

САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

Д. Л. Конопелько

ПАЛЕОЗОЙСКИЙ  
ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ  
ЗАПАДНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

УДК 551.24+551.73(235.216)  
ББК 26.324+26.31+26.30  
К64

Рецензенты: д-р геол.-минерал. наук, ст. науч. сотр. *А. М. Ларин*  
(Ин-т геологии и геохронологии докембрия РАН);  
канд. геол.-минерал. наук, ст. науч. сотр. *В. В. Шатов*  
(Всерос. науч.-исслед. геол. ин-т)

*Рекомендовано к публикации научной комиссией  
в области наук о Земле и смежных экологических наук  
Санкт-Петербургского государственного университета*

**Конопелько Д. Л.**

К64 Палеозойский гранитоидный магматизм западного Тянь-Шаня. —  
СПб.: Изд-во С.-Петерб. ун-та, 2020. — 196 с.  
doi.org/10.21638/11701/9785288060250  
ISBN 978-5-288-06034-2

Издание посвящено изучению гранитоидного магматизма на конвергентных границах плит при переходе от субдукции к континентальной коллизии на примере герцинид западного Тянь-Шаня. Главными объектами исследования являлись гранитоиды, сформировавшиеся на окраинах Туркестанского океана в среднем и позднем палеозое. Использование современных прецизионных методов, включая локальное датирование цирконов и определение изотопных составов Nd-Sr-Pb-Hf, позволило охарактеризовать строение коры в масштабе крупных террейнов Тянь-Шаня. На основе типизации гранитоидных комплексов реконструированы геодинамические обстановки их формирования. Новые данные о продолжительности и геохимических особенностях различных эпизодов магматизма использованы для построения геодинамических моделей, объясняющих региональные вариации состава гранитоидных серий.

Для широкого круга геологов, петрологов и геохимиков, а также студентов и преподавателей вузов.

УДК 551.24+551.73(235.216)  
ББК 26.324+26.31+26.30

*Исследование выполнено при поддержке грантом Минобрнауки РФ 14.Y26.31.0018*

ISBN 978-5-288-06034-2  
doi.org/10.21638/11701/9785288060250

© Санкт-Петербургский  
государственный университет, 2020  
© Д. Л. Конопелько, 2020

# Оглавление

Указатель рисунков и таблиц.....	7
Указатель электронных приложений.....	10
Введение.....	11
<b>Глава 1. Геологическое строение Тянь-Шаня, особенности постколлизийного магматизма и методы исследования</b>	<b>14</b>
§ 1.1. Геологическое строение западного Тянь-Шаня и характеристика палеозойского гранитоидного магматизма.....	14
1.1.1. Геологическое строение западного Тянь-Шаня.....	15
1.1.2. Характеристика палеозойского гранитоидного магматизма западного Тянь-Шаня и особенности раннепермских постколлизийных комплексов.....	19
§ 1.2. Современные представления о постколлизийной стадии развития складчатых поясов и происхождении постколлизийных гранитоидов .....	23
§ 1.3. Принципы интерпретации генезиса гранитоидов по Nd-Sr-Pb-Hf изотопным данным .....	30
<b>Глава 2. Постколлизийные интрузии Кокшаальского сегмента Южного Тянь-Шаня.....</b>	<b>35</b>
§ 2.1. Геологическое строение и главные типы постколлизийных гранитоидов Кокшаала .....	35
§ 2.2. Субщелочные гранитоиды центральной части Кокшаальского сегмента .....	39
2.2.1. Геохимия.....	43

2.2.2. Изотопный состав Nd в породах .....	47
2.2.3. Результаты U-Pb датирования цирконов .....	48
2.2.4. Петрогенезис гранитов .....	50
§ 2.3. Малые интрузии дифференцированных лейкогранитов восточной части Кокшаала и известково-щелочные массивы в зоне Атбаши-Иньельчекского разлома .....	53
2.3.1. Результаты U-Pb датирования цирконов .....	58
2.3.2. Геохимия .....	60
2.3.3. Петрогенезис гранитов .....	63
§ 2.4. Обобщение результатов и геодинамическая модель формирования постколлизийных интрузий Кокшаала .....	65
2.4.1. Природа коровых источников гранитов Кокшаала по изотопным данным .....	67
2.4.2. Геодинамическая модель формирования постколлизийных интрузий Кокшаала .....	67
<b>Глава 3. Постколлизийные интрузии Алайского сегмента Южного Тянь-Шаня .....</b>	<b>70</b>
§ 3.1. Геологическое строение Алайского сегмента Южного Тянь-Шаня .....	70
3.1.1. Букантау-Кокшаальский надвиговый пояс .....	72
3.1.2. Зерашано-Алайский блок .....	77
3.1.3. Синколлизийные и постколлизийные деформации ..	78
§ 3.2. Постколлизийные интрузии: характеристика и опробование .....	79
3.2.1. Геохимия .....	87
3.2.2. Результаты U-Pb датирования и изотопный состав Hf в цирконах .....	90
3.2.3. Изотопный состав Sr, Nd и Pb в породах .....	95
§ 3.3. Петрогенезис и геодинамическая обстановка формирования раннепермских постколлизийных интрузий Алайского сегмента .....	97
§ 3.4. Основные выводы .....	100

<b>Глава 4. Палеозойский гранитоидный магматизм Южного и Срединного Тянь-Шаня на территории Узбекистана .....</b>	<b>102</b>
§ 4.1. Особенности геологического строения западного Тянь-Шаня на территории Узбекистана и выбор объектов исследования .....	102
§ 4.2. Геологическое описание изученных террейнов и отбор проб .....	104
4.2.1. Султан-Увайс .....	104
4.2.2. Кызылкумо-Нуратинский сегмент Южного Тянь-Шаня.....	106
4.2.3. Гиссарский сегмент Южного Тянь-Шаня.....	113
4.2.4. Чаткало-Кураминский блок Срединного Тянь-Шаня.....	114
4.2.5. Сравнительная характеристика палеозойских разрезов и магматизма исследованных террейнов.....	117
§ 4.3. Методы и результаты исследования гранитоидов Узбекистана .....	117
4.3.1. Петрография .....	117
4.3.2. Геохимия.....	120
4.3.3. U-Pb датирование по цирконам .....	128
4.3.4. Изотопные составы Nd-Sr-Pb в горных породах и Hf в цирконах .....	128
§ 4.4. Обобщение результатов изучения изотопного состава.....	135
§ 4.5. Интерпретация результатов исследования палеозойских гранитоидов Узбекистана .....	138
4.5.1. Султан-Увайс .....	138
4.5.2. Кызылкумо-Нуратинский сегмент .....	140
4.5.3. Гиссарский сегмент .....	141
4.5.4. Чаткало-Кураминский блок .....	142
§ 4.6. Петрогенезис, металлогения и геодинамическая обстановка формирования постколлизийных интрузий Кызылкумо-Нуратинского сегмента на примере золотоносного массива Кошрабад .....	143
4.6.1. Геологическое строение хребта Северный Нуратау.....	144
4.6.2. Геологическое строение Кошрабадского массива.....	146
4.6.3. Геохимические характеристики .....	148

## 6

4.6.4. Петрогенезис .....	153
4.6.5. Происхождение золотого оруденения.....	154
4.6.6. Обобщение результатов исследований Кошрабадского массива.....	157
4.6.7. Геодинамические обстановки формирования постколлизийных интрузий Кызылкумо-Нуратинского сегмента.....	158
§ 4.7. Геодинамическая модель палеозойской эволюции западного Тянь-Шаня и обстановки формирования гранитоидных серий.....	159
<b>Заключение .....</b>	<b>164</b>
<b>Список литературы .....</b>	<b>171</b>

