Сахалина, США (Нью-Мексика).

Вид *H. aff. hataii* Matsumoto имеет очень большое сходство с видом *H. hataii* Matsumoto, известным из турона Японии [12]. *H. pacifica* Matsumoto отмечается из верхнего турона Японии, Южного Сахалина [12]; *H. cf. mirabilis* Collignon указывается из среднего турона Мадагаскара [29], но в разрезах верхнего турона Таджикской депрессии появляется значительно выше указанной Коллиньюном стратиграфической позиции; *Prionocyclus quadratus* Cobban указывается в качестве вида-индекса Внутренних районов США [26] и происходит из формации *Carlile Shale, Member Sage Breaks*, имеющей поздне-туронский возраст [24, 26]. Вид *Reesidites cf. minimus* (Hausaka et Fukada) указывается из одноименной зоны верхнего турона Японии [30]. Этот вид, помимо Таджикской депрессии, характеризует верхний турон Армении [31].

Таким образом, анализ стратиграфического распространения указанных видов свидетельствует о поздне-туронском возрасте рассматриваемых отложений и, вероятно, их следует сопоставить с зонами *Hourcquia pacifica*, *Subprionocyclus normalis* и *Reesidites minimus* Японии [33].

Выводы

1. Впервые для региона обосновано трехчленное деление турона на основании изучения аммонитов.
2. В туроне выделяются три подъяруса и подчиненные им подразделения: зоны слои (снизу-вверх) – зоны *Watinoceras coloradoense*, *Thomasites koulabicus* (нижний подъярус), зоны *Collignonicerias woolgari*, *Kamerunoceras turoniense* (средний подъярус), зона *Subprionocyclus neptuni*, слои с *Coilopoceras gissarensis* Iljin и зона *Hourcquia pacifica* (верхний подъярус).
3. Обоснован поздне-туронский возраст слоев с *Coilopoceras gissarensis* Iljin и зон *Hourcquia pacifica*, которые раньше относились к нижнему коньяку.

Литература

1. Джалилов М.Р. Стратиграфия верхнемеловых отложений Таджикской депрессии. – Душанбе: Дониш, 1971.
2. Ильин В.Д. Верхнемеловые отложения центральных областей Средней Азии // Автореф. докт. дисс., М., 1969.
3. Kennedy W.I., Wright C.W., Hancock I.M. Ammonite zonation and correlation of the Uppermost cenomanian and turonian of Southern Eng-

land and the type areas of Sarthe and Touraine // *Mem.Mus. Nat. Hist. Naturel. nov.ser.*, t.49, 1981.

4. Cobban W.A. The late Cretaceous ammonite *Spathites* Kummer et Decker in New Mexico and Trans – Pecos Texas // *Contrib. late Cretaceous paleontology and stratigraphy in New Mexico, part II New Mexico Bur. Mus. Min. Res. Bull.* 114, 1988.

5. Amedro F. Actulisation des zonations d Ammonites dans le Cretace Moyen du Bassin Anglo-parisien // *Cretaceous Research*, v.2. 3/4, 1981.

6. Reyment R.A. New turonian (Cretaceous) ammonites genera from Nigeria // *Colonial geology and Mineral Resources*, v.4. 2, 1954

7. Wright C.W., Kennedy W.I. The Ammonoidea of the plenus Marls and the Middle Chalk // *Monog. of the Paleontograph. Soc. pub.* 560 (v. 134. for. 1980), 1981

8. Zaborski P.U.P. Lower turonian (Cretaceous) ammonites from southeast Nigeria // *Bull. Brit. Mus nat. Hist., geol.*, v. 42, 2, 1987.

9. Kennedy W.I., Wright C.W. Hancock I.M. Basal turonian ammonites from west Texas // *Paleontology*, vol. 30, part. 1, 1978.

10. Chancellor C.R. Cenomanian – Turonian ammonites from Coahuilla Mexico // *Bull. Geol.Inst. Univ. Uppsala*, n. s., 9, 1983.

11. Cobban W.A., Scott G.R. Stratigraphy and ammonite fauna of the Graneros Shale and Greenhorn limestone near Pueblo, Colorado // *U.S. geol.Surv. Prof. Paper*, 645, 1972.

12. Matsumoto T. Vascoceratid ammonites from the Turonian of Hokkaido // *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, n.s., 1973.

13. Thomel G. Sur quelques ammonites turoniennes et senoniennes nouvelles ou peu conunes // *Ann. de Paleontolog. Invertebr.*, 55(1), Paris 1969.

14. Cooper M.R/ Ammonite evolution and its bearing on the Cenomanian boundary problem // *Paleontolog. Zeitschrift*, 53 (1-2), 1979.

15. Robaszynski F., Alcaude G., Amedro F., Badilet G., Damotte R. et al. Le Turonien de la region tyre Saumirais et Touraine. Stratigraphie, biozonations, sedimentalogie // *Bull Centr. Rech. Explor. Prod. Elf – Aquitaine*, 6(1), 1982.

16. Amedro F., Hancock I.M. Les ammonites de l'Autoroute "L Aquitaine" France (Turonien et Santonian) // *Cretac. Res.*, 6 (1-2), 1985.

17. Bilote M. Approche biostratigraphique du turonien Sous-Pyrenee // *Mem. Mus. nat. Hist.*, ser. C, vol. 49, 1981.

18. Amedro F., Badilit G., Devalque C.H. Biostratigraphie et biozonation des ammonites de turonien Francais // *Mem.Mus. nature. hist. Naturelle*, c.49, 1982.

19. Wiedmann I. Le Cretace Superieur de l Espagne et du Portugal et ses Cephalopodes // Estudios geol. Inst. Invest geol. Lucas Mallada, Madrid, 1964.
20. Kennedy W.I., Wright L.W. Vascoceratid ammonites from the type Turonian // Paleontology, v. 23, 3, 1979.
21. Джалилов М.Р., Андреев Ю.Н., Гольтман Э.В. Хакимов Ф.Х.. Меловые отложения Центрального Таджикистана. – Душанбе: Дониш, 1971.
22. Robaszynski F. Conclusions ou colloque sur le Turonien echels biostratigraphiques integrec et cartes de facies (France et limite trophes) // Mem. Mus.nat. Hist. nat., ser. c, t. 49, Paris, 1983.
23. Kennedy W.I., Wright C.W., Hancock The Mid – Cretaceous of the United Kingdom // Ann. Mus. Hist., nat. Nice, 4, 1978.
24. Cobban W.A., Hook S.C. Mid – Cretaceous molluscan biostratigraphy and paleontologaphy of south western part of Western Interior United States // Geol. Assoc. Canada, Sp., Pa., 27, 1984.
25. Kaufman H.G. Gretaceous facies, faunas and paleonvironments across the western interior basin // Mountain geologist, 14, 1977.
26. Cobban W.A. Mid – Cretaceous ammonites zones Western Interior United States // Geological Soc. of Denmark Bull. 33 (1-2), 1984.
27. Wright C.W., Kennedy W.I., The ammonoides of the Plenus Marls and the Middle Chalk // Monogr. of the Paleontolog. Soc. publ. 560 (v. 134, for. 1980), 1981.
28. Атабекян А.А. Лихачева А.А. Верхнемеловые отложения Западного Копетдага // Тр. всесоюзн. – научн. – исслед. геол. ин-та. нов. сер. т. 62. вып. 10, 1961.
29. Collignon M. Atlas des fossils caracteristiques Madagascar (Ammonites): XII Turonien // Service geologue, Tananarie, 1975.
30. Matsumoto T. Uncommon keeled ammonites from the Upper Cretaceous of Hokkaido and Saghalien // Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., v. 20, 2, 1970.
31. Matsumoto T. Monograph of the Collignoniceratidae from Hokkaido // Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ; part III. ser. D (Geology), v. 16, 3, 1965.
32. Атабекян А.А., Акопян В.Т. Позднемеловые аммониты Армянской ССР (Collignoniceratinae, Peroniceratinae) Извест. АН Арм. ССР серия Науки о Земле, №2, 1972.
33. Kennedy W.I. Ammonite faunas and the “standart zones” of the Cenomanian to Maastrichtian stages in their type area, with some proposals for the definition of stgsge boundaries by ammonites // Bull. geol. Soc. Denmark, 33, 1984.

Винниченко Г.П.*, Таджикибеков М.**

**Херсонский государственный университет, Институт естествознания; **Таджикский национальный университет*

**ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ СКЛАДЧАТЫХ
ОБЛАСТЕЙ И ОПРЕДЕЛЕНИЕ ДЕНУДАЦИОННО-
ЭРОЗИОННОГО СРЕЗА ЭНДОГЕННЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
(на примере Памира, Гиссаро-Алая и Карамазара)**

Связь между особенностями геологического строения складчатых областей и локализованном в их пределах комплексом полезных ископаемых уже давно считается подавляющим большинством исследователей несомненной. С учетом этих связей независимо от того, какие они: генетические или парагенетические, следует признать, что в тектонически-зональных областях месторождения полезных ископаемых будут иметь зональный характер распространения.

Тектонические зоны, на которые распадается в процессе геосинклинального развития какая-либо область, отличаются друг от друга по совокупности признаков, важнейшими среди которых являются прежде всего тип стратиграфического разреза, морфология и время формирования структур, характер магматической деятельности, особенности метаморфизма и др. Соответственно комплекс месторождений, связанный с одновозрастными осадочными, метаморфическими и вулканогенными толщами и интрузивными образованиями, оказывается различным по своему минералогическому составу, глубине формирования, возрасту, околорудным изменениям вмещающих пород и т.д. Несомненно, следует учитывать и известные сейчас факты, когда месторождения имеют наложенный по отношению к геосинклинальной зональности характер. Такие месторождения заслуживают отдельного специального исследования, и в данном случае они не рассматриваются и не учитываются. Тектоническая неоднородность Памира была выявлена уже в результате первых геологических исследований, проводимых здесь.

К настоящему времени в северной части Памира устанавливается область палеозойских, а в южной - мезозойских складчатых сооружений.

Между ними выделяется также область полициклического развития, характеризующаяся наличием как герцинид, так и мезозоид [1].

Каждая из вышеуказанных областей, по имеющимся на сегодня материалам, подразделяется на тектонические зоны, отличающиеся друг от друга по приведенным признакам (тип стратиграфического разреза, морфология и возраст структур и т.д.) также набором месторождений полезных ископаемых.

Вышесказанное может быть проиллюстрировано на примере любых тектонических зон, выделяемых как в области палеозойских, так и мезозойских складчатых сооружений. Так, в крайней северной зоне области герцинид Памира Обиравноуской (иногда ее называют Дарваз-Заалайской) практический интерес имеют медистые песчаники иоллихарской свиты позднепермского возраста. С малыми интрузивами габбро и диоритов связано в этой зоне магнетитовое оруденение. В соседней к югу Калайхумб-Сауксайской зоне набор основных месторождений палеозойского комплекса существенно другой. В толще карбона зоны отмечаются месторождения меди порфирового типа. С кислыми эффузивами ассоциируется золоторудное оруденение, локализующееся в пиритизированных кварцевых жилах. Оруденение железа в Калайхумб-Сауксайской зоне приурочено к скарново-магнетитовым телам.

В следующей к югу Курговад-Каракульской [1] зоне с гранитоидным интрузивным комплексом связаны олово-редкометалльные месторождения, а с интрузивами базитов и ультрабазитов месторождения асбеста, талька и железа. В тектонических зонах области мезозоид Памира обнаруживаются столь же значительные различия в наборах основных месторождений полезных ископаемых. Одна из них Рушанско-Базардаринская зона является основным оловорудным районом Памира. В этой же зоне устанавливаются месторождения бора, сурьмы и редкометалльных пегматитов.

В соседней с ней Зоуташ-Мынхаджирской [1] зоне пермская вулканогенно-осадочная толща вмещает титановое оруденение. С гранитоидами здесь же связано олово-редкометалльное и полиметаллическое оруденения. Аналогичная картина вырисовывается и в герцинидах Гиссаро-Алая, где наборы главнейших месторождений полезных ископаемых, определяющих основные черты рудоносности тектонических зон, также различны по своему составу и другим признакам. Наиболее крупные и ценные в практических целях флюоритовые месторождения распространены преимущественно по южному склону Гиссарского хребта к югу от ограничивающего с севера Ме-

четлинскую зону Ходжаобигармского разлома [2 и др.]. В северном крыле данного разлома такие месторождения не обнаруживаются.

В Зеравшано-Гиссарской горной области устанавливаются сурьмяно-ртутные месторождения, локализующиеся в пределах трех тектонических зон: Ягнобской, Центральногогиссарской и Зеравшано-Туркестанской. Согласно имеющимся данным облик месторождений в указанных зонах не одинаковый и предопределен конкретными тектоническими условиями их размещения [3-4]. В Карамазаре еще Б.Н.Наследов [5] выделял три тектонические глыбы – Северную и Южную, разделенные Баштавакским разломом, и горы Моголтау. В последующем тектоническая неординарность территории Карамазара отмечалась и другими исследователями. В конце прошлого столетия Карамазар был подразделен в палеозойской структуре на шесть тектонических зон [6]. При этом всеми исследователями всегда подчеркивалась специфика рудоносности выделяемых тектонических подразделений. Так, крупнейшее в пределах региона серебро-свинцово-висмутовое месторождение Адрасман-Канимансурской мульды, детально исследованное в последние годы, располагается в южном крыле Баштавакского разлома.

К северу от линии этого разлома установлены месторождения меди Алмалыкского типа и золоторудное оруденение, отсутствующее в южном крыле указанного разлома. Выявляются различия и других рудных комплексов, развитых в зонах как к северу, так и к югу от Баштавакского разлома [7-8 и др.].

Совокупность имеющихся в настоящее время геологических, а также радиологических данных свидетельствует о том, что формирование месторождений полезных ископаемых в перечисленных и других зонах областей Памира, Гиссаро-Алая и Карамазара завершилось к концу геосинклинального развития по окончании происходящих здесь диастрофических процессов.

К данному моменту ряд месторождений, связанных с проявлениями фаз диастрофизма, бывает уже вскрытым поверхностями угловых несогласий, представляющими результат преимущественно денудационных процессов. Не исключены, конечно, и эрозионные процессы, но роль их в данном случае ничтожна. Многометровые эрозионные врезы, подобные плейстоцен-голоценовым и современным в разрезах древних толщ, до сих пор нигде не зафиксированы. Степень вскрытия таких месторождений может быть различной и уже неоднократно определялась на основании учета минералогического петрографических сведений о рудных телах (состав, зональность ору-

денения и т.д.). Поскольку время проявления завершающих геосинклинальный процесс фаз диастрофизма не одинаковое в разных зонах, постольку и длительность пострудного этапа в них оказывается различной. Соответственно тектонические зоны, в которых локализованы месторождения, связанные с этими диастрофическими фазами, будут существенно отличаться друг от друга по времени начала и продолжительности пострудного этапа. Так, к примеру, наиболее ранними по вступлению в пострудный этап являются сурьмяно-ртутные месторождения Ягнобской зоны, где процессы диастрофизма завершились в начале среднекаменноугольной эпохи.

Позднее в начале позднекаменноугольной эпохи в пострудный этап вступили месторождения Центральногиссарской зоны и затем в позднекаменноугольно-раннепермское время такие же по составу сурьмяно-ртутные месторождения Заравшано-Туркестанской зоны. Более того, как сейчас выяснилось, тектоническая неоднородность складчатых областей в общих чертах сохраняется и в постгеосинклинальном этапе, хотя геотектонический режим при этом существенно меняется. Установлено, что не все тектонические зоны складчатых областей вступают после завершения в них геосинклинальных процессов в платформенный этап развития. Выявляются зоны, в которых геотектонический режим заметно отличается как от геосинклинального, так и платформенного. Такие зоны со второй половины прошлого столетия стали выделять под собственными названиями, в частности, как зоны тергального развития. С этих позиций оказываются различными не только время начала и продолжительность пострудного этапа развития месторождений, но и условия, в какие попадают данные месторождения после своего образования. В результате получается, что вскрытие и срез месторождений в разных зонах совершается по-разному и в неодинаковой степени. Установлено, что активизация тектонических движений после завершения геосинклинальных процессов в складчатых областях приводит к взламыванию регионального углового несогласия в основании постгеосинклинального комплекса. Разноамплитудные и разнонаправленные перемещения блоков по разломам приводят к зарождению в пределах складчатых областей внутригорных впадин.

Наиболее ранними по времени заложения оказываются впадины, приуроченные к тектоническим зонам, отличающимися в предшествующий геосинклинальный этап умеренными темпами прогибаний и слабым проявлением магматической деятельности. В Гиссаро-Алае в таких зонах устанавливается тергальный режим и уже в начале мезо-

зоя здесь отмечается осадконакопление. В результате, месторождения, приуроченные к складчатому комплексу данных зон, перекрываются мощным осадочным чехлом и тем самым консервируются от среза. Тектонические зоны, отличающиеся в процессе своего геосинклинального развития высокой тектонической активностью и интенсивным проявлением магматизма, в геосинклинальном этапе характеризуются ярко выраженным платформенным режимом. Длительное время таким зонам свойственна слабая тектоническая активность. В условиях стабильного состояния формируется кора выветривания. Месторождения полезных ископаемых складчатого комплекса почти не затрагиваются денудационными процессами. Осадконакопление во внутригорных впадинах, зарождающихся в пределах зон с платформенным режимом, происходит несколько позднее по сравнению с зонами тергального развития, а осадочный чехол в них оказывается мало мощным. Тем не менее, и здесь месторождения полезных ископаемых все же консервируются от разрушения.

Таким образом, лучшую сохранность месторождения полезных ископаемых имеют, как это указывалось еще в работах Таджикско-Памирской экспедиции и затем подтверждено последующими новейшими исследованиями [4], в пределах территории внутригорных впадин и их обрамлений. Энергичное вскрытие и разрушение месторождений происходит в плейстоцене-голоцене в связи с интенсивными поднятиями и формированием резко расчлененного горного рельефа на месте складчатых областей. Решающее значение в это время приобретают эрозионные процессы. Реконструкции плейстоцен-голоценового рельефа показывают, что речными долинами как продольными унаследованными, так и сквозными новообразованными нередко бывают не только вскрыты, но и разрушены значительные части рудных тел месторождений. Например, сквозная долина р.Шинк пересекала и частично срезала сурьмяное месторождение Гурдара. Известны и другие подобные факты плейстоцен-голоценового эрозионного среза речными долинами месторождений полезных ископаемых.

По приведенным данным видно, что в основе разработок приемов определения денудационно-эрозионного среза месторождений полезных ископаемых лежит прежде всего тектоническая зональность складчатых областей, которая предопределяет важнейшие пространственно – временные закономерности их размещения. В пострудный доплейстоценовый этап, когда, как отмечалось выше, господствовали денудационные процессы, зафиксированные в разрезах в виде поверхностей угловых несогласий.

При определении среза рудоносных структур и локализованных в них месторождений необходим обязательный комплексный учет всех имеющихся геологических и минералого-петрографических данных. В плейстоцене-голоцене господство денудации сменяется преобладанием эрозионных процессов. Реконструкции наложившегося на денудационные формы эрозионного рельефа позволяют уже достаточно полно оценить степень сохранности рудных объектов. В соответствии с вышеизложенным, можно сделать вывод о том, что наиболее благоприятные условия сохранения месторождений в пострудном этапе были в пределах территории Карамазара. Здесь палеозойские рудоносные структуры и приуроченные к ним месторождения в начале пострудного этапа характеризовались стабильным положением, способствующим образованию кор выветривания.

В мел-палеогеновые периоды территория Карамазара гипсометрически располагалась близко к уровню водной поверхности морского бассейна, покрывавшего эту территорию. В таких условиях месторождения Карамазара не могли подвергнуться сколько-нибудь значительному срезу. Разрушение месторождений начинается здесь в плейстоцене-голоцене. С учетом данных о вертикальном размахе оруденения в Карамазаре, можно считать, что сейчас вскрыты лишь приповерхностные и переходные месторождения, а плейстоцен-голоценовой эрозией - частично и глубинные месторождения, сформировавшиеся соответственно на глубинах 300-2100 и 3800-5000 м. Как уже указывалось ранее [7], значительная часть глубинных месторождений остается до сих пор не затронутой денудационно-эрозионными процессами.

Надо полагать, что перспективы рудоносности Карамазара могут быть в дальнейшем значительно расширены за счет скрытых глубинных частей месторождений. В пределах Гиссаро-Алая и Памира, в соответствии с ранее высказываемыми соображениями, подтверждаемыми выше приведенными материалами, к перспективным районам относятся внутригорные впадины и их обрамления. Полученные результаты по определению денудационно-эрозионного среза месторождения полезных ископаемых могут быть использованы и в других регионах складчатого строения.

Литература

1. Винниченко Г.П. Важнейшие закономерности строения и развития складчатых геосинклинальных комплексов Памира. Душанбе: Дониш, 1990, 288 с.
2. Бабаев М.М., Таджикибеков М., Раджабов Н. О глубине эрозионного среза южных склонов Гиссарского хребта на основании изуче-

ния флюоритовых месторождений и данных геолого- геоморфологического анализа // Докл. АН РТ, 1995, т.38, №11-12, с.56-62.

3. Винниченко Г.П. О денудационном срезе сурьмяно-ртутных месторождений Зеравшано-Гиссарской горной области //Докл.АН Тадж.ССР, 1972, т.15, №9, с.44-46.

4. Таджикибеков М. Важнейшие закономерности геологического строения и история формирования внутригорных впадин Юго-Востока Средней Азии в новейшем этапе. Автореф. дисс.докт.г.-м.н., Алматы, 2006, 51 с.

5. Наследов Б.Н. Карамазар. Л.: Изд-во АН СССР, 1937, 400 с.

6. Винниченко Г.П., Кухтиков М.М. Тектоническая зональность Карамазара в палеозойской структуре //Геология и геофизика Таджикистана. 1989, №2, Душанбе: Дониш, с.67-84.

7. Винниченко Г.П., Кухтиков М.М. Особенности тектонического развития Карамазара в мезозое и кайнозое (к проблеме определения величины денудационного среза) //Докл. АН Тадж.ССР. 1987, т.30. №8, с.519-522.

8. Бабаходжаев С.М. Интрузивные комплексы Западного Карамазара и Моголтау. Душанбе: Дониш, 1982, 324 с.

Литвиненко А.К.*, Мамаджанов Ю.*, Барнов Н.Г.***

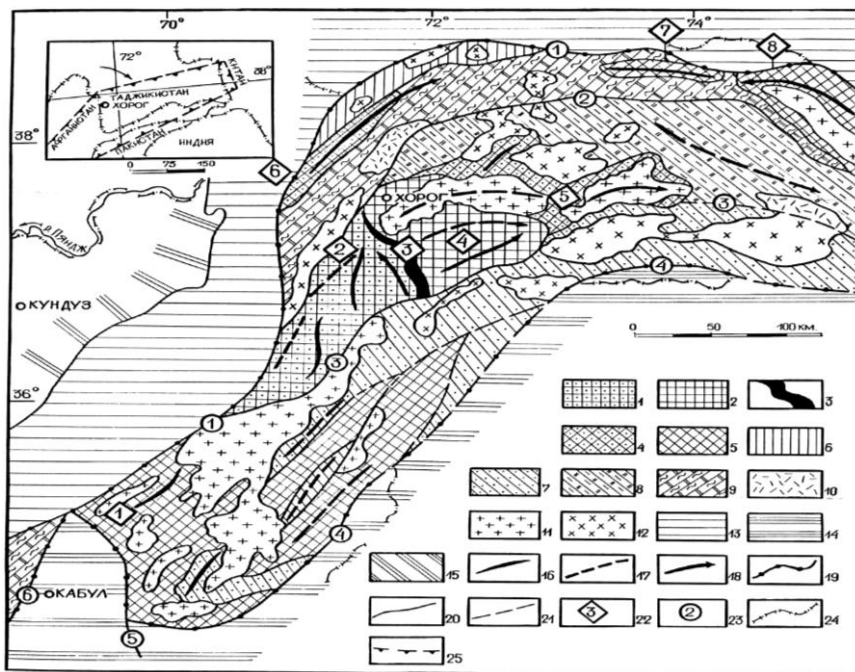
**Липецкий государственный педагогический университет;*

***Институт геологии, сейсмостойкого строительства
и сейсмология АН РТ*

ЦИКЛИЧЕСКОЕ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ В ДОКЕМБРИИ ПАМИРА НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУХИ-ЛАЛ

Месторождение Кухи-Лал является крупнейшим комплексным месторождением магнезиального сырья и драгоценных камней (благородной шпинели и клиногумита). Оно приурочено к мощной пачке магнезитовых мраморов в верхней (575 м) части разреза горанской метаморфической серии (AR). В составе этой части разреза магнезитовые и доломитовые мраморы составляют более 50% ее объема. Они переслаиваются с биотитовыми (\pm гранат, амфибол) гнейсами, амфиболитами и мигматитами. Хорошо выраженная стратификация серии свидетельствует о ее первично-осадочной природе. Доломит-магнезитовый состав и широко распространенная гаюин-лазуритовая минерализация в расположенном рядом месторождении Ляджвардара, а также присутствие скаполита и повсеместное содержание бора и фтора в породах указывают на накопление первичных осадков в лагунно-континентальной обстановке в условиях сухого жаркого климата. Горанская серия, наряду с несколькими другими, является фундаментом киммерийской Афгано-Южнопамирской складчатой области (рисунок), которая находится в среднеазиатском сегменте Альпийско-Гималайского горно-складчатого пояса.

Первичное вещество месторождения рассматривается как осадочное, лагунно-континентальное и эвапоритовое [1,2]. По палеогеографическим реконструкциям [3] рассматриваемая территория входит в границы Ирано-Пакистанского докембрийского эвапоритового бассейна и относится к типу окраинных или эпиконтинентальных морей, сообщавшихся с океаном промежуточными бассейнами, с архипелагами островов, зонами мелководий, полуизолированными крупными и мелкими водоемами, соединенными проливами. В них накапливались чередующиеся в разрезе терригенные, карбонатные (доломит-магнезит), сульфатно-карбонатные (гипс-магнезит-пирсонит) и соленосные (хлоридно-сульфатные) эвапоритовые формации.



Тектоническая схема Афгано-Южнопамирской складчатой области

Структурно-формационные комплексы: 1-5 – добайкальской консолидации (Нуристан-Памирский срединный массив): 1 – горанская и сарысангская серии (AR), 2 – шахдаринская серия (AR), 3 – хорогский ортокомплекс (AR), 4 – аличурская и шипадская серии (PR₁), 5 – музкольская и нуристанская серии (PR₁); 6 – протоплатформенного чехла (R?). 7-8 – парагеосинклинальный, южнопамирский (C-J): 7 – терригенный (C-T), 8 – терригенно-кремнисто-карбонатный (C-J). 9 – парагеосинклинальный, терригенно-карбонатный, центральнопамирский (Є-Р). 10-12 – орогенный (Р): 10 – вулканогенный, 11 – гранитоиды авто- и параавтохтонные, 12 – гранитоиды аллохтонные. 13 – Афгано-Северопамирская герцинская складчатая область. 14 – Сулейман-Киртарская альпийская складчатая область. 15 – Эпигерцинский платформенный чехол (Афгано-Таджикская впадина). 16-20 складчатые и разрывные нарушения: 16 – антиклинали (антиклинории), 17 – синклинали (синклинории), 18 – направление погружения складок, 19 – разрывные нарушения, разделяющие складчатые области, 20 – прочие разрывные нарушения. 21 – предполагаемые геологические границы. 22 – тектонические блоки Нуристан-Памирского срединного массива: 1 – Нуристанский, 2 – Бадахшанский, 3 – Хорогский, 4 – Шахдаринский, 5 – Аличурский, 6 – Шипадский, 7 – Сарымулинский, 8 – Шатпутский. 23 – глубинные разломы: 1 – Герируд-Акбайтальский, 2 – Рушанско-Пшартский, 3 – Южнопамирский, 4 – Ташкупрук-Кунарский, 5 – Альтимурский, 6 – Мукур-Чаманский. 24 – государственные границы.

В качестве первой минеральной генерации месторождения можно рассматривать следующие минеральные образования: сульфаты, магнезиальные известняки (магнезиты), глины с органикой, высокоглиноземистые глины и сульфиды (пирит, пирротин). Время образования этой генерации минералов соответствует раннему архею или даже катархею, а природа их связывается с эвапоритовым минералообразованием в замкнутой лагуне.

Эта генерация минералов подверглась коренному изменению приблизительно 2.8 млрд. лет назад под влиянием метаморфизма гранулитовой фации (температура – 800-900⁰, давление 8-9 кбар). В интервале времени 1.75-1.63 млрд. лет произошел второй диастрофизм. Одним из его проявлений явился региональный метаморфизм в режиме высокотемпературной амфиболитовой фации (температура -700⁰, давление – 8 кбар). Эти метаморфические процессы привели к созданию минерального ландшафта месторождения Кухи-Лал, который с небольшими изменениями сохранился до настоящего времени.

Из первой минеральной генерации полностью исчезли сульфаты, магнезиальные известняки, органика, глины. Их место заняли магнезитовые мраморы, магнезиальные скарноиды (форстерит, энстатит, шпинель, гумит, клиногумит, флогопит), «белые сланцы» (тальк) и «черные сланцы» (графит, кианит, жедрит, кордиерит). Перечисленные минеральные ассоциации можно считать второй генерацией, а их природа связывается с разнообразными докембрийскими метаморфическими процессами.

После этого события территория месторождения стала частью срединного массива в одной из геосинклинальных областей палеоокеана Тетис. После двухэтапного докембрийского метаморфизма произошла консервация минералов. Для геологического строения и дальнейшего развития региона эта структура имеет большое значение. Она называется Нуристан-Памирским срединным массивом и состоит из восьми архей-раннепротерозойских тектонических блоков, разделенных разломами (рисунок).

Коренная перестройка минерального ландшафта месторождения связана с альпийским диастрофизмом и последующим гипергенезом от 0.1 млрд. лет назад до современности. Одним из проявлений последнего диастрофизма явилось образование Альпийско-Гималайского горно-складчатого пояса. Для этого времени установлены две генерации минералов, которые в общей минеральной истории можно обозначить как третью и четвертую.

Третья, гидротермальная, обусловлена метаморфизмом эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. По минералам второй гене-

рации образовались новые низкотемпературные минералы, которые можно назвать жильными. Они представлены доломитом по магнезиту, сульфатом железа по пирротину, этtringитом–редким водным сульфатом $\text{Ca}_2\text{Al}_2(\text{SO}_4)_3 \cdot 26\text{H}_2\text{O}$ - по клиногумиту, гиббситом и бруситом по шпинели, серпентинитом по форстериту.

