

УДК 551.73:552.313(235.216)

АНАЛІЗ ВУЛКАНОГЕННИХ ФОРМАЦІЙ НИЖНЬОГО–СЕРЕДНЬОГО ПАЛЕОЗОЮ ПІВНІЧНО-СХІДНОЇ ФЕРГАНИ (ТЯНЬ-ШАНЬ)

Л. Генералова

*Львівський національний університет імені Івана Франка
79005 м. Львів, вул. Грушевського, 4
e-mail: zaggeol@franko.lviv.ua*

Вивчено нижньо-середньопалеозойські структурно-формаційні комплекси Північно-Східної Фергани і детально схарактеризовано вулканогенні формації кожного з них. Для порівняльного аналізу вулканогенних формацій використано базитові члени. Виконано актуалістичну інтерпретацію геодинамічних режимів нижньо-середньопалеозойських комплексів. Виявлено латеральні ряди одновікових комплексів для північної окраїни Туркестанського палеоокеану.

Ключові слова: Північно-Східна Фергана, Південний Тянь-Шань, Серединний Тянь-Шань, палеозой, вулканогенна формація, структурно-формаційний комплекс, базальти, офіолітовий маγμαгенез.

Північно-Східна Фергана є гірським облямуванням Ферганської депресії. Вона охоплює південно-східну частину Атойнацького хребта і північно-західне закінчення Ферганського хребта (рис. 1).

У Північно-Східній Фергані за виходами утворень офіолітової асоціації проводять межу між Серединним і Південним Тянь-Шанем [1, 2, 18, 19, 23, 49], яка простежується більше ніж на 2 000 км.

Регіон Північно-Східної Фергани сформований різноманітними за складом, тектонічним розміщенням та металоґенічною спеціалізацією асоціаціями магматичних та осадових утворень. Особливості цих утворень зумовлені типом геологічного розвитку, відображеного в структурно-формаційних комплексах (СФК) каледонського Серединного і герцинського Південного Тянь-Шаню [3, 8, 13]. Вулканогенні формації відіграють індикаторну роль, тому їхнє всебічне вивчення, формаційне розчленування та порівняльний аналіз ми вважаємо найактуальнішою проблемою регіону.

Систематичні великомасштабні геологічні знімання та детальні тематичні дослідження Південнотяньшанської (Туркестано-Алайської і Ферганського хребта) гірської системи почалися з середини 60-х років ХХ ст. Завдяки їм виявлено суттєву роль горизонтальних переміщень під час формування складчастої структури цієї області [9, 33, 42]. Багатий фактичний матеріал дав змогу запропонувати мобілістичну модель утворення Південного Тянь-Шаню [7–9, 20], яку й надалі удосконалюють [4–6, 19–28, 30, 35, 42, 48–50 та ін.]. Головна суперечність відомостей про будову та історію північно-східноферганських структур пов'язана з різним трактуванням механізму їхнього формування.

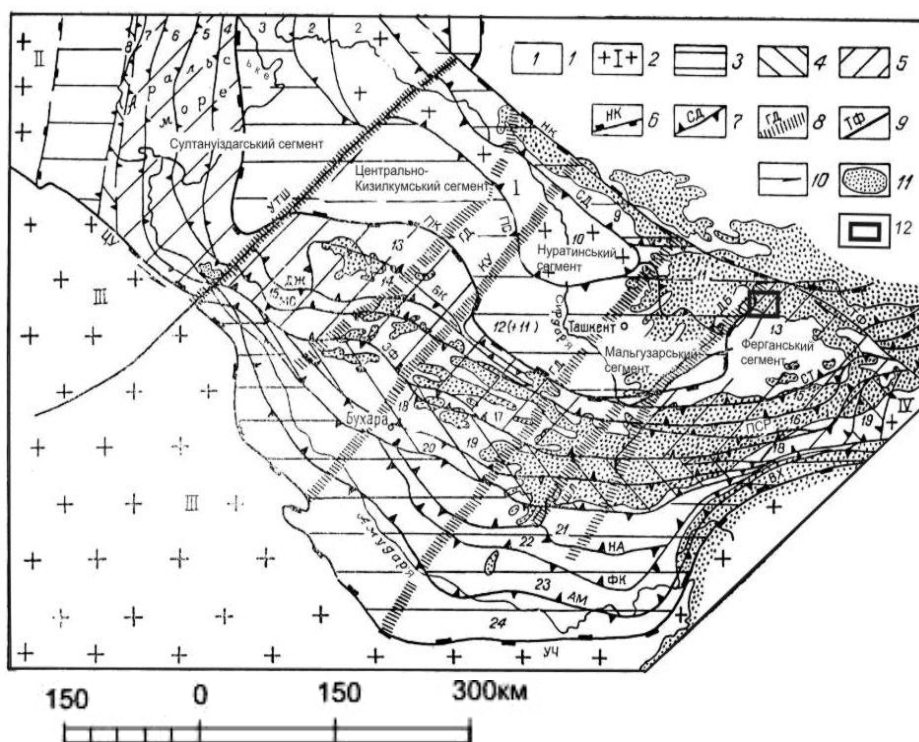


Рис. 1. Схема домезозойських структурно-формаційних зон Західного Тянь-Шаню [11, 41]:

1 – структурно-формаційні зони (цифри на рисунку): 1 – Байконурська, 2 – Тобольсько-Кушмурунська, 3 – Валер'яновська, 4 – Денисівська, 5 – Зауральська, 6 – Іргізька, 7 – Урало-Тобольська, 8 – Магнітогорська, 9 – Каратау-Наринська, 10 – Сирдар'їнська, 11 – Чаткало-Наринська, 12 – Бельтау-Курамінська, 13 – Карачатирська (Північнобукантауська), 14 – Південнобукантауська, 15 – Туркестано-Алайська, 16 – Сурметашська, 17 – Зарафшано-Туркестанська, 18 – Східноалайська, 19 – Південногісарська, 20 – Байсунська, 21 – Кургантюбінська, 23 – Кугітанська (Дарваз-Заалайська), 24 – Південноамудар'їнська (Калахумб-Саукська); 2 – частини докембрійських серединних масивів під платформним або квазіплатформним чохлам: I – Тургайсько-Сирдар'їнського, II – Північноустюртського, III – Каракумського, IV – Таримського; 3–5 – типи докембрійської кори: 3 – зріла континентальна, 4 – перехідна, 5 – океанічна; 6–7 – межові розломи, які розділяють: 6 – Середній і Південний Тянь-Шань (НК – лінія Ніколаєва, ПК – Північнокизилкумський, УЧ – Учаджинський); 7 – структурно-формаційні зони з півночі на південь: СД – Сирдар'їнська, ПС – Південносирдар'їнська, БК – Букантауська, СТ – Північнокатранська, ДК – Джаманкумська, МС – Мурунтау-Північнонуратинська, ПСР – Північносурметашська, НА – Навабадська, ФК – Фараб-Кулябська, АМ – Амудар'їнська, ВХ – Вісхарська; 8 – головні поперечні “анти Тяньшанські” розломи: УТШ – Урало-Тяньшанський, ТД – Гузкойсько-Джаргаський, КУ – Каракульсько-Учбаський, ГД – Гузарсько-Джизацький, ШЛ – Ширабадсько-Ленінабадський, ДБ – Душанбінсько-Бозбутауський; 9 – регіональні розломи: УТШ – Урало-Тяньшанський, ЦУ – Центральноустюртський, ТФ – Таласо-Ферганський; 10 – тектонічні зсуви і напрями руху по них; 11 – виходи домезозойських утворень; 12 – район досліджень.

Наша мета – з'ясувати генетичні зв'язки вулканогенних і осадових формацій різних структурно-речовинних комплексів Північно-Східної Фергани та їхні структурні взаємовідношення. Для цього використано формаційний аналіз б(Ю. Кузнецов, М. Херасков [45], М. Шатський [47]) у парагенетичному напрямі, успішне застосування якого започаткував колектив львівських геологів на чолі з проф. Д. Резвим [38]. Для аналізування вулканогенних формацій Південно-Східної Фергани ми використовували теоретичні й практичні засади порівняльно-формаційного [11, 38, 39, 41, 45, 47] та латерального структурно-формаційного [12] методів формаційного аналізу.