## Указатель рисунков и таблиц

<i>Рис. 1.1.</i>	Тектоническая схема Тянь-Шаня.....	15
<i>Рис. 1.2.</i>	Схематическое изображение заключительных стадий цикла Уилсона, включая субдукцию, континентальную коллизию и гравитационный коллапс орогена на постколлизийной стадии .....	24
<i>Рис. 1.3.</i>	Стадии и геодинамические обстановки орогенеза.....	25
<i>Рис. 1.4.</i>	Тектоническое строение и горизонтальные скорости перемещения плит (черные стрелки, мм/год) в Восточном Средиземноморье относительно Евразии в 1988–1997 гг. ....	25
<i>Рис. 1.5.</i>	Миоцен-четвертичные вулканические центры восточной Анатолии, Кавказа и Иранского нагорья, иллюстрирующие проявление и распространенность постколлизийного магматизма, инициированного продолжающейся с начала миоцена коллизией Аравийской плиты с Евразией.....	26
<i>Рис. 2.1.</i>	Изученный район в Кокшаальском сегменте Южного Тянь-Шаня на схеме тектонического строения западного Тянь-Шаня .....	35
<i>Рис. 2.2.</i>	Геологическая схема Кокшаальского сегмента Южного Тянь-Шаня с результатами датирования изученных интрузий .....	36
<i>Рис. 2.3.</i>	Размещение массивов гранитоидов в пределах Кокшаальского сегмента Южного Тянь-Шаня .....	38
<i>Рис. 2.4.</i>	Мафические включения в гранитоидном матриксе. Мудрюмский массив .....	41
<i>Рис. 2.5.</i>	Главные типы гранитоидов Кокшаальского комплекса (Джангартский и Учкошконский подкомплексы) .....	42
<i>Рис. 2.6.</i>	Химические составы гранитоидов Кокшаальского комплекса на классификационных диаграммах.....	44
<i>Рис. 2.7.</i>	Спектры распределения концентраций REE в магматических породах Кокшаальского комплекса, нормированные к хондриту .....	45
<i>Рис. 2.8.</i>	Дискриминационные диаграммы $K_2O+Na_2O$ , $FeO/MgO$ , $Nb$ и $Zr$ vs. $10\ 000*Ga/Al$ , иллюстрирующие принадлежность кокшаальских гранитов к А-типу .....	46
<i>Рис. 2.9.</i>	Изотопные составы Nd в гранитоидах Кокшаальского сегмента на диаграмме $\epsilon Nd$ vs. возраст кристаллизации с данными по сопредельным террейнам Джунгара, Алтая и Тарима .....	47
<i>Рис. 2.10.</i>	Результаты U-Pb датирования гранитоидов Кокшаальского комплекса на диаграммах с конкордией .....	49
<i>Рис. 2.11.</i>	Химические составы гранитоидов Кокшаальского комплекса на вариационных диаграммах .....	51
<i>Рис. 2.12.</i>	Химические составы гранитоидов Кокшаальского комплекса на дискриминационных диаграммах .....	52
<i>Рис. 2.13.</i>	Находящиеся по разные стороны Атбаши-Иныльчекского разлома Теректинский известково-щелочной массив и Ташкоринский шток оловоносных лейкогранитов .....	54
<i>Рис. 2.14.</i>	Фотографии главных типов пород Ташкоринского штока .....	55
<i>Рис. 2.15.</i>	Включение диоритоидного состава в гранодиорите Теректинского массива, опробованное для датирования по цирконам.....	57
<i>Рис. 2.16.</i>	Результаты U-Pb датирования гранитоидов Иныльчекского и Теректинского комплексов на диаграммах с конкордией.....	59

## 8 Указатель рисунков и таблиц

<i>Рис. 2.17.</i>	Химические составы гранитоидов Иныльчекского и Теректинского комплексов на классификационных и дискриминационных диаграммах .....	61
<i>Рис. 2.18.</i>	Химические составы гранитоидов Иныльчекского (Кокшаальского) и Теректинского комплексов.....	62
<i>Рис. 2.19.</i>	Нормированные к хондриту спектры распределения концентраций REE и нормированные к примитивной мантии спектры распределения концентраций редких элементов в гранитоидах Теректинского массива и малых интрузий Иныльчекского комплекса .....	62
<i>Рис. 2.20.</i>	Химические составы гранитоидов Теректинского массива на вариационных диаграммах .....	64
<i>Рис. 2.21.</i>	Химические составы гранитоидов: Уланского и Теректинского и Кокшаальского комплексов на дискриминационных диаграммах.....	65
<i>Рис. 2.22.</i>	Модель образования постколлизийных интрузий Кокшаальского сегмента Южного Тянь-Шаня.....	68
<i>Рис. 3.1.</i>	Район работ в Алайском сегменте Южного Тянь-Шаня на схеме тектонического строения западного Тянь-Шаня.....	71
<i>Рис. 3.2.</i>	Схема тектонического строения Алайского и Гиссарского сегментов Южного Тянь-Шаня .....	71
<i>Рис. 3.3.</i>	Схематическая геологическая карта Алайского сегмента Южного Тянь-Шаня .....	73
<i>Рис. 3.4.</i>	Фотографии гранитоидов Алайского сегмента Южного Тянь-Шаня .....	80
<i>Рис. 3.5.</i>	Схематическая геологическая карта Исфайрамского массива .....	83
<i>Рис. 3.6.</i>	Микрофотографии петрографических шлифов гранитоидов Алайского сегмента, отобранных для датирования по цирконам .....	85
<i>Рис. 3.7.</i>	Химические составы гранитоидов Алайского сегмента на классификационных и дискриминационных диаграммах .....	88
<i>Рис. 3.8.</i>	Спектры распределения концентраций REE в гранитоидах Алайского сегмента, нормированные к хондриту, и спектры распределения концентраций редких элементов, нормированные к примитивной мантии.	90
<i>Рис. 3.9.</i>	Результаты U-Pb датирования гранитоидов Алайского сегмента на диаграммах с конкордией.....	92-93
<i>Рис. 3.10.</i>	Диаграмма, иллюстрирующая соотношение значений $\epsilon_{\text{Hf}}$ с возрастными кристаллизации соответствующих пород .....	93
<i>Рис. 3.11.</i>	Изотопные составы Sr, Nd, и Pb в гранитоидах Алайского сегмента .....	96
<i>Рис. 3.12.</i>	Тектонические модели образования постколлизийных гранитоидов в Кокшаальском и Алайском сегментах Южного Тянь-Шаня .....	99
<i>Рис. 4.1.</i>	Тектоническая схема западного Тянь-Шаня на территории Узбекистана с указанием наиболее крупных рудных месторождений региона .....	103
<i>Рис. 4.2.</i>	Геологическая схема хребта Султан-Увайс с точками опробования, на которую вынесены результаты U-Pb датирования и Hf-Nd изотопные данные.....	105
<i>Рис. 4.3.</i>	Геологическая схема северной части Кызылкумов с точками опробования, на которую вынесены результаты U-Pb датирования и Hf-Nd изотопные данные.....	107
<i>Рис. 4.4.</i>	Геологическая схема и разрез через офиолит Тескудук в горах Тамдытау .....	108
<i>Рис. 4.5.</i>	Полевые фотографии наиболее важных комплексов пород Кызылкумо-Нуратинского сегмента в горах Тамдытау.....	109
<i>Рис. 4.6.</i>	Геологическая схема хребтов Северный и Южный Нуратау с точками опробования, на которую вынесены результаты U-Pb датирования и Hf-Nd изотопные данные.....	110

<i>Рис. 4.7.</i>	Геологическая схема Гиссарского сегмента с точками опробования, на которую вынесены результаты U-Pb датирования и Hf-Nd изотопные данные.....	113
<i>Рис. 4.8.</i>	Геологическая схема Чаткало-Кураминского блока с точками опробования, на которую вынесены результаты U-Pb датирования и Hf-Nd изотопные данные.....	116
<i>Рис. 4.9.</i>	Стратиграфические колонки, иллюстрирующие положение исследованных магматических пород в разрезах Султан-Увайса, Кызылкумо-Нуратинского и Гиссарского сегментов Южного Тянь-Шаня, а также Чаткало-Кураминского блока Срединного Тянь-Шаня.....	118
<i>Рис. 4.10.</i>	Коренные выходы, образцы и шлифы гранитоидов Кызылкумо-Нуратинского сегмента Южного Тянь-Шаня.....	119
<i>Рис. 4.11.</i>	Составы магматических пород западного Тянь-Шаня на территории Узбекистана на классификационных и дискриминационных диаграммах.....	122–123
<i>Рис. 4.12.</i>	Спектры распределения концентраций REE в гранитоидах западного Тянь-Шаня на территории Узбекистана, нормированные к хондриту.....	124
<i>Рис. 4.13.</i>	Спектры распределения концентраций редких элементов в гранитоидах западного Тянь-Шаня на территории Узбекистана, нормированные к примитивной мантии.....	125
<i>Рис. 4.14.</i>	Изотопные составы Sr и Nd в гранитоидах западного Тянь-Шаня.....	130
<i>Рис. 4.15.</i>	Изотопные составы Pb и Hf в гранитоидах западного Тянь-Шаня.....	133
<i>Рис. 4.16.</i>	Значения $\epsilon_{\text{Hf}}$ и $\epsilon_{\text{Nd}}$ в гранитоидах западного Тянь-Шаня на территории Узбекистана.....	137
<i>Рис. 4.17.</i>	Тектоническая схема Тянь-Шаня.....	144
<i>Рис. 4.18.</i>	Геологическая схема хребта Северный Нуратау.....	145
<i>Рис. 4.19.</i>	Геологическое строение и рудоносность Кошрабадского массива.....	147
<i>Рис. 4.20.</i>	Породы Кошрабадского массива.....	148
<i>Рис. 4.21.</i>	Породы Кошрабадского массива на классификационных диаграммах.....	151
<i>Рис. 4.22.</i>	Вариационные диаграммы петрогенных и редких элементов относительно SiO <sub>2</sub> в породах Кошрабадского массива.....	152
<i>Рис. 4.23.</i>	Редкоэлементный состав гранитоидов Кошрабадского массива.....	153
<i>Рис. 4.24.</i>	Золотоносные кварцевые жилы месторождения Гужумсай в относительно слабо измененных гранитах главной фазы Кошрабадского массива.....	155
<i>Рис. 4.25.</i>	Дайковые серии Кошрабадского массива на диаграмме Au — SiO <sub>2</sub> .....	156
<i>Рис. 4.26.</i>	Геодинамическая модель эволюции террейнов западного Тянь-Шаня на территории Узбекистана в палеозое.....	162
	Гистограммы распределения возрастов средне- и позднепалеозойских гранитоидов в различных террейнах западного Тянь-Шаня.....	166
<i>Табл. 3.1.</i>	Характеристика проб гранитоидов Алайского сегмента и основные результаты.....	84
<i>Табл. 4.1.</i>	Содержание элементов в породах Кашрабадского массива: главных (окислов), вес. %, и редких, ppm.....	149