Завершается минералообразование современным гипергенезом, в результате которого образовались водный оксид железа (гетит) и многочисленные сульфаты магния (эпсомит). Генетические и физические особенности эпсомита изучены одним из авторов [4]. Было установлено, что эти минералы возникли за последние нескольких десятилетий и этот процесс активно продолжается с образованием относительно крупных масс новорожденных минералов.

Минералы последней (четвертой) генерации близки по условиям образования и систематике минералам первой. Авторы полагают, что в определенной степени условности можно было бы их объединить. Это в свою очередь позволяет замкнуть цикл движения литогенного вещества в исследуемом регионе. Наиболее контрастной группой минералов, «открывающих» и «закрывающих» цикл являются сульфаты – первичные (архейские) и вторичные (современные). Идею о круговороте горных пород в функционировании земной коры высказал в 1908 г. российский геолог И.Д.Лукашевич. Авторы считают, что представленный материал в определенной мере может поддержать эту позицию, а сама идея о «замкнутых» циклах развития имеет рациональную основу для создания генетических моделей месторождений полезных ископаемых всего горно-складчатого пояса.

Литература

1. Смолин П.П. Условия формирования месторождений магнезита, талька и брусита в эволюции магнезиально-карбонатных толщ //Геохимия, минералогия, петрография. М.: Наука, 1976, с.450-457.
2. Литвиненко А.К. Генетическая позиция благородной шпинели в магнезиальных скалах Юго-Западного Памира. – Записки Всероссийского минералогического общества, 2003, Ч.СXXXII, №1, с.76-81
3. Жарков М.А. Закономерности размещения и условия образования эвапоритовых формаций, содержащих магниевые минералы //Высокомагнезиальное магнезиальное сырье. М.: Наука, 1991, с.61-77.
4. Литвиненко А.К. Современный эпсомит в архее ЮЗ Памира //Научное наследие П.П. Семенова-Тян-Шанского и его роль в развитии современной науки. Липецк, 2007, с.125-131.

Лутков В.С., Бабаев А.М., Малахов Ф.А.
*Институт геологии, сейсмостойкого строительства
и сейсмологии АН РТ*

ГРАФИТЫ И АЛМАЗЫ В РАННЕМЕЗОЗОЙСКИХ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗИТАХ ТЯНЬ-ШАНЯ

Графиты. Графит отсутствует или крайне редок в мантийных породах щелочно-базальтоидных и кимберлитовых провинций, в том числе в одной из наиболее изученных – Байкало-Монгольской [1-3 и др.]. Как показало визуальное исследование более 1000 мантийных нодулей шпинелевой фации в щелочных базальтах Южного Тянь-Шаня (при этом можно было учесть лишь выделения размером $>0.1-0.2$ мм), частота встречаемости графита составляет 7%. Распространенность графита в минералогических пробах мантийных включений, преимущественно шпинелевых перидотитов, равна 40%. В гравитационных и термохимических концентратах щелочных базитов ($n=65$) ксеногенный графит, захваченный в основном с более глубоких уровней мантии, обнаружен в 46% проб.

Содержание графита в отдельных ксенолитах варьирует от единичных зерен до 6-8%, иногда 10-12%. Размеры выделений – от первых десятых долей мм до 4-5, а в пегматоидных «черных» пироксенитах – до 10 мм. Графит внутри нодулей чаще развивается по определенным зонам и плоскостям. Характерны гнездо- и жилообразные выделения, цепочки кристаллов и чешуек, развитие в интерстициях или вокруг зерен шпинели, пироксенов и других минералов ксенолитов, причем графит содержит их включения. Графит выявлен практически во всех типах ксенолитов «черной» и «зеленой» серий верхней мантии Южного Тянь-Шаня, включая метасоматиты и породы «коромантиной смеси» (плаггиоклазовые пироксениты, горнблендиты, керсутитовые габбро). Это подтверждает вывод об изменении положения границы устойчивости графита: в регионах с низким потенциалом кислорода она смещается на уровень меньших глубин [1].

В Ва-глиммерите [4] крупнокристаллический графит ассоциируется с хромшпинелью, диопсидом и Ва-флогопитом с низкими отношениями $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$, а также иоцитом и муассанитом, причем графит

развивается по спайности флогопита, находясь с ним в тонком сростании, и содержит включения диопсида, Sr-Ba-V- титаната и других минералов. Графит формировался в мантийных породах разного состава и генезиса, с признаками метасоматоза и без них. При этом немаловажно, что образование большей части «зеленых» и «черных», в т.ч. флогопитовых, пироксенитов в результате глубинных магматических и метасоматических процессов происходило на фоне роста fO_2 , что фиксируется в увеличении отношения Fe^{3+}/Fe^{2+} в шпинелидах, а в некоторых разностях «черных» пироксенитов, горнблендитов – в замещении Al – шпинели титаномагнетитом. Графит в этих породах неравновесен с главной массой слагающих их минералов, кристаллизуясь позднее шпинелидов, пироксенов и т.д.

В Тянь-Шане нет четкой связи между присутствием графита в ксенолитах и составом шпинелидов. Очевидно, эти минералы не являются сингенетичными: шпинелиды связаны с процессами мантийного магматизма и метаморфизма и равновесны с другими минералами перидотитов и пироксенитов, тогда как основная часть графита образовалась при воздействии поздних восстановленных флюидов (H_2 , CH_4 , C) из глубоких частей мантии [5, 6], вероятно, в связи с плюмовыми процессами. В связи с этим не всегда успевали установиться равновесия (в частности, по fO_2) между разными мантийными минералами [6].

Таким образом, мантийная графитизация проходила после деплетирования (плавления) ультраосновной части верхней мантии и частично могла совпадать с завершающими стадиями процессов щелочного (K) мантийного метасоматоза, или же протекать позднее этих процессов. Можно полагать, что в верхней мантии региона имел место ряд разновременных этапов поступления глубинных восстановленных и реже окисленных флюидов, что объясняет неравновесность разных мантийных минералов по fO_2 в экспериментах [5,6], а также сонахождение графита с «окисленной» шпинелью и (или) магнетитом.

Следует подчеркнуть, что графит не связан с малоглубинными низкотемпературными поствулканическими процессами, приводящими в Тянь-Шане к карбонатизации, серпентинизации, лиственитизации мантийных нодулей. Изотопный состав графита из «зеленых» пироксенитов Южно-Гиссарской зоны $\delta^{13}C = -0.37\%$, он является мантийным и высокотемпературным (750-1000°C) [7].

Алмазы. Кроме графита, в 9 трубках и дайках щелочных базальтов Центрального Таджикистана обнаружены обломки кристаллов алмаза [8]. В связи с находкой сростков алмаза с хромитом [9] пред-

полагается, что зона щелочно-базитового магмообразования в регионе могла достигать области фазового перехода графит-алмаз. Интересно, что в алмазоносных кимберлитах графит крайне редок, а одним из спутников алмаза является Сг-пироп, тогда как в более высокотемпературных алмазоносных Тi-лампроитах, как и в изученных породах, алмаз ассоциируется с Сг-шпинелидами [10,11]. Позднее в одном из наших образцов по ксенолитам «зеленых» шпинелевых клинопироксенитов (Южно-Гиссарская зона, трубка Тувиш) найдены микронные алмазы в сростании с графитом, которые образовались в метастабильной обстановке, возможно, при локальном повышении давления [12]. Значительную роль могли, на наш взгляд, играть также общая насыщенность системы углеродом и низкая fO_2 .

Найденные алмазы можно отнести к 3 типам (два первых по ряду признаков близки). 1. Обломки прозрачных и полупрозрачных октаэдров (0.05-0.12, до 0.5 мм), бесцветные и серые, изотропные, с алмазным блеском и твердостью >9.5 . 2. Зерна неправильной формы (0.05-0.07 мм), представляющие сростки граней октаэдров белого и серого цвета, прозрачные и полупрозрачные. Отмечено голубое, светло-желтое, желто-зеленое свечение в катодных лучах. 3. Зерна кубической и комбинационной (плоскогранные кубы – октаэдры) форм (0.02-0.03 мм, реже до 0.05 мм), светло-желтые и желтые, с алмазным или жирным блеском. Типичны бугорчато-ямчатая поверхность граней и следы травления на ребрах. Диагностика алмазов подтверждена рентгеноструктурным анализом. Если говорить о первых двух типах алмазов, то они формировались в верхней мантии при стационарно высоком давлении, в восстановительных условиях и в среде, пересыщенной углеродом. Они имеют в основном ксеногенную природу, что подтверждено находками сростков алмаза с хромитом. В связи с изложенным представляет интерес обнаружение в Центральном Таджикистане трубок щелочных пикритов и флогопитовых пироксенитов - близких аналогов алмазоносных низкотитанистых лампроитов Алданского щита [6].

Несколько позднее были обнаружены алмазы аналогичного габитуса в трубках и дайках на западном субплатформенном продолжении Южно-Тянь-Шаньского пояса. Там выявлены уникальные трубки и дайки К-силикатно-карбонатитовых пород, связанных с ликвидацией щелочно-базитовых расплавов MZ_1 . В некоторых пробах обнаружено до 150-200 желто-зеленых октаэдров алмазов (0.05-0.2 мм) [13]. Многочисленные находки микроалмазов в трубках и дайках региона дали основание для выделения одного из крупнейших в мире Южно-Тянь-Шаньского пояса алмазоносных щелочных базитов [14].

Изложенное выше не противоречит предположению, что в верхней мантии региона неоднократно проявлялись мощные (судя по масштабам развития мантийных включений с графитом) потоки восстановленных флюидов, связанные, видимо, с глубинными зонами мантии, где могло сохраниться первичное (?), насыщенное углеродом, мантийное вещество [6].

При этом магматические и метаморфические породы нижней и верхней земной коры региона (блоки докембрия, ксенолиты амфиболитовой и гранулитовой фаций, фанерозойские гранитоиды) характеризуются пониженным фоном и слабой дифференцированностью магнитного поля, крайне низкой ролью магнетита и широкой распространенностью графита в разнофациальных метаморфитах, иногда содержат недосыщенные сульфиды, самородные металлы, муассанит.

Блок литосферы Тянь-Шаня выделяется особым окислительно-восстановительным и флюидно-геохимическим режимом: в мантийных перидотитах и продуктах их плавления и метасоматоза понижена fO_2 и повышены отношения F/Cl , K/Na , концентрации C , Rb и др. Наблюдается определенное, нередко проявленное унаследованно, соответствие окислительно-восстановительного и флюидного режима верхней мантии и земной коры региона. Общая специфика блоков литосферы обусловлена подкоровыми (плюмовыми) процессами и связанными с ними мантийными флюидами и расплавами.

Литература

1. Магматические горные породы, т.5. - М.:Наука, 1988, 508 с.
2. Рассказов С.В., Генштафт Ю.С. – Минерал.ж., 1987. т.8, № 6, с.22-30.
3. Кепежинскас В.В. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения.- М.: Наука, 1979, 312 с.
4. Лутков В.С., Шахалиева З.А., Луткова В.Я. и др. – ДАН СССР, 1990, т.310. №4, с.955-958.
5. Кадик А.А., Луканин О.А. Дегазация верхней мантии при плавлении.- М.: Наука, 1986, 97 с.
6. Кадик А.А., Жаркова Е.В., Лутков В.С. и др. – Геохимия, 1995, №8, с.1094-1099.
7. Мушкин И.В. Петрология верхней мантии Южного Тянь-Шаня.- Ташкент: Фан, 1979, 136 с.
8. Лутков В.С., Гопфауф Л.М., Маджи Л.А. и др. – ДАН Тадж-ССР, 1990, т.33. №6, с.400-403.
9. Головкин А.В., Гадецкий А.Ю. – Узб.геол.ж., 1991, №2, с.72-75.

10. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974, 264 с.
11. Джейкс А., Луис Дж., Смит К. Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии.-М.: Мир, 1989, 430 с.
12. Новгородова М.И., Рассказов А.В. – Докл. РАН, 1992, т.332. №2, с.379-381.
13. Диваев Ф.К.- Основные проблемы геологии и развития минерально- сырьевой базы Республики Узбекистан - Ташкент, 1997, с.141-145.
14. Лутков В.С., Файзиев А.Р. – Докл.РАН, 2007, т.413, №2, с.1-3.

МАМАДЖАНОВ Ю.

*Институт геологии, сейсмостойкого строительства
и сейсмология АН РТ*

**АБСАРОКИТЫ АДРАСМАНСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ
МУЛЬДЫ ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКОЙ ЗОНЫ
(СРЕДИННЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)**

Абсарокиты представляют собой наиболее основные по составу ранние члены глубоко дифференцированных мантийных шошонитовых и шошонит-латитовых вулканических серий, характерных для деструктивных геодинамических обстановок: развитых и зрелых островных дуг, активных континентальных окраин и зон коллизии литосферных плит [1]. Они также свойственны и для деструктивных палеогеодинамических обстановок, реконструируемых в фанерозойских складчатых областях по индикаторным магматическим сериям.

Впервые вулканы шошонит-латитовой серии в пределах Чаткало-Кураминской зоны Срединного Тянь-Шаня – обнаженной восточной части окраинно-континентального позднепалеозойского Кызылкум-Кураминского вулканоплутонического пояса - выделены и детально исследованы в Чорухдайронской структуре северо-восточного Моголтау [2, 3]. Исследования последних лет, проведенные нами в таджикской части зоны, позволили выделить аналогичные магматические образования и в других вулканических структурах района. В частности, абсарокит-шошонит-латитовая серия выделяется в Ташкескенской мульде, а также в Адрасманском рудном районе. В последнем субщелочные калиевые базальтоиды представлены наиболее основными по составу вулканидами серии – абсарокитами.

В Адрасманской вулканической мульде абсарокиты слагают долонысайскую толщу, относимую к шурабсайской свите [4]. Абсарокиты долонысайской толщи обнажаются у подножий горы Курбантау и севернее древнего рудника Джеркамар, расположенных восточнее кишлака Долоны (рис. 1). Вулканы толщи ранее описывались как андезит-базальты, по химическому составу близкие к эссекситам [4], и как трахибазальты [5].

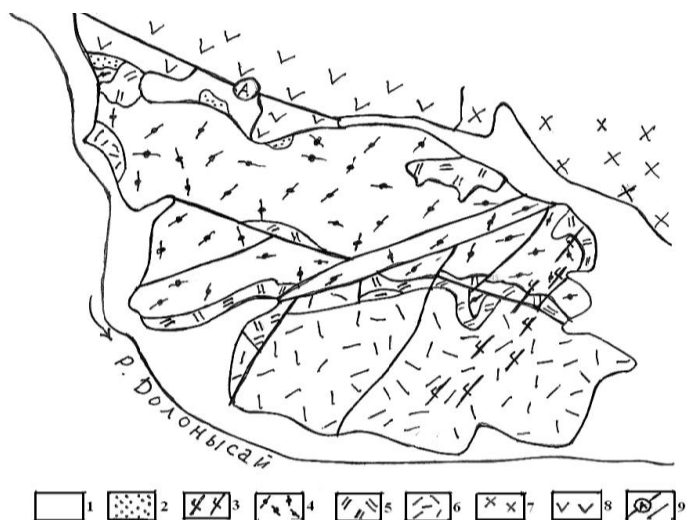


Рис. 1 Схематическая геологическая карта района горы Курбантау (северо-восток Адрасманской вулканической мульды).

1- четвертичные отложения, 2- мел-палеогеновые терригенно-карбонатные породы, 3-дайки диабаз-риолитовой серии (бурачарский тип, P_2), 4-ультракалийевые риолиты курбантауской толщи (кызылнуринская свита, P_1), 5-абсарокиты долонысайской толщи (шурабсайская свита, C_3-P_1), 6-риодациты-риолиты джеркамарской толщи (оясайская свита, C_3), 7-гранодиориты главной фазы Джеркамарского интрузива (карамазарский комплекс, C_2), 8-андезит-базальты, андезиты (минбулакская и акчинская свиты, C_2), 9-разрывные нарушения, А-Акджилакский разлом.

По минеральному и химическому составу рассматриваемые вулканические породы долонысайской толщи северо-восточной части Адрасманской структуры соответствуют абсарокитам (рис. 2).

Абсарокиты долонысайской толщи залегают среди кислых вулканитов оясайской свиты позднего карбона и слагают sill-образную субвулканическую межпластовую залежь мощностью порядка 100 м и протяженностью более 2 км. Толща полого падает на север под углами $15-35^\circ$ в сторону Акджилакского разлома, представляющего собой юго-восточное ответвление регионального Баштавакского глубинного разлома широтного направления.

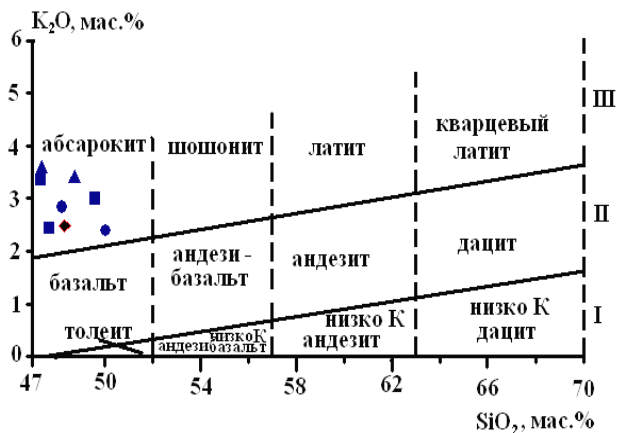


Рис. 2. Классификационная диаграмма K_2O - SiO_2 для вулканических серий деструктивных геодинамических обстановок [7] с дополнениями и изменениями.

- ▲ — абсарокиты Адрамана;
- — абсарокиты Чадакской вулканической структуры;
- ◆ — абсарокиты Гавасая;
- — абсарокиты Ташкескенской мульды.

I – III - вулканические серии: толеитовая (I), известково-щелочная андезитовая (II) и шошонитовая (III)

На глубоко размытую поверхность оясайско-шурабсайских (C_3 и C_3 - P_1 соответственно) вулканитов горы Курбантау впоследствии изливались лавы ультракалиевых риолитов курбантауской толщи кызылнуринской свиты P_1 , из-под покрова которых в разных частях обнажаются абсарокиты долонысайской толщи. Выходы абсарокитов, обнажающиеся в пределах поля развития ультракалиевых риолитов курбантауской толщи, большей частью приурочены к зоне Акджилакского разлома (см. рис. 1).

Абсарокиты макроскопически - темно-серые, почти черные с сизым оттенком порфиновые породы с характерной миндалекаменной текстурой. Миндалины (0.5-15% объема породы) сложены серпентином, хлоритом и карбонатом. Размеры миндалин 1.0-5.0 мм, они имеют округлую, эллипсовидную или уплощенную форму. Порфиновые

выделения – вкрапленники представлены основным плагиоклазом (лабрадор-битовнит) - 20-25%, оливином – 0.5-4.0% и клинопироксеном-авгитом – 0.2-3.0%, а также редкими зернами калишпата.

Размеры вкрапленников плагиоклаза варьируют от 0.5 до 3.0 мм, оливина – от 0.1 до 2.0 мм, авгита – от 0.2 до 3.0 мм. Оливин и авгит – темноцветные породообразующие минералы абсарокитов - полностью замещены карбонатом, серпентином и хлоритом. Основная масса абсарокитов (60-65% объема породы) имеет микролитовую, микропризматическую структуру, состоящую из лейст плагиоклаза (0.1-0.2мм), мелких зерен оливина и авгита, погруженных в буроватое стекло, а также рудного минерала. Акцессорные минералы в абсарокитах представлены магнетитом, цирконом, единичными зернами сфена и другими.

Петрохимический состав абсарокитов Адрасмана охарактеризован двумя анализами (таблица).

В таблице для сравнения также приведены химические анализы абсарокитов (трахибазальтов, по [6]) Чадакской, Гавасайской и Ташкескенской вулканических структур Чаткало-Кураминской зоны, представляющих собой ранние дифференциаты S_3-P_1 шошонит-латитовой серии. Следует отметить, что в Адрасманской мульде проявились только абсарокиты, а породы типа шошонитов-латитов здесь отсутствуют.

Данные анализов показывают, что абсарокиты Адрасмана и других районов исследуемой зоны в целом по составу близки. По сравнению с широко распространенными в составе шурабсайской вулканогенной свиты шошонитами, они характеризуются пониженными количествами SiO_2 - <50%. Для абсарокитов свойственны повышенные содержания многих петрогенных оксидов: Al_2O_3 , ΣFeO , MgO , CaO , в том числе K_2O . Они являются типичными калиевыми магматическими образованиями и на классификационной K_2O-SiO_2 (масс.%) диаграмме точки их составов определенно занимают поле абсарокитов (рис.2). Количество TiO_2 в абсарокитах колеблется от 0.80 до 1.38%, в среднем составляя 1.09%.

Относительно среднего состава шошонитового базальта (абсарокита) [8], абсарокиты Адрасмана и других районов Чаткало-Кураминской зоны отличаются более основным составом (среднее содержание SiO_2 -48.44% против 50.62%), повышенными количествами TiO_2 , Al_2O_3 и ΣFeO и меньшими содержаниями MgO и CaO .

**Петрохимический состав абсарокитов Адрасманской, Чадакской,
Гавасайской Ташкескенской вулканических структур, мас. %**

Оксиды	Ю-341	210-а	4-ч	2-ч	1-ч	1-г	151548	Ю-362	А	Б
SiO ₂	47.42	48.72	47.36	47.70	49.58	48.33	48.25	50.20	48.44	50.62
TiO ₂	1.19	1.32	0.95	1.38	0.96	0.85	1.14	0.96	1.09	0.80
Al ₂ O ₃	16.38	17.88	17.33	18.62	17.59	18.26	17.85	18.00	17.73	16.01
Fe ₂ O ₃	8.06	5.90	3.73	4.51	3.02	6.42	5.90	7.37	5.61	4.11
FeO	2.59	2.37	5.50	5.10	6.07	3.41	4.00	2.01	3.75	4.55
MnO	0.28	0.32	0.15	0.10	0.22	0.23	0.10	0.14	0.19	0.17
MgO	3.20	4.05	5.67	5.09	4.12	4.10	4.97	5.80	4.62	6.24
CaO	6.86	6.69	8.87	8.48	8.43	8.68	7.08	7.01	7.76	9.26
Na ₂ O	3.29	3.50	2.30	2.30	3.26	2.91	3.61	3.91	3.01	2.93
K ₂ O	3.60	3.41	3.35	2.45	3.00	2.50	2.83	2.40	2.94	2.74
P ₂ O ₅	0.35	0.53	0.44	0.18	0.31	0.14	0.40	0.40	0.34	0.44
П.п.п.	6.94	4.50	3.70	3.30	3.27	1.95	4.55	1.88	3.88	-
Сумма	100.16	99.19	100.16	99.97	99.42	99.15	100.28	100.08	99.36	97.87
K ₂ O+Na ₂ O	6.89	6.91	5.65	4.75	6.26	5.41	6.44	6.31	5.95	5.67
K ₂ O/Na ₂ O	1.09	0.97	1.46	1.06	0.92	0.86	0.78	0.61	0.98	0.93
Mg#	0.36	0.48	0.53	0.50	0.45	0.44	0.48	0.54	0.48	0.57

Примечание. Анализы Ю-341, 210 – абсарокиты Адрасмана; 4-ч, 2-ч, 1-ч – абсарокиты Чадакской структуры; 1-г – абсарокиты–Гавасая; 151548, Ю-362 – абсарокиты Ташкескенской мульды. Химические анализы абсарокитов Чадакского и Гавасайского вулканических структур приведены по данным Я.М. Рафикова [6]. А – средний состав абсарокита Чаткало-Кураминской зоны, Б – средний состав шошонитового базальта (абсарокита) – по [8].

Таким образом, рассматриваемые основные вулканические породы долонысайской толщи позднекарбоново-раннепермской шурабсайской свиты Адрасманской мульды по минеральному и химическому составу соответствуют абсарокитам. К абсарокитам также следует отнести калиевые субщелочные базальты шурабсайской свиты других вулкано-тектонических структур Чаткало-Кураминской зоны, описываемых исследователями как трахибазальты. Кроме того, абсарокиты Чаткало-Кураминской зоны проявляют близкое петрографо-петрохимическое сходство с абсарокитами, являющихся ранними членами глубоко дифференцированных шошонитовых и шошонит-латитовых серий различных регионов мира (например, вулканические пояса Альпийско-Гималайского орогена и др.).

Литература

1. Магматические горные породы: Эволюция магматизма в истории Земли. – М.: Наука, 1987, 438 с.
2. Мамаджанов Ю. Петрология и геохимия шошонит-латитовой ассоциации Кураминской зоны (Срединный Тянь-Шань). Автореф. дисс. ... канд.геол.-мин. н. – Душанбе, 1995, 24 с.
3. Мамаджанов Ю. Геодинамика и рудоносность шошонит-латитового магматизма Срединного Тянь-Шаня. – Душанбе: Деваштич, 2004, 192 с.
4. Петрография Таджикистана. Т.1. (Карамазар и Моголтау). - Душанбе: Дониш, 1986, 284 с.
5. Далимов Т.Н., Рафиков Я.М. Вулканизм пермских континентальных рифтов Кураминской зоны. Ташкент: Фан, 1986, 112 с.
6. Рафиков М.Я. – Узб. геол. ж., 1980, №1, с.37-47.
7. Швеллер Х.Д. – Структурная геология и тектоника плит. т.2. -М.: Мир, с.165-176.
8. Morrison G.W. – Lithos, 1980, v.13, N1, p.97-108.

МЕЛЬНИЧЕНКО А.К., ВАРЗИЕВА Т.Б.
*Институт геологии, сейсмостойкого строительства
и сейсмология АН РТ*

**ГЕОЛОГО-РАДИОЛОГИЧЕСКАЯ И
ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ КВАРЦЕВЫХ
ДИОРИТОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
ЗЕРАВШАНО-ГИССАРСКОЙ ЗОНЫ ЮЖНОГО
ТЯНЬ-ШАНЯ**

Среднекаменноугольные кварцевые диориты (50 км²) Зеравшано-Гиссарской структурно-формационной зоны распространены только в западной части Зеравшанского хребта. Они слагают Ургутский, Чашкеланский, Чинорсайский, Чукуракский, Тарорский, Бадгинский, Конизакский, Сафарбойский, Чашманиятский, Комичоринский, Гушорский, Маргузорский, Чаррогинский, Рогичский, Дараихурдский, Нофинский, Тамкулакский, Азорчашминский, Малахитовый, Перевальный, Воруйский, Амшутский, Сарыматский, Шадонский интрузивы. Наиболее крупные из них – Чинорсайский (36 км²) и Ургутский (7 км²) приурочены к шовной зоне Зеравшанского глубинного разлома, а остальные (от сотен до первых км²) – к Дукдонскому и Казнокскому разломам второго порядка. В основном это однофазные интрузивы, которые в виде штокообразных тел локализуются в ядрах и крыльях антиклинальных сводов среди вулканогенно-сланцевых и терригенно-карбонатных отложений O₃-S₂, D₁₋₂, C₁. Они прорывают вмещающие породы и имеют с ними интрузивные, слабоволнистые, местами апофизальные крутопадающие контакты.

Среднестатистический (по 118 анализам) калий-аргоновый возраст (табл. 1) рассматриваемых гранитоидов составляет 306±12 млн. лет, что указывает на их среднекаменноугольный возраст [1].

Таблица 1

Среднестатистический калий-аргоновый возраст*
гранитоидов зеравшанского комплекса

Массив	Минерал	К-во анализов	К, %	Ar, ⁴⁰ нг/г	Возраст, млн лет
1	2	3	4	5	6
Кварцевые лейкодиориты 1 фазы: $\bar{x}_{28}=307\pm 12$					
Воруйский	Амфибол	1	0.68±0.01	15.8±0.4	306±14
- « -	Биотит	3	6.53±0.06	151.5±2.5	306±12
Нофинский	- « -	4	7.01±0.07	160.4±2.5	302±12
Дараихурдский	- « -	2	6.72±0.06	153.5±2.5	303±12
Рогичский	- « -	2	6.49±0.06	149±2.5	303±12
Чаррогинский	- « -	6	6.64±0.06	156.3±2.5	312±12
Маргузорский	- « -	3	6.98±0.06	163.3±2.5	309±12
Комичоринский	- « -	2	6.80±0.06	157.8±2.5	308±12
Шадонский	- « -	5	6.80±0.06	160.5±2.5	312±12
Кварцевые диориты 2 фазы: $\bar{x}_{85}=306\pm 12$					
Чинорсайский	Амфибол	3	0.82±0.01	18.6±0.6	301±14
- « -	Биотит	14	7.05±0.07	162.4±2.5	304±12
Тарорский	- « -	5	7.02±0.07	165.5±2.5	310±12
Бадгинский	- « -	6	6.41±0.06	147.7±2.5	305±12
Намазгинский	- « -	7	6.83±0.06	156.4±2.5	303±12
- « -	Амфибол	1	1.02±0.02	23.1±0.7	301±12
Сафарбойский	Биотит	3	6.99±0.06	160.7±2.5	303±12
Конизакский	- « -	7	7.03±0.07	163.8±2.5	307±12
Воруйский	- « -	6	6.57±0.06	152.5±2.5	306±12
- « -	Амфибол	1	0.66±0.01	15.4±0.01	306±12

*Стандартизированный на новые константы распада по [1].

1	2	3	4	5	6
Тамкулакский	Биотит	2	6.22±0.06	144.3±2.5	306±12
Сарыматский	- « -	9	6.36±0.06	151.9±2.5	312±12
- « -	Амфибол	1	0.59±0.01	14±0.4	312±12
Амшутский	Биотит	9	6.24±0.06	146.3±2.5	309±12
Дараихурдский	- « -	8	6.92±0.06	161.5±2.5	307±12
Азорчашминский	- « -	1	6.14±0.06	140.5±2.0	302±12
Перевальный	- « -	1	6.72±0.06	155±0.5	304±12
Малахитовый	- « -	1	6.20±0.06	143±2.0	304±12
Жильные лейкограниты-аплиты: $\bar{x}_5 = 304 \pm 12$					
Воруйский	Биотит	3	5.84±0.06	133.5±2.0	304±12
Сарыматский	- « -	2	6.18±0.06	142.5±2.0	304±12

Экзоконтактовые изменения (до 500 м): терригенные отложения преобразованы в пятнистые сланцы, тонкозернистые кордиеритовые, биотитовые, пироксен-плагноклазовые, корунд-биотитовые скарны диопсидового, тремолитового, волластонитового, гранат-пироксенового состава ($T=600-800^{\circ}\text{C}$), иногда золотоносные и шеелитоносные. В эндоконтактах и апикальных частях массивов наблюдаются более основные мелкозернистые и меланократовые разности пород и наибольшее количество пироксена (до 4%), а в центральных – локализуются наиболее кислые гранитоиды, причем все их фациальные разности практически не подвержены процессам гибридизма и содержат немногочисленные ксенолиты вмещающих пород. Характерна широкая вариация фациально постепенно переходящих пород: от габбро до диоритов, от кварцевых диоритов-монцонитов до гранодиоритов, при резком преобладании кварцевых диоритов.