Нові матеріали отримано під час геологічного знімання масштабу 1:25 000 і 1:50 000, у яких автор брав активну участь. Крім того, аналізували літературні джерела.

Головна мета формаційного аналізу – з'ясування характеру співвідношень між геологічними тілами, що їх первинно вивчали як ізольовані об'єкти. На цій підставі можна виявити зв'язки між великими геологічними комплексами гірських порід і відновити історію геологічного розвитку. Відомо, що визначальними для формації є вихідна речовина, фізико-географічні умови нагромадження і тектонічний режим. Обов'язкова умова формаційного аналізу – розгляд парагенезисів порід, їхнє зіставлення за ранговими рядами шляхом порівняння суміжних асоціацій по вертикалі й латералі. Сукупність формацій, кожна з яких заміщує сусідню в горизонтальному напрямі, називають латеральним рядом, а послідовність формацій у розрізі – вертикальним рядом формацій. Порівнювати формаційні ряди можна за різними ознаками: послідовністю формацій, складом вулканогенних парагенерацій, інтенсивністю вулканізму, складом і генезисом теригенних, карбонатних і кременистих петротипів. Ми зосередили увагу на парагенераціях, у яких беруть участь або є головними вулканогенні петротипи. Інші розглядаємо як такі, що їх доповнюють.

Серединний Тянь-Шань у районі досліджень представлений Бозбутауською підзоною Чаткало-Наринської зони [11], у якій розвинуто два СФК (рис. 2). Каледонський орогенний СФК характеризує середньодевонська андезит-ріолітова формація, ранньогерцинський етап орогенної стабілізації – середньодевонсько-нижньокам'яновугільна кременисто-вапнякова формація. Ми розглядаємо їх в одному бозбутауському орогенному вулканогенно-карбонатному СФК, загальна потужність якого становить 2 500–4 000 м.

Південний Тянь-Шань є в межах території досліджень Карачатирською (Північнобукантауською) зоною північного тектонічного сектора [11]. У цій зоні виразно зафіксовано декілька підзон, серед яких об'єктом вивчення є Майлісуйська, Сересуйська та Баубашатинська. Кожній підзоні відповідає свій СФК. Майлісуйська підзона представлена офіолітовим СФК (див. рис. 2), Баубашатинська – вулканогенно-карбонатним, Сересуйська – вулканогенно-кременистим (власне кременистим). Вони мають однаковий переважно нижньопалеозойський, ордовик (?)–силур-нижньокам'яновугільний вік. Потужність СФК – 1 000–2 400 м.

Кожний СФК Південного Тянь-Шаню містить вулканогенні формації. В офіолітовій одиниці вулканіти представлені формаціями натрових метабазальтів ($O?–S$) і карбонатно-вулканогенною ($S_2–D_2$). У сересуйському СФК ефузивну частину розрізу характеризує переважно вапняково-вулканогенно-кремениста



Масштаб 1:500 000

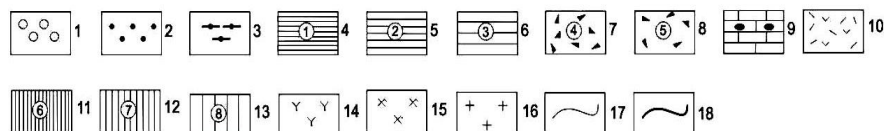


Рис. 2. Схема поширення СФК Північно-Східної Фергани. Складено за матеріалами (Кегель, 1996):

1–3 – мезо-кайнозойські осадові СФК: 1, 2 – СФК континентальних западин орогенної області сучасного Тянь-Шаню, моласа: 1 – новітня континентальна (Q), 2 – сіро- і червоноколірна, об'єднані (P_3-N_2); структурно-формаційні комплекси: 3 – СФК чохла Туранської плити, квазіплатформний (J_1-P_2); 4–8 – пізньопалеозойські колізійні осадові: 4 – СФК Нанайсько-Ферганського прогину (P), 5 – Келематинського прогину (C_2-P_1), 6 – Турдучього та Ісай-Каракельського прогинів (C_2-P_1), 7 – Бозбугау-Майлісуйського прогину (чаакський башкирсько-нижньомосковський олістостромовий (C_2b-m), 8 – Майлісу-Баубашатинського прогину (арсланбобський башкирський олістостромовий (C_2b); 9–13 – ранньо-середньопалеозойські осадово-вулканогенні: 9, 10 – каледонський Середнього Тянь-Шаню (бозбугауський орогенний вулканогенно-карбонатний), формації: 9 – середньодевонсько-нижньокам'яновугільна айрмінська кременисто-вапнякова (D_2-C_1), 10 – середньодевонська карасуйська андезит-ріолітова (D_2); 11–13 – герцинські СФК Південного Тянь-Шаню: 11 – майлісуйський офіолітовий ($PZ_{1,2}-C_1$), 12 – баубашатинський вулканогенно-карбонатний (D_1-C_1), 13 – сересуйський вулканогенно-кременистий (S_1-C_1); 14–16 – пізньопалеозойські СФК магматичні інтрузивні кисло-середнього складу: 14 – лужний (P_1) постколізійний, 15 – сублужний (C_3-P_1) пізньоколізійний; 16 – кислий (C_2); 17, 18 – межі: 17 – геологічні, 18 – тектонічні.