# Указатель электронных приложений

## Приложение А. Фотографии образцов и шлифов горных пород

*Приложение А1.* Полированные образцы гранитоидов западного Тянь-Шаня (Узбекистан), выбранных для изотопно-геохимических исследований.  
<https://doi.org/10.21638/11701/9785288060250.appA1>

*Приложение А2.* Шлифы гранитоидов западного Тянь-Шаня (Узбекистан), выбранных для изотопно-геохимических исследований.  
<https://doi.org/10.21638/11701/9785288060250.appA2>

## Приложение Б. Химические анализы гранитоидов Тянь-Шаня

Приложение Б1. Химический состав гранитоидов Джангартского и Учкошконского подкомплексов Кокшаальского регионального комплекса Южного Тянь-Шаня.  
<https://doi.org/10.21638/11701/9785288060250.appB1>

Приложение Б2. Химический состав гранитоидов Теректинского и Иньльчекского комплексов Кокшаальского сегмента Южного Тянь-Шаня.  
<https://doi.org/10.21638/11701/9785288060250.appB2>

Приложение Б3. Химический состав гранитоидов Алайского сегмента Южного Тянь-Шаня.  
<https://doi.org/10.21638/11701/9785288060250.appB3>

Приложение Б4. Геохимические характеристики гранитоидов западного Тянь-Шаня на территории Узбекистана и основные результаты изотопно-геохимических исследований.  
<https://doi.org/10.21638/11701/9785288060250.appB4>

Приложение Б5. Химический состав гранитоидов западного Тянь-Шаня на территории Узбекистана. <https://doi.org/10.21638/11701/9785288060250.appB5>

## Приложение В. Результаты изотопно-геохронологических исследований

Приложение В1. Результаты Sm-Nd изотопных измерений для определения модельного возраста валовых проб гранитоидов Кокшаальского сегмента Южного Тянь-Шаня и смежных районов. <https://doi.org/10.21638/11701/9785288060250.appV1>

Приложение В2. Результаты U-Pb изотопных измерений с помощью SIMS по единичным зернам цирконов из магматических пород Кокшаальского комплекса Южного Тянь-Шаня. <https://doi.org/10.21638/11701/9785288060250.appV2>

Приложение В3. Результаты U-Pb изотопных измерений с помощью SHRIMP-II по единичным зернам цирконов из магматических пород Иньльчекского и Теректинского комплексов Кокшаальского сегмента Южного Тянь-Шаня.  
<https://doi.org/10.21638/11701/9785288060250.appV3>

Приложение В4. Результаты U-Pb изотопных измерений с помощью SHRIMP-II по единичным зернам цирконов из магматических пород Алайского сегмента Южного Тянь-Шаня.  
<https://doi.org/10.21638/11701/9785288060250.appV4>

Приложение В5. Изотопный состав Hf в цирконах из магматических пород Алайского сегмента Южного Тянь-Шаня. <https://doi.org/10.21638/11701/9785288060250.appV5>

Приложение В6. Результаты Sm-Nd-Pb изотопных измерений валовых проб гранитоидов Алайского сегмента Южного Тянь-Шаня.  
<https://doi.org/10.21638/11701/9785288060250.appV6>

Приложение В7. Основные результаты датирования гранитоидов западного Тянь-Шаня на территории Узбекистана методом SHRIMP-II по единичным зернам цирконов.  
<https://doi.org/10.21638/11701/9785288060250.appV7>

Приложение В8. Результаты Sm-Nd изотопных измерений валовых проб гранитоидов западного Тянь-Шаня на территории Узбекистана.  
<https://doi.org/10.21638/11701/9785288060250.appV8>

Приложение В9. Результаты измерений изотопных составов свинца в валовых пробах гранитоидов западного Тянь-Шаня на территории Узбекистана.  
<https://doi.org/10.21638/11701/9785288060250.appV9>

Приложение В10. Изотопный состав Hf в цирконах из магматических пород западного Тянь-Шаня на территории Узбекистана.  
<https://doi.org/10.21638/11701/9785288060250.appV10>

## Введение

Изучение эволюции гранитоидного магматизма складчатых поясов является одной из наиболее актуальных фундаментальных проблем в науках о Земле. Состав гранитоидов служит надежным индикатором геодинамических обстановок их формирования и важным источником информации о коровых источниках гранитоидных магм. Палеозойские образования западного Тянь-Шаня, входящие в состав гигантского Центрально-Азиатского складчатого пояса, характеризуются широким развитием гранитоидных магматических серий, занимающих от 30 до 80 % территории на современном эрозионном срезе. Именно с интрузиями позднепалеозойских гранитоидов связан целый ряд уникальных рудных месторождений, открытие которых превратило Тянь-Шань в крупнейшую золоторудную провинцию Евразии.

Целью работы являлось выявление закономерностей эволюции гранитоидного магматизма на конвергентных границах плит при переходе от обстановки субдукции к обстановке континентальной коллизии на примере герцинского складчатого сооружения западного Тянь-Шаня на территории Узбекистана, Таджикистана и Кыргызстана. Главными объектами исследования являлись герцинские постколлизионные гранитоиды, сформировавшиеся на бывшей южной пассивной окраине Туркестанского океана в пределах Кызылкумского, Гиссарского, Алайского и Кокшаальского сегментов Южного Тянь-Шаня. Надсубдукционные гранитоиды и переход от субдукционного к постколлизионному магматизму изучены на северной активной окраине Туркестанского океана в Чаткало-Кураминском блоке Срединного Тянь-Шаня и в горах Султан-Увайса. Для исследований выбирались магматические комплексы, позволяющие охарактеризовать все разнообразие геохимических типов гранитоидных серий Тянь-Шаня. Особое внимание уделялось массивам, с которыми связаны наиболее крупные и хорошо изученные рудные месторождения региона, а также интрузиям, которые являются индикаторами тектонических обстановок: например, массивам, прорывающим сутурные швы и внедренным в региональные зоны сдвига.

Палеозойские магматические серии западного Тянь-Шаня впервые изучены с применением всего арсенала современных методов, включая локальное датирование цирконов и определение изотопных составов Nd-Sr-Pb-Hf. Типизация палеозойских гранитоидов на геодинамической основе позволила выделить надсубдукционные и постколлизийные серии и охарактеризовать их распространенность в различных террейнах Тянь-Шаня. По данным прецизионного датирования цирконов впервые с высокой точностью определены временные границы эпизодов девон-карбонового надсубдукционного и раннепермского постколлизийного магматизма. Анализ новых геохимических данных позволил объяснить главные тренды эволюции состава гранитоидов в региональном масштабе и расшифровать петрогенезис наиболее характерных магматических комплексов. Установлено, что ключевым фактором, определяющим эволюционные тренды главных серий палеозойских гранитоидов, являлись составы и особенности эволюции расплавов, возникающих в разных геодинамических обстановках. Результаты изотопного картирования гранитоидов впервые позволили охарактеризовать строение континентальной коры отдельных частей западного Тянь-Шаня и провести их сравнительный анализ. Показано, что большинство гранитоидов имеют коровые изотопные составы, а их модельные возрасты указывают на происхождение из мезоэопротерозойской континентальной коры. Полученные результаты позволили уточнить палеозойскую историю геологического развития западного Тянь-Шаня, а также предложить модели, объясняющие происхождение постколлизийных гранитоидов в различных террейнах. Монография также включает электронные приложения, ввиду своей объемности выложенные в интернет-сети. В них приведены фотографии и первичные результаты аналитических работ. Фотографии образцов гранитоидов и микрофотографии петрографических шлифов представлены в Приложении А, результаты же химических анализов гранитоидов и изотопно-геохронологических исследований приводятся соответственно в Приложениях Б и В. Всем приложениям присвоены цифровые идентификаторы (doi), приведенные в Указателе электронных приложений.

Работа выполнена на кафедре региональной геологии геологического факультета Санкт-Петербургского государственного университета. Автор глубоко признателен профессору Г.С. Бискэ за годы плодотворной совместной работы в горах Тянь-Шаня, за наставничество, критику и неизменное дружелюбие. Особая благодарность моим коллегам А. К. Худолею, В. В. Иваникову, С. В. Петрову и А. Н. Зайцеву. Автор благодарен профессорам О. Эклунду (Университет Турку, Финляндия) и Р. Зельтманну (Музей естественной истории, Лондон) за поддержку и неизменный интерес к исследованиям Тянь-Шаня. Очень полезным было сотрудничество с К. Куллерудом (Университет Тромсё, Норвегия) и Р. Клемдом (Университет Эрлангена, Германия). Не менее важной была поддержка моих коллег из Киргизии, Узбекистана и Таджикистана В. М. Ненахова, А. В. Дженчураевой, А. В. Неевина, Ф. К. Апаярова, Ф. К. Ди-

ваева, Р.Х. Миркамалова, И.Н. Ганиева, Ю.М. Мамаджанова и А.С. Ниезова, которые в разные годы помогали организовать полевые работы в отдаленных горных районах. Особая благодарность коллективу Центра изотопных исследований Всероссийского научно-исследовательского геологического института (ВСЕГЕИ) им. А.П. Карпинского, где была выполнена часть геохронологических исследований. Работа выполнялась при финансовой поддержке РФФИ (гранты 96-05-66280 и 98-05-65644), NorFa, ИНТАС (Nr 05-1000008-7938), грантов СПбГУ и гранта Минобрнауки РФ (проект 14.Y26.31.0018).