Данные гранитоиды выделены в зеравшанский комплекс с 2 последовательными интрузивными фазами [2]: 1) гиперстен-диопсидсодержащие биотит-амфиболовые кварцевые диориты и 2) гиперстен-диопсидсодержащие амфибол-биотитовые кварцевые диориты. Жильные дериваты: лейкограниты, аплиты, пегматиты. Пост-

магматические изменения проявлены широко в виде биотитизации, амфиболитизации, калишпатизации, березитизации, лиственитизации, карбонатизации, эпидотизации и хлоритизации темноцветных минералов и пелитизации полевых шпатов.

Кварцевые диориты 1 фазы (5%) в виде штокообразных тел слагают Нофинский, Маргузорский, Рогичский, Шадонский, Чаррогинский, частично Воруйский, Дараихурдский, Комичоринский, Перевальный, Азорчашминский массивы. Это темно-серые мелкозернистые, иногда порфиroidные породы с гипидиоморфнозернистой структурой и массивной текстурой. Порфиroidность обусловлена наличием на фоне основной массы более крупных (до 3 мм) выделений плагиоклаза, реже биотита и амфибола. Сложены (%): плагиоклазом (андезин-битовнит) – 40-60, промежуточным триклинным ортоклазом – 8-10, кварцем – 3-10, биотитом – 10-12, роговой обманкой – 10-13, пироксеном – 0.4-4. Акцессории: апатит, пирит, гранат, ильменит, барит; зн. – циркон, арсенопирит, флюорит, сфен, самородная медь, магнетит, рутил, корунд, гематит [3].

Кварцевые диориты петрохимически (табл. 2) принадлежат к высокоглиноземистым кварцевым лейкодиоритам калиево-натриевой серии нормального петрохимического ряда. Для них характерны выше кларковых содержания бария, молибдена, вольфрама, меди, серебра, бора, бериллия, сурьмы и они являются ограниченно рудоносными на золото, серебро, олово, бор, молибден, вольфрам и приближаются к субредкометальным гранитоидам [4].

Кварцевые диориты 2 фазы (95%) резко преобладают. В эндоконтактных зонах они становятся более мелкозернистыми и меланократовыми. Внешне – темно-серые мелко-среднезернистые породы с гипидиоморфнозернистой, пойкилитовой, монцонитовой, реже порфиroidной, криптовой, призматически-зернистой структурами и массивной, реже гнейсовидной текстурой. Минеральный состав варьирует от кварцевых диоритов до тоналитов и гранодиоритов (%): плагиоклаз (андезин-лабрадор) – 25-70, промежуточный триклинный ортоклаз – 8-20, кварц – 8-30, роговая обманка – 5-20, пироксен – 0.3-3.9. Вторичные минералы зеравшанских кварцевых диоритов: хлорит, эпидот, карбонат, пелит. Акцессории: вес. к-ва – циркон, пирит, апатит, арсенопирит, сфен, магнетит, пирротин, гранат, анатаз; зн. – шеелит, сфалерит, базовисмутин, монацит, галенит, ильменит, ортит, барит, рутил, корунд, гематит, церусит, молибденит, халькопирит, турмалин, касситерит, киноварь, антимонит, флюорит, силлиманит, муассонит [3].

Таблица 2

**Химический (масс.%) и редкоэлементный (г/т) состав
среднекаменноугольных кварцевых диоритов**

Компо- ненты	I (28)	II (200)	Комп	I	II	Комп	I	II
SiO ₂	59.10	62.78	Li	23	24	W	7.7	6.9
TiO ₂	0.78	0.65	Rb	93	94	Mo	7.3	5.4
Al ₂ O ₃	17.64	16.74	Cs	2	3	Pb	19	21
Fe ₂ O ₃	1.28	1.05	Sr	300	295	Zn	100	84
FeO	5.17	4.54	Ba	1500	1250	Cu	24	35
MnO	0.11	0.08	F	600	700	V	58	57
MgO	3.36	2.60	B	20	23	Cr	80	62
CaO	4.97	4.62	Be	3.1	5.3	Co	12	12
Na ₂ O	2.82	2.88	U	3.5	8.5	Ni	43	22
K ₂ O	2.83	3.32	Th	10.7	20.3	Sb	0.42	0.43
P ₂ O ₅	0.24	0.23	Zr	282	215	Hg	0.07	0.06
Na/K	1	0.87	Ta	0.7	0.8	Ag	0.07	0.10
al ^I	1.8	1.94	Nb	18	20	Au*, мг/т	7.1	6.5
			Sn	3.9	5.4			

Примечание. I – кварцевые лейкодиориты, II – кварцевые диориты, al^I – глиноземистость, * - в отдельных пробах Чинорсайского, Сарыматского, Тарорского, Бадгинского, Намазгинского, Конизакского, Гушорского массивов содержание Au превышает 0,15 г/т, в скобках – кол-во анализов.

Средний химический состав (табл.2) пород 2 фазы соответствует весьма высокоглиноземистому кварцевому диориту калиево-натриевой серии нормального петрохимического ряда. В них установлены выше кларковых содержания бария, никеля, кобальта, хрома, молибдена, олова, вольфрама, меди, золота, серебра (таблица 2). Все фациальные разности интрузивных пород 2 фазы типичные представители редкометальных гранитоидов и потенциально рудоносны в отношении золота, серебра, олова, вольфрама, молибдена, меди [4]. Жильные лейкограниты, аплиты и пегматиты распространены незначительно и локализуются, как правило, в эндоконтактных частях массивов и связаны постепенными переходами. Это белые, серовато-белые мелкозернистые породы с аллотриоморфнозернистой аплитовой, микрографической структурой и массивной текстурой, сложенные биотитом, кварцем, микроклином, альбит-олигоклазом, причем первого около 1%, а кварц и полевые шпаты присутствуют в почти равных количествах. Вторичные минералы: мусковит, лейкоксен, хло-

рит, карбонат. Для жильных дериватов характерна неустойчивая ассоциация апатита, граната, ортита, сфера, рутила, циркона, шеелита, топаза, титанита, флюорита, турмалина [3]. По химизму ($n=17$; $\text{SiO}_2 - 74.57$; $\text{TiO}_2 - 0.2$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 13.52$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 0.26$; $\text{FeO} - 1.15$; $\text{MnO} - 0.02$; $\text{MgO} - 0.33$; $\text{CaO} - 1.95$; $\text{Na}_2\text{O} - 3.34$; $\text{K}_2\text{O} - 4.25$; $\text{P}_2\text{O}_5 - 0.08$) они относятся к крайнеглиноземистым ($al^1=8,24$) лейкогранитам калиево-натриевой ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0.79$) серии нормального петрохимического ряда. Согласно редкоземельному составу ($n=17$; $\text{Li} - 6$; $\text{Rb} - 122$; $\text{Cs} - 3.5$; $\text{Sr} - 243$; $\text{Ba} - 1100$; $\text{F} - 200$; $\text{B} - 20$; $\text{Be} - 1.6$; $\text{U} - 7.5$; $\text{Th} - 19.2$; $\text{Pb} - 31$; $\text{Zn} - 180$; $\text{Ta} - 0.8$; $\text{Nb} - 12$; $\text{Sn} - 4$; $\text{W} - 3$; $\text{Mo} - 2$; $\text{Cu} - 27$; $\text{V} - 14$; $\text{Cr} - 12$; $\text{Co} - 3$; $\text{Ni} - 18$; $\text{Sb} - 0.3$; $\text{Hg} - 0.07$; $\text{Ag} - 0.08$; $\text{Au} - 8.1\text{г/т}$), в них обнаружены в выше кларковых количествах стронций, барий, уран, торий, олово, вольфрам, молибден, свинец, цинк, медь, кобальт, сурьма, серебро, золото и они ограниченно рудоносны на золото, сурьму, медь и уран.

Зеравшанские кварцевые диориты имеют четко выраженнуюгомодромность развития. От кварцевых лейкодиоритов 1 фазы к жильным лейкогранитам-аплитам постепенно увеличиваются содержания кремнезема, калия, натрия и уменьшаются содержания остальных компонентов, возрастает общая щелочность пород, уменьшается основность плагиоклаза. Калишпат представлен в кварцевых диоритах исключительно ортоклазом, а в жильных – микроклином. Изотопный состав стронция указывает на заложение магматического очага в нижних горизонтах земной коры (поле образования J – гранитов). Они близки к гипабиссальным высокотемпературным ($750-1000^\circ\text{C}$) гранитоидам, кристаллизовались при самых высоких потенциалах калия и низких воды, давление не более 500 бар и являются типичными представителями диорит-гранодиоритовой формации [5].

Закономерности распределения редких элементов в зеравшанских кварцевых диоритах рассмотрены в [6, 7]. Геохимическая типизация этих пород [4, 7, 8] позволила нам окончательно отнести их к ультраметаморфическим гранитоидам, возникшим в результате выплавления гранитных расплавов из глубоко метаморфизованных и метасоматически гранитизированных пород кристаллического основания земной коры. При этом кварцевые лейкодиориты более близки к геохимическому типу эндербитов (редкометальный индекс – $\text{РИН}=39$), выплавки которых генетически связаны с плагиомигматитами, формирующимися на начальных стадиях преобразования пород протокоры. Кварцевые диориты 2 фазы приближаются к геохимическому типу чарнокитов ($\text{РИН}=50$), которые близки к тeneвым калишпатовым магматитам, образующимся на более позднем его этапе. Таким образом, нашими геохимическими исследованиями оконча-

тельно подтверждены петрологические предположения о принадлежности рассмотренных гранитоидов к чарнокитоидам (чарно-монцондербитам), являющимися, вероятно, малоглубинными аналогами эндербит-чарнокитовых пород, исходные расплавы которых образовались в гранулит-базитовом слое нижней части земной коры [9].

В заключение подчеркнем, что в целом среднекаменноугольные кварцевые диориты западной части Зеравшано-Гиссарской структурно-формационной зоны Южного Тянь-Шаня потенциально рудоносны в отношении золота, серебра, меди, олова, вольфрама, молибдена, сурьмы, бора, бериллия и с ними пространственно и генетически ассоциирует золото-вольфрам-висмутовое, золото-серебряно-полиметаллическое, золото-мышьяковое, золото-сурьмяное и золотое оруденение скарнового и гидротермального происхождения.

Литература

1. Харленд У.Б., Кокс А.В. и др. Шкала геологического времени. - М.: Мир, 1985, 146 с.
2. Мельниченко А.К., Баратов Р.Б. – Возрастная последовательность формирования интрузивных образований Центрального Таджикистана. - Тр. ИГ АН РТ, нов. сер. вып. 6, 2007, с. 91-104.
3. Баратов Р.Б., Ломтева А.С., Мельниченко А.К., Дусматов В.Д. – Акцессорно-минеральная специализация магматических пород Зеравшано-Гиссарской структурно-формационной зоны (Центральный Таджикистан). - Изв. АН ТаджССР, Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, 1976, №3(61), с. 36-43.
4. Мельниченко А.К., Варзиева Т.Б. – Геохимическая типизация и потенциальная рудоносность позднепалеозойских плутонических пород Центрального Таджикистана. – Деп. в НПИ Центре РТ, вып. 02, №84(1515), 2002, с. 114-144.
5. Магматические формации СССР. т.2.– Л.: Недра, 1979, 279 с.
6. Мельниченко А.К. – О потенциальной рудоносности интрузивных образований Зеравшано-Гиссарской зоны (Центральный Таджикистан) //Геология и полезные ископаемые бассейна реки Зеравшан. – Душанбе: Дониш, 1987, с. 166-172.
7. Мельниченко А.К. – Геохимическая типизация средне-позднекарбоновых гранитоидов Зеравшано-Гиссарской зоны Южного Тянь-Шаня //Потенциальная рудоносность, геохимические типы и формации магматических пород. – Новосибирск: Наука, 1991, с. 77-85.
8. Мельниченко А.К. – Геохимические типы и потенциальная рудоносность позднепалеозойских гранитоидов Центрального Таджикистана. – Тр. ИГ АН РТ, нов. сер. вып. 1, 2002, с. 172-179.
9. Баратов Р.Б., Лутков В.С., Могаровский В.В., Шарапов Н.В. – О вероятных малоглубинных аналогах эндербит-чарнокитовых серий в Южном Тянь-Шане. – ДАН СССР, т.227, №3, 1976, с. 700-703.

**МИНАЕВ В.Е., ГАДОЕВ М.Л., МАТВЕЕВА И.Н.,
ОЙМАХМАДОВ И.С., РАДЖАБОВ Н., ФАЙЗИЕВ А.Р.**
*Институт геологии, сейсмостойкого строительства
и сейсмологии АН РТ*

ПАМИРСКИЙ ГОРНЫЙ УЗЕЛ: НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЛУБИННОМ СТРОЕНИИ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ КОНЦЕПЦИИ

Памирский Горный Узел (ПГУ) принадлежит восточному сектору взаимодействия плитных систем Евразии и Гондваны, а конкретно расположен в зоне столкновения Южно-Казахского микроконтинента с Индийской жесткой плитой. В Индо-Синийской коллизионной области ПГУ имеет аналог в восточном окончании Гималаев, т.н. «Восточный Синтаксис». Подобные горные узлы следует рассматривать как участки осложнения глобальных складчатых поясов, в данном случае Альпийско-Гималайского. Они относительно изометричны в плане и в своей верхней части выглядят как область скупивания земной коры в виде жестких блоков докембрийского фундамента, разделенных более молодыми мобильными поясами [1]. Ниже имеются глубинные зоны взаимодействия коры и мантии сложной конфигурации. По всей видимости, последние влияют на характер приповерхностной тектоники и, вполне вероятно, на распределение крупных минеральных скоплений типа минерагенических узлов и уникальных месторождений.

Ввиду развития всемирной тенденции трехмерного картирования, нами в 2003-2011 гг. проведен комплекс геолого-геофизических работ при сотрудничестве с рядом зарубежных исследовательских научных центров за счет финансирования Европейским фондом развития научных исследований и Фондом поддержки науки Федеративной Республики Германия. Состав работ за эти гг. расширился, причем большой объем времени занимают полевые исследования (сбор нового фактического материала). С 2008 года подключились геофизики из Центра Наук о Земле в Потсдаме (GFZ, Potsdam) и Научной станции РАН в Бишкеке, начав первый профиль сейсмических и магнито-теллурических измерений по линии Ош-Каракуль-Мургаб-

Зоркуль. Сейчас началась обработка данных, первые результаты доложены на ежегодных Генеральных ассамблеях Американских и Европейских союзов наук о Земле – AGU и EGU [2, 3]. Геологические данные, полученные раньше и послужившие основой для постановки глубинных геофизических исследований, уже частично опубликованы в ряде статей. Нынешнее сообщение имеет информационный характер, а выводы предлагаются в порядке дискуссии.

ПГУ состоит из собственно Памирской Высокогорной Области (Дарваз, Северный Памир, Центральный Памир, Юго-Западный Памир, Юго-Восточный Памир) и из прилегающих областей Южного Тянь-Шаня, Куньлуня, Каракорума, Гиндукуша. В современной двумерной структуре это выглядит как единое горное поднятие, которое примыкает к Тибетскому Плато и имеет схожую с ним историю альпийского орогенеза, учитывая сопоставимость тектонических структур и датировку главных событий [4, 5].

За время векового изучения ПГУ проведены работы разных этапов, сменяющих друг друга, от маршрутных исследований конца XIX века [6] до работ ТПЭ 1928-1938 гг., а также многих производственных и научных организаций Советского Союза – они обобщены в основном объеме при составлении Геологической карты Таджикской ССР под ред. А.П.Марковского 1956 г., а в конечном счете – «Геологической карты Таджикской ССР и сопредельных территорий» 1984 г. [7], составленных под эгидой ВСЕГЕИ. В последней показаны первые геофизические профили глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), полученные в два этапа в 1960-е и 1980-е гг. [8]. Геолого-геофизическое изучение региона интенсивно продолжается и сейчас – в рамках Международных геодинамических программ 2004-2007 и 2008-2011 гг. в (Германия, Кыргызстан, Россия и Таджикистан), при составлении «Атласа карт масштаба 1:2 500 000» (в августе 2008 г. на 33-й сессии Международного геологического конгресса - в Осло представлены цифровые карты - геологическая, тектоническая, металлогеническая и энергетических ресурсов), а также в программе 2009-2013 гг. «3-х мерное моделирование глубинного строения литосферы и металлогения Центральной и Восточной Азии» (Россия, Китай, Монголия, Казахстан и Республика Корея); в двух последних программах основным исполнителем также является ВСЕГЕИ.

Современные геологические представления о геологической позиции и строении ПГУ основаны изначально на региональных тектонических построениях с определением изотопных возрастов [5, 9], а также на глубинной петрологии по данным изучения ксенолитов в

трубках взрыва Дункельдыкского магматического комплекса на Восточном Памире [10, 11, 12]. По сумме полученных значений параметров температур и давлений $T=1100-1300^{\circ}\text{C}$, P_{max} 3-4 ГПа (рис.1), состава нижнекоровых и мантийных ксенолитов (флогопитовый вебстерит, эклогиты широкого диапазона от гранат-омфацитового до калийсодержащих «сухого» гранат-омфацит-санидин-кварцевого и «водного» с биотитом) и вмещающих базитов (фергусит-порфир с K_2O 5.6-8.6 мас.%, $\text{K}/\text{Na} > 3$; псевдолейцитовый и санидин-пироксеновый сиенит, псевдолейцитовый тингуаит; субвулканические карбонатиты) была предложена субдукционная модель (рис.2) очага плавления с участием вещества окраинно-континентальной плутоновулканической дуги [13, 14]. Наличие в магнезиальных гранатах минералов низких давлений (санидин, амфибол, кислый плагиоклаз, биотит) свидетельствует об участии субдуцирующего корового вещества. Ксенолиты «сухих» эклогитов обогащены глиноземом и содержат кианит, что согласуется с наличием в разрезе коры кианитовых гранулитов и подтверждает предложенную выше модель, впрочем, как и наличие богатых водой глимеритов (80% слюды + 20% санидина, обр. 2014). Глубина очагов плавления с участием вещества континентальной коры оценивается не менее, чем 100 км при плотностях порядка 3.0 – 3.5 г/см³, рассчитанных по пропорциям минералов в ксенолитах.

Изотопные определения абсолютного возраста кристаллических пород играют большую роль как в регионально-тектонических построениях, так и в определении главных этапов эволюции ПГУ. Иногда дискуссионным остается вопрос наличия в современном эрозионном срезе блоков докембрийского фундамента. Однако наличие раннекембрийских магматических гранитоидов в составе гранито-гнейсовых куполов в Центральном Памире, полученных различными авторами и различными методами [5, 15], свидетельствует в пользу их существования. Также не вызывает сомнения доверхнепротерозойский возраст фундамента Юго-Западного Памира. Новейшие этапы поднятия Памирского горного сооружения хорошо коррелируются с литолого-стратиграфическими особенностями строения мезо-кайнозойской впадины Таджикской депрессии. Работы по седиментологии сопровождаются изучением деформации речной сети и датированием речных террас, главным образом по долинам рек Памир, Пяндж и Гунт.

Проблемы глубинного строения ПГУ («сверхмощная кора»), возникшие при петрологическом изучении ксенолитов в щелочных базальтах, привели к постановке геофизических работ «третьего поколения»: сперва интерпретация данных удаленных наблюдений вдоль

меридиональных профилей в Гиндукуш-Памир-Каракорумском регионе, а затем прямых наблюдений на территории Южного Тянь-Шаня и Памира: в 2008 г. 40 широкополосных автоматических сейсмостанций из фондов Потсдамского Центра Наук о Земле (GFZ, Potsdam) установлены по профилю Ош (Кыргызстан) – Каракуль – Мургаб – Зоркуль (ГБАО, Республик Таджикистан) при участии научных центров РАН и Немецко-Кыргызского Центра Наук о Земле в Бишкеке. В 2009 г. станции переставлены по площади, чтобы покрыть всю территорию Памира по сети около 40 км между точками наблюдений.

Они были сняты летом 2010 г. За это время были сделаны наблюдения не только частых «рядовых» толчков, но и редких сильных землетрясений малой (пос. Ванч, ГБАО) и большой глубинности (граница Кыргызстана, Таджикистана, КНР). Наши наблюдения подтвердили глубинные слэбы, предполагаемые по геологическим данным и обнаруженные при сейсмической томографии по данным удаленных наблюдений. Применение метода Receiver Function позволило выявить расслоенность и характер структур до глубин порядка 800 км, что значительно превысило возможности ГСЗ прошлого столетия. МТЗ (магнито-теллурическое зондирование), проведенное параллельно с сейсмическими работами 2008-2010 гг., позволило выявить дополнительные детали, в том числе для региональных разрывных структур, картированных на поверхности и установленных до глубин 20 км геофизическими работами 1960-х – 1980-х гг. [7].

Выявленные на глубине коро-мантийные неоднородности, в том числе: 1) аномальные области погружения сверхглубинных коровых слэбов; 2) секционнo-встречное погружение пластин континентальной коры (дивергентный характер глубинной структуры), особенно область смены направления субдукции («gar-zone»); 3) участки «погребенных» палеосутур в условиях расслоенности литосферы (т.е. в пределах верхней части изученного коро-мантийного разреза) – коррелируются, по крайней мере пространственно, с крупными и часто уникальными по составу скоплениями полезных ископаемых. По мнению авторов, упомянутыми выше глубинными мегаструктурами контролируются: 1) литиеносные пегматиты Афганского Бадахшана [16]; 2) “super-large” стратиформная боросиликатная залежь Акархар [17]; 3) Дункельдык-Агаджанское рудное поле (фтор-стронций-редкоземельная минерализация) с участием карбонатитов, широко развитых на Восточном Памире [18]. Предполагаемая здесь закономерность имеет далеко идущие следствия, в т.ч. переосмысление генетических моделей долгоживущих минерагенических систем [19],

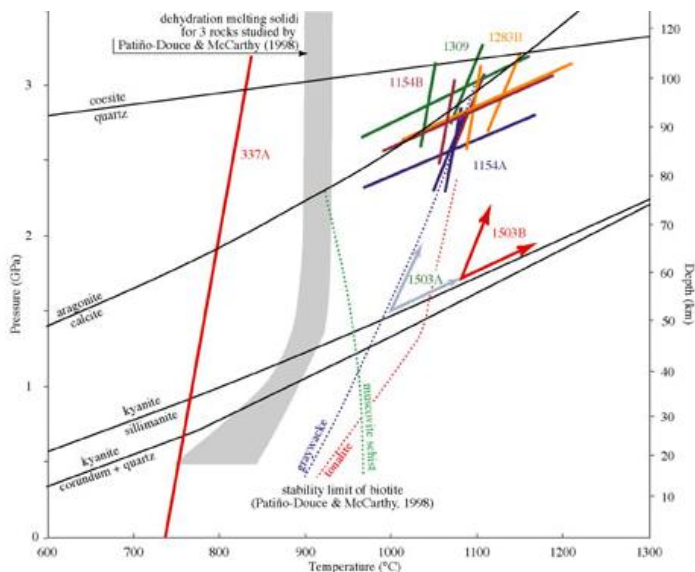


Рис.1. Расчетные температуры и давления по минералам из ксенолитов в трубках взрыва с применением гранат-клинопироксеновых геотермометров K00, GCT96 и полевошпатовых геобарометров [14].

Давления пересчитаны на глубины с использованием глобального профиля плотностей. Реакции рассчитаны с использованием программы Thermocalc.

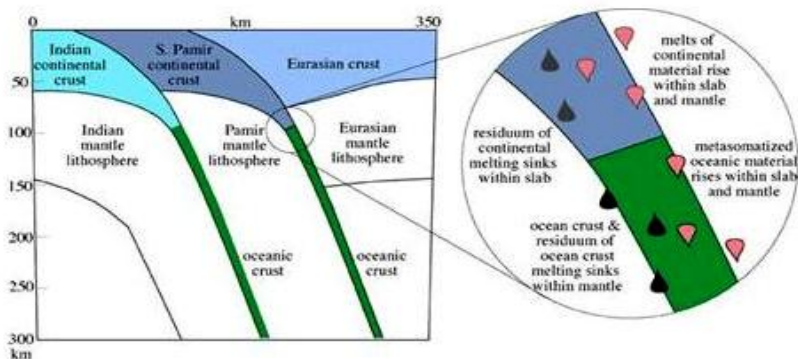


Рис.2. Модель-2005 процесса глубинного плавления с участием корового вещества [14]

включая дополнительное датирование и геохимическое картирование с отбором проб на изотопные исследования («генетические метки») для выявления пространственной и временной позиции разных этапов полезной минерализации.

Данная статья носит концептуальный характер. В дальнейшем предполагается апробация идей, предложенных для дискуссии, и усиленное развитие полезных направлений, намеченных в результате изучения глубинных структур региона геолого-геофизическими методами с применением новейших технологий на общемировом уровне. Затронутая тема поднималась не раз [20], что говорит о несомненной ее актуальности. Сейчас появилась возможность получить новые результаты фундаментального характера, имеющие также большое практическое значение.

Литература

1. Минаев В.Е. Геотектоническая позиция сланцевых поясов Таджикистана.– Труды Института геологии АН РТ, 2002, новая серия, вып.1, с.109-118.

2. Schurr B., Yuan X., Mechie J., Sippl C., Schneider F., Minaev V. and Abdybachaev U.. A temporary seismological network across the Pamir and Tien Shan mountain ranges. AGU-2009, poster-T43C-2102, San-Francisco, 2009.

3. Schurr B., Yuan X., Schneider F., Sippl Ch., Mechie J., Minaev V., Abdybachaev U., Oimahmadov I., Gadoev M. and Negmatullaev S. Seismicity and lithospheric structure in the Pamir – Hindu Kush – Tien Shan region from TIPAGE seismological data. Geophys. Research Abstr., v. 13, EGU2011-4822, 2011. EGU General Assembly, Vienna, 2011.

4. Burtman V.S., Molnar P. Geological and geophysical evidence for deep subduction of continental crust beneath the Pamir. Geological Society of America Spec.Paper 281, 1993, 76 p.

5. Schwab M., Ratschbacher L., Siebel W. et al. Assembly of the Pamirs: Age and origin of magmatic belts from the southern Tien-Shan to southern Pamirs and their relation to Tibet. TECTONICS, vol. 23, TC4002, doi: 10.2003TC001583, 2004.

6. Мушкетов И.В. Записки о нефрите и жадеите с Восточного Памира. - СПб, Известия Императорского Русского Географического Общества, 1889, т. 24, с.1-14.

7. Геологическая карта Таджикской ССР и прилегающих территорий. Ред. Н.Г.Власов, 1984.

8. Белоусов В.В., Вольвовский Б.С. и др. Итоги международного Памиро-Гималайского проекта и направление будущих работ

//Земная кора и верхняя мантия Памира, Гималаев и Южного Тянь-Шаня. М:Наука, 1984, с.6-10.

9. Geological evolution of the Karakorum and Kunlun mountains. Edited by Pan Yusheng. – Seismological Press, Beijing, China, 1996, 288 p.

10. Дмитриев Э.А., Минаев В.Е. Схема магматизма восточной части зоны Центрального Памира. - Доклады АН ТаджССР, 1972, т.15, № 2, с.47-50.

11. Дмитриев Э.А. Кайнозойские калиевые щелочные породы Восточного Памира. Душанбе: Дониш, 1976, 169 с.

12. Лутков В.С., Бабаев А.М., Дмитриев Э.А., Минаев В.Е. Состав, генезис и глубинные ксенолиты позднемиоценовой фергусит-карбонатит-сиенитовой серии Памира: к проблеме формирования сверхмощной коры подвижных поясов. Росс.журн.наук о Земле, №1, 2005.

13. Ducea M.N., Lutkov V.S., Minaev V.E. et al. Building the Pamirs: The view from the underside. *Geology*, 2003, v. 31, No 10, p.849–852.

14. Hacker B.R., Luffi P., Lutkov V.S., Minaev V.E. et al. Near-Ultrahigh Pressure Processing of Continental Crust: Miocene Crustal Xenoliths from the Pamir // *Journal of Petrology*, 2005, 46: 1661 - 1687.

15. Горохов И.М., Дюфур М.С., Неймарк Л.А. и др. Раннепалеозойские фрагменты Гондваны в покровах Центрального Памира и Низких Гималаев: геохимические и изотопные характеристики // *Стратиграфия и геологическая корреляция*. 1993, т.1, № 3, с.20–34.

16. Bariand P. and Poullen J.F. Famous mineral localities: The pegmatites of Laghman - Nuristan - Afghanistan. *Mineralogical Record*, 1978, v. 9, p. 301-308.

17. Матвеева И.Н. Минералого-геохимическая эволюция мега-системы борового месторождения Ак-Архар на Памире. Доклады АН РТ, 2001, т.44, № 7-8, с.67-77.

18. Файзиев А.Р., Искандаров Ф.Ш. Термобарические параметры кристаллизации флюорита в Дункельдыкском редкоземельно-флюоритовом рудопроявлении (Восточный Памир) // *Термобарогеохимия геологических процессов*. М., 1992, с.79-81.

19. Матвеева И.Н., Минаев В.Е. Мобильные структуры Памиро-Тяньшаня как критерии прогноза крупных месторождений на территории Таджикистана // *Геология и минерально-сырьевые ресурсы Республики Таджикистан*. Душанбе, 2001, с.114-122.

20. Месхи А.М. Памир как область крупного скупивания орогенных поясов Земли // *Тектоника Средиземноморского пояса*. М.: Наука, 1980, с.210-218.