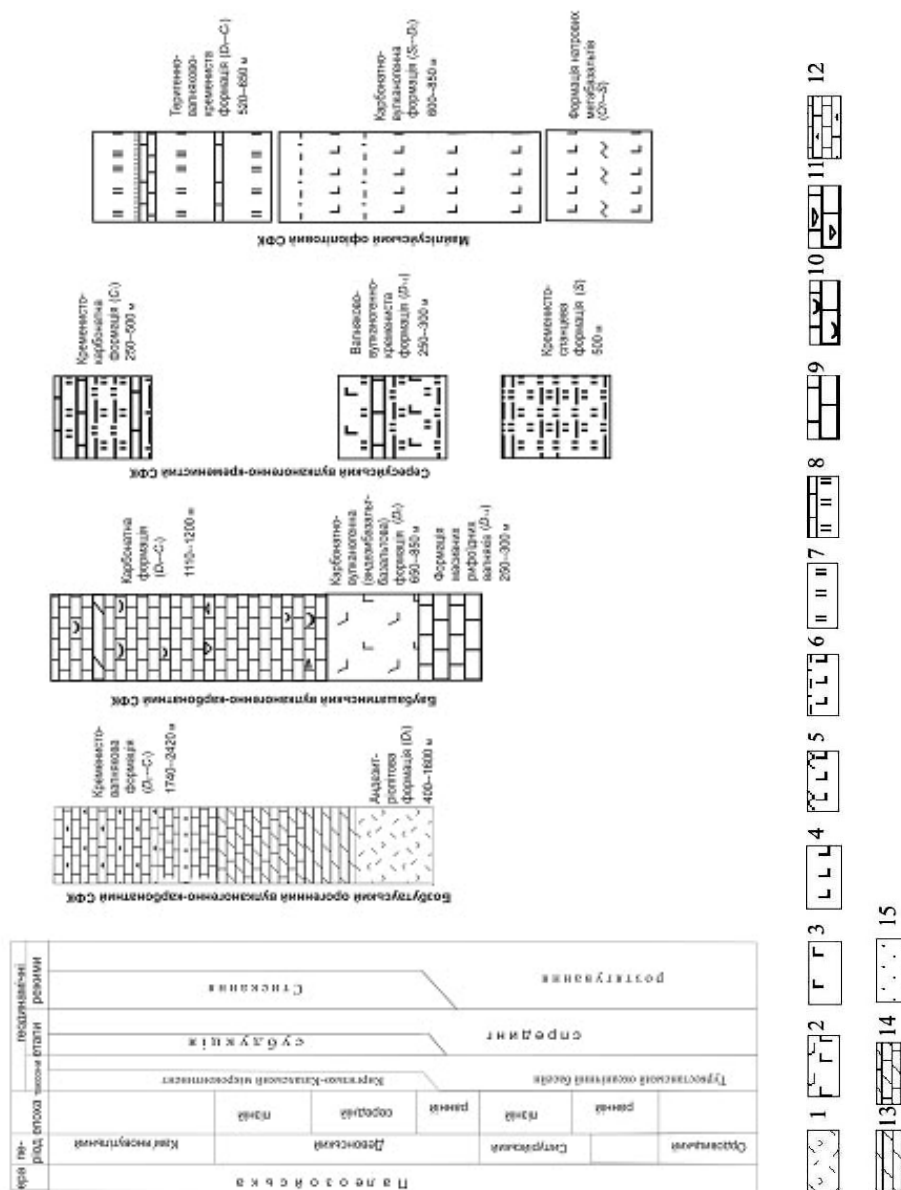


Рис. 3. Зіставлення формацій структурно-формаційних комплексів Північно-Східної Фергани:

1 – ріоліти і туфи; 2 – андезибазальти; 3 – габро, долерити, базальти; 4 – базальти; 5 – метабазальти й апобазальтові актинолітові сланці; 6 – базальти, ритміти, апобазальтові епідотові сланці; 7 – силіцити; 8 – карбонатно-кременісті породи; 9 – вапняки масивні; 10 – вапняки органогенні; 11 – вапняки уламкові; 12 – вапнякові брекчії; 13 – доломіти; 14 – вапняні та вапнисті доломіти; 15 – пісковики.

(D_{1-2}) формація, в баубашатинському – карбонатно-вулканогенна (андезибазальт-базальтова) (D_2) формація (рис. 3). Більшість вулканогенних формацій за віком тяжіють до ранньопалеозойської (ордовик-силурійської) та девонської фаз вулканізму [7, 11, 46].

Контакти структурно-формаційних одиниць марковані мікститовими горизонтами потужністю не менше 400 м. Вік мікститів змінюється від башкирського в підшві баубашатинського СФК до нижньомосковського в підшві майлісуйського офіолітового СФК.

Кожний СФК нижньо-середньопалеозойських формацій регіону має свій вертикальний ряд формацій (див. рис. 3). Ряд складається з декількох формацій, потужність кожної становить сотні метрів–перші кілометри. Вулканогенні формації в асоціації з інтрузивними розглядаємо як індикатори тектонічного (і геодинамічного) режиму.

У районі досліджень виділено чотири СФК, кожний з яких можна поставити у відповідність з певним типом вертикальних нижньо-середньопалеозойських формаційних рядів. Для Середнього Тянь-Шаню розглядаємо один СФК, для Південного – три.

Перший, бозбугауський орогенний вулканогенно-карбонатний СФК Середнього Тянь-Шаню характеризує крайовий вулканоплутонічний пояс Киргизько-Казахського мікроконтиненту. З геодинамічного погляду його можна розглядати як енциалічну острівну дугу (рис. 4) над зоною субдукції каледонського циклу тектогенезу.

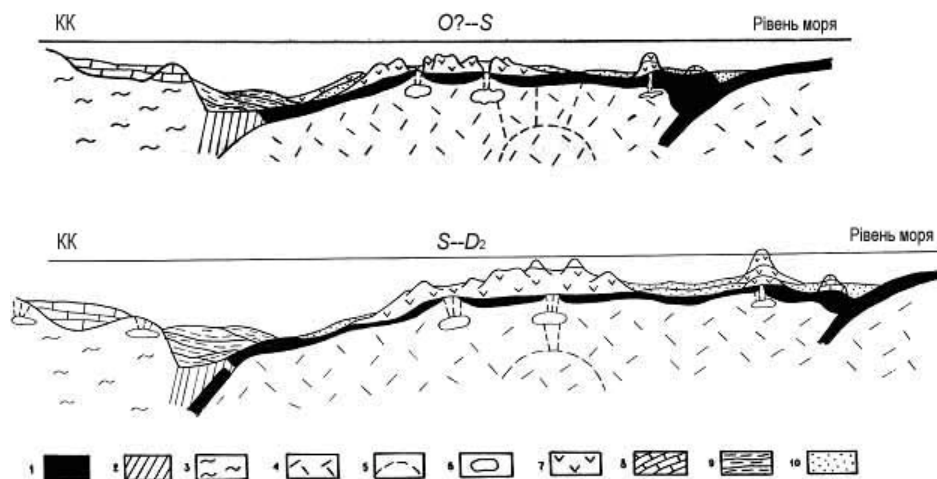


Рис. 4. Схема розвитку крайового басейну на північному борті Туркестанського палеоокеану в ранньому-середньому палеозої (Північно-Східна Фергана) (Абакумова Л.М., 1992; з нашими доповненнями):

1 – океанічна кора; 2 – кора перехідного типу; 3 – континентальна кора; 4 – мантія; 5 – аномальні ділянки в мантії; 6 – магматичні осередки; 7 – новоутворений базальтовий шар; 8 – карбонатні утворення; 9 – теригенні утворення; 10 – вулканокластичні та грубоуламкові теригенні утворення; КК – Киргизько-Казахський мікроконтинент.

Вулканіти середньодевонської андезит-ріолітової формації за петрогеохімічними характеристиками належать до сублужних високоглиноземистих мезократових порід калій-натрієвої та калієвої серій, що містять 52–76% SiO_2 (див. таблицю). На спайдердіаграмах порода–хондрит середніх вмістів РЗЕ для андезитів і ріолітів формації видно, що концентрації легких РЗЕ в 70–150 разів перевищують їхній вміст у звичайних хондритах, а важких РЗЕ – у 10–20 (рис. 5) [14].

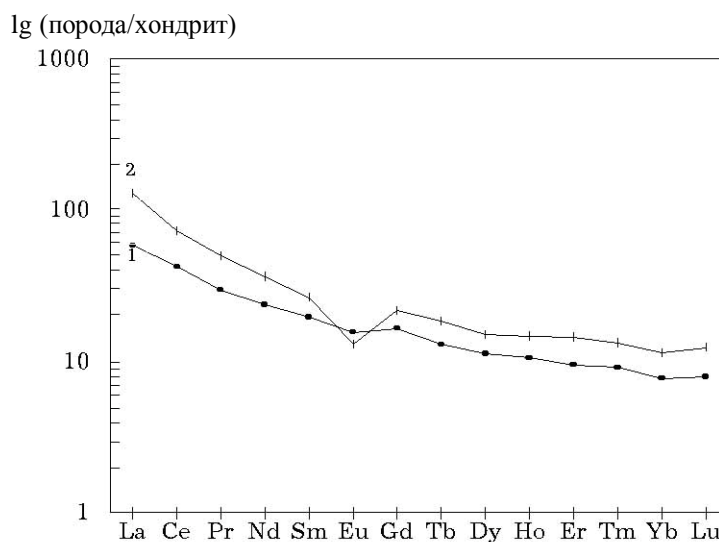


Рис. 5. Спайдердіаграми [31, 32] розподілу середніх вмістів рідкісноземельних елементів за співвідношенням до хондриту в породах середньодевонської карасуйської андезит-ріолітової формації [10] Середнього Тянь-Шаню:

1 – андезибазальти й андезити джолпактаської андезитової субформації; 2 – ріоліти і дацити бозбугауської ріолітової субформації.

Для андезибазальтів і андезитів простежено виразний, проте ослаблений європейський мінімум. Для ріолітів він є стрімким. У середньодевонській андезит-ріолітової формації бозбугауського СФК характер розподілу і вміст РЗЕ близький до аналогічних асоціацій лімінарних систем [29] андійського (монголо-охотського) типу. Середньодевонсько-нижньокам'яновугільна айрмінська кременисто-вапнякова формація утворювалась в окраїнно-континентальному шельфовому басейні. Ці вапнякові породи аналогічні до описаних для зовнішнього палеоконтинентального сектора Уралу, Аппалачів, півдня Сибірської платформи.