# Глава 1

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ТЯНЬ-ШАНЯ, ОСОБЕННОСТИ ПОСТКОЛЛИЗИОННОГО МАГМАТИЗМА И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В этой главе рассматриваются современные представления о геологическом строении западного Тянь-Шаня, описывается характер и пространственное распределение позднепалеозойских гранитоидных комплексов. Поскольку основной объем гранитоидов западного Тянь-Шаня образовался на постколлизии стадии развития этого складчатого пояса, во второй части главы дается обзор современных представлений о происхождении постколлизии гранитоидов. В последней третьей части изложены принципы изотопно-геохимического картирования и интерпретации генезиса гранитоидов по Nd-Sr-Pb-Hf изотопным данным, применявшиеся в настоящей работе.

### **§ 1.1. Геологическое строение западного Тянь-Шаня и характеристика палеозойского гранитоидного магматизма**

Современные горные хребты, образующие Тянь-Шань, возникли в конце олигоцена и главным образом в неогене в результате вторичного орогенеза, охватившего обширную область внутренней Азии после закрытия океана Тетис и коллизии Индостана с Евразией. В контурах горного сооружения Тянь-Шаня хорошо обнажены древние палеозойские складчатые пояса, которые являются предметом нашего исследования. Для начала рассмотрим геологическое строение палеозойского западного Тянь-Шаня на территории Кыргызстана, Таджикистана и Узбекистана.

Геологическое изучение западного Тянь-Шаня ведет историю с конца XIX века, хотя многие месторождения разрабатывались еще в Средние века и ранее. Целиком закартированный в 1950–1970-х годах в масштабе 1 : 200 000 регион показан на нескольких обзорных геологических картах масштаба 1 : 500 000 и мельче [Геологическая карта Таджикской ССР..., 1984; Геологи-

ческая карта Узбекистана, 1998; Геологическая карта Кыргызской ССР, 2008]. При этом рудные узлы и перспективные в поисковом отношении районы закартированы в масштабах 1 : 50 000 и 1 : 25 000.

### 1.1.1. Геологическое строение западного Тянь-Шаня

Домезозойские образования, обнажающиеся в пределах западного Тянь-Шаня, традиционно делятся на Северный, Срединный и Южный Тянь-Шань (рис. 1.1). Северный и Срединный Тянь-Шань представляют собой части Киргизско-Казахского континента, или Палеоказахстана, окончательная амальгамация которого произошла к концу ордовика [Попов, 1938; Гесь, 2008]. В середине палеозоя был в основном сформирован верхний структурный этаж Палеоказахстана, для которого в Срединном Тянь-Шане характерны открыто-морские шельфовые карбонатные фации верхнего девона — нижнего карбона, тогда как в Северном типичны неполные разрезы этого интервала с красноцветными песчаниками [Бискэ, 1996].

Формирование Южного Тянь-Шаня произошло в результате закрытия Туркестанского палеоокеана и коллизии Палеоказахстана с более южными континентами, которые представлены Каракумо-Таджикским континентом и Таримом. Закрытие океана и коллизия произошли в течение среднего и позднего карбона в результате субдукции океанической литосферы к северу



Рис. 1.1. Тектоническая схема Тянь-Шаня:

СТШ — Северный Тянь-Шань, СрТШ — Срединный Тянь-Шань, ЮТШ — Южный Тянь-Шань, ЛН — линия Николаева, ТФС — Талассо-Ферганский сдвиг, ЮТШС — Южно-Тянь-Шаньская сутура

с образованием на южной окраине Палеоказахстана надсубдукционной Бельтау-Кураминской магматической дуги [Бискэ, 1996].

Представления о строении **Северного Тянь-Шаня** сформулированы в 1930–1940-х годах в работах Д. В. Наливкина, В. И. Попова, В. А. Николаева и их коллег. Характерными чертами Северного Тянь-Шаня являются деформированные офиолиты и вулканические толщи нижнего палеозоя с фрагментами допалеозойской континентальной коры и залегающие на них с угловым несогласием терригенные, вулканогенные и карбонатные образования среднего и верхнего палеозоя, сохранившиеся локально и дислоцированные в конце палеозоя. Таким образом, в строении Северного Тянь-Шаня участвует каледонский фундамент Палеоказахстана и его верхнепалеозойский чехол, вовлеченный в герцинские коллизионные деформации. Южная граница Северного Тянь-Шаня обычно проводится по Таласо-Ферганскому сдвигу в западном секторе Тянь-Шаня и по линии Николаева, или Терскойскому разлому, в центральном секторе. К линии Николаева с севера примыкает Киргиз-Терская океаническая сутурная зона, которая характеризуется нижнепалеозойскими офиолитами в сопровождении андезито-базальтовых вулканитов островодужного типа и грауваккового флиша, а также метаморфическими комплексами ультравысокого давления [Бакиров и др., 1961; Бакиров, 1978; Бакиров, Котов, 1988; Meyer et al., 2013; 2014; Konopelko, Klemd, 2016]. Эта сутура прослеживается от западной части Киргизского хребта на юго-восток в район озера Сон-Куль и далее к востоку в верховья р. Нарын. К Северному Тянь-Шаню иногда относят также Каратау-Таласский блок, который выделяется между Киргиз-Терской офиолитовой полосой на северо-востоке и Таласо-Ферганским сдвиговым швом на юго-западе в хребтах Малый Каратау и Таласский. В современных реконструкциях Каратау-Таласский блок изображают как отдельный микроконтинент в раннепалеозойском Терской океане. Докембрийское основание блока известно в Малом Каратау, где вскрываются верхнерифейские красные строматолитовые известняки, песчано-глинистые турбидиты и косослоистые песчаники. Характерной чертой разреза Каратау-Таласского блока является развитие мощных терригенных толщ, которые считаются рифейскими, и присутствие на вендском уровне диамиктитов, выше которых (верхний венд — нижний ордовик) сформирован непрерывный разрез известняков и доломитов шельфового комплекса мощностью более 2000 м. Нижний кембрий включает промышленный горизонт фосфоритов.

**Срединный Тянь-Шань** выделяется как самостоятельная тектоническая единица с 1930-х годов в связи с развитием в нем мощного карбонатного комплекса фамена — нижнего карбона, подстилаемого девонскими красноцветными песчаниками, несогласно залегающими на нижнепалеозойском основании. Эти отложения представляют собой верхнепалеозойский этаж чехла Сырдарьинского докембрийского континентального массива, который в неопротерозое был перекрыт вулканитами и тиллитами, а в начале палеозоя —

глинисто-карбонатными осадками. Сырдарьинский массив занимает равнинную часть Кызылкумов с низовьями р. Сырдарьи и перекрыт на западе молодыми толщами Туранской плиты. Докембрийский фундамент Срединного Тянь-Шаня вскрывается локально. К нему относятся выходы нижнего докембрия, достоверно установленные на востоке в хребтах Акшийрак и Сарыджаз. Нижнерифейский чехол Срединного Тянь-Шаня представлен разобщенными выходами слабо метаморфизованных филлитов, кварцитов, карбонатов. Выше залегает мезо-неопротерозойская свита (серия) Большого Нарына, представленная кварцевыми порфирами, щелочными базальтами и андезитами с прослоями песчаников и конгломератов. Вендско-нижнепалеозойские отложения образуют эпиконтинентальный осадочный комплекс, в основании которого залегают вендские тиллиты джетымской серии, сменяющиеся выше по разрезу типично шельфовыми отложениями мощностью от 100 до 700 м, включающими обогащенные молибденом и ванадием черные сланцы нижнего кембрия, а также слоистые известняки и доломиты среднего кембрия — среднего ордовика.

Закрытие Терской океана в среднем и позднем ордовике, а также коллизия Срединного Тянь-Шаня (Сырдарьинского массива) с расположенными севернее континентальными массивами привела к образованию Палеоказахстана. Современные реконструкции предполагают, что с конца ордовика новообразованный континентальный массив Палеоказахстана находился между двумя ветвями Палеоазиатского океана: Джунгаро-Балхашским на севере и Туркестанским на юге. Южной окраиной Туркестанского океана являлись Каракумо-Таджикский и Таримский микроконтиненты, а южнее этих микроконтинентов находился океанический бассейн Палеотетиса [Filipova et al., 2001; Буртман и др., 1974; 1977]. Таким образом, начиная с силура Срединный Тянь-Шань становится южной окраиной Палеоказахстана, обращенной к Туркестанскому океаническому бассейну, Северный Тянь-Шань является внутренней областью нового континента, а Джунгаро-Балхашский регион играет роль его северо-восточной (в современных координатах) окраины.

На первом позднесилурийском-нижнедевонском этапе развития обе окраины Палеоказахстана были активными и надстраивались вулканоплутоническими образованиями. В Северном Тянь-Шане распространены вулканические толщи нижнего и среднего девона, представленные андезитами, дацитами и риолитами, а также бимодальными вулканитами, которые переслаиваются с конгломератами и песчаниками наземного и мелководно-морского происхождения. Примерно тот же возраст имеют вулканические толщи другой, южной активной окраины Палеоказахстана, обнаженные в Чаткало-Кураминском блоке, где для нижнедевонских кислых и средних магматических серий характерна известково-щелочная специализация.