КАРИЕВ А.Р.*, САИДОВ С.С.**

**Институт геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии АН РТ, **Таджикский национальный университет*

**ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ
ВЕРХНЕЮРСКИХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД
ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ В СВЯЗИ
С ПРОБЛЕМОЙ СОЛЯНОЙ ТЕКТОНИКИ**

Как известно, в настоящее время на ряде предположительно перспективных площадей Юго-Западного Таджикистана по согласованию с Правительством республики несколькими иностранными компаниями ведутся геологоразведочные работы, направленные на вскрытие глубокозалегающих подсолевых горизонтов верхнеюрского возраста, к которым могут быть приурочены крупные скопления нефтяных и газовых углеводородов. Ведущиеся поисковые работы на нефть и газ давно ждали быстрой практической реализации, так как результатами детальных исследований 60-х и 70-х годов прошлого столетия, выполненных учеными и специалистами Института геологии Академии наук республики, Управления геологии и охраны недр при СМ Таджикской ССР (ныне Главное управление геологии при Правительстве РТ) и Таджикского Отделения Всесоюзного научно-исследовательского геологоразведочного нефтяного института (ТО ВНИГНИ) К.В.Бабковым и М.В.Васильчиковым [1], С.А.Захаровым [2], Л.Б.Вонгазом и А.Б.Коганом [3], Е.В.Лебзиным [4,5], Н.А.Крыловым, Е.В.Лебзиным, Г.Е.Муравьевой [6] и многими другими, перспективы подсолевых карбонатных пород оценивались весьма высоко.

Единственным и главным вопросом о правильности или необоснованности этих предположений оставалась недостаточная изученность строения разреза верхнеюрских отложений и форм их структуры на глубину из-за отсутствия данных бурения, а также и сравнительно малой обнаженности разновозрастных образований на дневной поверхности в пределах рассматриваемой территории. Уверенность о больших перспективах подсолевых отложений верхней юры исследователям придавало, то, что в сопредельных с Таджикской депрессией регионах Узбекистана и Туркменистана в те годы было открыто мно-

жество преимущественно газовых месторождений с большими запасами углеводородного сырья, такие как Адамташское, Гумбулакское, Шурчинское, Сарыташское, Шехитлинское, Шараплинское и др. Непосредственно в контуре Таджикской депрессии, соответствующей Душанбинскому прогибу, в толще верхнеюрского разреза были открыты газоконденсатные и газонефтяные залежи на Шаамбаринском, Комсомольском и Андыгенском месторождениях.

Все исследователи, занимавшиеся в разные гг. вопросами нефтегазоносности мезокайнозойских отложений Центрально-Азиатского региона сходятся во мнении, что по условиям геологического развития отдельные его зоны и районы имеют очень близкие черты сходства. Последние выражены в характере изменения мощностей разновозрастных комплексов пород, их строения и сходства фаций, что в конечном итоге указывает на общность тектонического развития и палеогеографических условий в пределах этих, ныне различных зон в мезокайнозойский этап. Общность в их развитии, в частности, подчеркивается наличием в разрезе верхней юры соленосной толщи, имеющей в пределах всей Бухаро-Хивинской нефтезаноносной области и примыкающей к ней Таджикской депрессии региональный характер.

По данным некоторых исследователей [1], больше половины прогнозных запасов нефти и газа категорий $A+B+C_1$ в пределах Таджикской депрессии связано с карбонатными отложениями верхней юры. До настоящего времени самым крупным месторождением с запасами около 16 млрд.м³ газа остается Шаамбаринское, расположенное в Предгиссарском (Душанбинском) прогибе, где продуктивные горизонты приурочены к позднеюрским образованиям. Как свидетельствуют имеющиеся сведения [6, 7], в районах Западного Узбекистана и Восточной Туркмении открыты крупные месторождения природного газа и конденсата с залежами в позднеюрских карбонатных отложениях (Самантепинское, Култакское, Уртабулакское, Памукское, Кандымское и др.). Здесь, в зонах развития верхнеюрской соленосной толщи, нижезалегающие подсолевые карбонатные накопления оказались единственным, но чрезвычайно богатым газоносным комплексом.

Несмотря на очевидную высокую перспективу всей территории Таджикской депрессии на углеводородное сырье, возникает вопрос о глубине залегания продуктивных горизонтов. Дело в том, что меловые и палеогеновые отложения, к которым в прошлом и в настоящее время приурочены все известные месторождения нефти и газа Таджикского региона, сырьевые их запасы не велики (десятки м³ по газу и десятки млн.т по нефти). Несмотря на то, что насыщенность продук-

тивных пластов во многом зависит от общего количества захороненного органического вещества в нефтегазоносном бассейне, большую роль (если не определяющую) играют типы и формы природных резервуаров, именуемых «ловушками» и являющихся основными местами нефти и газа.

В опубликованных работах ряда исследователей [3,6,7] Таджикская депрессия, при общей схожести геологического развития с сопредельными территориями Центральной Азии и особенно с Бухаро-Хивинской нефтегазоносной областью, в альпийскую эпоху характеризовалась некоторыми отличительными чертами, а именно высокой интенсивностью тектонических движений. Возникновение дисгармонии структур, обосновываемое целым рядом исследователей [8,10], по их мнению, является результатом энергичного напора напряжений, оказавших воздействие на пластичные соляно-гипсовые породы верхней юры.

Существует также мнение, что современная субмеридиональная ориентировка структур по мел-палеогеновым отложениям имеет субширотное направление. Помимо этого, предполагается, что с перестроением структур происходило также разрушение ловушек нефти и газа и переток скоплений последних по латерали и вертикали пластов. Если разрыв и разрушение ловушек вызвали миграцию углеводородных флюидов, то при перестройке структур последняя сопровождалась формированием узких складок типа брахиантклиналей. На самом деле, если обратить внимание на размеры складок по мел-палеогеновым отложениям, то обнаруживается, что большинство из них характеризуется величиной от 0.7-0.9 до 4.2-7.0 км. Теоретически доказано и практически установлено, что во всех регионах Земного шара в пределах геосинклиналей, передовых прогибов и складчатых зон главным образом образуются структуры такого типа.

Многие исследователи, изучая природу тектонических структур Таджикской депрессии, и в первую очередь С.А.Захаров [5,6,8-10], пришли к выводу о том, что складчатость, охватившая мел-палеогеновые толщи, не имела распространение в глубину ниже солено-гипсовых комплексов. Явление дисгармоничной складчатости, имеющее место в пределах рассматриваемой территории, является результатом нагнетания пластичных соленосных пород титона. Вследствие этого, подсолевые карбонатные отложения верхней юры в структурном отношении сохранили заимствованные от палеозойского основания широкие сводовые поднятия. Исходя из этого, как С.А.Захаров [8], так и подтверждающие его идею Л.Б.Вонгаз и А.Б.Коган [3] М.Л.Белеловский [4] и другие, считают, что закладка

поисково-разведочных скважин должна быть осуществлена в синклинальных зонах антиклинориев. В этой связи уместно упомянуть ранее проведенные сейсморазведочные работы на Чабанской, Карасыртской площадях и на участке Дасманага-Актау, где были получены весьма важные результаты о соотношении структурных планов мела и юры. Полученные сведения указывают на смещение сводов по юрским отложениям относительно свода по верхнему мелу в западном направлении. Об этом свидетельствуют также данные глубокого бурения на площадях Северный Бабатаг, Ходжаказиан, Кызымчек, материалы по которым подтверждают несоответствие структурных планов над- и под-солевых отложений [11].

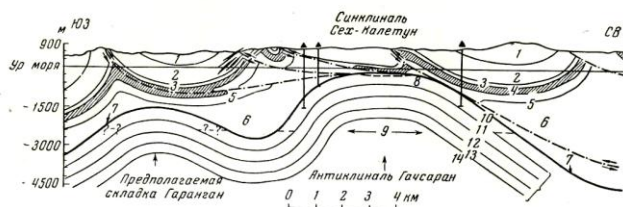


Рис. 1. Профильный разрез через месторождение Гачсаран

1 — верхний фарс; 2 — средний фарс; 3 — нижний фарс, горизонт 7; 4 — нижний фарс, горизонт 6; 5 — нижний фарс, горизонт 5; 6 — нижний фарс, горизонты 2—4; 7 — породы, образующие покрывку; 8 — газо-нефтяной контакт (ГНК); 9 — водо-нефтяной контакт (ВНК); 10 — известняки асмари; 11 — глобигеритовые мергели; 12 — известняки среднего мела; 13 — аммонитовые сланцы; 14 — известняки хамы (юра—нижний мел). Мощность отдельных горизонтов приведена приблизительно

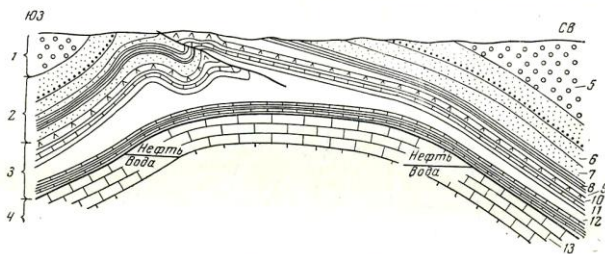


Рис. 2. Разрез месторождения Киркук (Ирак)

1 — Бахтари; 2 — верхний фарс; 3 — нижний фарс; 4 — асмари; 5 — пески, гравий и конгломерат; 6 — красный песчаник; 7 — песчаник и пелиты; 8 — глины; 9 — песчаник и пелиты; 10 — ангидрит; 11 — известняки и пелиты; 12 — соленосная зона; 13 — главный известняк

Аналогичная методика предлагается и для Обигармского антиклинория. Относительно расстояния горизонтального смещения сводов над- и подсолевых отложений имеются различные мнения, согласно которым оно может составлять несколько километров. По свидетельству ряда исследователей [1, 3, 4, 10], явление дисгармонии структур встречается в природе не редко. В ряде работ в качестве примера приводятся схемы дисгармоничности структур разных по

возрасту над- и подсолевых отложений, имеющие место на Кавказе, в Западном Иране и Северном Ираке, где в районах расположения крупных нефтегазоносных месторождений Гачсаран и Киркук обнаруживается смещение сводовых поднятий по над- и под соляно-гипсовым образованиям.

Таким образом, анализ имеющегося материала свидетельствует о том, что успешное глубокое бурение с учетом обстоятельств о дисгармонии структур надсоленосных мел-палеогеновых отложений и верхнеюрских карбонатных пород может служить началом открытия крупных скоплений углеводородного сырья в республике (см.рис.1,2).

Литература

1. Бабков К.В., Васильчиков М.В. Нефтегазоносность мезо-кайнозоя Таджикистана //Проблемы геологии Таджикистана. – Душанбе, 1964, с.180-199.
2. Захаров С.А. Кардинальный вопрос тектогенеза в связи с направлением поисков нефти и газа в Таджикской депрессии и основами сейсмотектонического районирования Южного Таджикистана //Проблемы геологии Таджикистана. – Душанбе, 1964, с. 33-78.
3. Вонгаз Л.Б., Коган А.Б. Некоторые особенности тектоники Таджикской депрессии в связи с нефтегазоносностью //Тектоника Памира и Тянь-Шаня. – М.: Наука, 1964, с.110-124.
4. Лебзин Е.В. Пути повышения эффективности поисково-разведочных работ на нефть и газ в Юго-Западном Таджикистане //Проблемы нефтегазоносности Таджикистана, вып. 3, 1971, с.3-20.
5. Лебзин Е.В. Сравнительный анализ темпа тектонических движений и скорости накопления мезозойско-кайнозойских осадков Западного Узбекистана, Юго-Западных отрогов Гиссара и Афгано-Таджикской впадины (в связи с нефтегазоносностью). Там же, с.34-44.
6. Крылов Н.А., Лебзин Е.В., Муравьева Г.Е. Юрские подсолевые отложения - главный перспективный комплекс Южно-Таджикской нефтегазоносной области //Проблемы геологии нефти», вып. 3. – М.: Недра, 1972, с.260-273.
7. Корсунь В.В. Верхнеюрские рифогенные ловушки Юго-Западного Узбекистана и перспективы открытия в них новых месторождений нефти и газа.- Нефтегазовая геология и геофизика, 1975, № 1, с.21-26.
8. Захаров С.А. Стратоструктуры мезо-кайнозоя Таджикской депрессии //Тр. ИГ АН Тадж.ССР, 1958, т.95, 226 с.

9. Белеловский М.Л. Некоторые черты глубинной тектоники Таджикской депрессии по геофизическим данным //Тр. ИГ АН Тадж.ССР, 1958. т.95, с.125-140.

10. Сафьян Л.М. К вопросу о дисгармонии в складках Афгано-Таджикской впадины //Тр. ИГ АН Тадж.ССР, 1958. т.95, с.28-33.

11. Кариев А.Р., Саидов С.С. О геологических предпосылках обнаружения крупных скоплений природного газа в глубоко залегающих горизонтах Таджикской депрессии //Изв. АН РТ, Отд.физ.-матем., химич., геологич. и техн. наук, 2010, № 2, с.93-99.

АБДУРАУФОВ Х.Ш.

*Институт геологии, сейсмостойкого строительства
и сейсмологии АН РТ***СПЕКТРАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ РЕАКЦИИ
ГРУНТОВОЙ ПЛОТИНЫ ПРИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ****1. Расчетные методы оценки сейсмостойкости грунтовой плотины**

В настоящее время одним из основных методов расчета сейсмостойкости грунтовых плотин является спектральная теория, которая в общем случае рассматривает сооружение как объемную конструкцию, расположенную на жестком недеформируемом основании. Однако, из-за сложности пространственных моделей, в практических расчетах в основном используются одно и двухмерные схемы. Главной задачей спектральной методики является определение частот и форм собственных колебаний, а также смещений, ускорений и сейсмической инерционной нагрузки, действующей на плотину.

Трехкомпонентная акселерограмма, зарегистрированная сейсмоприёмником, представляет полное описание землетрясения, которое воздействует на сооружение. Важнейшими параметрами записи на каждой компоненте, с точки зрения расчета сооружения являются амплитуда, частотный состав и продолжительность сейсмического воздействия. Однако эти количественные характеристики дают приближенное описание процесса колебания грунта и не отражают их потенциальную опасность для сооружения. Более точной мерой интенсивности сейсмического воздействия может быть реакция линейного осциллятора на землетрясение.

Уравнение движения системы с одной степенью свободы с массой m , при заданных колебаниях основания $U_0(t)$, имеет вид [1]

$$\ddot{U}(t) + 2\xi\dot{U}(t) + \omega^2 U(t) = -\ddot{U}_0(t), \quad (1)$$

где 2ξ - сила вязкого сопротивления, представляющая собой удвоенный коэффициент затухания колебаний $\xi = \frac{\lambda}{2\pi}$; здесь: λ -

логарифмический декремент колебаний; $\varpi = \omega \left[1 - \left(\frac{\xi}{\omega} \right)^2 \right]^{1/2}$ - собственная частота линейного осциллятора (при малых значениях λ , $\omega = \varpi$); $\omega = \left(\frac{k}{m} \right)^{1/2}$ - собственная частота незатухающих колебаний; k - коэффициент жесткости системы.

Решение уравнения (1) при нулевых начальных условиях движения будет иметь следующий вид:

$$U(t) = \frac{1}{\varpi} \int_0^t U_0(\tau) e^{-\xi \omega (t-\tau)} \sin \varpi (t-\tau) d\tau \quad (2)$$

Поскольку расчет сооружения требует многократного вычисления интеграла (2), то в качестве меры интенсивности сейсмического воздействия было принято максимальное значение параметра реакции относительного основания за все время возмущения.

Спектральный анализ используется для получения информации о максимальных значениях спектральных амплитуд колебания основания плотины, характеризующих сейсмическое воздействие, которое необходимо для выявления сейсмостойкости рассматриваемого сооружения (амплитудный и частотный состав колебаний при различных землетрясениях).

Частотная характеристика грунтовой плотины определяется путем анализа данных натурных колебаний основания и отдельных точек сооружения. Для этого необходимо получить запись возмущающего воздействия и реакцию сооружения за счет упругих деформаций и вычислить их спектры. Спектры реакции ускорений определялись из выражения

$$C(\alpha, \omega_i, t) = \frac{1}{\omega_i} \int_0^t \ddot{U}_0(\tau) e^{\xi \omega_i (t-\tau)} \sin \omega_i (t-\tau) d\tau, \quad (3)$$

где $\ddot{U}_0(t)$ - амплитуда акселерограммы землетрясения в момент времени t .

2. Характеристика сейсмометрического материала, для спектрального анализа

Для проведения спектрального анализа сильных землетрясений были выбраны землетрясения, зарегистрированные в районе плотины

Головной ГЭС интенсивностью от 4 до 6 баллов по шкале MSK-64. Характеристика указанных землетрясений приведена в табл. 1. Очаги зарегистрированных землетрясений расположены в зоне Северного Афганистана: эпицентральные расстояния изменяются от 215 до 260 км. Глубины землетрясений находятся в диапазоне от 70 до 190 км, а энергетические классы от 10.3 до 15.9.

Таблица 1

Параметры колебаний скального основания и гребня плотины при зарегистрированных землетрясениях

№№ пп	Зона	R, км	Глубина очага Н, км	Энергетический класс	Магнитуда	Балл	ИТ 1		ИТ 3	
							мм/сс	Тс	мм/сс	Тс
1	10	270	70	14.7	-	4-5	91	0.26	826	0.52
							88	0.19	451	0.65
							50	0.19	317	0.26
2	13	233	110	15.9	6.8	6	184	0.28	943	0.56
							165	0.21	560	0.32
							132	0.20	380	0.36
3	10	218	140	13.5	5.3	4	36	0.26	196	0.32
							-	-	108	0.26
							20	0.19	120	0.23
4	10	231	190	15.4	6.4	4	50	0.29	229	0.41
							39	0.17	199	0.23
							40	0.17	78	0.36
5	10	260	110	10.3	3.5	4-5	74	0.33	481	0.58
							55	0.33	-	-
							40	0.26	226	0.56

Характеристики акселерограмм, вошедших в анализируемую выборку, приведены в табл. 2. Здесь каждой записи присвоен свой номер, например - g07; в этом файле находится исходная акселерограмма в

цифровом виде, откорректированная по амплитудам относительно средней (нулевой) линии, но без коррекции на чувствительность акселерометров. Таким образом, приводимые амплитуды хранятся в записи на фотоносителе. Далее указано место расположения сейсмоприемника – номер измерительной точки (ИТ 1 или ИТ 3); X-направление колебаний; коэффициент заглубления 0.0501; количество точек в массиве - 486, в двух землетрясениях приведены укороченные массивы записей, в этом случае в таблице указаны два массива амплитуд; коэффициент перевода цифровых данных в абсолютное значение ускорений; шаг табуляции для всех записей составляет 0.025 с.

Общий массив выборки по зарегистрированным землетрясениям составляет 28 акселерограмм.

Таблица 2.

ИСС Головная ГЭС

1	2	3	4	5	6
Землетрясение № 1					
05.02.1990 г.			g17y		
g17-ИТ 1-	z	- 0.0501	992	1452	2.00
g18-ИТ 1-	x	- 0.0603	992	1458	1.66
g19-ИТ 1-	y	- 0.0514	992	1487	1.95
g20-ИТ 3-	x	- 0.0218	992	1477	4.12
g21-ИТ 3-	y	- 0.0277	992	1484	3.62
g22-ИТ 3-	z	- 0.0332	992	1508	3.00
Землетрясение № 2					
31.01-1991 г.			g23y		
g23- ИТ 1-	z	- 0.0501	748	748	2.00
g24- ИТ 1-	x	- 0.0603	960	1162	1.66
g25- ИТ 1-	y	- 0.0514	960	1122	1.95
g26- ИТ 3-	x	- 0.0218	960	1179	4.12
g27- ИТ 3-	y	- 0.0277	960	1163	3.62
g28- ИТ 3-	z	- 0.0332	960	1167	3.00
Землетрясение № 3					
23.02.1991 г.					
g01- ИТ 1-	z	- 0.0501	486		2.00
g02- ИТ 1-	x	- 0.0603	492		1.66
g03- ИТ 3-	x	- 0.0218	493		4.12
g04- ИТ 3-	y	- 0.0277	494		3.60
g05- ИТ 3-	z	- 0.0332	491		3.00

1	2	3	4	5	6
Землетрясение № 4					
14.07.1991 г.					
g11- ИТ 1-	z	- 0.0501	827		2.00
g12- ИТ 1-	x	- 0.0602	836		1.66
g13- ИТ 1-	y	- 0.0514	811		1.95
g14- ИТ 3-	x	- 0.0218	825		4.12
g15- ИТ 3-	y	- 0.0277	815		3.62
g16- ИТ 3-	z	- 0.0332	817	-	3.00
Землетрясение №5					
18.12.1992 г.					
g06- ИТ 1-	z	- 0.0501	898		2.00
g07- ИТ 1-	x	- 0.0602	896		1.66
g08- ИТ 3-	x	- 0.0218	899		4.12
g09- ИТ 3-	y	- 0.0277	895		3.62
g10- ИТ 3-	z	- 0.0332	898		3.00

Примечание. g01-исходная цифровка, амплитуды в мм записи на ленте; ИТ 3-номер измерительной точки; X-составляющая; 0.0501-коэффициент заглубления; 486-число точек табуляции; 2.00-коэффициент перевода в см/с (для этого все значения амплитуды умножаются на этот коэффициент); шаг табуляции-0.025 с.

3. Анализ сейсмограммного материала

Амплитудный анализ сейсмограммного материала показал: ускорения при воздействии зарегистрированных землетрясений от 4 до 6 баллов изменяются от 20 до 943 мм/с (табл. 1). Ускорения колебаний скального основания изменяются от 20 до 184 мм/с; гребня плотины от 78 до 943 мм/с. Уровень ускорений колебаний гребня плотины возрастает по мере увеличения интенсивности землетрясения [2].

Максимальные колебания на гребне плотины и на скальном основании при всех землетрясениях происходят в направлении (X) вдоль течения реки или поперек оси плотины, при этом в указанном диапазоне интенсивности воздействия (4-6 баллов) ускорения изменяются от 36 до 184 мм/с. Для гребня плотины соответственно имеем: 196 мм/с - 943 мм/с. Усиление колебаний на гребне плотины по сравнению со скальным основанием при 4 баллах составляет 6, а при 6-балльном воздействии - 4,5.

Таблица 3

**Параметры колебаний скального основания и гребня плотины
при зарегистрированных землетрясениях**

№№ з/г	№№ кана- ла	№№ ИТ	R, км	Глу- бина очага H, км	Энер- ге- тиче- ский класс	Магни- туда	Балл	Ускорение	
								мм/с	с
2	g24	1-x	238	110	15.9	6.8	6	184	0.28
	g25	1-y						165	0.21
	g23	1-z						132	0.20
	g26	3-x						943	0.56
	g27	3-y						560	0.32
	g28	3-z						380	0.36
1	g18	1-x	270	70	14.7	-	4-5	91	0.26
	g19	1-y						88	0.19
	g17	1-z						50	0.19
	g20	3-x						826	0.52
	g21	3-y						451	0.65
	g22	3-z						317	0.26
5	g07	1-x	260	110	10.3	3.5	4-5	74	0.33
	g09	1-y						55	0.33
	g06	1-z						40	0.26
	g08	3-x						481	0.58
	g-	3-y						-	-
	g10	3-z						226	0.56
4	g12	1-x	231	190	15.4	6.4	4	50	0.29
	g13	1-y						39	0.17
	g11	1-z						40	0.17
	g14	3-x						229	0.41
	g15-	3-y						199	0.23
	g16	3-z						78	0.36
3	g02	1-x	218	140	13.5	5.3	4	36	0.26
	-	1-y						-	-
	g01	1-z						20	0.19
	g03	3-x						196	0.32
	g04	3-y						108	0.26
	g05	3-z						120	0.23

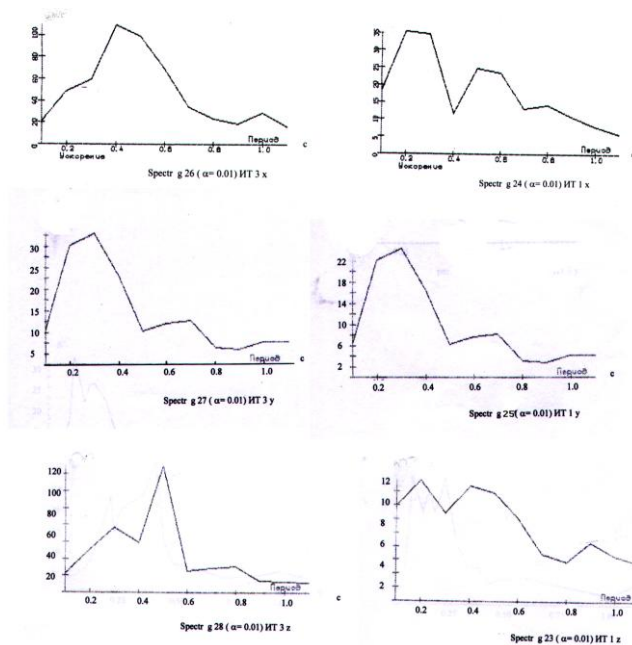
По составляющей вдоль гребня плотины (Y) и в вертикальном направлении (Z) зарегистрированы следующие ускорения: на скальном основании от 39 до 165 мм/с²; на гребне плотины от 108 до 560 мм/с² (вдоль оси сооружения) и в вертикальном направлении соответственно от 20 до 132 мм/с² и от 78 до 380 мм/с². Вертикальная составляющая при колебании скального основания и гребня плотины является минимальной. Диапазон преобладающих колебаний составляет от 0.17 до 0.58 с. Периоды колебаний скального основания при этом изменяются от 0.17 до 0.33 с; на гребне плотины - от 0.23 до 0.65 с. Грунтовая плотина изменяет частотный состав подходящих колебаний: колебания плотины являются низкочастотными по отношению к скальному основанию. В рассматриваемом динамическом диапазоне не наблюдается изменений в частотном составе колебаний скального основания. Преобладающие периоды колебаний гребня плотины удлиняются от 0.32 до 0.65 с.

Спектральный анализ заключался в построении спектров реакции при постоянной затухания 0.01. Спектральные амплитуды ускорений вычислялись для 12-ти значений периодов. Всего построено 28 спектров, полученных для зарегистрированных акселерограмм. Из рассмотрения спектров можно заметить следующее. По составляющей X при самом сильном землетрясении на гребне плотины отчетливо выделяются спектральные амплитуды на периодах 0.4 с; 0.3 с и 0.2 с. На Y составляющей выделяются те же периоды колебаний, причем максимальное значение амплитуды соответствует периоду 0.4 с. На вертикальной составляющей максимальная спектральная амплитуда соответствует периоду колебаний 0.2 с.

Период колебаний равный 0.2 с, отмечается на вертикальной составляющей при всех 5-ти землетрясениях. На отдельных спектрах появляются амплитуды на периодах 0.25-0.30 с.

На рисунке приведены спектры 6-балльного землетрясения 31.01.1991г., зарегистрированного в районе плотины Головной ГЭС.

Таким образом, на основе спектрального анализа можно установить, что анализ рассматриваемых акселерограмм подтверждает качественные зависимости и тенденции, полученные при анализе амплитуд: наиболее полный спектральный состав колебаний плотины проявляется при сильном землетрясении; основной период собственных колебаний грунтовой плотины составляет 0.40 с; этот период характерен для преимущественных колебаний в направлении X; период колебаний 0.20 с характерен для колебаний плотин в вертикальном направлении, на некоторых записях присутствуют колебания с периодом 0.25 -0.30 с; колебания скального основания более высокочастотны, чем у грунтовых плотин.



Спектры ускорений землетрясения 31.01.1991 г.

4. Выводы

1. Приведены данные по ощутимым и сильным землетрясениям, зарегистрированным на скальном основании и плотине Головной ГЭС в 1990-1992 гг.-акселерограммы колебаний 5-ти землетрясений интенсивностью 4-6 баллов. В результате анализа амплитуд и периодов колебаний установлены диапазоны их изменений для зарегистрированных землетрясений (4-6 баллов). Спектральный анализ акселерограмм позволил более точно установить преобладающие периоды колебаний скального основания и гребня грунтовой плотины.

2. Показано, что грунтовая плотина существенно изменяет подводящие сейсмические воздействия: на гребне плотины при любых воздействиях преобладают колебания в горизонтальной плоскости; уровень осцилляции растет от основания к гребню плотины; изменяется частотный состав колебаний; усиливаются составляющие на собственных частотах сооружения.

3. Установлены преобладающие периоды (частоты) собственных колебаний плотины: число их колеблется в зависимости от характера землетрясений. Экспериментально определенные значения периодов собственных колебаний плотины находятся в хорошем согласии с расчетными. Период основного тона колебаний плотины составляет около 0.40 с (2.5 Гц), что и прогнозировалось предварительными расчетами.

4. Коэффициент усиления колебаний плотины (увеличение амплитуды колебаний гребня сооружения относительно амплитуды движения основания) падает в зависимости от увеличения интенсивности колебаний ($\kappa_x = 5.1$ при 6 баллах, а при 4-5 баллах $\kappa_x = 6.4$). Эти факты указывают на нелинейный характер колебаний сооружения при землетрясениях.

Литература

1. Константинов И.А. Динамика гидротехнических сооружений. Часть II. Расчет плотин на сейсмические воздействия. - Л., 1976, 196с.
2. Проведение инженерно- сейсмометрических наблюдений на плотине Сарбанд (Головная) ГЭС. Научно- технический отчет по хоздоговорной теме 02/08-СГС. Душанбе, 2009, 98 с.

Ищук А.Р., Ильясова З.Г.

*Институт геологии, сейсмостойкого строительства и
сейсмологии АН РТ*

НОВАЯ КАРТА СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ТЕРРИТОРИИ ТАДЖИКИСТАНА

Последняя карта сейсмического районирования территории Таджикистана была составлена в 1978 г. [1] и переиздавалась в 1984 г. и 2004 г. Эта карта по настоящее время является нормативным документом на территории Республики Таджикистан (рис. 1).

В связи с появлением новых методов оценки сейсмической опасности возникла необходимость уточнения существующей карты сейсмического районирования территории Таджикистана. При этом базовая геолого-геофизическая информация (расположение эпицентров сильных землетрясений, положение зон активных разломов как основных источников землетрясений и оценка максимально возможных магнитуд землетрясений в этих зонах) была принята таковой, как она была оценена в 1984 г. [2]. Карта осевых зон активных разломов, составленная на основе [2] с указанием максимально возможной магнитуды, представлена на рис. 2.