Другий, баубашатинський вулканогенно-карбонатний СФК Південного Тянь-Шаню можна порівняти з океанічними островами (палеогіютами) внутрішньоплитних океанських середовищ. Вертикальний ряд формацій цього СФК представляють нижньо-середньодевонська аккурганська формація масивних рифодних вапняків, середньодевонська босоготаська карбонатно-вулканогенна

№ п/п	K ₂ O	P ₂ O ₅	mg`	al`	K _φ	Na ₂ O/ K ₂ O	Na ₂ O+ K ₂ O	K _{ан}	Ti	f`	K ₂ O/Ti O ₂	K ₂ O/ Na ₂ O
1												
1.1	0,25	0,06	0,54	0,87	45,70	10,53	2,22	0,15	5,02	17,97	0,75	0,12
1.2	0,35	0,22	0,47	0,84	52,56	7,82	2,99	0,21	6,82	18,15	0,58	0,14
2	0,26	0,09	0,48	0,80	51,66	12,68	2,65	0,18	6,78	19,31	0,50	0,11
3												
3.1	0,32	0,04	0,54	0,73	45,66	9,54	2,64	0,19	5,74	20,23	0,83	0,15
4	0,44	0,13	0,37	0,77	62,97	12,61	3,05	0,21	9,99	19,99	0,51	0,20
5	0,93	0,05	0,32	0,91	67,75	12,64	5,53	0,38	18,76	18,68	0,49	0,23
6	0,94	0,27	0,30	0,77	70,48	5,22	4,14	0,32	21,66	20,22	0,42	0,31
7	0,97	0,3	0,3	0,84	70,19	7,52	4,89	0,34	17,4	20,02	0,49	0,28
8												
8.1												
8.1.1	2,63	0,25	0,42	1,32	57,83	1,31	5,97	0,37	0,13	13,14	2,87	0,93
8.1.2	3,91	0,12	0,35	1,81	64,59	1,01	7,5	0,43	0,12	11,04	5,5	1,28
8.1.3	3,68	0,14	0,35	2,12	65,24	1,95	7,75	0,49	0,13	8,74	5,97	1,18

(андезибазальт-базальтова) формація, середньодевонсько-нижньокам'яновугільна карбонатна формація. Вулканіти середньодевонської босоготаської карбонатно-вулканогенної (андезибазальт-базальтової) формації – сублужні толеїтові, низько-, помірно- і високоглиноземисті, високозалізисті, високотитанисті середні й основні породи натрієвої і калій-натрієвої серій. Тренд петрохімічної диференціації фенерівський. Концентрації легких РЗЕ більше ніж у 70 разів перевищують їхній вміст у звичайних хондритах, а вміст важких РЗЕ – лише у два-десять разів [14] (рис. 6). Співвідношення елементів: La/Yb – 30,77; Ba/La – 4,08; La/Sm – 6,0; Ce/Yb – 52,56.

Третій, сересуйський вулканогенно-кременистий СФК складається з трьох суттєво кременистих формацій: силурійської сересуйської кременисто-сланцевої, нижньо-середньодевонської айритаської вапняково-вулканогенно-кременистої, нижньокам'яновугільної каракольської кременисто-карбонатної. Його можна зіставити з глибоководними утвореннями внутрішньоплитних океанських середовищ (абісальних рівнин). Петрохімічна характеристика вулканітів силурійської сересуйської кременисто-сланцевої та нижньо-середньодевонської айритаської вапняково-вулканогенно-кременистої формацій дає змогу зачислити їх до низько- і помірноглиноземистих, мезо- й меланократових, високозалізистих, калій-натрієвих і натрієвих, толеїтових і сублужних порід, що мають фенерівський тип диференціації [28]. Якщо перша формація більше тяжіє до базальтів N- та T-типів COX, то другій більше притаманні характеристики базальтів E-типу COX та базальтів океанічних островів [32].

Ig (порода/хондрит)

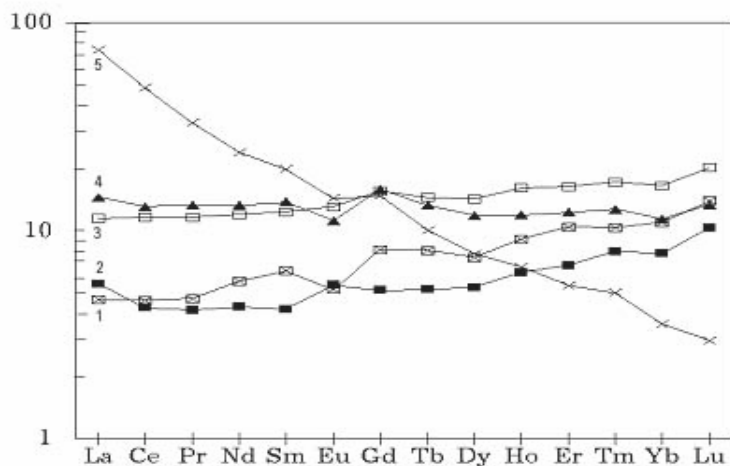


Рис. 6. Спайдердіаграми [31, 32] розподілу середніх вмістів рідкісноземельних елементів за співвідношенням до хондриту в породах південнотяньшанських вулканогенних формацій:

1–5 – утворення формацій: 1 – габро-долерити акджольської габроїдної, 2 – базальти тагарганської натрових базальтів, 3 – апобазальтові сланці кизилбейтської карбонатно-вулканогенної, 4 – апотуфові сланці тагарганської натрових базальтів, 5 – андезибазальти босоготаської карбонатно-вулканогенної (андезибазальтово-базальтової) [14].

Четвертий, майлісуйський офіолітовий СФК містить різноманітні формації. Осадово-вулканогенні формації – нижньопалеозойська (ордовик?-силурійська) тагарганська формація натрових метабазальтів [16], верхньосилурійсько-середньодевонська кизилбейтська карбонатно-вулканогенна [15], верхньодевонсько-нижньокам'яновугільна чалкинська теригенно-вапняково-кремениста. Серед інтрузивних наявні нижньопалеозойські дуніт-гарцбургітова і габроїдна, а також верхньосилурійсько-середньодевонська долеритова формації. Всі плутонічні й вулканічні формації цього СФК за петрогеохімічними параметрами можна згрупувати у дві офіолітові асоціації. Нижньопалеозойська (ордовик?-силур) офіолітова асоціація першого (лерцолітового) типу представлена таким рядом формацій: нижньопалеозойська наринська дуніт-гарцбургітова – лерцоліт-габроноритова субформація, габро-долеритова субформація нижньопалеозойської акджольської габроїдної формації – ордовик(?)-силурійська тагарганська формація натрових метабазальтів. Офіолітову асоціацію другого (верлітового) типу утворюють такі формації: верліт-габрова субформація нижньопалеозойської акджольської габроїдної формації – верхньосилурійсько-середньодевонська (?) кубагильська долеритова [17] – верхньосилурійсько-середньодевонська кизилбейтська карбонатно-вулканогенна – верхньодевонсько-нижньокам'яновугільна теригенно-вапняково-кремениста. Її вік – верхній силур(?)–нижній карбон.

Найвиразніше відмінності між виділеними асоціаціями простежені в разі порівняння вулканогенних формацій (див. рис. 6), що належать до складу різних асоціацій. Базальтоїди тагарганської формації натрових метабазальтів, які завершують офіолітову асоціацію першого типу, належать до нормального ряду натрієвої серії [16]. Вони помірно- і низькоглиноземисті, високозалізисті, мають підвищений вміст MgO і низький вміст TiO₂. Тренд РЗЕ формації натрових метабазальтів корелює з базальтами N- і T-типу СОХ. Для лерцолітової асоціації запропоновано [4, 10, 31, 32, 34, 36, 52] геодинамічну модель рифтових зон повільного спредингу океанічних басейнів або окраїнно-морських структур.