На втором этапе развития, в среднем девоне — раннем карбоне южная окраина развивалась в пассивном режиме, и на ней сформировался комплекс

терригенных и затем карбонатных осадков шельфового типа. К низам разреза шельфового типа относятся среднедевонские красные или пестроцветные песчаники и конгломераты с редкими прослоями известняков (тюлькубашская серия), которые местами налегают с глубоким размывом на каледонское основание. Выше по разрезу они трансгрессивно сменяются мощными (2000–3500 м) слоистыми известняками верхов девона (фаменский ярус) и нижнего карбона. В Северном Тянь-Шане девонских известняков нет, осадочный чехол континента начинается нижним карбоном, который представлен красноцветными алевро-песчаными, галечными и реже карбонатными отложениями умеренной мощности.

Наконец, в раннем и среднем карбоне южная окраина Палеоказахстана снова превращается в окраину активного типа, и на ней закладывается Бельтау-Кураминский вулканоплутонический краевой пояс, который описан более подробно в подразделе 1.1.2. Наиболее полно вулканогенные и интрузивные образования Бельтау-Кураминского пояса представлены в Чаткало-Кураминском блоке, где среднекарбонные туфы и вулканиты с пологим несогласием налегают на известняки нижнего карбона. В этом регионе карбонные надсейсмофокальные магматические серии без какого-либо перерыва сменяются раннепермскими постколлизийными и занимают около 80% на современном эрозионном срезе, а общая мощность вулканогенных свит достигает 5000–6000 м. После коллизии, начиная с середины перми, весь западный Тянь-Шань испытал аплифт и эрозию, в результате чего верхнепермские и триасовые осадки практически отсутствуют, а разрез мезозойского чехла, несогласно перекрывающего палеозойский фундамент, начинается с нижней юры.

Отличительной чертой **Южного Тянь-Шаня**, который представляет собой бывшую южную пассивную окраину Туркестанского океана, является присутствие полного разреза морских отложений от силура до карбона. Этот разрез характеризуется разнообразием формационных типов и включает шельфовые карбонатные фации, глубоководные глинисто-кремнистые породы и базальты океанических плато. Наличие докембрийского фундамента предполагается, но его выходы редки. Местами присутствуют переработанные фрагменты каледонского основания. Структура Южного Тянь-Шаня — герцинская, то есть она сформирована на этапе закрытия Туркестанского океана в позднем карбоне — ранней перми. Время окончательного закрытия Туркестанского океана определяется по исчезновению последних глубоководных бассейнов, представленных в Южном Тянь-Шане глинисто-кремнистыми батинальными осадками, возраст которых не моложе позднего карбона, и турбидитами передового прогиба, достигающими в Восточной Фергане ассельского возраста [Бискэ, Шилов, 1998; Biske, Seltmann, 2010]. Поэтому, хотя мелководное морское карбонатное осадконакопление продолжалось в Тянь-Шане вплоть до артинского яруса, а в пределах Тарима — до кунгурского яруса [Charvet et al., 2007], то есть почти до начала средней перми, возраст герцинской коллизии и закрытия Туркестан-

ского океана принимается в западном Тянь-Шане как раннепермский. В целом Южный Тянь-Шань рассматривается как ансамбль тектонических покровов, продвигавшихся на юг от коллизионного шва и смятых затем в складки. Маркированная офиолитами Южно-Тянь-Шаньская сутура, образованная в результате закрытия Туркестанского океана, отделяет Южный Тянь-Шань от расположенного севернее Срединного Тянь-Шаня. К югу от складчато-надвигового пояса Южного Тянь-Шаня находятся относительно жесткие древние континентальные массивы Тарима и Каракумов, разделенные Памиром. Упомянутый складчато-надвиговой пояс представляет собой линейную структуру, вытянутую в широтном направлении на 2000 км, в пределах которой с запада на восток традиционно выделяются Кызылкумский (или Кызылкумо-Нуратинский), Гиссарский, Алайский и Кокшаальский сегменты Южного Тянь-Шаня (см. рис. 1.1). С севера на юг в пределах Южного Тянь-Шаня также выделяются две части (или ветви), имеющие разное происхождение. Северная ветвь описана как Букантау-Кокшаальский пояс и отличается южной вергентностью надвиговой структуры. Южнее субширотной долины р. Зеравшан расположена другая, южная Зеравшано-Алайская ветвь герцинид с предполагаемыми признаками северной вергентности в ранних коллизионных структурах [Бискэ, 1996; Троицкий, 2005; 2007]. Южная Зеравшано-Алайская ветвь, традиционно рассматриваемая в составе Южного Тянь-Шаня, фактически представляет собой окраину древнего Каракумо-Таджикского континента. В течение палеозоя Южный Тянь-Шань в основном развивался в режиме пассивной окраины Туркестанского океана, поэтому магматические комплексы на территории Южного Тянь-Шаня, за исключением Гиссарского сегмента, представлены почти исключительно раннепермскими постколлизионными гранитоидами, внедрившимися после закрытия океана на стадии континентальной коллизии. Так как магматизм Южного Тянь-Шаня является одним из главных объектов изучения в настоящей работе, особенности геологического строения различных сегментов Южного Тянь-Шаня более подробно рассматриваются в соответствующих главах, а появление раннепермских постколлизионных гранитоидов на завершающих стадиях позднепалеозойской магматической эволюции региона обсуждается в следующем разделе.

### ***1.1.2. Характеристика палеозойского гранитоидного магматизма западного Тянь-Шаня и особенности раннепермских постколлизионных комплексов***

Интенсивное изучение магматических комплексов западного Тянь-Шаня началось в середине XX века в связи с освоением ряда крупных рудных месторождений. Когда в конце 1970-х годов весь регион был закартирован в масштабе 1 : 200 000, сведения о палеозойском магматизме были суммированы в ряде обобщающих работ и монографий, содержащих детальные описания

геологического строения интрузий, слагающих их типов пород и их минерального состава [Додонова, 1974; Формационный анализ..., 1975; Расчленение..., 1976; Стратифицированные..., 1982; 2000; Додонова и др., 1984; Израилева, 1986; Геодинамика Тянь-Шаня, 1993; Далимов и др., 1998; Далимов, Ганиев, 1994; 2010]. В последующие десятилетия с появлением прецизионных методов анализа были более детально изучены изотопно-геохимические составы пород и уточнены, а в некоторых случаях пересмотрены их датировки. Многие из этих работ были выполнены с участием автора настоящего издания, и их результаты рассматриваются ниже в соответствующих главах.

Образование палеозойских гранитоидных комплексов западного Тянь-Шаня связано с эволюцией двух океанических бассейнов: Терской, закрытие которого в среднем ордовике привело к образованию каледонского континента Палеоказахстана, и Туркестанской, закрытие которого в конце карбона одновременно с Джунгаро-Балхашским океаном привело к формированию современной Северной Евразии.

Эволюция и закрытие Терской океана сопровождались внедрением разнообразных гранитоидных серий с возрастными от 435 до 500 млн лет, включая обширный пояс ордовикских батолитов андийского типа. Эти гранитоидные серии развиты почти исключительно в пределах северотяньшаньского блока, который являлся северной активной окраиной Терской океана. Раннепалеозойские гранитоиды Северного Тянь-Шаня подробно описаны в ряде публикаций [Гесь, Селиверстов, 1995; Гесь, 1997; 2008] и не рассматриваются в рамках данной книги.

Появление первых палеозойских гранитоидов, связанных с субдукцией на окраинах Палеоказахстана относится к концу силура — началу девона и не перекрывается во времени с раннепалеозойским магматизмом Северного Тянь-Шаня. Однако самые ранние плагиограниты в офиолитовых комплексах, представляющих фрагменты коры Туркестанского океана, также имеют ордовикские возрасты [Миркамалов и др., 2012; Dolgopolova et al., 2017]. Кроме того, ордовикско-силурийские возрасты также получены или предполагаются для ряда вулканических и интрузивных формаций Южного и Среднего Тянь-Шаня, отождествляемых с ранними стадиями эволюции Туркестанского океана [Alexeiev et al., 2016; Worthington et al., 2017]. Впрочем, эти формации в основном распространены за пределами изученного района и не являлись предметом наших исследований. Наиболее мощно девонский надсубдукционный магматизм проявился на северной активной окраине Палеоказахстана, сформировав Арал-Кендыктасский краевой вулканический пояс, и на южной активной окраине Палеоказахстана в Чаткало-Кураминском регионе и в северных предгорьях Ферганы, где многочисленные блоки девонских интрузий и вулкаников находятся среди более поздних карбоновых магматических серий, от которых они весьма трудно отличимы при картировании. В Северном Тянь-Шане вулканические толщи нижнего девона представлены андезитами, даци-

тами и риолитами. К среднему девону относят бимодальную толщу щелочных базальтов и риолитов. Эти вулканические толщи переслаиваются с конгломератами и песчаниками наземного и мелководно-морского происхождения. Вулканиды ассоциируют с интрузиями монцонитоидов и гранитов, которые при геологической съемке часто картировались как карбоновые или раннепермские из-за их сходства с последними по составу и отсутствию деформаций. В последние десятилетия было установлено, что целый ряд интрузий и связанных с ними месторождений, которые традиционно картировались как раннепермские, имеют девонский возраст [Апаяров, 2002; 2007; 2010; Апаяров и др., 2015; Курчавов и др., 2007; Konopelko et al., 2006]. Эти интрузии образуют в Северном Тянь-Шане вытянутый в субширотном направлении пояс. Так как этот пояс был расположен достаточно далеко от обеих активных окраин Палеоказахстана, для него предполагается внутриплитная обстановка формирования [Seltmann et al., 2011].