Используемая в настоящее время оценка сейсмической опасности территории Таджикистана, основанная на, практически, субъективном методе оценки величины колебаний земной поверхности в трех градациях - 7, 8 и 9 баллов по шкале MSK-64, не отвечает растущим потребностям сейсмостойкого проектирования зданий и сооружений, поскольку нет четкой зависимости между баллами интенсивности и значениями ускорений колебаний грунта, используемых при расчетах. Все большее место в мировой практике занимает оценка пиковых ускорений грунта при землетрясении (PGA - Peak Ground Acceleration) как показателя сейсмического воздействия.

Определение закономерностей затухания колебаний (ускорений или скоростей) в зависимости от расстояния до источника землетрясения является одной из наиболее важных проблем при оценке сейсмической опасности. Для получения наиболее реальной карты сейсмической опасности того или иного района (региона) необходимо, чтобы зависимость затухания была основана на детальном анализе макросейсмических и

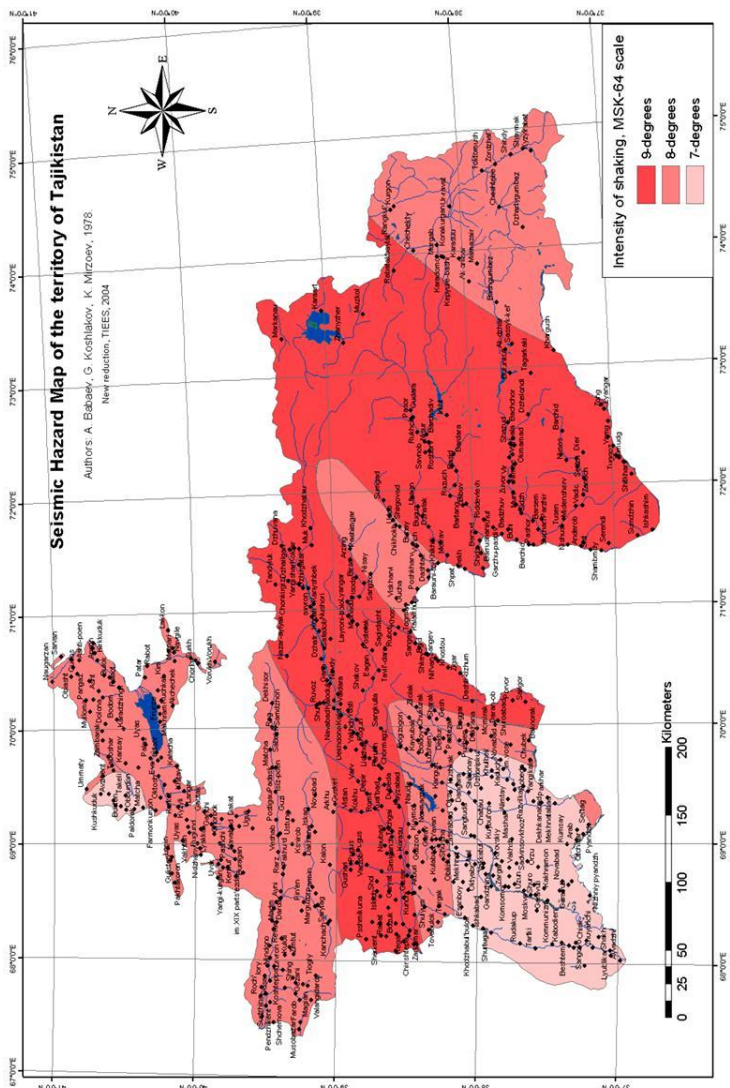


Рис.1. Действующая карта сейсмического районирования территории Таджикистана

инструментальных данных для данного региона, а также учитывала локальный эффект грунтовых условий. Как правило, для целей общего сейсмического районирования (оценка сейсмического воздействия для большой территории) берется среднее значение ускорений или скоростей в так называемых скальных породах. Локальные грунтовые условия учитываются при детальном сейсмическом районировании и при микрорайонировании сейсмической опасности.

Инструментальные данные по сильным движениями, как источник о замеренных величинах ускорений поверхности грунта при сильных сейсмических колебаниях, довольно малочисленны и имеются только для ограниченного числа районов. Макросейсмические данные не всегда корректны для оценки закономерностей затухания (неравномерное расположение населенных пунктов с типичной застройкой, влияние рельефа и состава пород на интенсивность сотрясений, неполнота и недостаточный субъективизм данных и пр.). Поэтому все чаще делаются попытки использования уже имеющихся закономерностей затухания, полученных для одних районов (регионов) как расчетным путем при помощи синтетических записей сильных движений, так и эмпирическим путем при анализе инструментальных и макросейсмических данных, для оценки сейсмической опасности в других, более или менее, аналогичных районах (регионах).

Анализ нескольких эмпирических зависимостей затухания колебаний земной поверхности при землетрясениях [3] выявил наилучшее соответствие условиям Центральной Азии эмпирической зависимости, предложенной Пенгом и др. [4]:

$$\log a = 0.437 + 0.454Ms - 0.739 \log R - 0.00279R, \quad (1)$$

где a – пиковое ускорение в см/сек², Ms – телесейсмическая магнитуда землетрясения, R – кратчайшее расстояние до эпицентра в км.

Использование этой зависимости для структур Тянь-Шаня позволило модифицировать ее для более точных оценок. Модифицированное авторами [3] выражение Пенга выглядит следующим образом:

$$\log a = 0.7 + 0.4Ms - 0.75 \log R - 0.002R, \quad (2)$$

где $R = \sqrt{DI + h^2}$, D – кратчайшее расстояние до эпицентра; h – независимая постоянная, изменяемая в зависимости от магнитуды (от $h = 24$ для $Ms = 8,1$ до $h = 6$ для $Ms = 6,0$).

Данное выражение применимо для землетрясений с глубиной очага 10 – 20 км.

Согласно карте сейсмогенерирующих зон (зон ВОЗ) [2], каждый сейсмогенерирующий разлом оценен с точки зрения максимально возможной магнитуды землетрясений, которые могут возникать в зоне его влияния [5]. Градация максимально возможных локальных магнитуд была выбрана следующей: $M_L = 6,0$; $M_L = 6,5$; $M_L = 7,0$; $M_L = 7,5$ и $M_L = 8,0$. Для каждой из таких зон разломов были посчитаны зависимости затуханий колебаний (ускорений) земной поверхности на расстояниях до 600 км от осевой линии разлома по модифицированной формуле Пенга (2). При этом, поскольку в формуле (2) используется значение телесейсмической магнитуды M_s , значения локальной магнитуды M_L были пересчитаны в значения M_s по следующей формуле [6]:

$$M_s = (M_L - 0,8) / 0,84 \quad (3)$$

В программе ArcGIS Spatial Analyst 9.1 на основе карты зон активных разломов (рис. 2) было рассчитано по формуле (2) и построено распределение значений пиковых ускорений колебаний грунта a_s (в см/сек²) в зависимости от расстояния от осевой линии зоны активного разлома.

Следует отметить, что это максимально возможные значения пиковых ускорений грунта (горизонтальная составляющая), соответствующие понятию MCE (Maximum Credible Earthquake) – максимально возможного землетрясения - без учета местных грунтовых условий, и интервал изменений PGA лежит в пределах от 37 см/сек² (за пределами территории Таджикистана) до 1064 см/сек². Это соответствует интенсивности сотрясений на поверхности от 2 до 9 баллов по модифицированной шкале Меркалли (MM) согласно данным USGS (Геологической службы США). Данная карта была приведена к региональному усредненному значению пиковых ускорений в 200 см/сек² [3]. Результаты представлены на рис. 3 в виде карты оценки сейсмической опасности в значениях пиковых ускорений грунта (PGA) (в см/сек²).

Необходимо отметить, что данная методика позволяет построить карту распределения PGA от сейсмогенерирующего разлома для различных расстояний и с любым шагом, т.е. имеется возможность определить вычисленное значение ускорений в любой ячейке, показанной на карте территории с заданным шагом (2x2 км, 1x1 км, 500x500 м и т.д.). Также возможно представить в виде карты распределение затуханий сейсмических колебаний от единичного эпицентра землетрясения или от группы эпицентров.

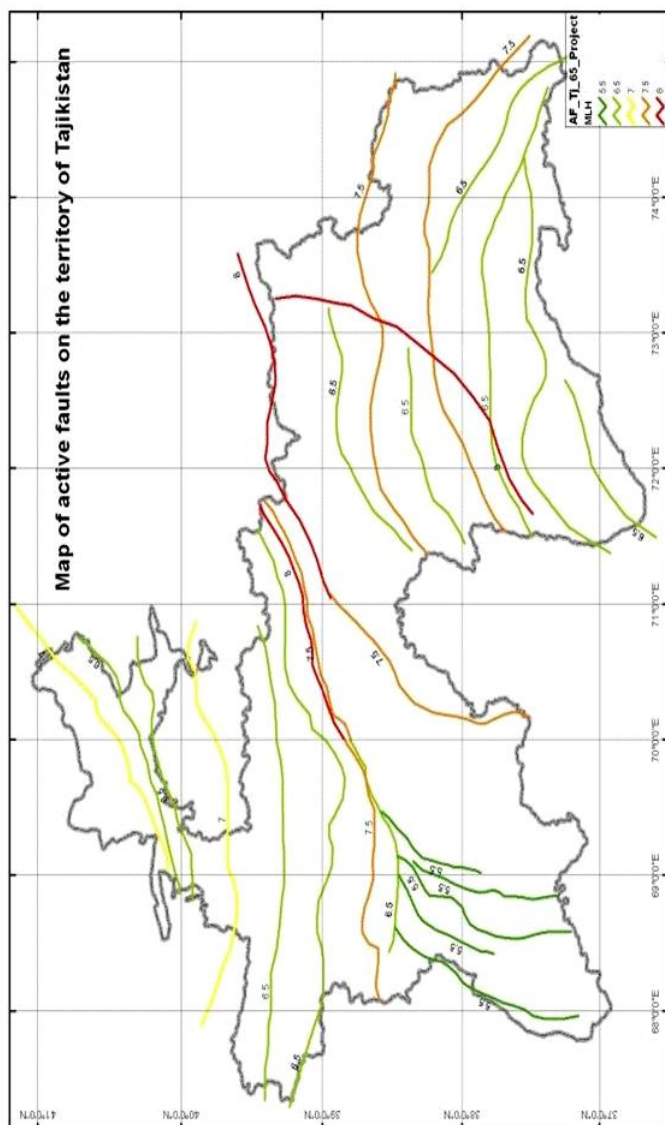


Рис.2. Карта осевых зон активных разломов территории Таджикистана с указанием максимально возможных магнитуд землетрясений

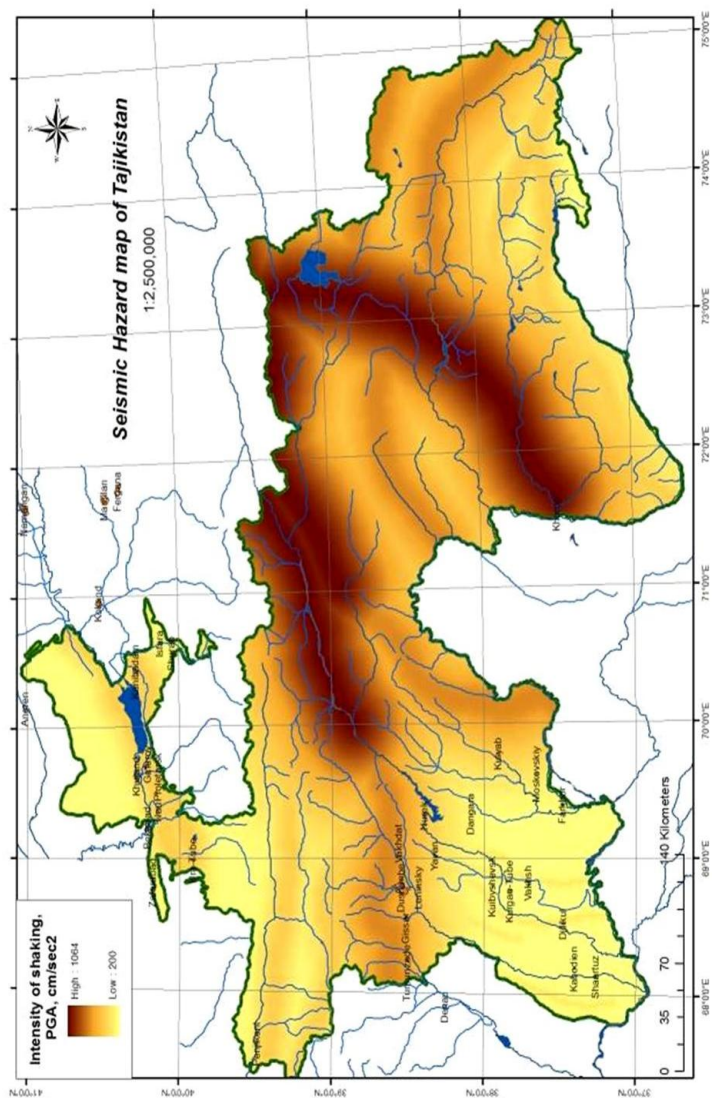


Рис.3. Карта оценки сейсмической опасности территории Таджикистана в значениях пиковых ускорений грунта (PGA)

На взгляд авторов, карта оценка сейсмической опасности территории Таджикистана в единицах пиковых ускорений грунта при землетрясениях является более точной по сравнению с предыдущей картой оценки сейсмической опасности [2], поскольку более обоснованно выполнен расчет величин ускорений колебаний на земной поверхности от всех сейсмогенерирующих зон, т.е. этот метод дает интегральную картину распределения сейсмических ускорений, что позволит более обоснованно проводить расчет зданий и сооружений на сейсмическое воздействие, а также позволит оценить потенциальную устойчивость горных склонов при сильных землетрясениях.

В виду того, что в Таджикистане по настоящее время в строительных нормах и правилах применяется оценка сейсмической опасности в баллах сотрясаемости земной поверхности по шкале MSK-64 или EMS-98, карта сейсмической опасности в значениях пиковых ускорений грунта была пересчитана в значения балльности по модифицированной шкале Меркалли (MM), которая и лежит в основе норм EMS-98 и практически совпадает со шкалой MSK-64. Для этого также использовалась программа ArcGIS Spatial Analyst и эмпирическая формула соотношения значений пиковых ускорений и баллов сотрясаемости по шкале MM, предложенная Валдом с соавторами (D.J. Wald) в 1999г. [7]:

$$Imm = 3.66\text{Log}(PGA) - 1.66, \quad (4)$$

где Imm – баллы модифицированной шкалы Меркалли; PGA – значения ускорений в см/сек².

Результаты представлены на рис. 4.

Как видно из рисунков 4 и 1, новая карта сейсмического районирования в значениях балльности сотрясений значительно отличается от существующей карты и, на взгляд авторов, является более точной при тех же исходных параметрах.

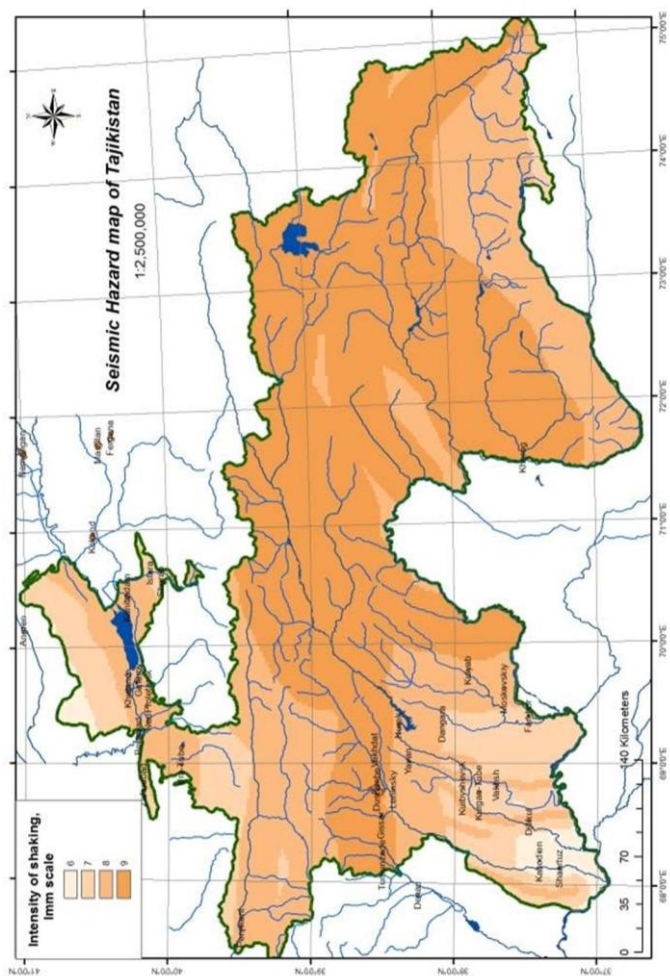


Рис.4. Новая карта сейсмического районирования территории Таджикистана в значениях сотрясаемости в баллах модифицированной шкалы Меркалли

Литература

1. Бабаев А.М., Кошлаков Г.В., Мирзоев К.М. Карта сейсмического районирования Таджикистана (объяснительная записка). - Душанбе: Дониш, 1978, 68 с.
2. Бабаев А.М., Лысков Л.М., Мирзоев К.М., Ачилов Г.Ш., Лазариди Л.К., Раджабов Н.Р. Природные ресурсы Таджикской ССР. Сейсмогенные зоны. Масштаб 1:500000. Изд-е ГУГК СССР, 1984.
3. Abdrakhmatov, K, Havenith, H.-B, Delvaux, D., Jongmans, D. and Trefois, P. Probabilistic PGA and Arias Intensity maps of Kyrgyzstan (Central Asia). Journal of Seismology, 2003, №7, p.203-220.
4. Peng K.Z., F.T. Wu and L.Song. Attenuation characteristics of peak horizontal acceleration in Northeast and Southwest China, EESD, 1985, v. 1, p.337-350.
5. Бабаев А.М. Важнейшие разломы Таджикистана и их систематика - Геология и геофизика Таджикистана. - 1989, № 2. «Дониш». Душанбе, с.33-52.
6. Мамыров Э., Омуралиев М., Усупаев Ш.Э. Оценка вероятной сейсмической опасности территории Кыргызской Республики и приграничных районов стран Центральной Азии на период 2002-2005 гг. - Бишкек: Аль Салам, 2002, 92 с.
7. Wald D.J., Quitoriano V., Heaton T.H., Kanamori H. Relationship between Peak Ground Acceleration, Peak Ground Velocity, and Modified Mercalli Intensity for Earthquakes in California, Earthquake Spectra, 1999, v. 15, №3, p.557-564.

НИЗОМОВ Д.Н., ХОДЖИБОВЕВ А.А.
*Институт геологии, сейсмостойкого строительства
и сейсмологии АН РТ*

КОНЦЕНТРАЦИИ НАПРЯЖЕНИЙ СМОТРОВОЙ ГАЛЕРЕИ ПЕРВОГО ЯРУСА ПЛОТИНЫ НУРЕКСКОЙ ГЭС

Краевая задача для неоднородного тела, в котором отверстия подкрепляются несколькими кольцами, представляет практический интерес. Обделка тоннелей в массиве горных пород, смотровые галереи в теле земляных плотин в основном состоят из двух слоев бетона с различными модулями упругости и коэффициентами Пуассона. Подкрепленные подземные сооружения в условиях плоской деформации могут быть представлены в виде двухмерной модели, находящейся под воздействием начальных тектонических напряжений и внутренних давлений. Двухслойные подкрепления могут быть замкнутыми или незамкнутыми (рис.1).

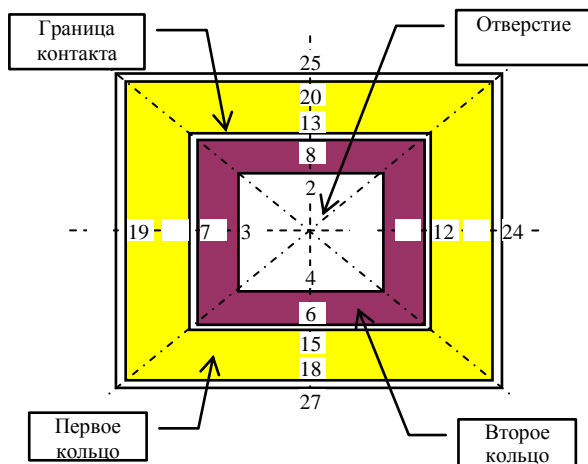


Рис. 1. Двухслойное подкрепление прямоугольной формы

Предполагается, что в контур отверстия массива горных пород S_0 впаяно кольцо Ω_2 , и на внутренний контур этого кольца впаяно кольцо Ω_1 . Область Ω_0 является отверстием, на контур которого может действовать либо гидростатическое давление, либо нагрузка от транспортной системы. В транспортных тоннелях конструкция крепи может быть незамкнутой, и состоят из забутовки (тампонажная масса) и крепи [1].

В работе исследуется концентрация напряжений на контурах подземных сооружений с многослойным подкреплением. На основе метода граничных уравнений [2] разработана математическая модель численного решения задачи концентрации напряжений в отверстиях с двухслойным подкреплением.

Система разрешающих уравнений в случае двухслойного подкрепления представляется в матричной форме

$$\begin{bmatrix} A & B & -E & -F \\ C & D & -G & -H \\ [\tilde{A}] & [\tilde{B}] & [\tilde{E}] & [\tilde{F}] \\ [\tilde{C}] & [\tilde{D}] & [\tilde{G}] & [\tilde{H}] \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} U_x \\ U_y \\ P_x \\ P_y \end{Bmatrix} = - \begin{bmatrix} E & F \\ G & H \\ [\tilde{E}] & [\tilde{F}] \\ [\tilde{G}] & [\tilde{H}] \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} P_x^0 \\ P_y^0 \end{Bmatrix}, \quad (1)$$

где блочные матрицы имеют следующую структуру

$$[A] = \begin{bmatrix} A_{11} & A_{12} \\ A_{21} & A_{22} \end{bmatrix}, \quad [\tilde{A}] = \begin{bmatrix} 0 & [\tilde{A}_{22}] & [\tilde{A}_{23}] \\ 0 & [\tilde{A}_{32}] & [\tilde{A}_{33}] \end{bmatrix}, \quad (2)$$

$$[E] = \begin{bmatrix} E_{11} & E_{12} \\ E_{21} & E_{22} \end{bmatrix}, \quad [\tilde{E}] = \begin{bmatrix} \tilde{E}_{22} & \tilde{E}_{23} \\ \tilde{E}_{32} & \tilde{E}_{33} \end{bmatrix}, \quad (3)$$

Остальные блочные матрицы, входящие в левую часть (1), такие как B , C , D имеют аналогичную структуру (2), а матрицы

F , G , H представляются, как (3). Размеры матриц в (2) и (3) зависят от схемы разбиения контуров и контактных границ подкреплений и породного массива. Например, если для наглядности предположить, что двухслойное замкнутое подкрепление имеет прямоугольную форму и каждая сторона состоит только из одного постоянного

элемента (см.рис. 1), то матрицы в (2), элементами которых являются коэффициенты при неизвестных перемещений, записываются в следующем виде:

$$A_{11} = \begin{bmatrix} a_{11} & \dots & a_{1,10} \\ \vdots & \dots & \vdots \\ a_{10,1} & \dots & a_{10,10} \end{bmatrix}, \quad A_{12} = \begin{bmatrix} \tilde{a}_{1,17} & \dots & \tilde{a}_{1,22} \\ \vdots & \dots & \vdots \\ \tilde{a}_{10,17} & \dots & \tilde{a}_{10,22} \end{bmatrix},$$

$$A_{21} = \begin{bmatrix} a_{17,1} & \dots & a_{17,10} \\ \vdots & \dots & \vdots \\ a_{22,1} & \dots & a_{22,10} \end{bmatrix}, \quad A_{22} = \begin{bmatrix} \tilde{a}_{17,17} & \dots & \tilde{a}_{17,22} \\ \vdots & \dots & \vdots \\ \tilde{a}_{22,17} & \dots & \tilde{a}_{22,22} \end{bmatrix},$$

$$\begin{bmatrix} \tilde{A}_{22} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \tilde{a}_{11,16} & a_{11,15} & \dots & \tilde{a}_{11,11} \\ \vdots & \dots & \dots & \vdots \\ \tilde{a}_{16,16} & a_{16,15} & \dots & \tilde{a}_{16,11} \end{bmatrix}, \quad \begin{bmatrix} \tilde{A}_{23} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \tilde{a}_{11,28} & \tilde{a}_{11,27} & \dots & \tilde{a}_{11,23} \\ \vdots & \dots & \dots & \vdots \\ \tilde{a}_{16,28} & \tilde{a}_{16,27} & \dots & \tilde{a}_{16,23} \end{bmatrix},$$

$$\begin{bmatrix} \tilde{A}_{32} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \tilde{a}_{23,16} & \tilde{a}_{23,15} & \dots & \tilde{a}_{23,11} \\ \vdots & \dots & \dots & \vdots \\ \tilde{a}_{28,16} & \tilde{a}_{28,15} & \dots & \tilde{a}_{28,11} \end{bmatrix}, \quad \begin{bmatrix} \tilde{A}_{33} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \tilde{a}_{23,28} & \tilde{a}_{23,27} & \dots & \tilde{a}_{23,23} \\ \vdots & \dots & \dots & \vdots \\ \tilde{a}_{28,28} & \tilde{a}_{28,27} & \dots & \tilde{a}_{28,23} \end{bmatrix}.$$

Здесь коэффициенты с индексами, в которых присутствуют цифры 5, 10, 11, 16, 17, 22, 23 и 28, являются фиктивными, так как они соответствуют вспомогательным элементам, которые необходимы в схеме интегрирования при обходе контуров. После формирования общей матрицы соответствующие строки и столбцы могут быть зачеркнуты.

Нулевая прямоугольная матрица 0 в (2) для данной схемы интегрирования, имеет размер 6×4 . Матрицы в (3), элементами которых являются коэффициенты при неизвестных контактных напряжениях, выражаются так:

$$\begin{aligned}
[E_{11}] &= \begin{bmatrix} e_{15} & \cdots & e_{1,10} \\ \vdots & \cdots & \vdots \\ e_{10,5} & \cdots & e_{10,10} \end{bmatrix}, \quad [E_{12}] = \begin{bmatrix} \tilde{e}_{1,17} & \cdots & \tilde{e}_{1,22} \\ \vdots & \cdots & \vdots \\ \tilde{e}_{10,17} & \cdots & \tilde{e}_{10,22} \end{bmatrix}, \\
[E_{21}] &= \begin{bmatrix} e_{17,1} & \cdots & e_{17,10} \\ \vdots & \cdots & \vdots \\ e_{22,1} & \cdots & e_{22,10} \end{bmatrix}, \quad [E_{22}] = \begin{bmatrix} \tilde{e}_{17,17} & \cdots & \tilde{e}_{17,22} \\ \vdots & \cdots & \vdots \\ \tilde{e}_{22,17} & \cdots & \tilde{e}_{22,22} \end{bmatrix}, \\
[\tilde{E}_{22}] &= \begin{bmatrix} \tilde{e}_{11,16} & \tilde{e}_{11,15} & \cdots & \tilde{e}_{11,11} \\ \vdots & \vdots & \cdots & \vdots \\ \tilde{e}_{16,16} & \tilde{e}_{16,15} & \cdots & \tilde{e}_{16,11} \end{bmatrix}, \quad [\tilde{E}_{23}] = \begin{bmatrix} \tilde{e}_{11,28} & \tilde{e}_{11,27} & \cdots & \tilde{e}_{11,23} \\ \vdots & \vdots & \cdots & \vdots \\ \tilde{e}_{16,28} & \tilde{e}_{16,27} & \cdots & \tilde{e}_{16,23} \end{bmatrix}, \\
[\tilde{E}_{32}] &= \begin{bmatrix} \tilde{e}_{23,16} & \tilde{e}_{23,15} & \cdots & \tilde{e}_{23,11} \\ \vdots & \vdots & \cdots & \vdots \\ \tilde{e}_{28,16} & \tilde{e}_{28,15} & \cdots & \tilde{e}_{28,11} \end{bmatrix}, \quad [\tilde{E}_{33}] = \begin{bmatrix} \tilde{e}_{23,28} & \tilde{e}_{23,27} & \cdots & \tilde{e}_{23,23} \\ \vdots & \vdots & \cdots & \vdots \\ \tilde{e}_{28,28} & \tilde{e}_{28,27} & \cdots & \tilde{e}_{28,23} \end{bmatrix} \quad (4)
\end{aligned}$$

Входящие в правую часть (1) блочные матрицы, размеры которых зависят от схемы загрузки расчетной модели, при совместном действии внутреннего давления и начальных напряжений представляются в виде:

$$E = \begin{bmatrix} E_{11} & E_{12} \\ E_{21} & E_{22} \end{bmatrix}, \quad [\tilde{E}] = \begin{bmatrix} 0 & [\tilde{E}_{22}] & [\tilde{E}_{23}] \\ 0 & [\tilde{E}_{32}] & [\tilde{E}_{33}] \end{bmatrix}, \quad (5)$$

где все матрицы, кроме матрицы E_{11} , записываются так же, как в (4).

При наличии действия нагрузки на свободную поверхность второго кольца, матрица E_{11} приобретает вид

$$[E_{11}] = \begin{bmatrix} e_{11} & \cdots & e_{1,10} \\ \vdots & \cdots & \vdots \\ e_{10,1} & \cdots & e_{10,10} \end{bmatrix}. \quad (6)$$

Искомые векторы в разрешающей системе уравнений (1)

$$U_x = u_{x,1} u_{x,2} \dots u_{x,10} u_{x,17} u_{x,18} \dots u_{x,22} ,$$

$$U_y = u_{y,1} u_{y,2} \dots u_{y,10} u_{y,17} u_{y,18} \dots u_{y,22} ,$$

$$P_x = p_{x,5} p_{x,6} \dots p_{x,10} p_{x,17} p_{x,18} \dots p_{x,22} ,$$

$$P_y = p_{y,5} p_{y,6} \dots p_{y,10} p_{y,17} p_{y,18} \dots p_{y,22}$$

состоят из горизонтальных и вертикальных компонентов перемещений и напряжений на границах контакта, а также составляющих перемещений на контуре отверстия. Элементы векторов заданной нагрузки

$$P_x^0 = p_{x,1}^0 p_{x,2}^0 \dots p_{x,10}^0 p_{x,17}^0 p_{x,18}^0 \dots p_{x,22}^0 ,$$

$$P_y^0 = p_{y,1}^0 p_{y,2}^0 \dots p_{y,10}^0 p_{y,17}^0 p_{y,18}^0 \dots p_{y,22}^0$$

определяются в зависимости от характера внешнего воздействия. В общем случае, когда отверстие подкрепляется с помощью $n_k=2$ колец и контуры S_1, S_2, S_3, S_4 и S_5 соответственно разбиваются на n_1, n_2, n_3, n_4, n_5 элементов, где $n_2 = n_3$ и $n_4 = n_5$, то общее число неизвестных будет равняться $2(n_1 + 2n_2 + 2n_4 + 4n_k)$. Для иллюстративного примера, показанного на рис. 1, общее число неизвестных в системе уравнений (1) будет равняться 56. В связи с тем, что квадратная матрица коэффициентов в системе (1) является заполненной и ее главные элементы отличны от нуля, то наиболее подходящим методом решения системы уравнений является метод Гаусса.