Утворення верхньосилурійсько-середньодевонської кизилбейтської карбонатно-вулканогенної формації, що є складовою офіолітової асоціації другого типу, мають виразну сублужну тенденцію. Вони низько- і помірноглиноземисті, натрієві, зрідка калій-натрієві, за значенням фемічності – мезократові [15]. Розрізняють високозалізисті й високомагнезійні вулканіти. Перші пов'язані з магматизмом трансформного розлому (і аномальних мантійних потоків). Для других імовірно є геодинамічні умови острівної дуги. Концентрації РЗЕ в карбонатно-вулканогенній формації споріднюють їх з базальтами E-типу СОХ або енсіматичної острівної дуги. Становлення офіолітової асоціації другого (верлітового) типу, як і верхньосилурійсько-середньодевонської карбонатно-вулканогенної формації, пов'язують з внутрішньооплитними деформаціями (етапу незгенезу [34]), під час яких утворилась острівна енсіматична дуга, заклалась зона субдукції [37, 42] під неї та еволюціонував океанічний задуговий басейн зі швидким розсіяним спредингом.

Отже, у межах офіолітового СФК реставровано дві офіолітові асоціації, які відповідають взаємопаралельним парним поясам. Більш океанічне положення, вірогідно, займала офіолітова асоціація першого (лерцолітового) типу. У її складі були нормальнолужні базальтоїди тагарганської формації натрових метабазальтів. Ближче до Киргизько-Казахського мікроконтиненту розвивалась офіолітова асоціація другого типу. В парагенезисі з нею зафіксовано сублужні базальтоїди кизил-

бейтської карбонатно-вулканогенної формації. Для формації натрових metabазальтів характерними є конструктивні геодинамічні умови, у карбонатно-вулканогенній формації на фоні деструктивних умов локалізовані зони задугового спредингу. Вікові співвідношення зафіксовані для парних поясів у їхніх складових елементах і регіонально корельовані з етапами розвитку регіону. Офіолітова асоціація першого типу, скоріше за все, пов'язана з каледонським етапом [30], офіолітова асоціація другого типу відображає розвиток на герцинському етапі [19, 28]. Між породами асоціацій наявні горизонти офіокластових брекчій, структурні та стратиграфічні незгідності, якісні стрибки метаморфізму.

Геодинамічні умови, реконструйовані за комплексом петро-геохімічних параметрів основних вулканітів осадово-вулканогенних формацій і парагенетичними асоціаціями осадових формацій відповідних структурних одиниць, дають змогу побудувати латеральний ряд СФК у сучасній структурі регіону: бозбутауський орогенний вулканогенно-карбонатний СФК Середнього Тянь-Шаню – майлісуйський офіолітовий СФК – сересуйський вулканогенно-кременистий СФК – баубашатинський вулканогенно-карбонатний СФК Південного Тянь-Шаню.

Латеральний аналіз цих СФК дає матеріал, за яким можна виділити принаймні два хронологічні зрізи [12], два етапи магмогенезу в геологічній історії розвитку регіону і Північно-Східної Фергани загалом. Перший етап охоплює ранній палеозой, ордовик(?)–ранній силур, другий – пізній силур–девон або навіть ранній карбон разом із ранньо-середньодевонським магматизмом.

Для першого етапу, власне ранньопалеозойського ($O^?-S_1$), характерною є лерцолітова асоціація офіолітового комплексу, яка завершується тагарганською формацією натрових metabазальтів. За латераллю вона нарощена силурійською сересуйською кременисто-сланцевою формацією. Порівняно з утвореннями формації натрових metabазальтів, які порівнюємо з океанськими толейтами, вулканіти сересуйської формації містять $TiO_2 > 2\%$, їхня загальна лужність $> 4-5\%$ за натрієвої спеціалізації. Вони відрізняються більшим вмістом загального заліза ($FeO^* - 11,48\%$), зниженим $MgO (< 6\%)$, помірно високим коефіцієнтом фракціювання ($K_{\phi} - 67,75\%$). Утворення лерцолітової асоціації разом із тагарганськими натровими metabазальтами N-типу СОХ формувались за умов повільного спредингу СОХ (або окраїнних басейнів). Нормальні й сублужні базальти N- та T-типу СОХ сересуйської формації брали участь у будові флангів СОХ, підводних плато і пасом зі щитовими конусами внутрішньоплитних абісальних рівнин. Осадове заповнення басейну – кременисті та глинисто-кременисті відклади, які перекривали базальти і були заміщені в верх по розрізу і за латераллю теригенними, вулканогенно-теригенними і вулканогенно-карбонатними турбідитами, часто з горизонтами мікститів. Для цього етапу зафіксовано лише деякі ознаки океанічного седименто- та магмогенезу.

Другий етап охоплює пізній силур–девон або навіть ранній карбон. На цьому етапі магмогенерація переважала в ранньому-середньому девоні. Латеральний ряд формацій простежено для всіх СФК Південного Тянь-Шаню і для СФК Середнього Тянь-Шаню. Бозбутауський орогенний вулканогенно-карбонатний СФК Середнього Тянь-Шаню просторово заміщений палеоокеанськими СФК Південного Тянь-Шаню. Латерально вони утворювали такий ряд структурних одиниць: сересуйський вулканогенно-кременистий СФК – баубашатинський вулканогенно-карбонатний СФК – майлісуйський офіолітовий СФК Південного Тянь-Шаню. У

складі латерального ряду верхньосилурийсько-девонських формацій Південного Тянь-Шаню є такі формації: нижньо-середньодевонська айритаська вапняково-вулканогенно-кремениста формація сересуйського вулканогенно-кременистого СФК – середньодевонська босоготаська карбонатно-вулканогенна (андезитобазальт-базальтова) формація баубашатинського вулканогенно-карбонатного СФК – верхньосилурийсько-середньодевонська кизилбейтська карбонатно-вулканогенна формація верлітової асоціації офіолітового СФК. Для Середнього Тянь-Шаню цей період характеризує середньодевонська вулканогенна андезит-ріолітова формація.

За геодинамічними характеристиками андезит-ріолітова формація є складовою енсїалічної острівної дуги. Однак, як зазначено вище, деякі петрохімічні параметри вулканітів цієї формації є характернішими для окраїн андійського типу або лімінарних систем [29]. Можливо, ці параметри відображають еволюційну тенденцію розвитку зазначеної формації і регіону загалом. Імовірно є ситуація, що регіон на час утворення формації займав проміжне положення між названими геодинамічними умовами, як Камчатка і Мале Курильське пасмо на сучасному етапі [43]. Далі в бік океану існували умови абісальної рівнини або окраїнного моря типу Філіппінського [37, 51] (айритаська вапняково-вулканогенно-кремениста формація). На периферії окраїнного моря або в його межах фіксована енсїматична океанська дуга, подібна до островів Тонга–Кермадек, Маріанських, Ідзу-Огасавара (Бонін) [32, 43, 44] (кизилбейтська карбонатно-вулканогенна формація верлітової асоціації офіолітового СФК). У задуговій частині моря відбувалися процеси швидкого розсіяного (дифузійного) спредингу з утворенням декількох парагенерацій комплексу “дайка в дайці” (верхньосилурийсько-середньодевонська (?) кубагильська долеритова формація). Зміна просторового орієнтування з субширотного на меридіональне хронологічно різних парагенерацій дайок не заперечує того, що задуговий басейн міг розвиватися за активної участі зсувних рухів уздовж трансформного розлому. Таку ситуацію зафіксовано для дайкового комплексу Троодос [32]. У межах абісальної рівнини в зонах підвищеного теплового потоку розвивалися океанські острови (босоготаська карбонатно-вулканогенна (андезитобазальт-базальтова) формація). Можливо, що зони підвищеного теплового потоку були контрольовані трансформними зонами.