Гранитоиды, связанные со вторым карбоновым эпизодом субдукции и последующим закрытием Туркестанского океана в конце карбона — начале перми, преобладают по объему, занимая в некоторых регионах Среднего и Южного Тянь-Шаня до 80 % на современном эрозионном срезе. Хотя на существующих средне- и мелкомасштабных геологических картах большинство карбоновых и раннепермских гранитоидов показаны как нерасчлененные среднепозднекарбоновые интрузии или интрузии позднего карбона — ранней перми [Геологическая карта Таджикской ССР..., 1984; Геологическая карта Узбекистана, 1998; Геологическая карта Кыргызской ССР, 2008], в опубликованных после 1970-х годов сводках по магматизму западного Тянь-Шаня отчетливо выделяются два импульса гранитообразования, отличающиеся по составу интрузий, их металлогенической специализации и пространственному распространению [Шаякубов, 1978; 1996; 1999; Селиверстов, Гесь, 2001; Далимов, Ганиев, 2010; Дженчураева, 1983; 1999; 2010].

Наиболее ранний и продолжительный среднепозднекарбоновый эпизод магматизма сформировал многочисленные интрузии гранитоидов I-типа, включающие Кармазарский и Гиссарский батолиты, а также мощные толщи известково-щелочных вулкаников в Чаткало-Кураминском блоке Среднего Тянь-Шаня и в Гиссарском сегменте Южного Тянь-Шаня. Эти магматические серии отличаются отчетливой известково-щелочной специализацией и ассоциируют с медно-порфировыми и эпитермальными золоторудными месторождениями, что характерно для активных окраин андийского типа [Jenchugaeva, 1997; Голованов, 1999; 2000; Рудные месторождения Узбекистана, 2001; Дженчураева, 2010]. Предполагается, что карбоновые магматические серии образовались в надсубдукционной обстановке на северной активной окраине Туркестанского океана и Гиссарского рифтового бассейна [Троицкий, 2005; Буртман, 2006; 2015; Konopelko et al., 2017]. Более подробно позднепалеозойские гранитоиды этих структур будут рассмотрены в соответствующих главах.

В отличие от надсубдукционных карбоновых серий, развитых локально в Чаткало-Кураминском блоке Срединного Тянь-Шаня и в Гиссарском сегменте Южного Тянь-Шаня, раннепермские гранитоиды распространены гораздо более широко и известны во всех террейнах западного Тянь-Шаня. В районах, где был проявлен надсубдукционный карбоновый магматизм, раннепермские магматические серии формировались вслед за карбоновыми без перерыва во времени и во многом наследовали их геохимические характеристики. Однако в большинстве других областей западного Тянь-Шаня, где карбоновый магматизм не был проявлен, внедрение раннепермских гранитоидов произошло после длительного периода амагматического развития (см., например: [Konopelko et al., 2017; 2018]).

Характерной особенностью раннепермского магматизма является присутствие различных, иногда геохимически контрастных, серий пород при общей относительно повышенной калиевой щелочности. При этом в разных частях западного Тянь-Шаня количество и состав раннепермских гранитоидов существенно отличаются. В западных сегментах Южного Тянь-Шаня (Кызылкумском, Гиссарском и Алайском) преобладают высококалиевые известково-щелочные гранитоиды, которые занимают до 80 % на современном эрозионном срезе. В восточном Кокшаальском сегменте преобладают небольшие и средние по размерам интрузии А-гранитов, ассоциирующие с мафическими породами толеитовой серии [Особенности изучения..., 1992; Ненахов, Белов, 1996; Стратифицированные..., 2000; Konopelko et al., 2007]. Раннепермские интрузии субщелочного и щелочного состава присутствуют также в Северном Тянь-Шане и на юге на окраине Таримского кратона [Стратифицированные..., 1982; 2000; Додонова и др., 1984; Konopelko et al., 2006; Seltmann et al., 2011]. Общей особенностью раннепермского магматизма всего западного Тянь-Шаня является ассоциация гранитоидов с небольшими телами щелочных сиенитов, а в некоторых районах с карбонатитами и трубками взрыва калиевых ультрамафитов.

Раннепермский гранитоидный магматизм имеет отчетливый трансграничный характер по отношению к главным структурным элементам западного Тянь-Шаня. Однако отдельные группы интрузий образуют удлиненные пояса, вытянутые в субширотном направлении согласно общему простиранию структур Тянь-Шаня, а некоторые массивы внедрены непосредственно в региональные зоны сдвига и структуры типа пул-апарт и демонстрируют признаки сининтрузивных деформаций [Konopelko et al., 2009; Конопелько и др., 2011]. Так как раннепермские интрузии, как правило, не деформированы и секут все осадочные формации позднего палеозоя, они традиционно интерпретировались как постколлизийные (см., например: [Solomovich, 2007; Konopelko et al., 2007; 2009]). Такая интерпретация подтверждается новыми изотопными датировками и не противоречит представлениям о времени закрытия Туркестанского океана, которое определяется по исчезновению последних глубоководных бассейнов на границе карбона и перми [Бискэ, 1996]. Так как большая

часть изученных нами позднепалеозойских гранитоидов представлена именно раннепермскими постколлизиионными сериями, современные представления о постколлизиионной стадии развития складчатых поясов и происхождении постколлизиионных гранитоидов рассматриваются более подробно в § 1.2.

## **§ 1.2. Современные представления о постколлизиионной стадии развития складчатых поясов и происхождении постколлизиионных гранитоидов**

Эволюция континентальных краин с точки зрения тектоники литосферных плит описывается циклом Уилсона [Wilson, 1966], объясняющим происхождение тектонических структур современной Земли раскрытием и закрытием океанов. Этот цикл, в частности, включает коллизиионную стадию (континент — континент или континент — дуга), сопровождающуюся увеличением мощности коры [Dewey, Bird, 1970; Dewey, Burke, 1973; Dewey, 1988]. Специфическая стадия цикла Уилсона, развивающаяся после континентальной коллизии, но предшествующая образованию стабильной плиты или кратона, получила название постколлизиионной. Заключительные стадии цикла Уилсона, включая субдукцию, континентальную коллизиию и гравитационный коллапс орогена на постколлизиионной стадии, схематически показаны на рис. 1.2.

Одной из наиболее ранних классификаций, рассматривающих постколлизиионные магматические серии в качестве самостоятельной группы, является схема Седерхольма [Sederholm, 1934], в которой гранитоиды юга Финляндии подразделяются на четыре группы: синорогенные, позднеорогенные, посторогенные и анорогенные. В соответствии с принципами, заложенными Седерхольмом и рядом его зарубежных коллег [Bonin et al., 1998; Liégeois et al., 1998], было предложено выделять в эволюции коллизиионных складчатых сооружений орогенную, посторогенную и анорогенную стадии развития, которые соответствуют различным геодинамическим обстановкам: активной окраины, коллизиионной, постколлизиионной и внутриплитной (рис. 1.3). В современной европейской геологической литературе постколлизиионная стадия развития орогенических поясов была определена как период, когда террейны, объединенные в ходе коллизии, еще не имеют общего полюса вращения и перемещаются относительно друг друга по региональным зонам сдвига [Liégeois, 1998]. Одним из примеров такой обстановки является продолжающаяся с начала миоцена коллизиию Аравийской плиты с Евразией, которая привела к образованию многочисленных зон сжатия, растяжения и крупных региональных сдвигов, возникших в результате горизонтальных перемещений отдельных террейнов или блоков, слагающих Анатолию, Закавказье и Иранское нагорье. Тектоническая схема Восточного Средиземноморья, на которой показаны скорости и направления перемещения плит, а также схема размещения

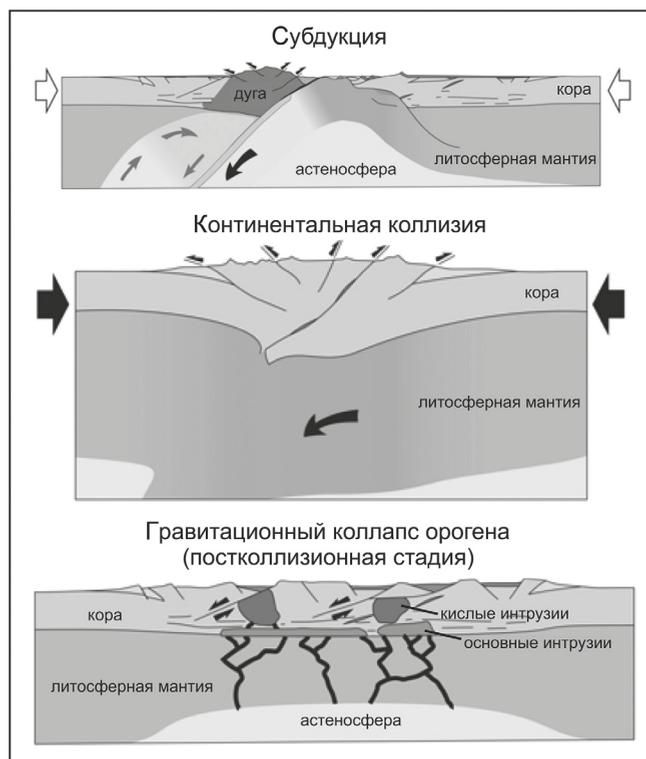


Рис. 1.2. Схематическое изображение заключительных стадий цикла Уилсона, включая субдукцию, континентальную коллизию и гравитационный коллапс орогена на постколлизийной стадии, по [Chenin et al., 2018]

миоцен-четвертичных вулканических центров, иллюстрирующая проявление и распространенность постколлизийного магматизма, показаны на рис. 1.4. и 1.5 соответственно.