В качестве тестовой задачи рассмотрим стальную пластинку в условиях плоского напряженного состояния с круговым отверстием радиуса $R_1 = 10h$, граница которого подкреплена бикольцом, у которого $b_1 + b_2 = 3h$, где b_1, b_2 – толщины колец, h – толщина пластины [3]. Предполагается, что первое кольцо стальное с параметрами b_1 и E_1 а второе имеет параметры b_2 и E_2 , и изготовлено из особо прочного материала, характеризующегося сравнительного большим значением модуля упругости.

Таблица 1.

Максимальные значения σ_s при $b_1 = 2h$, $b_2 = h_1$

E_2 / E_1	Контрольные точки				
	3	15	22	35	42
1	2.6983	2.9260	1.8109	1.7194	2.3350
2	4.5823	4.7728	1.6675	1.1734	1.6088
3	5.7070	5.6920	1.4960	0.9615	1.3339
4	7.1502	6.9960	1.3673	0.9289	1.2584

В табл. 1 представлены результаты численного решения задачи для случая одноосного растяжения пластинки, где $\sigma_x^o = 1$, $\sigma_y^o = \tau_{xy}^o = 0$, при следующих данных: $b_1 = 2h$, $b_2 = h_1$, $E_2 / E_1 = E_1 / E$, E -модуль упругости пластинки. Результаты получены при разбижке каждого контура на 8 постоянных элементов. Полученные результаты хорошо согласуются с результатами, полученными аналитическим методом [3]. Например, при $\lambda_1 = b_2 / b_1 = 0,5$ и $\lambda_2 = E_2 / E_1 = 2$ максимальное значение тангенциального напряжения вдоль ближайшего к центру кривизны волокна равняется $\lambda_3 = \sigma_\theta / p = 4,584$, что практически совпадает с численным решением (табл. 1). Номера точек, указанных в табл.1 соответствуют сечениям по оси y . Из полученных результатов следует, что с увеличением модуля упругости второго кольца (внутреннего) концентрация напряжений на контуре отверстия увеличивается.

В качестве второго примера рассмотрим концентрацию напряжений в конструкции галереи первого яруса плотины Нурекской ГЭС. Действующие нагрузки на смотровую галерею первого яруса состоят из вертикальной нагрузки $q = 32 \text{ кг/см}^2$ от веса плотины, гидростатической нагрузки $p = 14,5 \text{ кг/см}^2$ и бокового давления $s = 10,7 \text{ кг/см}^2$. Следовательно, галерея находится в условиях плоской деформации при двухосном сжатии напряжениями

$$\sigma_x^o = -(p + s) = -25,2 \text{ кг/см}^2; \sigma_y^o = -(q + p) = -46,5 \text{ кг/см}^2 \quad (a)$$

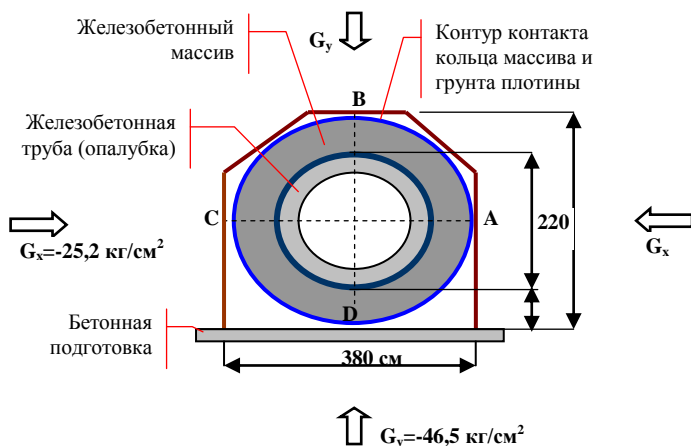


Рис. 2. Смотровая галерея первого яруса на отметке 765 м (размеры в см)

Конструкция галереи состоит из железобетонного массива марки М300 с внутренним диаметром $d = 200$ см, размерами поперечного сечения 380×380 см (рис. 2). Железобетонная труба диаметром $d = 200$ см, толщиной стенки $t = 10$ см использовалась как опалубка. Протяженность галереи, включая прискальных блоков, составляет $l = 415$ м и состоит из 15 секций по 29,4 м каждый. Расчетную схему представим в виде толстостенной трубы из двух колец, расположенной вдоль тела плотины, где грунт имеет модуль деформаций $E_3 = 1,31 \cdot 10^3$ МПа = $1,31 \cdot 10^4$ кг/см², коэффициент Пуассона $\nu_3 = 0,44$. Модуль упругости железобетонных опалубки и массива принимается равными:

$$E_1 = 2,15 \cdot 10^4 \text{ МПа} = 2,15 \cdot 10^5 \text{ кг/см}^2;$$

$$E_2 = 2,75 \cdot 10^4 \text{ МПа} = 2,75 \cdot 10^5 \text{ кг/см}^2. \quad (6)$$

$$\text{Коэффициент Пуассона: } \nu_1 = \nu_2 = 0,25.$$

В табл. 2 представлены результаты численного эксперимента по исследованию сходимости и точности алгоритма решения задачи концентрации напряжений при различных разбиениях контуров двухслойного подкрепления смотровой галереи. Сравнение показывает, что с увеличением числа разбиения имеет место хорошая сходимость, что подтверждает достоверность полученных результатов.

Таблица 2.

Сходимость численного решения

Разбиение	Сечение А				
	1	2	3	4	5
8	-57.56	-62.31	-64.84	-55.95	-24.65
16	-61.28	-62.95	-65.73	-56.19	-24.74
32	-63.12	-63.37	-66.10	-56.49	-24.81

В табл. 3 приведены максимальные значения тангенциальных напряжений, соответствующих сечениям A и B , полученные при разбивке каждого контура на 8 постоянных элементов. При соотношении модулей упругости $E_1 / E_2 = 0,78$ максимальное сжимающее тангенциальное напряжение, равное $-64,84 \text{ кг/см}^2$, возникает на контактной границе между первым и вторым кольцом, что примерно в три раза меньше по сравнению с инструментальными данными, полученными на отметке 765 м смотровой галереи. Можно заметить, что с увеличением модуля упругости опалубки увеличиваются напряжения на свободной поверхности и на контактной границе опалубки с массивом. При этом в остальных точках напряжения практически не изменяются.

Таблица 3.

Тангенциальные напряжения при различных значениях соотношений модулей упругости

E_1 / E_2	Контрольные точки					
	1	17	20	37	40	3
0.5	-51.59	-56.92	-64.69	-54.43	-24.64	-11.62
0.78	-57.56	-62.31	-64.84	-55.94	-24.65	-13.25
1.0	-62.21	-66.51	-64.94	-56.15	-24.64	-14.55
1.5	-72.98	-76.22	-65.18	-56.41	-24.62	-17.65

На рис. 3 представлены графики изменения тангенциальных напряжений вдоль контуров колец. Из полученных результатов (кривая-5) следует, что на контактной границе массива ядра плотины с железобетонным массивом на контуре S_5 в сечениях B и D возникают растягивающие тангенциальные напряжения с максимальным значением $13,99 \text{ кг/см}^2$, а в остальных контурах, соответствующих железобетонному массиву и железобетонной трубе - опалубки напряжения остаются сжимающими.

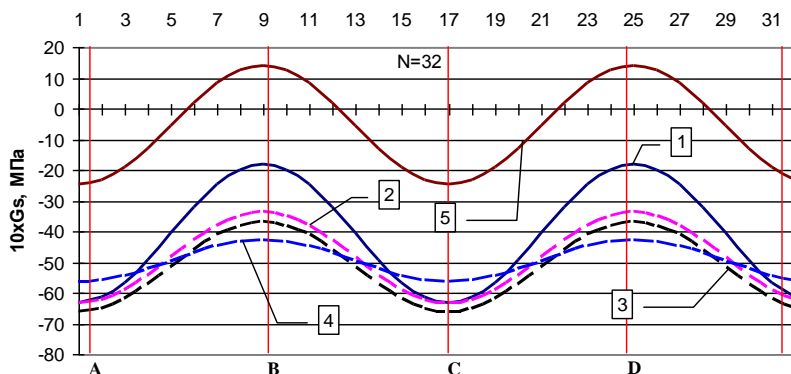


Рис.3. Тангенциальные напряжения на контурах S_1, S_2, S_3, S_4, S_5 модели смотровой галереи

Нормальные перемещения (рис.4) во всех контурах направлены к центру окружностей с максимальными их значениями по линии BD . Наибольшие нормальные перемещения возникают на внутреннем контуре S_1 с конвергенцией по линии BD , равной $1,9 \cdot 10^{-2}$ см.

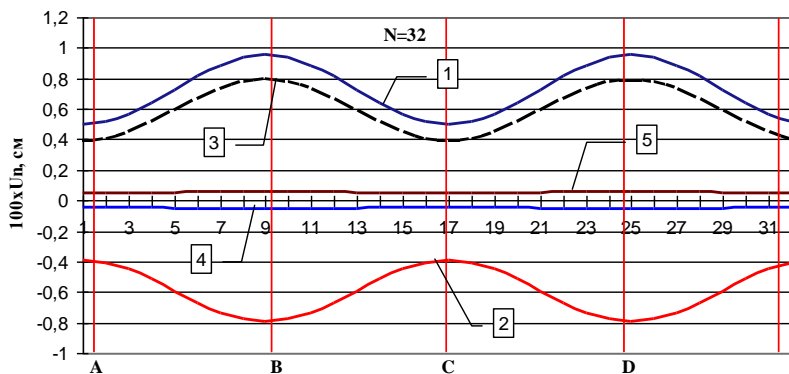


Рис. 4. Нормальные перемещения на контурах модели смотровой галереи

На основе полученных результатов можно сделать вывод, что разработанная математическая модель численного анализа концентрации напряжений позволяет исследовать напряженно-деформированное состояние в подземных сооружениях с многослойным подкреплением при различных воздействиях.

Литература

1. Булычев Н.С. Механика подземных сооружений.- М.:Недра, 1982, 272 с.
2. Низомов Д.Н. Метод граничных уравнений в решении статических и динамических задач строительной механики.- М.: АСВ, 2000, 282 с.
3. Савин Г.Н., Тульский В.И. Пластинки, подкрепленные составными кольцами и упругими накладками. – Киев: Наукова думка, 1971, 268 с.

НИЗОМОВ Д.Н., ХОДЖИБОВ А.А.

*Институт геологии, сейсмостойкого строительства
и сейсмологии АН РТ*

ТРАНСВЕРСАЛЬНО-ИЗОТРОПНАЯ МОДЕЛЬ МАССИВА ПОРОД ПОДЗЕМНЫХ СООРУЖЕНИЙ РОГУНСКОЙ ГЭС

Рассматривая модель линейно-деформируемого породного массива, необходимо учитывать различие деформационных свойств пород для разных направлений. В механике горных пород в основном рассматриваются два частных случая анизотропии [1]. В первом случае предполагается, что через каждую точку породного массива проходит поверхность изотропии и массив является трансверсально-изотропным. Во втором случае горный массив принимается квазиизотропным. Для оценки нарушенности горных пород применяются различные методы. Наряду с такими методами, как реометрический, ультразвуковой, радиометрический, электрометрический и др., применяется и сейсмический метод, в основе которого лежат зависимости кинетических и динамических параметров упругих волн от степени трещиноватости [2].

Уравнения равновесия, неразрывности деформаций и геометрические являются общими уравнениями механики деформируемого твердого тела независимо от физико-механических свойств тела. Общих уравнений недостаточно для исследования напряженно-деформированного состояния тела. Необходимы дополнительные уравнения, связывающие деформации с напряжениями, отражающими механические свойства определенных геомеханических моделей породных массивов. К линейно-деформируемым можно отнести также трещиноватые породные массивы [3].

Рассмотрим трансверсально-изотропное тело, в котором имеется горизонтальная выработка, направление которой в прямоугольной системе координат $Oxuz$ совпадает с осью z . Физические уравнения для этой модели породного массива в общем виде можно представить так [4]:

$$\begin{aligned}
\varepsilon_x &= a_{11}\sigma_x + a_{12}\sigma_y + a_{13}\sigma_z, \quad \gamma_{yz} = a_{44}\tau_{yz}, \\
\varepsilon_y &= a_{21}\sigma_x + a_{22}\sigma_y + a_{23}\sigma_z, \quad \gamma_{xz} = a_{55}\tau_{xz}, \\
\varepsilon_z &= a_{31}\sigma_x + a_{32}\sigma_y + a_{33}\sigma_z, \quad \gamma_{xy} = a_{66}\tau_{xy},
\end{aligned} \tag{1}$$

где $a_{ij} = a_{ji}$ - коэффициенты деформации.

Например, если плоскость Oxy является плоскостью изотропии и ось z нормально к этой плоскости, то коэффициенты a_{ij} выражаются через технические константы

$$\begin{aligned}
a_{11} &= 1/E, \quad a_{12} = -\nu/E, \quad a_{13} = -\nu_1/E_1, \quad a_{22} = 1/E, \quad a_{23} = -\nu_1/E_1, \\
a_{33} &= 1/E_1, \quad a_{44} = 1/G_1, \quad a_{55} = 1/G_1, \quad a_{66} = 1/G,
\end{aligned} \tag{2}$$

Здесь E, E_1 - модули Юнга при растяжении-сжатии в направлении плоскости изотропии и нормальном к ней; ν - коэффициент Пуассона, характеризующий поперечное сжатие в плоскости изотропии при растяжении в этой плоскости; ν_1 то же, при растяжении в направлении, нормальном к плоскости изотропии; $G = E/2(1+\nu)$ - модуль сдвига для плоскости изотропии; G_1 - модуль сдвига для плоскостей, перпендикулярных к плоскости изотропии. В случае, когда плоскость изотропии совпадает с плоскостью Oyz , коэффициенты a_{ij} записываются в виде

$$\begin{aligned}
a_{11} &= 1/E_1, \quad a_{12} = -\nu_1/E_1, \quad a_{13} = -\nu_1/E_1, \quad a_{22} = 1/E, \quad a_{23} = -\nu/E, \\
a_{33} &= 1/E, \quad a_{44} = 1/G, \quad a_{55} = 1/G_1, \quad a_{66} = 1/G_1.
\end{aligned} \tag{3}$$

В следующем частном случае трансверсально-изотропной модели, когда плоскость изотропии совпадает с плоскостью Oxz , коэффициенты будут равны:

$$\begin{aligned}
a_{11} &= 1/E, \quad a_{12} = -\nu_1/E_1, \quad a_{13} = -\nu/E, \quad a_{22} = 1/E_1, \quad a_{23} = -\nu_1/E_1, \\
a_{33} &= 1/E, \quad a_{44} = 1/G_1, \quad a_{55} = 1/G, \quad a_{66} = 1/G_1.
\end{aligned} \tag{4}$$

Из (2) - (4) следует, что коэффициенты a_{ij} в заданной системе координат трансверсально-изотропной модели изменяются в зависимости от расположения плоскости анизотропии. С целью применения трансверсально-изотропной модели для численного анализа предполагается, что плоскость изотропии является нормальной к плоскости попе-

речного сечения подземных сооружений Oxy и расположена под углом α относительно горизонтальной плоскости Oxz . В этом случае постоянные a_{ij} определяются для другой ортогональной системы координат $Ox'y'z'$ следующими формулами [4]:

$$\begin{aligned} a'_{11} &= a_{11} \cos^4 \alpha + 2a_{12} + a_{66} \sin^2 \alpha \cdot \cos^2 \alpha + a_{22} \sin^4 \alpha, \\ a'_{12} &= a_{11} + a_{22} - 2a_{12} - a_{66} \sin^2 \alpha \cdot \cos^2 \alpha + a_{12}, \\ a'_{13} &= a_{13} \cos^2 \alpha + a_{23} \sin^2 \alpha, \\ a'_{22} &= a_{11} \sin^4 \alpha + 2a_{12} + a_{66} \sin^2 \alpha \cdot \cos^2 \alpha + a_{22} \cos^4 \alpha, \\ a'_{23} &= a_{13} \sin^2 \alpha + a_{23} \cos^2 \alpha, \quad a'_{33} = a_{33}, \quad a'_{44} = a_{44} \cos^2 \alpha + a_{55} \sin^2 \alpha, \\ a'_{55} &= a_{44} \sin^2 \alpha + a_{55} \cos^2 \alpha, \\ a'_{66} &= 4a_{11} + a_{22} - 2a_{12} - a_{66} \sin^2 \alpha \cdot \cos^2 \alpha + a_{66}. \end{aligned} \quad (5)$$

Рассмотрим вышеизложенную задачу в условиях плоской деформации в плоскости Oxy , где деформации ε_z , γ_{xz} , γ_{yz} равны нулю и из совместного рассмотрения (1) получаем

$$\varepsilon_x = \beta_{11} \sigma_x + \beta_{12} \sigma_y, \quad \varepsilon_y = \beta_{21} \sigma_x + \beta_{22} \sigma_y, \quad \gamma_{xy} = a_{66} \tau_{xy}, \quad (6)$$

здесь $\beta_{11} = a_{11} - a_{13}^2 / a_{33}$, $\beta_{12} = a_{12} - a_{13} a_{32} / a_{33}$,

$$\beta_{21} = a_{21} - a_{23} a_{31} / a_{33}, \quad \beta_{22} = a_{22} - a_{23}^2 / a_{33}, \quad \beta_{12} = \beta_{21}.$$

Из (6) находим

$$\sigma_x = \alpha_{11} \varepsilon_x + \alpha_{12} \varepsilon_y, \quad \sigma_y = \alpha_{21} \varepsilon_x + \alpha_{22} \varepsilon_y, \quad \tau_{xy} = \gamma_{xy} / a_{66}, \quad (7)$$

$$\alpha_{11} = \beta_{22} / (\beta_{11} \beta_{22} - \beta_{12}^2), \quad \alpha_{12} = -\beta_{12} / (\beta_{11} \beta_{22} - \beta_{12}^2), \quad \alpha_{21} = \alpha_{12}, \\ \alpha_{22} = \beta_{11} / (\beta_{11} \beta_{22} - \beta_{12}^2).$$

В работе [5] решением Кельвина для плоской деформации получены фундаментальные решения, соответствующие частному решению уравнений равновесия в плоскости Oxy . Используя эти фундаментальные решения, получим граничные интегральные уравнения для численного анализа плоской задачи теории упругости анизотропного тела. Проведя сплайновую аппроксимацию граничных параметров, систему интегральных уравнений преобразуем в систему алгебраических уравнений

$$\begin{aligned}\sum_{j=1}^n a_{ij}^* u_j + \sum_{j=1}^n b_{ij} u_{yj} &= \sum_{j=1}^n e_{ij} P_{xj} + \sum_{j=1}^n f_{ij} P_{yj}, \\ \sum_{j=1}^n c_{ij} u_{xj} + \sum_{j=1}^n d_{ij}^* u_{yj} &= \sum_{j=1}^n g_{ij} P_{xj} + \sum_{j=1}^n h_{ij} P_{yj}.\end{aligned}\quad (8)$$

Здесь u_x, u_y – компоненты искоемых перемещений на контуре отверстия; P_x, P_y – поверхностные напряжения; n – число граничных элементов. Коэффициенты при неизвестных и коэффициенты в правой части (8) выражаются в интегральной форме:

$$\begin{aligned}a_{ij} &= \int_{\xi_i} B_j(\xi) P_{xx}^*(\xi_i, \xi) J(\xi) d\xi, \quad b_{ij} = \int_{\xi_i} B_j(\xi) P_{xy}^*(\xi_i, \xi) J(\xi) d\xi, \\ c_{ij} &= \int_{\xi_i} B_j(\xi) P_{yx}^*(\xi_i, \xi) J(\xi) d\xi, \quad d_{ij} = \int_{\xi_i} B_j(\xi) P_{yy}^*(\xi_i, \xi) J(\xi) d\xi, \\ e_{ij} &= \int_{\xi_i} B_j(\xi) u_{xx}^*(\xi_i, \xi) J(\xi) d\xi, \quad f_{ij} = \int_{\xi_i} B_j(\xi) u_{xy}^*(\xi_i, \xi) J(\xi) d\xi, \quad (9) \\ g_{ij} &= \int_{\xi_i} B_j(\xi) u_{yx}^*(\xi_i, \xi) J(\xi) d\xi, \quad h_{ij} = \int_{\xi_i} B_j(\xi) u_{yy}^*(\xi_i, \xi) J(\xi) d\xi, \\ a_{ij}^* &= a_{ij} + c_{ij}^* \delta_{ij}, \quad d_{ij}^* = d_{ij} + c_{ij}^* \delta_{ij},\end{aligned}$$

где $B(\xi)$ – базисный B – сплайн; $J(\xi)$ – якобиан параметрического представления. Коэффициенты (9) определяются численным интегрированием в пределах носителя базисного сплайна. Входящие в (9) функции $P^*(\xi_i, \xi)$ и $u(\xi_i, \xi)$ являются фундаментальными напряжениями и перемещениями. При заданных напряжениях на поверхности из решения (8) определяется вектор перемещений на контуре полости в анизотропной среде в условиях плоской деформации. Затем, используя геометрические уравнения, вычисляются относительные деформации, и на последнем этапе определяется вектор тангенциальных напряжений.

На основе предлагаемого алгоритма разработана программа и получены результаты концентрации напряжений в подземных сооружениях Рогунской ГЭС. Геометрия выработок подземных сооружений (машинный зал и помещение трансформаторов) и схема анизотропии показаны на рис. 1. Инженерно-геологические условия участка гидро-

узла: грунты сложены песчаниками и алевролитами, слои которых наклонены под углом $70-75^\circ$ от горизонта по часовой стрелке [6-8].

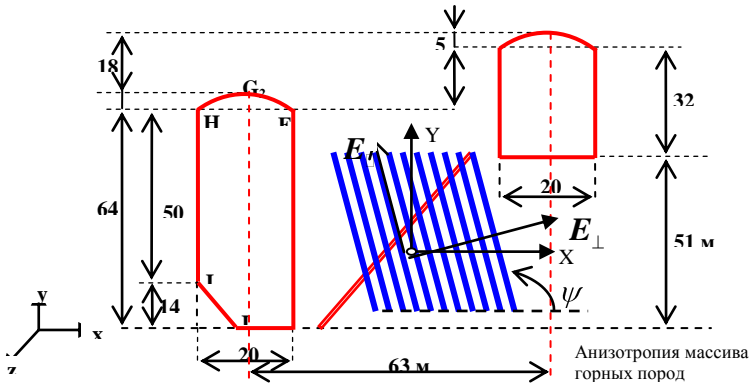


Рис. 1. Геометрия подземных сооружений Рогунской ГЭС и анизотропия массива горных пород

Для площадки строительства Рогунской ГЭС основанием и средой почти всех сооружений гидроузла являются песчаники и алевролиты с $E = 2,6 \cdot 10^4 - 3,8 \cdot 10^4$ МПа [10]. Для трещиноватого горного массива механические характеристики определяются по методике [9]:

$$E_2 = E_1 / (1 + \eta), \quad \eta = \delta / h \xi, \quad G_{12} = E_1 / 2(1 + \nu_1 + \eta), \quad E_3 = E_1, \\ \nu_{12} = \nu_1 / (1 + \eta), \quad \nu_{32} = \nu_{12}, \quad \nu_{23} = (E_2 / E_3) \nu_{32}, \quad \nu_{31} = (E_3 / E_1) \nu_{13} = \nu_{13}, \quad (10)$$

здесь E_1, ν_1 - модуль деформации и коэффициент Пуассона в плоскости изотропии, h - расстояние между трещинами, δ - ширина раскрытия трещины, $\xi = 3 \cdot 10^{-4}$ - постоянная величина. При заданных E_1, ν_1, h, δ из (10) получаем остальные параметры: $E_2, E_3 = E_1, G_{12}, \nu_{12} = 0.057, \nu_{13} = 0.2, \nu_{32}, \nu_{23}, \nu_{31} = \nu_{13}$, которые необходимы для решения задачи в условиях плоской деформации. Как известно [11], машинный зал и помещение трансформаторов располагаются в едином тектоническом блоке, где сжимающие горизонтальные и вертикальные напряжения соответственно равны $\sigma_x^0 = -35$ МПа, $\sigma_y^0 = -26$ МПа. По данным [8, 10], пласты горного массива площадки строительства Рогунского гидроузла расположены под углом $70-75^\circ$

от горизонта. На основе численных экспериментов при различных разбиениях исследована сходимость разработанного алгоритма.

На рис. 2 - 4 показаны эпюры тангенциальных напряжений (растягивающее σ_s считается положительным) на контурах подземных сооружений и в сечениях целика по линии АЕ при $E_1 = 3,8 \cdot 10^4$ МПа, $\nu_1 = 0,3$, $h = 40$ см, $\delta = 0,03$ см от действия тектонических напряжений $\sigma_x^0 = -35$ МПа, $\sigma_y^0 = -26$ МПа при различных расположениях пластов. Распределение тангенциальных напряжений: кривые 1, 2, 3 относятся к расположению пластов под углом $\psi = 7\pi/12$, $\psi = \pi/2$ и $\psi = 0$ соответственно от горизонта. Для сравнения также получены результаты расчета для квазиизотропной модели геосреды с модулем деформации $E = 9000$ МПа, $\nu = 0,3$ (кривая 4). Сравнение показывает, что наибольшие напряжения в стенах и кровлях подземных сооружений возникают при горизонтальном расположении пластов. На стенах подземных сооружений при расположении пластов под углами $\psi = 7\pi/12$ и $\psi = \pi/2$ возникают растягивающие напряжения.

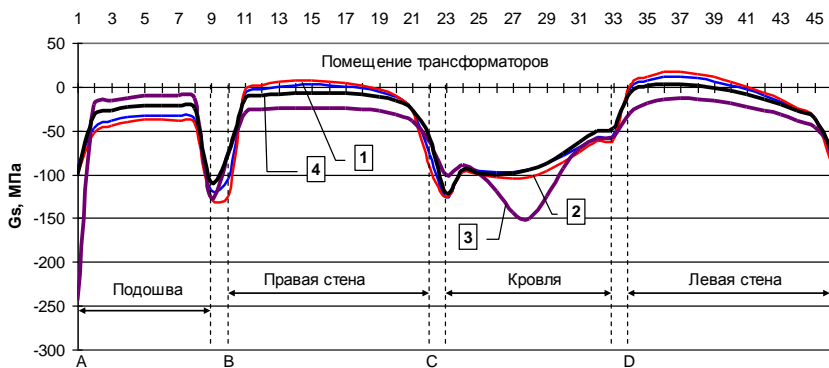


Рис. 2. Распределение тангенциальных напряжений на контуре помещения трансформаторов

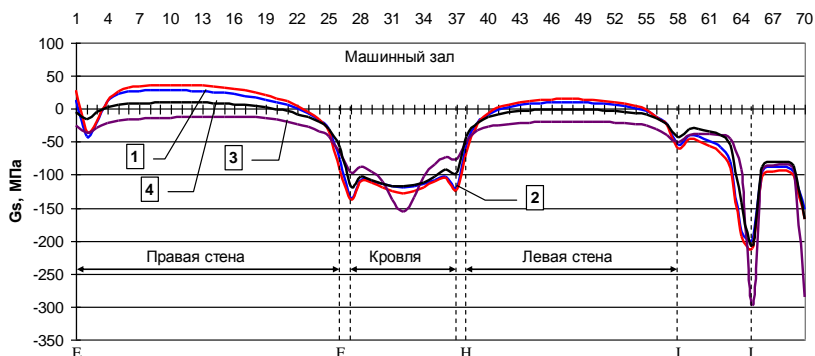


Рис. 3. Распределение тангенциальных напряжений на контуре машинного зала

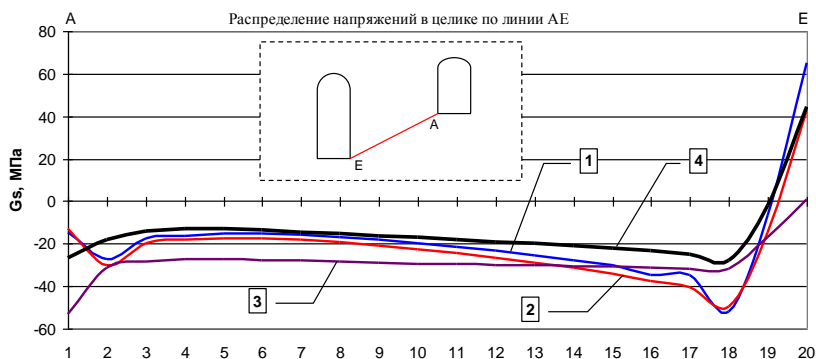


Рис. 4. Распределение тангенциальных напряжений на арке по линии АЕ

Анализ результатов концентрации тангенциальных напряжений показывает, что максимальное растягивающее напряжение $\sigma_s = 36,3$ МПа возникает при вертикальном расположении пластов примерно в середине правой стены машзала, а при наклонном расположении пластов - $\sigma_s = 27,8$ МПа. Концентрация напряжений наблюдается в угловых зонах, где в нижнем углу напряжения стремятся к бесконечности [12], а максимальные сжимающие напряжения возникают в ключевой точке арки машзала при горизонтальном рас-

положении пластов $\sigma_s = -155,5$ МПа. При наклонном расположении пластов в середине кровли машзала $\sigma_s = -128,5$ МПа.