Просторове поширення та співвідношення різних СФК і вулканогенних формацій, які є в їхньому складі, дають підстави говорити про наявність у регіоні двох латеральних формаційних рядів вулканітів двох тектономагматичних циклів: каледонського і герцинського. Каледонський цикл ($O^?-S$) відповідає геодинамічним умовам спредингу COX або окраїнних басейнів і абісальній рівнині (див. рис. 3). Герцинський цикл (S_2-D_2) характеризують перехідні від континенту до океану геодинамічні умови. Енсїматична острівна дуга з зоною окраїнно-океанічного (або й переддугового) басейну зі швидким розсіяним спредингом у бік континенту нарощена абісальною рівниною з океанськими островами й енсїалічною острівною дугою. Енсїалічна дуга під час колізії континент–дуга наприкінці середнього девону перетворилася на пасивну окраїну. Важливо, що зазначені геологічні умови характеризують тектонічну ситуацію північного крутого борту асиметричного Туркестанського палеоокеанічного басейну.

Вище зазначено, що між нижньопалеозойською (ордовик?-силур) тагарганською формацією натрових метабазальтів і кизилбейтською верхньосилурийсь-

кою карбонатно-вулканогенною формацією, як і між утвореннями лерцолітової і верлітової асоціації, у складі яких вони є, відчутний стрибок метаморфізму і ступен дислокованості. Імовірно, це пов'язано з внутрішньоокеанськими деформаціями додевонського (або допізньосилурійського?) етапу, які спричинили насунання покривів у північно-західних(?) румбах і пов'язані з завершенням каледонського тектонічного етапу. У цьому напрямі відбувалося нарощування акреційної призми в Султануїздазі (Центральні Кизилкуми) [35, 40]. Дослідники Південного Тянь-Шаню (Риненберг, Ждан, 1987) описали каледонські мікстити пізньовенлоцько-лудловського віку з включеннями метаморфічних зелених сланців, граптолітових сланців і серпентинітів, хоча опоненти вважають їх кам'яновугільними [7]. Виконані дослідження на матеріалі геоіндикаторних вулканогенних формацій підтверджують, що в Туркестанському палеобасейні в пізньому силурі геодинамічний режим змінився.

Дослідження, аналіз латеральних та вертикальних рядів СФК регіону дає підстави стверджувати, принаймні, про два етапи геологічного розвитку і, насамперед, магматизму. Перший, каледонський, етап охоплює ранній палеозой (ордовик (?)–силур). За сукупністю розглянутих характеристик у цей період відбувався повільний спрединг у центральній зоні Туркестанського палеоокеанічного басейну. Водночас на північній і південній окраїнах палеоокеану відбувалась субдукція [40]. На другому, герцинському, етапі, в пізньому силурі–девоні (і ранньому карбоні) завершилися стискання на краях палеоокеанічної структури, проте тривав спрединг у центральній осьовій частині палеоакваторії.

Опубліковані й оригінальні матеріали дають змогу відновити еволюцію блоків кори, які фрагментарно збереглися в Північно-Східній Фергані. Структура покривно-складчастої споруди представлена і сформована в каледонський, герцинський і кімерійсько-альпійський цикли тектогенезу. Наші дослідження сконцентровані на каледонсько-герцинському періоді історії.

Колізійні процеси в Північному Тянь-Шані зумовили в ранньому (?) ордовіку спрединг і формування Туркестанського палеоокеану на південь (захід у палеокоординатах) від Киргизько-Казахського (Північного і Середнього Тянь-Шаню) континенту (рис. 7). Про це свідчать офіоліти лерцолітової асоціації з тагарганською формацією натрових метабазальтів, нормальних за лужністю. Малопотужні конденсовані кременісті, кременисто-глинисті утворення в межах океанічного ложа (сересуйський СФК) нагромаджувалися протягом ордовіку, девону, раннього карбону. Наприкінці пізнього силуру та в ранньому девоні на північно-східному фрагменті Туркестанського басейну з океанічним типом кори розпочалися процеси морфоструктурної диференціації [27, 28]. Внаслідок цього утворилися внутрішньобасейнові (внутрішньоокеанські) прогини і підняття. На одному з піднять сформувалися океанські острови (палеогийот; баубашатинський СФК). На іншому, південнопериферійному до океанічного басейну (східному, в палеокоординатах), заклалася енциматична острівна дуги. Вулканогенна парагенерация островодужних утворень представлена основними вулканітами, подібними за петрохімічними ознаками на бонініти (верхньосилурійсько-середньодевонська карбонатно-вулканогенна формація офіолітового СФК). Заклалася зона субдукції. Власне субдукція океанічної кори Туркестанського палеоокеану під Киргизько-Казахський континент була субдукцією під північно-східну окраїну цієї дуги (див. рис. 4). У тилловій частині дуги, ймовірно, існував окраїнний басейн, в

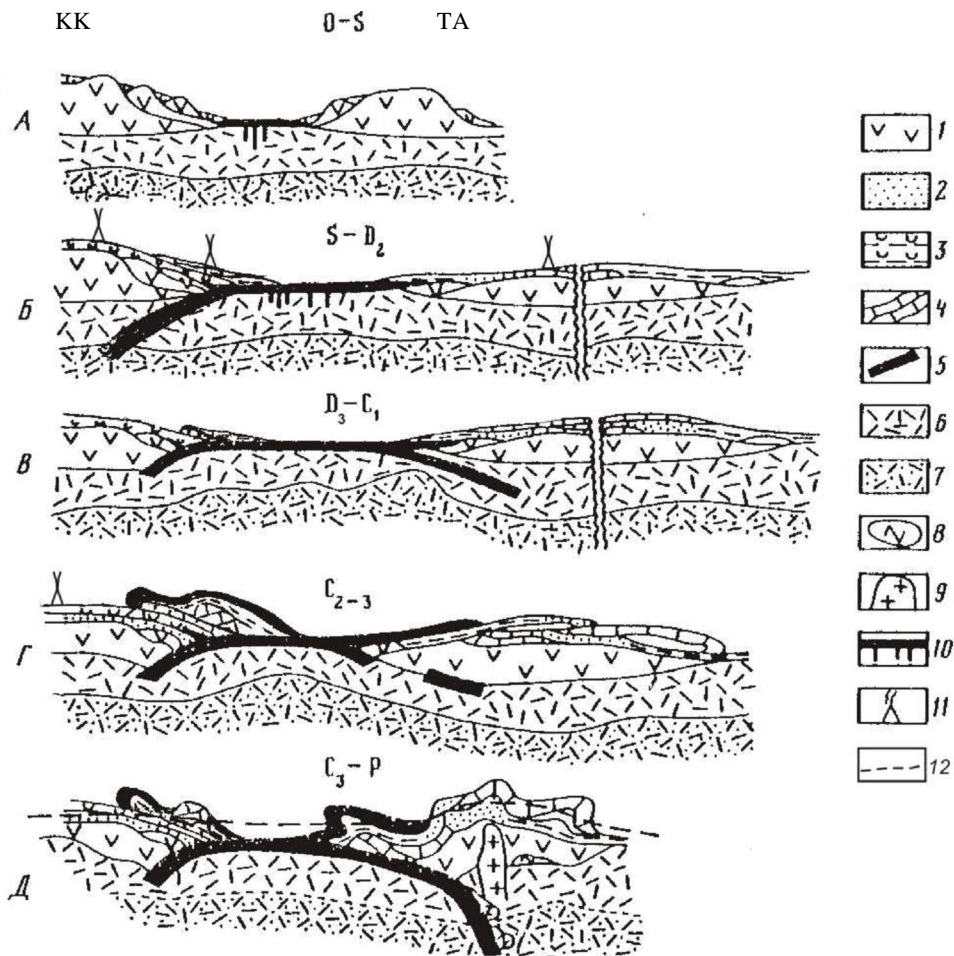


Рис. 7. Модель формування структури земної кори на межі Середнього і Південного Тянь-Шаня [5] з нашими доповненнями:

1 – блоки давньої континентальної кори; 2–4 – утворення етапу розтягнення: 2 – теригенно-кременисті; 3 – вулканогенно-осадові; 4 – карбонатні; 5 – океанічна кора; 6, 7 – шари мантії: 6 – деплетований; 7 – недеплетований; 8, 9 – субдукційні утворення: 8 – вогнища магмогенерації; 9 – інтрузії кислого складу; 10 – зони розсіяного і концентрованого спредінгу; 11 – вулканічні споруди; 12 – рівень сучасного ерозійного зрізу. Мікроконтиненти: КК – Киргизько-Казахський, ТА – Туркестано-Алайський. А–Д – стадії в історії формування сучасної структури Середнього і Південного Тянь-Шаню.