Концепция анализа террейнов, применяющаяся в странах Северной Америки при региональных геологических и картографических работах, используется для описания постколлизийной стадии другие термины, отличные от европейских. Главными единицами описания геологического строения на региональном уровне являются «тектоностратиграфические террейны» — ограниченные разломами геоблоки, характеризующиеся специфической геологической историей, которая отличает их от соседних террейнов [Tectono-stratigraphic..., 1985; Howell, 1989; Howell et al., 1985; Jones et al., 1983; Lithotectonic..., 1987]. Для описания коллизийных процессов используется термин «аккреция» — тектоническое совмещение двух или более террейнов друг с другом или с окраиной кратона. Постколлизийные образования описываются как «постаккреционные комплексы пород» — комплексы осадочных, вулканических

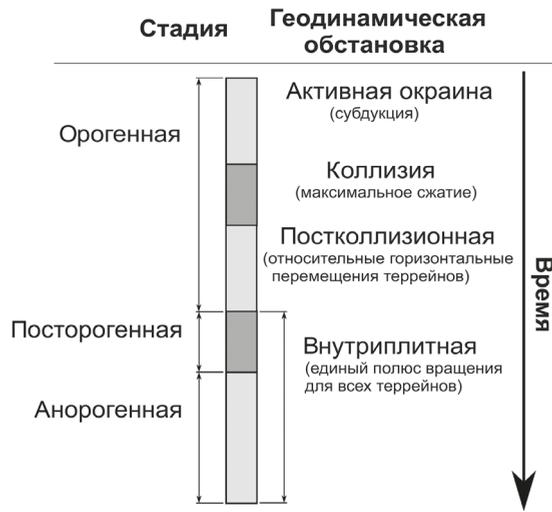


Рис. 1.3. Стадии и геодинамические обстановки орогенеза, по [Liégeois, 1998]

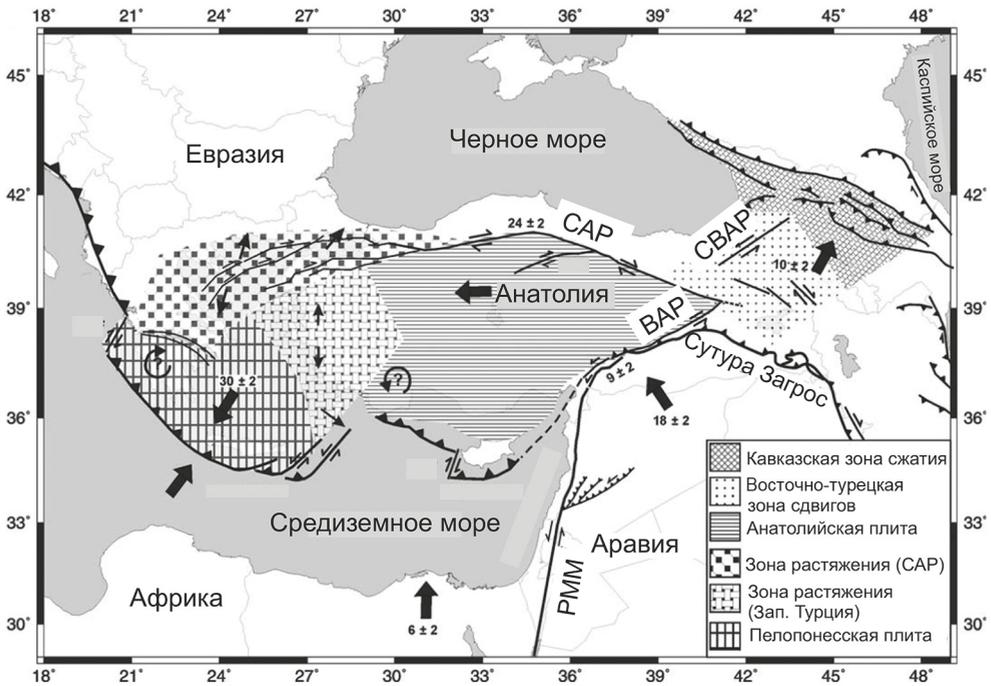


Рис. 1.4. Тектоническое строение и горизонтальные скорости перемещения плит (черные стрелки, мм/год) в Восточном Средиземноморье относительно Евразии в 1988–1997 гг., по [Таумаз et al., 2007]. Сокращения: CAP — Северо-Анатолийский разлом, VAP — Восточно-Анатолийский разлом, СВАР — Северо-Восточно-Анатолийский разлом, PMM — разлом Мертвого моря

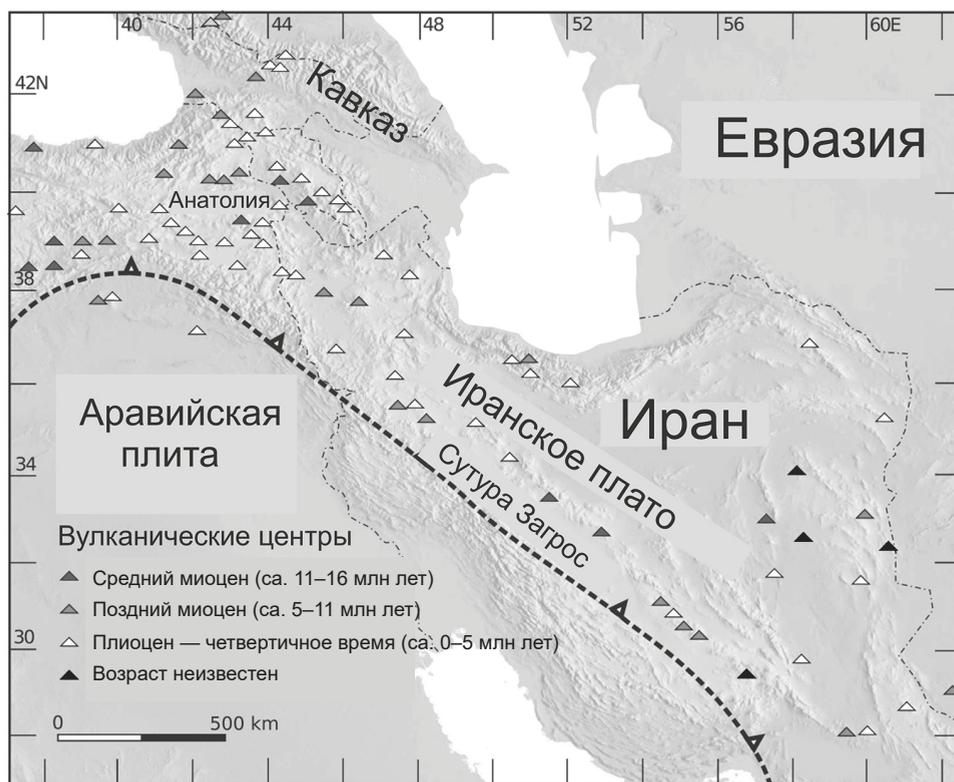


Рис. 1.5. Миоцен-четвертичные вулканические центры восточной Анатолии, Кавказа и Иранского нагорья, иллюстрирующие проявление и распространение постколлизийного магматизма, инициированного продолжающейся с начала миоцена коллизией Аравийской плиты с Евразией, по [Kaislaniemi, 2015]

или плутонических пород, сформированные на поздних стадиях развития террейна после аккреции (более полный словарь терминов см.: [Howell et al., 1985]). Хотя значения североамериканских и европейских терминов во многом перекрываются, а использование некоторых является универсальным, в этой работе мы в основном используем понятийный аппарат, разработанный европейской геологической школой.

Постколлизийная стадия не вполне интегрирована в плэйт-тектоническую теорию, которая утверждает, что литосферные плиты являются относительно жесткими и их относительное смещение локализовано в узких зонах на границах плит [Atwater, 1970; Isacks et al., 1968; Le Pichon, 1968; McKenzie, 1969]. Хотя данный подход действительно объясняет многие процессы на границах плит, внутриконтинентальные деформации обычно не ограничены узкими зонами на границах плит [Molnar, 1988]. Зоны континентальной коллизии характеризуются горообразованием и обширными областями развития

деформаций, метаморфизма и магматизма, которые трудно объяснить только деформациями на конвергентных границах плит.

Постколлизиионная обстановка — это сложный период, который может включать крупноамплитудные смещения вдоль транскоровых зон сдвига, спокойную амальгамацию террейнов (*docking, oblique collision*), деламинацию литосферы и рифтинг. В этих условиях могут возникать совершенно разные типы магматизма, для которых были установлены следующие главные закономерности [Bonin, 2004]:

1. Постколлизиионный магматизм, как правило, представляет собой относительно короткий (15–20 млн лет) период интенсивного гранитоидного магматизма. Постколлизиионные интрузии обычно не деформированы и рассматриваются как посттектонические. Однако там, где формирование магм приурочено к крупноамплитудным горизонтальным смещениям по транскоровым зонам сдвига [Black et al., 1994; Liégeois et al., 1998], термин «посттектонический», обычно применяемый к постколлизиионным интрузиям, лучше не использовать [Bonin et al., 1998].