На рис. 5 и 6 приведены результаты распределения нормальных перемещений (u_n считается положительным, если его направление совпадает с направлением внутренней нормали) на контурах помещения трансформаторов и машинного зала при различных значениях угла напластования. Кривые 1, 2 и 3 соответствуют значениям $\psi = 7\pi/12$, $\psi = \pi/2$ и $\psi = 0$.

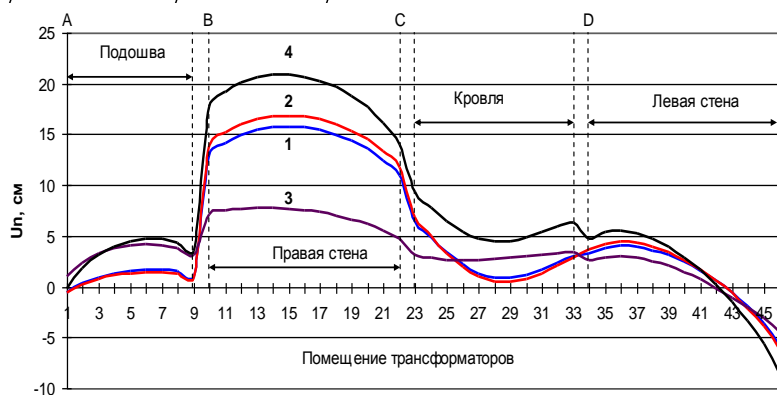


Рис. 5. Распределение нормальных перемещений на контуре выработки помещения трансформаторов

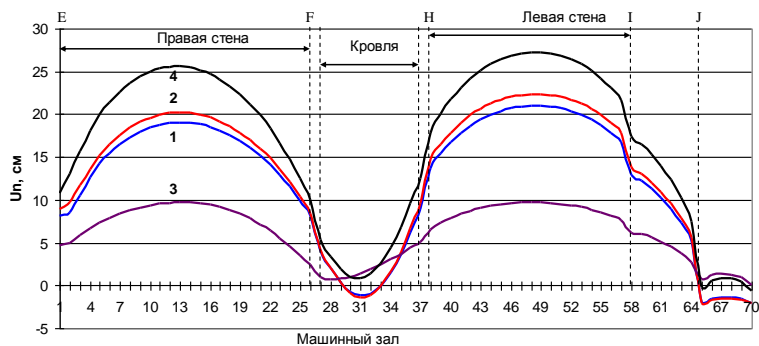


Рис. 6. Распределение нормальных перемещений на контуре выработки машинного зала

Сравнение результатов распределения нормальных перемещений на контуре трансформаторного помещения показывает, что максимальное нормальное перемещение $u_n = 20,9$ см возникает в случае квазиизотропной среды примерно в середине высоты правой стены. Из трех рассмотренных случаев анизотропии наибольшее значение нормальных перемещений соответствует вертикальному расположению пластов, где $u_n = 16,8$ см возникает также в середине правой стены трансформаторного помещения. Максимальное значение нормальных перемещений на контуре машинного зала (рис. 6) соответствует середине левой стены $u_n = 27,24$ см возникает при квазиизотропной среде. При этом конвергенция стен машинного зала имеет максимальное значение равное 52,8 см.

Следует отметить, что изменение нормальных перемещений по высоте левой стены помещения трансформаторов имеет знакопеременный характер. Знакопеременный характер изменения нормальных перемещений также наблюдается на подошве помещения трансформаторов при вертикальном и наклонном расположении пластов, а также при квазиизотропии. Знакопеременный характер изменения u_n также наблюдается на кровле машинного зала при вертикальном и наклонном расположениях пластов.

Таким образом, полученные результаты напряженно-деформированного состояния контуров выработок подземных сооружений позволяют сделать вывод, что алгоритм дает хорошую сходимость, как по перемещениям, так и по напряжениям, что подтверждает достоверность полученных результатов. Предлагаемая математическая модель решения задачи концентрации напряжений на контурах подземных сооружений Рогунской ГЭС может быть использована для оценки конвергенции стен машинного зала с учетом анизотропии массива горных пород, а также других конструктивных решений в процессе строительства.

Литература

1. Баклашов И.В., Картозия Б.А. Механика горных пород. - М.: Недра, 1975, 272 с.
2. Техника контроля напряжений и деформаций в горных породах. Л.: Наука, 1978, 229 с.
3. Баклашов И.В., Картозия Б.А. Механические процессы в породных массивах. - М.: Недра, 1986, 272 с.

4. Лехницкий С.Г. Теория упругости анизотропного тела. - М.: Наука, 1977, 415 с.
5. Бреббия К., Телес Ж., Вроубел Л. Методы граничных элементов. - М.: Мир, 1987, 524 с.
6. Гуртовик Ф.И., Золотов О.Н., Куперман В.Л., Мостков В.М., Осадчий Л.Г. Гидротехническое строительство. 1992, №3, с. 22-26.
7. Сироджев Б.С., Петров В.И., Старков В.И., Ищук А.Р., Шварц А.В. Землетрясение 15 июня 1995 г. в районе строительства Рогунской ГЭС.- Душанбе, Дониш, 1997, 54 с.
8. Количко А.В. Гидротехническое строительство, 2002, №4, с. 35-39.
9. Руппенейт К.В. Деформируемость массивов трещиноватых горных пород. - М.: Недра, 1975, 223 с.
10. Количко А.В. Гидротехническое строительство, 1981, №10, с. 11-15.
11. Семенов И.В., Горбов В.А. Исследование подземных выработок напорно-стационарного узла Рогунской ГЭС на сейсмические воздействия. Л.: ВНИИГ им. Б.Е. Веденеева, 1982.
12. Низомов Д.Н. Метод граничных уравнений в решении статических и динамических задач строительной механики. - М.: Изд-во АСВ, 2000, 282 с.

НИЗОМОВ Д.Н., КАЛАНДАРБЕКОВ И.
*Институт геологии, сейсмостойкого строительства
и сейсмологии АН РТ*

ТРЕХМЕРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ МЕТОДОМ СОСРЕДОТОЧЕННЫХ ДЕФОРМАЦИЙ

Исследование пространственных систем связано с требованием более надежного и экономичного проектирования. Развитие современной техники и проектирование конструкций зданий и сооружений тесно связаны с разработкой и совершенствованием моделей механики деформируемого твердого тела, созданием эффективных численных методов. Построение общих сложных моделей, как правило, сочетается с необходимостью разработки простых, но в то же время эффективных моделей описания процессов с требуемой точностью, выделением главных факторов рассматриваемых процессов деформирования и созданием программ их численной реализации.

Трехмерные динамические модели, состоящие из системы твердых тел, в отличие от трехмерной модели состоящей из материальных точек, позволяют проводить исследования при многокомпонентных сейсмических воздействиях.

При решении задач механики сплошных сред и деформирования элементов конструкций достаточно универсальными и широко распространенными являются метод конечных элементов (МКЭ), метод граничных элементов (МГЭ), вариационно-разностные методы (ВРМ), метод конечных разностей (МКР). В основу этих методов положено дискретное представление функций непрерывного аргумента и областей их определения, ориентированное на использование современной вычислительной технологии.

Методы дискретизации охватывают широкий спектр численных методов, в которых системы с бесконечным числом степеней свободы аппроксимируются системой, обладающей конечным числом степеней свободы. Поэтому в таких методах дифференциальные и интегральные уравнения непрерывной задачи сводятся к конечному числу ал-

гебраических уравнений. Во всех этих методах дискретизации подвергается не сама среда на этапе ее моделирования, а уже созданная континуальная модель среды.

Моделирование сооружений упрощенными континуальными моделями дает ориентировочную оценку напряженно-деформированного состояния объекта. Возможности современной вычислительной техники позволяют решать сложные задачи на основе дискретного моделирования. Дискретные расчетные динамические модели, по определению [1], представляют собой систему материальных точек или систему твердых тел и комбинацию материальных точек и тел, соединенных деформируемыми связями.

Например, бескаркасное здание можно смоделировать множеством элементов, состоящих из твердых тел, соединенных между собой упругими или упругопластическими связями, что дает возможность исследовать влияние податливости связей, учитывать их упругопластические свойства, а также включить в работу основания. При этом предполагается, что единственными причинами, вызывающими движение, являются внешние динамические нагрузки, внутри системы отсутствуют источники тепла. При быстро меняющихся во времени нагрузках обмен тепла за счет теплопроводности происходит очень медленно и термодинамический процесс близок к адиабатическому процессу, энтропия имеет постоянное значение.

Наиболее общей, но и наиболее сложной является расчетная модель, при которой учитывается конечная жесткость пластинок и связей между ними, а характер расположения связей соответствует реальным связям в здании [2].

Компонентами систем несущих конструкций с пластинчатым каркасом являются стены и перекрытия. С помощью плоских элементов создается пространственная система пластинок, соединенных между собой тем или иным способом. Несущие конструктивные элементы объединяются в единую пространственную конструктивную систему с помощью связей. Внешнее воздействие может быть кинематическим или силовым.

Моделирование трехмерной системы методом сосредоточенных деформаций (МСД) сводится к следующему. Несущие конструктивные элементы системы плоскостями сосредоточенных деформаций Ω_s разбиваются на конечные элементы e_i (рис.1).

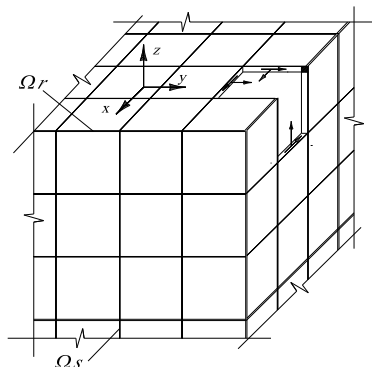


Рис. 1. Пространство элементов МСД

При этом каждый конечный элемент может иметь шесть степеней свободы. Несущие конструктивные элементы соединяются между собой при помощи шпонок, выпуска арматуры или закладных деталей, создавая тем самым вертикальные и горизонтальные швы. Плоскостями Ω_r отмечаются комплексные швы, состоящие из реальных и собственных (фиктивных) связей. На торцевых гранях элемента e_i концентрируются деформации данного элемента. Эти деформации могут быть выражены через податливости упругих связей, распределенные по граням элемента. В результате пересечения плоскостей Ω_s со срединными плоскостями конечных элементов e_i , e_k образуются линии L_s , в которых стекаются деформации смежных элементов. Два смежных элемента, в силу своих физико-механических данных, могут иметь различные характеристики податливости, сконцентрированные на линиях L_s . В пространственной модели на линиях L_s могут быть сосредоточены деформации двух, трех и четырех элементов, а также одного обобщенного реального шва. Предполагается, что реальный шов между элементами является непрерывным и его податливость (жесткость) равномерно распределена по граням элементов. Для определения деформации реальный шов рассматривается как невесомый элемент с заданными размерами поперечного сечения. Стеновые панели могут быть установлены на ленточном фундаменте или на фундаментной плите. Ленточный фундамент, в зависимости от податливости основания, моделируется либо как отдельный элемент с упругоподатливыми опорами, либо заменяется невесомыми опорными стержнями. В случае фундаментной плиты учитывается упругое основание с двумя коэффициентами постели.

Применительно к промышленным и гражданским зданиям также можно рассмотреть каркасные системы, в которых несущими конструкциями являются колонны, ригеля, плиты перекрытия, диафрагмы или ядра жесткости. Тремя взаимно перпендикулярными плоскостями несущие конструкции разбиваются на конечные элементы МСД. Колонны и ригеля аппроксимируются пространственными призматическими стержнями, в которых внутренние усилия являются функциями продольной оси. При этом каждый элемент, как твердое тело, имеет шесть степеней свободы. Элементы плит перекрытия и диафрагм жесткости рассматриваются как пластины, каждая из которых деформируется как в своей плоскости, так и из плоскости. Эти элементы также имеют по шесть степеней свободы. Навесные стеновые панели учитываются как присоединенная масса к несущим конструкциям. В каркасном здании разнообразие элементов и их соединения между собой приводит к более сложной модели, по сравнению с бескаркасным зданием.

В рамках трехмерной модели МСД можно также рассматривать массивные системы (толстые пластины, массивные фундаменты, плотины и др.). Поверхностями сосредоточенных деформаций, которые могут иметь любое очертание, массивное тело разбивается на конечные элементы. Каждый элемент МСД, как твердое тело, независимо от его формы, будет иметь по шесть степеней свободы. Если тело разбивается на тетраэдры, то деформации сосредотачиваются на четырех гранях, а в случае призматического прямоугольного элемента таких граней будут шесть.

Метод сосредоточенных деформаций допускает переменное поле перемещений, деформаций, напряжений и модулей упругости. Например, для четырехугольного плосконапряженного элемента прямоугольной формы поле перемещений от действия нормальных сил (рис.2) определяется перемещениями не только центра элемента u_i , но и перемещениями его граней u_{ij} .

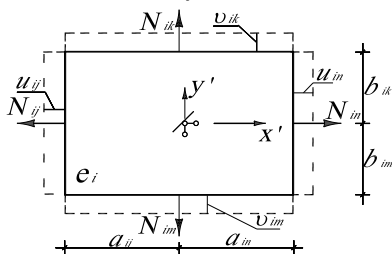


Рис.2. Поле деформаций элемента МСД

Перемещения на грани элемента связаны с перемещениями его центра простыми соотношениями. В плосконапряженном состоянии поле перемещений в пределах каждого элемента допускает разрывы по линиям локальных координат по смежным граням между соседними элементами. Для сравнения можно отметить, что в МКЭ поле перемещений задается в форме линейных функций локальных координат и имеет непрерывный характер изменения. Вместе с тем поле деформаций, постоянное в пределах каждого конечного элемента, имеет разрывы по линиям контакта между смежными элементами. Следовательно, в МКЭ поле напряжений имеет разрывный характер изменения. В МСД поле деформаций в пределах каждого элемента предполагается переменным по линейному закону, согласно гипотезе плоских сечений. Это позволяет вести расчет с переменными жесткостными характеристиками материалов в пределах каждого элемента. Кроме того, в МСД учитываются взаимные повороты элементов в их плоскости, что повышает точность метода.

Рассмотрим пространственную систему, состоящую из множества элементов, соединенных между собой и работающих в условиях плоского напряженного состояния. Такое напряженное состояние могут испытать, как правило, крупнопанельные здания при сейсмическом воздействии. Моделирование такой задачи на основе МСД сводится к составлению общей матрицы жесткости с учетом податливости реальных связей. Система состоит из типовых элементов, в которых, кроме нормальных и сдвигающих усилий, учитываются изгибающие моменты, возникающие вследствие неравномерности эпюр нормальных напряжений. Предполагается, что элементы соединяются между собой с помощью комплексного шва, в котором сосредотачиваются деформации собственных швов, а также реального шва.

Литература

1. Николаенко Н.А., Назаров Ю.П. Динамика и сейсмостойкость сооружений. – М.: Стройиздат, 1988, 312 с.
2. Лишак В.И. Расчёт бескаркасных зданий с применением ЭВМ. - М.: Стройиздат, 1977, 175 с.

КАРИМОВ Ф.Х., НИЗОМОВ Д.Н., САЛОМОВ Н.Г.
*Институт геологии, сейсмостойкого строительства
и сейсмологии АН РТ*

**О СОСТОЯНИИ И ПЕРСПЕКТИВАХ НАУЧНЫХ
ИССЛЕДОВАНИЙ В ОБЛАСТИ СЕЙСМОЛОГИИ И
СЕЙСМОСТОЙКОГО СТРОИТЕЛЬСТВА
В ТАДЖИКИСТАНЕ**

Научные исследования в областях сейсмологии и сейсмостойкого строительства на территории Таджикистана в течение последних 60 лет были сосредоточены в Институте сейсмологии с момента его образования в 1951 г. и затем, после его преобразования в 1958 году, - в Институте сейсмостойкого строительства и сейсмологии Академии наук Таджикистана (ИССС АН РТ). В настоящей обзорной статье, авторы которой в период 2004-2010 гг. являлись руководителями ИССС АН РТ, сделана попытка анализа научных достижений института за последние 10 лет (2001-2010 гг.) и определения наиболее перспективных направлений фундаментальных и прикладных научных исследований в области сейсмологии и сейсмостойкого строительства с учётом современных требований развития соответствующих отраслей народного хозяйства республики.

Основные направления научной деятельности института в 2001-2010 гг. составляли:

- изучение закономерностей распространения сейсмических волн,
- изучение пространственно-временных закономерностей сейсмического режима,
- фундаментальные исследования по физике очага и процессов подготовки тектонических землетрясений,
- совершенствование методов оценки сейсмической опасности и сейсмического риска,
- развитие единой сети сейсмологических наблюдений на территории Таджикистана и интерпретация сейсмологических данных, выпуск сейсмологических каталогов, бюллетеней и других сейсмологических информационных материалов,

- геофизический и инженерно-сейсмометрический мониторинг районов расположения и основных объектов крупных гидротехнических сооружений на территории Таджикистана,
- совершенствование методов сейсmobезопасного строительства на территории Таджикистана,
- разработка современных теорий сейсмостойкости зданий и сооружений и обеспечение сейсмической безопасности на территории Таджикистана,
- создание динамических моделей сейсмостойких зданий и сооружений на основе данных инженерно-сейсмометрической службы и прямого расчета,
- участие в выполнении нескольких крупномасштабных государственных научно-технических программ, в частности «Программа развития точных наук РТ на 2003-2008 гг.», «Стратегия РТ в области науки и технологий на 2007-2015 гг.», «Создание информационного банка данных РТ» (2008-2015 гг.), «Национальная стратегия Республики Таджикистан по управлению риском стихийных бедствий на 2010-2015 гг.»,
- выступление в роли ведущей научной организации по защите диссертаций на соискание учёных степеней докторов и кандидатов наук.

За рассматриваемый период выделяются два пятилетних этапа научных исследований ИССС АН РТ в выполнении плановых работ по госбюджетным темам – 2001-2005 гг. и 2006-2010 гг. На первом этапе по всем шести темам получены следующие основные научные результаты:

1. «Сейсмическая опасность и проблемы оценки сейсмического риска в Таджикистане» (научный руководитель - к.г.-м.н. А.Р.Ишук). По данной теме велась разработка новых и пересматривались существующие карты сейсмической опасности территории городов, крупных промышленных предприятий и республики в целом (сейсмическое микрорайонирование, детальное сейсмическое районирование, сейсмическое районирование), проводилась оценка сейсмического риска для урбанизированных территорий и, в первую очередь, для г.Душанбе. Осуществлялся переход на современные ГИС-технологии в соответствии с международными стандартами, что даёт возможность широко использовать мировые базы данных, а также сделать доступными для научного сообщества материалы и данные, накопленные в Институте за многолетний срок непрерывных инструментальных сейсмологических наблюдений.

2. «Определение надежности и безопасности грунтовых плотин Таджикистана» (научный руководитель - к.т.н. П.А.Ясунов). Велась работы по восстановлению системы сейсмического контроля над состоянием гидросооружений при землетрясениях на Нурекской и Головной ГЭС, по оценке напряженно-деформированного состояния эксплуатируемых гидротехнических сооружений, проводились научно-исследовательские и изыскательские работы на проектируемых и строящихся гидротехнических сооружениях с целью обеспечения их сейсмостойкости и надежности.

3. «Регистрация сильных землетрясений (сильные движения) для разработки геофизических основ сейсмостойкости» (научный руководитель - А.Ф. Салиев). Велась регистрация сильных землетрясений с помощью сети мониторинга сильных движений на грунте, зданиях и сооружениях на территории республики, применялись новые методы анализа и обработки полученной инженерно-сейсмометрической информации для оценок сейсмического риска на урбанизированных территориях и разработаны рекомендации по обеспечению сейсмостойкости гражданских и промышленных зданий и сооружений. Пополнен банк данных о поведении грунта и зданий различных конструктивных систем при сильных землетрясениях, внесены предложения по совершенствованию методов расчета зданий и сооружений на сейсмические воздействия.

4. «Экспериментальная проверка на сейсмостойкость зданий, сооружений, энергетического и технологического оборудования на полигоне «Ляур»» (научный руководитель - академик АН РТ, д.т.н. С.Х.Негматуллаев). Работы были направлены на восстановление уникальной экспериментальной базы по испытанию зданий, сооружений, энергетического и технологического оборудования на сейсмостойкость с помощью сейсмовзрывных воздействий, а также использование новых методов анализа и обработки сейсмометрической информации, полученной на базе ранее проведенных в этом направлении экспериментов на полигоне «Ляур». Выявлены технологические резервы несущих способностей зданий, наиболее распространенных в существующей застройке городов Таджикистана при воздействии сильных землетрясений, разработаны рекомендации по совершенствованию норм, регламентирующих строительство в сейсмических районах.

5. «Исследование строительных конструкций для возведения зданий и сооружений на территории Таджикистана» (научный руководитель - к.т.н. М. Джаборов). Испытан ряд конструктивных элементов зданий и сооружений, дана оценка сейсмической уязвимости су-

существующей застройки ряда городов и населенных пунктов республики. Разработаны новые конструктивные элементы зданий и сооружений, а также методы усиления и восстановления строительных объектов различной степени поврежденности.

6. «Проведение стационарных комплексных сейсмических и геофизических наблюдений на сейсмических станциях Таджикистана» (научный руководитель - В.И.Старков). Проводились стационарные комплексные сейсмические и геофизические наблюдения на сейсмических станциях Таджикистана, в первую очередь в окрестностях Нурекской ГЭС и районах строительства Сангтудинских и Рогунской ГЭС, столицы республики - г.Душанбе. Пополнялся банк данных о происходящих землетрясениях на территории Таджикистана и прилегающих районов, получены новые исходные данные для совершенствования существующих карт сейсмической опасности территории Таджикистана.

Следует отметить, что в 2004-2005 гг. выполнена большая и очень важная хозяйственная работа по сейсмическому микрорайонированию участка строительства Сангтудинской ГЭС-1 (общее руководство работами Низомова Д.Н., научное руководство - Каримова Ф.Х., Саломова Н.Г.).

ИССС АН РТ принял участие в работах по крупным международным проектам и договорам, в частности, по созданию системы раннего оповещения и мониторингу в районе Сарезского озера по Проекту Швейцарской организации «Sctuku» и при поддержке Правительства Таджикистана. Эта система работает и в настоящее время в структуре КЧС и ГО РТ, и она внесла существенный вклад в снижение экологического риска в районе Сарезского озера.

На втором этапе, 2006-2010 гг., ИССС АН РТ проводил исследования по 5 госбюджетным научно-исследовательским темам и получены следующие основные результаты:

1. «Сейсмическая опасность и прогноз последствий сильных землетрясений Таджикистана» (научный руководитель - к.г.-м.н. Ишук А.Р.). Разрабатывались новые методы оценок сейсмической опасности горных территорий на примере Таджикистана с использованием современных методик ГИС-технологий и программного обеспечения с целью определения условий возникновения оползней и обвалов при землетрясениях, а также уточнения оценок сейсмического риска. Созданы базы данных в формате ГИС, включающие в себя каталоги землетрясений с исторических времен по 2010 г., макросейсмические данные (схемы изосейст и макросейсмическое описание),

карты разрывных структур и линеаментов, карты активных разломов, сейсмогенерирующих зон (карта и описание), сейсмической опасности (общего сейсмического районирования), а также схемы микрорайонирования городов и населенных пунктов (для которых было выполнено сейсмическое микрорайонирование), развития оползней и обвалов, гидрогеологических условий и литологических типов пород. На основе собранных данных составлена карта оценки сейсмической опасности территории Таджикистана в единицах пиковых ускорений грунта (PGA) с интервалами от 100 до 900 см/сек²: 100, 200, 300, 500 и 900 см/сек². Построена прогнозная карта вероятности возникновения оползневых явлений при сильных землетрясениях с интенсивностями 7, 8 и 9 баллов для территории Таджикистана с вероятностями 0,01, 0,1 и 1,0 на склонах с крутизной до 25 градусов.

2. «Исследование сейсмичности территории Таджикистана по данным сейсмогеофизических наблюдений» (научный руководитель - д.ф.-м.н. Каримов Ф.Х.). Исследованы новые закономерности проявления землетрясений на территории Таджикистана, где возникают сильные землетрясения, в том числе катастрофические. Определены параметры сильных землетрясений с эпицентрами на территории Таджикистана, приграничных территорий Узбекистана, Кыргызстана, Афганистана, Пакистана и Китая и составлены каталоги землетрясений с энергетическим классом 7 и выше. Показано, что один из основных параметров сейсмической активности, угол наклона графика повторяемости землетрясений, в периоды 2001-2005гг. и 2006-2010 гг. не испытывал существенных изменений. Составлен каталог из более чем 2000 землетрясений Таджикистана с $K \geq 9$ для издания в сборнике «Землетрясения Северной Евразии» Геофизической службы Российской Академии наук. Обнаружена активизация сейсмичности Душанбино-Вахшского района за период с 2001 по 2007гг., совпадающая со спадом в 11-летнем цикле солнечной активности. Проведены полевые обследования последствий 13 разрушительных землетрясений, произошедших на территории Таджикистана в 2006-2010 гг. Разработан ряд моделей для интерпретации расхождений в координатах эпицентров землетрясений, определённых по данным региональных сеймостанций и по макросейсмическим обследованиям. Продолжены долговременные ряды наблюдений за деформациями земной коры на территории Южного Таджикистана и сделан вывод о продолжающемся процессе накопления упругой энергии в структурах, приуроченных к Южно-Гиссарскому и Илякско-Вахшскому разрывным нарушениям. Обнаружено продолжение тренда в сторону уменьшения concentra-

ции содержания газообразного радона в подземных термальных водах на месторождениях Центрального Таджикистана, начавшегося в 1960-70 гг. Идентифицирована аномалия во временном ходе параметра pH на месторождении термальных вод Шаамбары за несколько суток до момента Душанбинского землетрясения 18 августа 2006 г., которая может быть проявлением краткосрочного предвестника для этого землетрясения. В лабораторном эксперименте показано, что внешние механические вибрации существенно влияют на характер пластических деформаций и процесс разрушения образцов горных пород, находящихся под нагрузкой. Продолжены исследования устойчивости горных склонов в условиях действия сейсмических вибраций и составлен алгоритм прогнозирования схода оползней некоторых типов.

3. «Оценка напряженно-деформированного состояния грунтовых плотин по данным инженерно-сейсмометрических наблюдений» (научный руководитель - к.т.н. Ясунов П.А.). Проводились постоянные наблюдения над состоянием плотин Нурекской и Сарбандской ГЭС при сильных землетрясениях. Инженерно-сейсмометрическими службами Нурекской и Сарбанд ГЭС зарегистрированы землетрясения с интенсивностью от 2 до 4 баллов, и дирекциям Нурекской и Сарбандской ГЭС-1 переданы соответствующие научно-технические отчёты. Подготовлены и переданы Министерству энергетики РТ, Дирекции Нурекской ГЭС и ТаджНИОЭ Министерства энергетики РТ предложения по модернизации существующей системы мониторинга за плотиной Нурекской ГЭС при сильных движениях с переводом ее на современную цифровую регистрацию. Подготовлены и переданы в ГАХК «Барки Точик» материалы исследований (аналитических и модельных) вариантов сейсмостойкости каменно-набросной и бетонной гравитационной плотины Рогунской ГЭС.

5. «Формирование динамических расчетных схем и разработка математических моделей сооружений для решения задач теории сейсмостойкости» (научный руководитель - д.т.н., член-корр. АН РТ, проф. Низомов Д.Н.). На основе методов сосредоточенных деформаций и граничных интегральных уравнений разработаны новые математические модели, алгоритмы и программы расчета для исследования напряженно-деформированного состояния надземных и подземных сооружений. Впервые получены результаты численного решения задач многомассовой системы зданий с учетом виброгасителя, а также концентрации напряжений в подземных сооружениях с учётом неоднородности и анизотропности массива горных пород. Ряд основных результатов по этому направлению научных исследований вошли в

диссертацию ведущего научного сотрудника института Каландарбекова И. на тему «Развитие и применение метода сосредоточенных деформаций для расчёта конструкций с учетом податливости соединений» на соискание учёной степени доктора технических наук, защищённую в 2009 г. в Московском государственном строительном университете. Разработанные алгоритмы и программы использованы при проектировании ряда объектов в г. Душанбе и могут быть использованы в проектных институтах и конструкторских бюро при проектировании новых объектов или реконструкции и усиления существующих зданий.

6. «Разработка методов усиления кирпичных, глинобитных и каменных зданий, поврежденных в результате землетрясений и просадки оснований» (научный руководитель – к.т.н. Джаборов М.Д.). Проведено тестирование образцов почв в качестве строительного материала из 18 населенных пунктов районов Республики Таджикистан: Айнинский, Пенджикентский, Ходжентский, Гиссарский, Раштский, Кумсангирский, г. Курган-Тюбе и определены прочностные характеристики этих грунтоматериалов.

Проведены расчёты сейсмостойкости зданий, возведенных с применением местных стройматериалов, и предложена методика строительства зданий со стенами из глиноматериалов. Изготовлен и испытан на статическую и динамическую нагрузки простенок из глинобитного материала, выдерживающего сейсмическую нагрузку от действия землетрясения силой 5-6 баллов. На основе проведённых экспериментальных исследований разработаны и внедрены методы усиления жилых домов из местных строительных материалов в сельских районах Таджикистана, пострадавших от сильных землетрясений - Кумсангирского 2006 г. и Раштского 2007 гг.

За период с 2001-2010 гг. ИССС АН РТ продолжал активно внедрять свои научные разработки на различных объектах народного хозяйства республики. Составленные в институте каталоги землетрясений и их научная интерпретация использованы для определения и уточнения сейсмичности и сейсмического режима, а также оценки сейсмической опасности и сейсмического риска для территории Таджикистана. Каталоги важны также для проведения сейсмического микрорайонирования населённых пунктов и детального сейсмического районирования локальных территорий под строительство важных гидротехнических сооружений и других промышленных объектов на территории республики. Продолжаются непрерывные инженерно-сейсмометрические наблюдения на плотине Нурекской ГЭС и Сарбанд (Головной) ГЭС для контроля над состоянием этих плотин в

условиях воздействия землетрясений. По заказу Государственного унитарного предприятия «Научно-исследовательский институт строительства и архитектуры» Агентства по строительству и архитектуре при Правительстве РТ проведены исследования и усовершенствована карта сейсмического микрорайонирования г. Рогун, которая необходима для установления балльности возможных землетрясений на участках города (2006-2008гг.). Продолжены исследования деформационных процессов и конвергенции стен в подземных сооружениях машинного здания и в помещении главных трансформаторов строящейся Рогунской ГЭС для разработки рекомендаций по их размещению и оптимальному контролю над их состоянием. Применены на практике новые методы усиления жилых построек для горных сейсмических районов Таджикистана на основе местных стройматериалов, в частности, усовершенствованы конструкции типа «синдж» и разработаны специальные сетки из тутовых и камышовых прутьев для применения в глинобитных постройках.