якому відбувалися процеси деструкції (можливо, зі втягуванням блоків континентальної кори). В його межах формувалася верлітова асоціація офіолітового СФК з сублужними базальтами карбонатно-вулканогенної формації і комплексами паралельних дайок долеритової формації верхнього силуру–середнього девону.

Водночас на континентальному схилі Киргизько-Казахського континенту і острівного підняття енциматичної дуги внаслідок діяльності автокінетичних потоків утворювались турбідити (ритміти) карбонатно-вулканогенної формації. На початку девону і в середньому девоні процеси диференціації і скучування в окраїнному басейні посилювались. Завершилась каледонська субдукція океанічної кори в північному (західному в палеокоординатах) напрямі. Вона сприяла колізії Киргизько-Казахського континенту й острівної дуги з енциалічним фундаментом (бозбутауський СФК). Для парагенерації вулканічної дуги характерна андезит-ріолітова формація бозбутауського вулканогенно-карбонатного СФК. Утворення формації свідчать про сильний експлозивний характер вулканізму.

Кінематична реконструкція структури регіону дає змогу припустити такий механізм її становлення, за яким у Північно-Східній Фергані в башкир-ранньомосковській час океанічні офиоліти та острівні вулканогенно-карбонатні утворення СФК герцинського Південного Тянь-Шаню зазнали обдукції на активну країну Киргизько-Казахського континенту (каледонські СФК Середнього Тянь-Шаню), активну [1, 5] країну Туркестано-Алайського мікrokонтиненту та пасивну – Таримського континенту. Своєрідність геодинамічного режиму обдукції полягає в тому, що з живетьського віку до серпухова в СФК Південного Тянь-Шаню не зафіксовано вулканічних проявів.

Загалом з погляду палеозойської геодинаміки Середньої Азії розкриття Туркестанського океану відбулося скоріше (раніше венду [35]), ніж прийнято на палеорекоkonструкціях, опублікованих останнім часом. Судячи з того, що в силурі виявлено комплекси енциматичних острівних дуг, на той час океанічний басейн уже вийшов з початкової фази розвитку. Відмінності ордовик-силурійських теригенних комплексів Серединнотяньшанської і Таримської континентальних одиниць свідчать, що тоді ці одиниці були роз'єднані. Перша слугувала західним (у палеокоординатах), а друга – східним облямуванням океанічного басейну. Туркестанський басейн розвивався асиметрично. Герцинська субдукція океанічної літосфери відбувалась під його західне (Киргизько-Казахський мікrokонтинент) та східне (Туркестано-Алайський мікrokонтинент) облямування. На стадії замикання туди частково були спрямовані обдукція і насуви. Периферійне східне облямування було пасивною країною Таримського континенту [7]. У її межах під час колізії Киргизько-Казахського і Таримського (і Туркестано-Алайського) мікrokонтинентів формувалась головна структура акреційної призми. Така асиметрія (яка відображає панівний напрям “абсолютного” переміщення континентальних одиниць?) вписується в загальну схему еволюції Палеоазійського (і Туркестанського як складової) океану [30].

1. *Абакумова Л.Н.* Офиолиты Туркестано-Алая. Геологическое строение, петрология, геодинамический анализ: Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. СПб, 1992. 16 с.
2. *Авдеев А.В., Ковалев А.А.* Офиолиты и эволюция юго-западной части Урало-Монгольского складчатого пояса / Под ред. С.А. Ушакова. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989. 229 с.

3. *Баженов М.Л., Буртман В.С.* Структурные дуги Альпийского пояса: Карпаты–Кавказ–Памир. М.: Наука, 1990. 167 с.
4. *Бакиров А.Б., Бискэ Ю.С., Буртман В.С., Клишевич В.Л.* Древнейшие породы Туркестанского океана. Тектоника варисцид Тянь-Шаня: Путеводитель экскурсии 27-го Междунар. геол. конгресса. Фрунзе: Кыргызстан, 1984. С. 55–58.
5. *Белов С.И., Куренков С.А., Ненахов В.М., Перфильев А.С.* Формирование структуры земной коры в герцинидах Туркестано-Алая // Актуальные проблемы тектоники СССР. М.: Наука, 1988. С. 83–90.
6. *Белов С.И., Куренков С.А., Ненахов В.М., Перфильев А.С.* Средне- и крупномасштабные карты герцинид Алая (Южный Тянь-Шань) // Тектонические исследования в связи со средне- и крупномасштабным геокартированием. Тез. докл. XXI Всесоюзн. тектон. совещ. М., 1988. С. 11–13.
7. *Бискэ Ю.С.* Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. СПб.: Изд-во Санкт-Петербург. ун-та, 1996. 192 с.
8. *Бискэ Ю.С., Поршняков Г.С., Талашманов Ю.А.* Герциниды Ферганского хребта и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л., 1982. 128 с.
9. *Буртман В.С.* Структурная эволюция палеозойских складчатых систем // Тр. ГИН АН СССР. 1976. Вып. 289. 164 с.
10. *Буртман В.С., Гурарий Г.З., Бельский А.В.* и др. Туркестанский океан в среднем палеозое: реконструкция по палеомагнитным данным по Тянь-Шаню // Геотектоника. 1998. № 1. С. 15–26.
11. *Бухарин А.К., Масленникова И.А., Пятков А.К.* Домезозойские структурно-формационные зоны Западного Тянь-Шаня. Ташкент: Изд-во ФАН, 1985. 152 с.
12. *Гатинский Ю.Г.* Латеральный структурно-формационный анализ. М.: Недра, 1986. 195 с.
13. *Генералова Л.В.* Проблема тектонического районирования покровно-складчатых сооружений // Геология полезных ископаемых: Сб. науч. тр. НГА Украины. 1999. № 6. Т. 1. С. 91–95.
14. *Генералова Л.В.* Розподіл рідкісноземельних елементів і петрохімічний склад палеозойських вулканічних порід Північно-Східної Фергани // Мінерал. зб. 1999. № 49. Вип. 1. С. 186–195.
15. *Генералова Л.В.* Верхньосилурійсько-середньодевонська кизилбейтська карбонатно-вулканогенна формація Північно-Східної Фергани (Тянь-Шань) // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геол. 2005. Вип. 18. С. 219–238.
16. *Генералова Л.В.* Речовинні особливості нижньопалеозойської (ордовик?–силурійської) тагарганської формації натрових metabазальтів Північно-Східної Фергани (Тянь-Шань) // Мінерал. зб. 2005. № 55. Вип. 1–2. С. 123–138.
17. *Генералова Л.В.* Структурні та речовинні особливості нижньо-середньо-палеозойської (верхньосилурійсько-середньодевонської) кубагильської долеритової формації Північно-Східної Фергани (Тянь-Шань) // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геол. 2006. Вип. 19. С. 219–238.

18. *Генералова Л.В., Ковальчук И.А.* О границе каледонид и герцинид в Северо-Восточной Фергане (Кыргызстан) // Тектоника Азии: Матер. XXX тектон. совещ. М.: ГЕОС, 1997. С. 61–62.
19. Геодинамические реконструкции. Методическое руководство. Л.: Недра, 1991. 144 с.
20. Кыргызская ССР: Экскурсия 032 Тектоника варисцид Тянь-Шаня / Бакиров А.Б., Бискэ Г.С., Буртман В.С. и др. Фрунзе, 1984. 74 с.
21. *Клишевич В.Л., Клишевич И.А., Ржевский Ю.С., Храмов А.Н.* К вопросу о Ферганской сигмоиде. / Докл. АН СССР. 1986. Т. 286. № 2. С. 402–405.
22. *Клишевич В.Л., Храмов А.Н.* Палеогеологическая реконструкция Туркестанского палеоокеана для раннего девона // Геотектоника. 1993. № 4. С. 66–75.
23. *Куренков С.А.* Тектоника офиолитовых комплексов Южного Тянь-Шаня // Тр. ГИН АН СССР. 1983. Вып. 354а. 94 с.
24. *Куренков С.А., Аристов В.А.* О времени формирования коры Туркестанского палеоокеана // Геотектоника. 1995. № 6. С. 22–31.
25. *Куренков С.А., Перфильев А.С.* Ранние стадии развития Туркестано-Алайских палеоокеанических структур // Раннегеосинклинальные формации и структуры: Тр. ГИН АН СССР. 1987. Вып. 262. С. 137–149.
26. *Леонов М.Г.* Олиостромы в структуре складчатых областей // Тр. ГИН. 1981. Вып. 344. 172 с.
27. *Леонов М.Г.* Южный Тянь-Шань. Геологические условия проявления зеленосланцевого метаморфизма и модель геотектонического развития // Геотектоника. 1985. № 5. С. 45–61.
28. *Леонов М.Г.* Механизмы структурообразования и геодинамика Южного Тянь-Шаня в фанерозое // Тектоника Азии: Матер. XXX тектон. совещ. М.: ГЕОС, 1997. С. 132–134.
29. *Ломизе М.Г.* Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма. М.: Недра, 1983. 194 с.
30. *Ломизе М.Г., Демина Л.И., Зарициков А.А.* Кыргызско-Терской палеоокеанический бассейн (Тянь-Шань) // Тектоника Азии. Матер. XXX тектон. совещ. М.: ГЕОС, 1997. С. 134–136.
31. Магматические горные породы. Т. 1. М.: Наука, 1983. 368 с.
32. Магматические горные породы. Т. 6. М.: Наука, 1987. 440 с.
33. *Макарычев Г.И.* Геосинклинальный процесс и становление континентальной земной коры в Тянь-Шане // Тр. ГИН АН СССР. 1978. Вып. 318. 192 с.
34. *Маракушев А.А.* Петрогенез. М.: Недра, 1988. 293 с.
35. *Мухин П.А., Абдулаев Х.А., Минаев В.Е.* и др. Палеозойская геодинамика Средней Азии // Сов. геология. 1989. № 10. С. 47–58.
36. *Перфильев А.С., Коптева В.В., Куренков С.А.* Особенности развития зон спрединга в современных и палеотектонических структурах // Геотектоника. 1985. № 5. С. 19–33.
37. *Пирс Дж.А., Липпард С.Дж., Робберто С.* Особенности и тектонические значения офиолитов над зоной субдукции // Геология окраинных морей. М.: Мир, 1987. С. 134–165.

38. *Резвой Д.П., Алексеенко А.В., Биличева Г.И.* Тектоника и формации юга Киргизской ССР // Тр. Упр. геологии КиргССР. 1974. Сб. 3. С. 18–29.
39. *Резвой Д.П., Алексеенко А.В., Марушкин И.А.* Концентрические структуры Ферганского хребта: Северная часть сейсмического профиля Тянь-Шань–Гималаи // Земная кора и верхняя мантия Памира, Гималаев и Южного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1984. С. 148–155.
40. *Савчук Ю.С., Мухин П.А.* Эволюция рудных процессов в структуре аккреционной призмы Южного Тянь-Шаня (Кызылкумский геодинамический полигон) // Геотектоника. 1993. № 6. С. 63–81.
41. Тектоника Западного Тянь-Шаня / Бухарин А.К., Брежнев В.Д., Масленникова И.А. и др. М.: Наука, 1989. 152 с.
42. Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования / Белов А.А., Буртман В.С., Зинкевич В.П. и др. М.: Наука, 1990. 293 с.
43. Тихоокеанская окраина Азии. Геология. М.: Наука, 1989. 269 с.
44. *Фролова Т.И., Перчук Л.Л., Бурикова И.А.* Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. М.: Недра, 1989. 261 с.
45. *Херасков Н.П.* Тектоника и формации. Избр. труды. М.: Наука, 1967. 404 с.
46. *Цветков А.Я.* Среднепалеозойский магматизм Северо-Восточной Ферганы: Автореф. дисс... канд. геол.-мин. наук. Л., 1976. 19 с.
47. *Шатский Н.С.* Избр. труды. М.: Наука, 1965. Т. 3. 348 с.
48. *Шванов В.Н.* Майлисуйский океанический комплекс в бассейне реки Карасу-Западная на северо-востоке Ферганы // Вестн. Ленинград. ун-та. 1979. № 12. С. 76–95.
49. *Шванов В.Н.* Литоформационная корреляция терригенных и метаморфических толщ. Южный Тянь-Шань. Л.: Изд-во Ленинград. ун-та, 1983. 213 с.
50. *Шульц С.С.* (мл.). Формирование континентальной коры палеозойских складчатых поясов и их современная структура на примере Тянь-Шаня // Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука, 1974. С. 156–176.
51. *Щека С.А., Кулинич Р.Г., Высоцкий С.В.* и др. Новые данные по геологии разломов Яп и Центральный в Филиппинском море // Докл. АН СССР. 1986. Т. 286. № 2. С. 417–421.
52. *Irving A.* Petrology and geochemistry of composite ultramafic xenoliths in alkalic basalts and implications for magmatic process within the mantle // Amer. J. Sci. A. 1980. Vol. 280. Pt. 2. P. 389–486.

**THE ANALYZIS OF VOLCANOGENIC FORMATIONS
OF THE LOWER–MEDIUM PALAEOZOIC
IN THE NORTH-EASTERN FERGHANA (TIEN SHAN)**

L. Generalova

Ivan Franko National University of Lviv

Hrushevskij Str. 4, UA –79005 Lviv

e-mail: zaggeol@franko.lviv.ua

Lower-Middle Paleozoic structural-formational complexes (SFC) in the North-East Fergana are studied. Its volcanogenic formations are characterized. Basic members of volcanogenic formations are compared. Actual interpretation of geodynamic regimes of Lower-Middle Paleozoic structural-formational complexes are made. Lateral ranges of contemporaneous SFC re determined within north margin of Turkestan paleocean.

Key words: North-Eastern Ferghana , South Tien-Shan, Middle Tien-Shan, Paleozoic, volcanogenic formation, structural-formational complex, basalt, ophiolite magmogenesis.

**АНАЛИЗ ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ НИЖНЕГО–СРЕДНЕГО
ПАЛЕОЗОЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ФЕРГАНЫ (ТЯНЬ-ШАНЬ)**

Л. Генералова

Львовский национальный университет имени Ивана Франко

79005 г. Львов, ул. Грушевского, 4

e-mail: zaggeol@franko.lviv.ua

Изучены ниже-среднепалеозойские структурно-формационные комплексы Северо-Восточной Ферганы и детально охарактеризованы вулканогенные формации каждого из них. Для сравнительного анализа вулканогенных формаций использованы их базитовые члены. Выполнена актуалистическая интерпретация геодинамических режимов ниже-среднепалеозойских комплексов. Установлены латеральные ряды разновозрастных комплексов для северной окраины Туркестанского палеоокеана.

Ключевые слова: Северо-Восточная Фергана, Южный Тянь-Шань, Средний Тянь-Шань, палеозой, вулканогенная формация, структурно-формационный комплекс, базальты, офиолитовый магмагенез.

Стаття надійшла до редколегії 23.12.2008

Прийнята до друку 28.10.2009