Разработанные в институте методы и расчёты по укреплению и усилению строительных конструкций использовались при капремонте и реконструкции ряда промышленных и гражданских объектов и оценке сейсмической уязвимости существующих зданий и сооружений в г. Душанбе. Институт выполнил работы в качестве подрядчика по международному проекту ПОООН и ДИПЕКО-5 «Анализ сейсмической уязвимости и сценарий землетрясения для г. Душанбе, подготовленный на базе детальной инвентаризации зданий» для оценки сейсмической уязвимости зданий социального назначения г. Душанбе.

Институт принял участие в разработке новых строительных норм и правил строительства в сейсмических районах Таджикистана – СНиП, который был утверждён в 2007 г. Агентством по строительству и архитектуре при Правительстве РТ.

По гранту МНТЦ (Международного научно-технического центра) выполнена оценка сейсмического риска на территории Центральной Азии (2007-2009 гг.). При финансовой и материальной помощи МНТЦ в рамках проекта CSP-041 в институте установлен Интернет с 4-мя компьютерами с соответствующей оргтехникой и вспомогательным оборудованием. По проекту МАГАТЭ (Международного агентства по атомной энергии) получено оборудование для осуществления неразрушающего контроля строительных материалов и конструкций зданий и сооружений, находящихся в сейсмических районах. Установлен регулярный обмен сейсмологическими данными с Геофизической службой РАН (г. Обнинск). ИССС АН РТ участвовал в работах по международному проекту геодинамического мониторинга

территории Центральной Азии на основе применения систем глобального позиционирования (GPS) совместно с Научной станцией РАН в г.Бишкеке и американскими университетами Монтана и Колорадо (2009-2011 гг.). Сотрудники института участвуют в качестве экспертов в работе ряда правительственных, общественных и международных организаций - группы по быстрой оценке опасности и риска стихийных бедствий на территории республики (РЕАКТ, ПРООН, КЧС и ГО РТ), группы по раннему предупреждению опасности стихийных бедствий (ПРООН, Министерство экономики и торговли РТ), учёных советов Таджикского технического университета им. М.С.Осими, Таджикского национального университета, Технологического университета Таджикистана, Курган-Тюбинского госуниверситета им. Н.Хусрава, научно-технического совета Агентства по строительству и архитектуре при Правительстве РТ, КЧС и ГО РТ.

В период 2004-2010 гг. сотрудниками института опубликовано свыше 250 научных статей, тезисов, 3 книги, 4 сборника трудов международных и республиканских научных конференций, 2 брошюры и 2 учебных пособия. За этот же период ИССС АН РТ провёл международные и республиканские конференции: «Развитие сейсмологических исследований в Таджикистане» (к 100-летию со дня рождения акад. М.А.Садовского), г. Душанбе, 26.10.2004 г.; «Современные аспекты развития сейсмостойкого строительства и сейсмологии», посвящённую 50-летию Комплексной сейсмологической экспедиции ИФЗ АН СССР и 25-летию создания Регионального Центра прогноза землетрясений Средней Азии и Казахстана, г. Душанбе, 27-29.09.2005 г.; «100 лет со дня Каратагского землетрясения (21 октября 1907г.) и современные проблемы сейсмостойкого строительства и сейсмологии», г. Душанбе, 19-20.10.2007 г.; «Современные методы оценки сейсмического риска в горных районах» – памяти Хаитского землетрясения 10 июля 1949 года, г. Душанбе, 9-11.07.2009 г.

Несмотря на достижения в фундаментальных и прикладных исследованиях за рассматриваемые периоды, территория Таджикистана представляет собой уникальную сейсмологическую лабораторию, где сохраняется большой потенциал для проведения научных исследований в области сейсмологии и сейсмостойкого строительства, и, на наш взгляд, следующие направления исследований являются перспективными и имеющими большое научное практическое и теоретическое значения.

По исследованиям сейсмичности и сейсмического режима:

- выявление связи сейсмичности на территории Таджикистана с активностью сеймотектонических процессов региона в целом,

- выявление периодичностей в проявлениях сейсмической активности,
- установление пространственно-временной связи между коровыми и глубокофокусными землетрясениями региона,
- выявление закономерностей проявления форшоков и афтершоков и их связи с главными толчками и роями землетрясений типа ванчских 2007-2010 гг.,
- уточнение закономерностей пространственно-временного распределения гипоцентров землетрясений Памиро-Гиндукушской сейсмогенной зоны.

По исследованиям сейсмотектонических процессов и подготовки тектонических землетрясений:

- исследование взаимосвязи накопления региональных тектонических напряжений земной коры с выделением сейсмической энергии на больших территориях,
- получение новых экспериментальных данных о сейсмичности и состоянии геосреды с помощью сейсмогеофизического мониторинга на территории Таджикистана и, в частности, в окрестностях крупных промышленных объектов - действующей Нурекской ГЭС, строящейся Рогунской ГЭС.
- исследования взаимосвязи вариаций физико-химических параметров подземных термальных вод с процессами подготовки землетрясений с местными и удалёнными очагами,
- определение уровня микросейсмического шума в окрестностях разломов земной коры с целью изучения динамики тектонических напряжений,
- комплексирования высокоточных магнитометрических, гравиметрических, электроразведочных, сейсморазведочных геофизических и геодезических (GPS) наблюдений для решения задач по определению геометрии сейсмотектонических структур и мониторинга их динамики,
- идентификация природы аномалий локального геомагнитного поля сейсмотектонического происхождения.

По инженерно-сейсмологическим исследованиям:

- использование методик проведения сейсмического микрорайонирования, основанных на представлениях о сейсмической жёсткости и параметрах микросейсм в геологических условиях Таджикистана,
- мониторинг пространственного распределения микросейсм в окрестностях крупных гидротехнических сооружений и других объектов с целью изучения взаимодействия инженерных сооружений с геосредой,

- анализ записей сильных движений земной коры на основе применения цифровой техники с целью наиболее точной оценки интенсивности возможных сильных и разрушительных землетрясений,
- развитие инженерно-сейсмологических методов для прогнозирования схода оползней на территории республики.

По оценкам сейсмической опасности и сейсмического риска:

- уточнение степени прогнозируемой сейсмической опасности для территории Таджикистана на основе данных о пиковых ускорениях грунтов, затухании и длительностях сейсмических колебаний,
- построение карт сейсмогенной оползневой опасности на основе более полного учёта типов и строений горных склонов для оценки их сейсмической устойчивости,

- проведение оценок сейсмической опасности в рамках современных требований норм сейсмического микрорайонирования городов и крупных населённых пунктов Таджикистана,

- уточнение мест возникновения на территории Таджикистана возможных сильных землетрясений на основе новейшей геологической, сейсмологической, геофизической и геодезической информации.

По исследованиям сейсмостойкости гидротехнических сооружений:

- развитие методов оценки сейсмической уязвимости сооружений гидротехнических сооружений с учетом фактического состояния их конструктивных элементов и материалов,

- проведение мониторинга развития возможных критических деформаций плотин при эксплуатационных и сейсмических воздействиях,

- разработка рекомендаций по оценке реакций гидротехнических сооружений на сильные землетрясения с использованием новейших технологий.

По исследованиям динамики и сейсмостойкости сооружений:

- развитие численных методов для решения прикладных задач механики деформируемого твердого тела и их применение к объектам, имеющим важное народнохозяйственное значение,

- разработка математических моделей, алгоритмов и программ для проведения исследований напряженного состояния проектируемых и существующих зданий и сооружений с учетом неоднородности, анизотропии и физической нелинейности материала,

- разработка на основе экспериментальных и теоретических исследований методов усиления жилых домов в сельской местности и

горных районах республики с применением природных бутовых (рваных) камней,

- решение фундаментальных проблем в области инженерной сейсмологии и теории сейсмостойкости с целью совершенствования и создания нормативных документов и рекомендаций по проектированию и усилению зданий (совместно с институтами Агентства по строительству и архитектуры при Правительстве Республики Таджикистан),

- применение методов неразрушающего контроля для оценки состояния строительных материалов и конструкций в исследованиях по определению сейсмической уязвимости зданий и сооружений.

По развитию методов строительства сейсмобезопасных зданий в горных районах Таджикистана:

- разработка новых строительных конструкций для сейсмобезопасного строительства на территории Таджикистана,

- разработка проектов сейсмобезопасного жилья для массовых застроек в сельских районах Таджикистана,

- определение прочностных характеристик строительных материалов из местного сырья для обеспечения безопасности строительных объектов.

При написании настоящей обзорной статьи использованы отчёты по темам научных исследований за 2001-2010 гг. Душанбе: Фонды ИССС АН РТ, 2001-2010 гг., статьи и тезисы научных сотрудников института, опубликованные в различных научных республиканских и зарубежных изданиях.

Ниязов Дж.Б.
*Институт геологии, сейсмостойкого строительства
и сейсмологии АН РТ*

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ САРЕЗСКОГО И КАРАТАГСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ ТАДЖИКИСТАНА

«Можно уподобить всякое землетрясение фонарю, который зажигается на короткое время и освещает нам внутренность Земли, позволяя тем самым рассмотреть то, что там происходит»
Б.Б. Голицын

Начало XX в. ознаменовалось двумя разрушительными землетрясениями в Таджикистане, которые были изучены наиболее подробно по сравнению с другими землетрясениями этого периода: Каратагское 21 октября 1907 г. и Сарезское (Памирское) 18 февраля 1911 г.

Несмотря на то, что известный русский сейсмогеолог И.В. Мушкетов писал: «Средняя Азия не только открывает перед учеными редкие возможности познания местных геологических особенностей, но и таит в себе ключ к решению важнейших проблем геологической науки вообще» [цит. по 1, с.79], детальному изучению сейсмогеологических условий Средней Азии не уделялось достаточного внимания. Систематических сейсмологических исследований не проводилось из-за недостаточности средств, выделяемых на изучение землетрясений и их последствий.

Научные исследования в Средней Азии в дореволюционный период носили, как правило, военно-географическую направленность и сосредотачивались в основном на производстве и вывозе хлопка, эксплуатации отдельных месторождений полезных ископаемых. Когда Туркестанскому генерал-губернатору рекомендовали в конце XIX в. содействовать сейсмическим исследованиям в крае, он ответил: «...современный научный путь исследования землетрясения для обитателей земной коры» не имеет практического значения» [2, с.12].

Видный русский ученый конца XIX в. Э. Лейст в подтверждение недостаточного внимания правящих кругов России к землетрясениям на территории Средней Азии писал в работе «О сейсмических наблюдениях»: «В среднеазиатских владениях землетрясения составляют нередкое явление, но они сравнительно редко записывались. Даже официальные донесения «о происшествиях» не всегда говорили о землетрясениях, ибо они не входили в обязательный для донесения перечень о происшествиях» [3, с.5]. В силу такого отношения многие землетрясения прошлого остались неизвестными.

В начале XX в. положение значительно изменилось. Так, для изучения разрушительных землетрясений на территорию нынешнего Таджикистана снаряжается ряд научных экспедиций. Однако, несмотря на множество отчетов экспедиций и докладов разных комиссий, развитие сейсмологии как самостоятельной науки в начале XX века происходило хаотично - от одного разрушительного землетрясения к другому. Макросейсмологические данные наиболее сильных землетрясений, происходивших в сейсмически активных районах России, не могли раскрыть природу возникновения землетрясений и их связь с природно-геологическими условиями региона.

Д.И. Мушкетов по этому поводу писал: «Обыкновенно после каждого из таких больших землетрясений на некоторое время к этим районам приковывалась научная и общественная мысль, но довольно быстро внимание это исчезало, а равным образом предложенные мероприятия как научного, так и практического характера не претворялись в жизнь» [4, с.3].

Одной из наиболее изученных и описанных сейсмических катастроф на территории нынешнего Таджикистана было Каратагское землетрясение, которое произошло 21 октября 1907 г. на территории Восточной Бухары. Оно ощущалось на территории всей Средней Азии и привело к большим человеческим и материальным потерям. Основной урон был нанесен одному из богатейших и густонаселенных бекств Бухарского эмирата – Гиссарскому и особенно пострадал крупнейший ремесленный и торговый центр Каратаг [5, с. 130].

Спустя почти два месяца после землетрясения 27 ноября (по старому стилю) из г. Ташкента в область наибольших разрушений была послана экспедиция. Вот что писал первый русский исследователь Каратагского землетрясения М.М. Бронников: «В далекой восточной части Бухарских владений, именно в Денауском и Гиссарском бекствах, утром 8-го октября (по старому стилю) 1907 года произошло сильное землетрясение, разрушившее большой город Каратаг и много

др. кишлаков (селений), причем погибло около 1000 человек и много скота. Для исследования этого землетрясения Геологическим Комитетом был послан я (М.М. Бронников – Н.Д.) и, по инициативе Туркестанского Генерал-губернатора, помощник окружного инженера Б.Я. Корольков. Кроме того, Туркестанское отделение Императорского Русского Географического общества командировало фотографа Л.С. Николаи [6, с. 475].

По данным М.М. Бронникова (1908 г.) и Б.Я. Королькова (1913 г.), разрушения подверглись более чем 150 населенных пунктов. Сотрясение интенсивностью 9-10 баллов захватило площадь более 2000 кв. км, а толчки силой до 4 баллов ощущались на расстоянии 400-500 км.

Наиболее сильно это землетрясение проявилось в юго-западных отрогах Гиссарского хребта, где в той или иной степени было разрушено 150 кишлаков. В селении Каратаг развалилось 687 построек и погибло 567 человек, в соседних кишлаках погибло 397 человек, в кишлаке Дашнабад - 150 человек и т.д. Общее число погибших превысило 1500 человек. Землетрясение, состоящее из трех наиболее сильных сейсмических толчков, имело две площади наибольшего, девятибалльного сотрясения: первая – в горах Мечетли, вторая – на юго-восточном склоне хребта Сурхантау [7, с. 280-282].

По материалам Бюллетеня сейсмической комиссии (июль – декабрь, 1907 г.), Каратагское землетрясение имело очень большую площадь распространения. Оно было замечено на расстоянии около 400-500 км от эпицентра в городах Петро-Александровске (ныне Турткуль), Аулие-Ате (ныне Джамбул), Андижане и Хороге. В городах Ташкенте и в Мерве в стенах некоторых строений в штукатурке образовались мелкие трещины. В г. Самарканде были повреждены отдельные дома, в которых разрушилась часть дымовых труб, а в стенах образовались трещины; с колокольни упал крест, в здании медресе обвалился один купол; в больнице рухнула стена [там же].

Эпицентральная часть Каратагского землетрясения 1907 г. была подробно обследована, по полученным материалам были составлены карты изосейст. Исследователи пришли к важному для того времени выводу о том, что землетрясение было вызвано тектоническими движениями [6, 8].

Учитывая наличие двух плейстосейстовых областей и нескольких сильных подземных толчков, И.Е. Губин выразил мысль о двух очагах Каратагского землетрясения: один в горах Мечетли, второй вблизи хребта Сурхантау. После Каратагского землетрясения в течение долгого времени не прекращались сейсмические толчки, многие

из которых достигали большой силы. Б.Г. Корольков в своей работе [8] отмечал еще одну немаловажную деталь тех событий: Каратагскому землетрясению предшествовал форшок силой до 5 баллов, который вызвал испуг у местного населения.

Второе разрушительное землетрясение на территории нынешнего Таджикистана - Сарезское, произошедшее 18 февраля 1911 г. в горах Памира. Это землетрясение по своим катастрофическим последствиям является уникальным по силе и по последствиям в истории мировой сейсмологии. Первые известия о завале и о гибели кишлака Усой Памирская администрация получила только 30 марта, спустя почти два месяца после землетрясения. В донесении говорится, что в результате землетрясения с 5 на 6 февраля (по новому стилю 17 –18 февраля) обвалившейся горой уничтожен кишлак Усой, в котором погибли почти все его жители [9].

«В районе селения Усой стали рушиться скалы. Моментально поднялась плотная завеса пыли и скрыла от нас Усой. Пыль над селением стояла несколько дней. Только через три дня стало возможным пробраться к тому месту, где был Усой. Никакого следа от кишлака не осталось...»- эти слова Миршаиба Гургалиева, одного из трех случайно выживших в ту роковую ночь, записал 37 лет спустя в 1948 г. топограф О.Г. Чистовский.

Сарезское землетрясение ($M=7.2$; $H=28$ км) сопровождалось колоссальным горным обвалом, по оценке специалистов, около двух миллиардов кубических метров горных пород. В результате обвала было погребено селение Усой, и образовалась плотина мощностью 550 м, шириной 4 км и длиной 6 км. Интенсивность землетрясения по мере удаления от очага затихала быстрее, чем при Каратагском землетрясении, и на расстоянии 200-250 км оценивалась в 3-4 балла.

Первым из европейцев, кто увидел Усойский завал, был немецкий путешественник А. Шольц, побывавший на Памире в 1911 г. Однако никто в течение 1911 и 1912 гг. в районе катастрофы не проводил даже общего обследования. Только летом 1913 г. Правлением ТОРГО в район землетрясения была снаряжена специальная экспедиция под руководством горного инженера отдела Земельных улучшений Д.Д. Букинича. В сентябре-октябре того же года была направлена экспедиция из военнослужащих Памирского отряда во главе с членом ТОРГО подполковником генерального штаба Г.А. Шпилько. В своем докладе он подробно описал картину происшедшего и его последствия. Экспедицией была проведена рекогносцировка района землетрясения и инструментальная съемка Усойского залива и прилегающих к нему берегов.

Г.А. Шпилько отмечал, что отсутствие на Памире каких-либо простейших сейсмографов не дает возможности судить как о силе землетрясения и направлении его ударов, так и о его распространении [9, с.81]. Несмотря на свою экстраординарность, землетрясение такого масштаба и последствий не привлекло должного внимания научных кругов мировой общественности.

Для того чтобы восстановить картину случившего, Г.А. Шпилько провел опрос населения, пережившего землетрясение. Судя по разрушениям, в соответствии со шкалой Росси–Фореля интенсивность землетрясения, по мнению Г.А. Шпилько, составила около 8 баллов. Возможно, что эпицентр находился на территории Афганской провинции Бадахшан, так как в Кабуле было разрушено 300 дворов, погибло 460 человек, в Ханабаде было разрушено 70 дворов, погибло 2 человека, в Файзабаде пострадало несколько дворов. Также зоной наибольших разрушений были отмечены кишлаки: Усой, Барчидив, Пасор, Нисур, Сагноб, Рухч. Все перечисленные выше кишлаки были разрушены до основания. Обрушения построек сопровождались человеческими жертвами.

В Сарезе было разрушено только два дома; в Хоробе, Калаи-Бар-Пяндже, Калаи-Вамаре и других областях долин рек Гунт и Пяндж люди были напуганы волнообразными движениями почвы. В Хоробе был слышен подземный гул, после которого последовали толчки [9].

«По докладу волостного управляющего Орошорской области Коканбека землетрясение продолжалось около 2-х минут. Удары следовали непрерывно друг за другом в направлении с запада на восток» [там же, с.68]. О размерах ущерба можно было судить по свидетельству местных жителей, со слов которых было записано:

1. Кишлак Усой (7 дворов) - весь погиб под обвалившейся горой, погибло 54 человека со всем имуществом и скотом.
2. Кишлак Сагноб (14 дворов) - дома все разрушены, погибло 6 женщин и 4 детей.
3. Кишлак Рухч (12 дворов) - весь разрушен, погибло 2 мужчин и 2 женщины.
4. Кишлак Пасор (8 дворов) - весь разрушен, погибло 5 мужчин, 16 женщин и 9 детей.
5. Кишлак Нисур (11 дворов) - уцелел только один двор. погибло 17 мужчин, 14 женщин и 9 детей.

В результате землетрясения погибло 180 человек: 45 мужчин, 58 женщин, 77 детей.

Для исследования завала, его размеров, степени проницаемости его водой, на Памир было направлено несколько русских экспедиций. Участники экспедиций не имели точных измерительных приборов, поэтому они носили в основном наблюдательный характер и реально-го вклада в развитие сейсмологии не внесли.

По наблюдениям П. Заимкина, вода в озере прибывала в сутки примерно на $\frac{1}{2}$ аршина (аршин - около 71 см – Д.Н.), что дало ему основание предположить, что полное затопление кишлака Сарез водой произойдет приблизительно через $1\frac{1}{2}$ месяца. Приближающаяся угроза заставляла сарезцев в спешном порядке покидать насиженные места. Осенью того же года сарезцы были переселены на новые земли: частью в верховья реки Гунт, частью в долину реки Токуз-булак, притока реки Гунт. Точных сведений о времени затопления кишлака нет [9].

В российских научных кругах это событие вызвало огромный резонанс. Высказывались разного рода прогнозы о дальнейшей судьбе Сарезского озера. Прорыв завала водой образованного озера представлял реальную угрозу со всеми вытекающими из этого катастрофическими последствиями. Наблюдения за уровнем воды в озере велись постоянно. Отсутствие точных измерительных приборов не давало возможности определить точно высоту завала и уровень прибывания воды в озере. Поэтому строились всякого рода догадки.

Мнения русских ученых разделились: некоторые предрекали вероятность катастрофического спуска Сарезского озера, другие, в частности Г.А. Шпилько, пришли к выводу, что образовавшееся озеро не в состоянии ни прорвать, ни тем более опрокинуть Усойский завал - из-за того, что его толща в несколько десятков раз больше глубины озера. Г.А. Шпилько, прогнозируя будущее Сарезского озера, отмечал, что просачивание сквозь завал воды начнется раньше, чем критический горизонт достигнет гребня завала.

Д.Д. Букинич наиболее подробно изучил последствия Сарезского землетрясения, так как совершил несколько экспедиций в район Усойского завала и Сарезского озера. Он справедливо отметил, что «Усойский завал, очевидно, ждет еще многих специалистов-исследователей, так как грандиозное обрушение дает много материалов для наблюдений, особенно для лиц, изучающих землетрясения».

Академик Б.Б. Голицын [11; 12] и английский геофизик Г. Джефрейс [13] использовали сейсмограмму Сарезского землетрясения для разработки методов определения энергии землетрясений по сейсмограммам.

По записям Пулковской сейсмической станции, академик Б.Б.Голицын в 1915 г. разработал метод для оценки энергии землетрясений по сейсмограммам удаленных станций для оценки энергии Сарезского землетрясения, а также экспериментально определил углы выхода сейсмической радиации. Величина энергии этого землетрясения была завышена примерно на два порядка. «...Мы имеем в этом землетрясении любопытнейший и, если я не ошибаюсь, первый случай, когда мы наперед знаем величину энергии, освобожденной в эпицентре землетрясения» [12, с. 370]. Кроме того, он отметил такую интересную особенность, что гипоцентр и эпицентр этого землетрясения совпадают [там же].

Расчеты, проведенные Б.Б. Голицыным и Г. Джефрейсом, показали, что землетрясение было не тектонического происхождения, а обвального. «Не касаясь совершенно вопроса, отчего произошел самый обвал горы, мы можем с большой степенью вероятности утверждать, что этот обвал был не следствием, а причиной того землетрясения 18 февраля 1911 г., которое было отмечено на стольких сейсмических станциях», - отмечает Б.Б. Голицын [12, с 370].

К сожалению, недостаточное количество сейсмических станций и несовершенство существующего оборудования не позволили получить достаточно точные количественные данные. Ошибка, сделанная Б.Б. Голицыным при определении происхождения Сарезского землетрясений, произошла из-за неточных данных об объеме обвала, которые после математических вычислений и привели к неверному заключению об обвальном происхождении Сарезского землетрясения.

Землетрясения Каратагское 1907 г. и Сарезское 1911 г. ощущались в радиусе более 1500 км и были зарегистрированы многими европейскими сейсмическими станциями: Аахен, Будапешт и Апия. Сейсмограмма Каратагского землетрясения приведена в качестве примера в нескольких книгах по сейсмологии, изданных в Германии (A. Sieberg *Erdbebenkunde*, Berlin, 1923,1930).

Таким образом, Каратагское и Сарезское землетрясения явились двумя наиболее изученными сейсмическими событиями на территории Таджикистана в начале XX века. Не располагая совершенными инструментальными методами исследования сейсмических явлений, сейсмология начала XX века основное внимание уделяла макросейсмическим исследованиям последствий отдельных крупных землетрясений на территории не только Таджикистана, но и всей Средней Азии. Надо отметить, что наука о землетрясениях в начале XX века строилась исключительно на результатах наблюдений телесейсмических станций, которые занимались регистрацией удаленных землетрясений по всему миру, в то время как более распространенные сейсми-

ческие явления - слабые местные землетрясения не регистрировались вовсе. Тогда как именно мелкие землетрясения представляют главный материал для изучения сейсмических процессов и его причин.

Литература

1. Басков Е.А. Иван Васильевич Мушкетов (1850-1902). - Л.: Наука, 1986, 223 с.
2. Шагалов Е.С. Наука в Таджикистане в период социалистического строительства (1917-1958 гг.)/ Под ред. М.Р. Шукурова. - Душанбе: Ирфон, 1975, 240 с.
3. Лейст Э. О сейсмических наблюдениях. - М., 1903, 43 с.
4. Мушкетов Д.И. Сейсмическое районирование Средней Азии - Тр. Сейсмол. ин-та АН СССР, 1933, №34, с.1-26.
5. Дубовицкий В.В. Деятельность Туркестанского отдела Русского Географического Общества по изучению территории Таджикистана (1897 –1917 гг.): Дис...канд. ист. наук. – Душанбе, 1989, 204 с.
6. Бронников М.М. Каратагское землетрясение - Изв. Геол. ком. т. 27, 1908, №147, с.475-515
7. Губин И.Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана.– М.: Изд-во АН СССР, 1960, 464 с.
8. Корольков Б.Я. Каратагское землетрясение (с картой и 2-мя таблицами) - Изв. Туркестанского отд-ния Рус. географ. о-ва, 1912, т.7, с. 35-47.
9. Шпилько Г.А. Землетрясение 1911г. на Памирах и его последствия, 1914, 94 с.
10. Негматуллаев С.Х., Ишук А.Р. Большие водохранилища в сейсмически активных горных районах Таджикистана и безопасность плотин. – Душанбе, 2003, 64 с.
11. Голицын Б.Б. О землетрясении 18 февраля 1911г. - Изв. Академии наук России, т. 9, 1915, №10, с. 991-998.
12. Голицын Б.Б. Сейсмология: Избранные труды.– М.: Изд-во АН СССР, т. 2, 1960, 490 с.
13. Jeffreys, H. The Pamir earthquake of 1911, February 18 in relation to the depths of earthquake foci. Month. Not. Royal Astr. Soc., Geophys. Suppl., 1, 1923, p. 22

СОДЕРЖАНИЕ

Бардашев И.А., Бардашева Н.П. Разрез девона по саю Навиматек в бассейне р.Джизикрут (северный склон Гиссарского хребта).....	3
Бардашев И.А., Бардашева Н.П. Разрез девона на водоразделе саев Югандара и Ташкуват в бассейне р.Канъяз (южный склон Гиссарского хребта).....	11
Оспанова Н.К. Эволюционное значение адаптаций, связанных с проявлением принципа неочевидности или неясности	19
Сабиров А.А. Биоразнообразие ордовикских фораминифер Тянь-Шаня	27
Пулатова М.З. Палеобиоразнообразие миоспор палеоцена Таджикистана.	33
Хахимов Ф.Х. Стратиграфия турона востока Средней Азии	45
Винниченко Г.П., Таджибеков М. Тектоническая зональность складчатых областей и определение денудационно-эрозионного среза эндогенных месторождений полезных ископаемых (на примере Памира, Гиссаро-Алая и Карамазара).....	56
Литвиненко А.К., Мамаджанов Ю., Барнов Н.Г. Циклическое минералообразование в докембрии Памира на примере месторождения Кухи-Лал.....	63
Лутков В.С., Бабаев А.М., Малахов Ф.А. Графиты и алмазы в раннемезозойских щелочных базитах Тянь-Шаня	67
Мамаджанов Ю. Абсарокиты Адрасманской вулканической мульды Чаткало-Кураминской зоны (Срединный Тянь-Шань).....	72
Мельниченко А.К., Варзиева Т.Б. Геолого-радиологическая и петрогеохимическая характеристика среднекаменноугольных кварцевых диоритов западной части Зеравшано-Гиссарской зоны Южного Тянь-Шаня	78
Минаев В.Е., Гадоев М.Л., И.Н. Матвеева, И.С.Оймахмадов, Раджабов Н., Файзиев А.Р. Памирский горный узел: новые данные о глубинном строении и их влияние на минерагенические концепции	85
Кариев А.Р., Саидов С.С. Перспективы нефтегазоносности верхнеюрских карбонатных пород Таджикской депрессии в связи с проблемой соляной тектоники	92
Абдурауфов Х.Ш. Спектральный анализ реакции грунтовой плотины при землетрясениях	98
Ишук А.Р., Ильасова З.Г. Новая карта сейсмического районирования территории Таджикистана.....	107
Низомов Д.Н., Ходжибоев А.А. Концентрации напряжений смотровой галереи первого яруса плотины Нурекской ГЭС	116
Низомов Д.Н., Ходжибоев А.А. Трансверсально-изотропная модель массива пород подземных сооружений Рогунской ГЭС	126
Низомов Д.Н., Каландарбеков И. Трехмерное моделирование методом сосредоточенных деформаций	136
Каримов Ф.Х., Низомов Д.Н., Саломов Н.Г. О состоянии и перспективах научных исследований в области сейсмологии и сейсмостойкого строительства в Таджикистане	141
Ниязов Дж. Б. История изучения сарезского и каратагского землетрясений на территории Таджикистана	153

Печатается по постановлению Научно
– издательского совета Академия наук
Республики Таджикистан

АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ
И СЕЙСМОЛОГИИ ТАДЖИКИСТАНА
(Материалы научной конференции, посвященной
20–летию Государственной независимости Республики Таджикистан и
60–летию образования Академии наук Республики Таджикистан)

Редактор Н.Г. Сапожников
Компьютерная верстка: А.Ниёзов

Подписано к печати 30.11.11.
Формат 70х100/16 Печ.л.10,30. Уч.-изд.л. 12,20.
Тираж 200. Заказ _____
Издательство «Дониш»