2. Постколлизиионные магматические комплексы (вулканические и плутонические) являются в основном калиевыми по составу, в том числе ультракалиевыми [Conticelli, Peccerillo, 1992; Liégeois et al., 1998]. Ассоциирующие пересыщенные глиноземом гранитоиды, образовавшиеся при дегидратации и плавлении коровых протолитов [Nabelek et al., 1992; Sylvester, 1998], а также более или менее ювенильные натровые щелочные гранитоиды [Bonin, 1988, 1990; Liégeois, Black, 1987] могут иногда слагать большие объемы, но в целом являются относительно редкими.

3. Источники постколлизиионных гранитоидов были сформированы в ходе предыдущих эпизодов субдукции или коллизии независимо от того, расположены они в пределах коры или в литосферной мантии. Изотопные данные являются неоднозначными и, как правило, предполагают наличие корового компонента в источнике [Pin et al., 1990].

Постколлизиионный магматизм может включать отдельные интрузии, штоки и толщи вулканитов, развитые на значительных территориях независимо от положения коллизиионных сутур и размещения зон надсейсмофокального магматизма (см.: [Seltmann et al., 2011]). В то же время значительное количество постколлизиионных интрузий приурочено к крупным транскоровым сдвигам и/или структурам типа пул-апарт (см.: [Конопелько и др., 2011]). Во многих регионах постколлизиионный магматизм сформировал многочисленные массивы гранитоидов, занимающие 60–70 % на современном эрозионном срезе (см.: [Fernandez et al., 1998; Bea et al., 2003]).

Постколлизиионный магматизм может проявиться сразу после коллизии (см.: [Seltmann et al., 2011; Konopelko et al., 2017]) или быть оторванным от главной коллизиионной фазы на 20–30 Ма (см.: [Fernandez et al., 1998; Williams et al., 2004; Couzinié et al., 2016]). В районах длительного субдукционного маг-

магматизма андийского или островодужного типа постколлизийные комплексы продолжают ряд надсубдукционных гранитоидов без какого-либо перерыва во времени (см.: [Van Hunen, Miller, 2015; Konopelko et al., 2017]). В областях континентальной коллизии постколлизийные интрузии могут завершать длительный период формирования анатектических гранитов, но отличаться от них по составу (см.: [Eklund et al., 1998; Andersson et al., 2006]). Во всех случаях период постколлизийного магматизма обычно завершается резким прекращением магматизма на обширной территории, после чего обычно (но не всегда) следует более или менее продолжительный амагматический период, который может смениться эпохой внутриплитного магматизма (см.: [Rämö, Naarala, 1995; Eklund et al., 1998; Konopelko, Eklund, 2003]).

Магматические серии коллизийной стадии, как правило, отличаются по составу от серий, связанных с активными зонами субдукции. Сама коллизия, являясь стадией максимального сжатия, мало благоприятна для подъема и внедрения магм [Le Fort, 1981; Brown, 1994]. Магматические серии внутриплитной стадии обычно не слагают крупных объемов пород [Black et al., 1985], поэтому значительное количество гранитоидных интрузий на современном эрозионном срезе представлено именно разнообразными постколлизийными сериями [Bonin, 2004]. Чтобы объяснить многообразие проявлений постколлизийного магматизма, были разработаны несколько моделей, объясняющие особенности постколлизийного магматизма, наблюдаемые в разных орогенических поясах. Наиболее важные из этих моделей рассматриваются ниже.

Для плавления коровых пород на постколлизийной стадии и образования расплавов, способных подниматься в верхние горизонты коры, требуется значительное количество тепла. Его источниками могут быть радиогенное тепло, накапливающееся в утолщенной коре [Bea, 2012], и мантийное тепло, переданное на коровый уровень за счет подъема горячего вещества астеносферы [Davies, Blankenburg, 1995]. Подъем горячего вещества астеносферы и взаимодействие его с корой может осуществляться на постколлизийной стадии в результате различных процессов:

1. Отрыв слэба, происходящий на постколлизийной стадии в случае крутого падения зоны субдукции, вызывает подъем вещества астеносферы и плавление на относительно малых глубинах в пределах низковязкой литосферы в основании орогена (thermal boundary layer) [Davies, Blankenburg, 1995; Хаин и др., 1996]. Умеренно калиевые известково-щелочные магмы возникают за счет плавления амфиболовых перидотитов, тогда как высококалиевые известково-щелочные и шшонитовые магмы выплавляются из более глубоко залегающих флогопит-гранатовых перидотитов. Составы мантийных магм могут изменяться за счет добавления адакитовых расплавов, сформировавшихся в погружающейся плите, а также под влиянием флюидов, образовавшихся в результате дегидратации и в результате ассимиляции-контaminaции веществом вышележащей литосферы [Bonin, 2004].

2. В коллизионных орогенах интенсивное сжатие приводит к быстрому аплифту и развитию гравитационного коллапса, когда в течение всего нескольких миллионов лет сжатие сменяется растяжением в результате деляминации литосферной мантии и частичной замены ее веществом астеносферы [Black, Liégeois, 1993; Liégeois, 1998; Лобковский и др., 2004; Ларин, 2011]. Четыре стадии развития таких орогенов [Marotta et al., 1998] включают: а) аплифт и горообразование; б) гравитационный коллапс орогена; в) деляминацию литосферной мантии и ее погружение; 4) восстановление равновесия системы (см. рис. 1.2). Эти стадии соответствуют коллизии, постколлизии обстановке и, в конечном счете, внутриплитному этапу развития. На постколлизии стадии плавление литосферной мантии, обогащенной субдущующим коровым материалом, ведет к появлению магм калиевой специализации: высококалиевых известково-щелочных серий, шшонитовых серий и ультракалиевых магматитов. С течением времени внедрение калиевых серий в коровые породы неизбежно приводит к дегидратации и плавлению слюдистых осадков коры с образованием высокоглиноземистых расплавов. Эти две постколлизии серии формируются одновременно и часто демонстрируют признаки одновременного внедрения (минглинг) [Bonin, 2004].

3. В конце постколлизии стадии мощность континентальной литосферы уменьшается в результате деляминации [Black, Liégeois, 1993]. Быстрый апвеллинг горячей астеносферной мантии, обусловленный деляминацией, вызывает плавление и формирование громадных масс базитовых магм [Dewey, 1988; Ларин, 2011; Розен, Федоровский, 2001]. Подъем и андерплейтинг базитовых магм в основании коры выделен нами в качестве отдельного механизма теплового воздействия на породы коры. Дегидратация маломощной литосферы в результате андерплейтинга обуславливает быстрый — в течение нескольких миллионов лет — переход от формирования высококалиевых известково-щелочных серий к собственно щелочным [Liégeois, Black, 1984; Bonin, 1986; 1988; 1990]. На внутриплитной стадии мощность континентальной литосферы увеличивается за счет охлаждения и магматического андерплейтинга. При этом плавление происходит на все более глубоких уровнях за счет все более дегидратированных протолитов, что в конце концов обуславливает переход от насыщенных кремнеземом к недосыщенным кремнеземом щелочным сериям [Black et al., 1985]. С помощью андерплейтинга принято объяснять формирование исходных магм анортозит-чарнокитовых плутонов [Ларин, 2011] и некоторых А-гранитов, например гранитов рапакиви Балтийского щита [Rämö, Naarala, 1995] и А-гранитов Бушвельда [Ларин, 2011].

4. Региональные зоны сдвигов, возникающие на постколлизии стадии, могут пересекать кору и вызывать деформации в мантии, как было показано для разлома Сан-Андреас [Teyssier, Tikoff, 1998]. Предполагается, что в условиях растяжения (транстенсии) вещество астеносферы может подниматься на коровые уровни и вызывать плавление разноглубинных протолитов

вдоль зоны сдвига [Maxson, Tikoff, 1996; Teyssier, Tikoff, 1998; Leloup, Kienast, 1993]. Кроме того, в некоторых случаях в зоны сдвигов могут внедряться ультраосновные интрузии непосредственно мантийного происхождения [Titus et al., 2007].

5. Наконец, в некоторых случаях предполагается, что источником тепла для гранитообразования на постколлизийной стадии могут являться мантийные плюмы. Примером могут являться платобазальты Тарима одновозрастные с герцинскими постколлизийными гранитоидами Тянь-Шаня, для которых в качестве единой причины предполагается наличие под окраиной Тарима мантийного плюма [Jiang et al., 2006].

Коллизийная стадия является кульминацией орогенеза. Следующая за ней постколлизийная стадия характеризуется интенсивной и разнообразной магматической активностью. Природа и эволюция постколлизийного магматизма в основном определяется процессами, которые предшествовали коллизии, в частности характером и особенностями субдукции. Крутое падение зоны субдукции приводит к отрыву слэба и формированию умеренно и высококалиевых известково-щелочных серий. Пологая субдукция малоплотных континентальных формаций приводит к увеличению мощности литосферы и к появлению калиевых и ультракалиевых серий совместно с высокоглиноземистыми анатектическими гранитами. Характер расплавов, возникающих при подъеме астеносферного вещества вдоль зон региональных сдвигов, определяется составом протолитов и глубиной плавления. Наконец, расплавы, возникающие под действием мантийных плюмов и в результате андерплэйтинга, также обладают определенной спецификой.

### **§ 1.3. Принципы интерпретации генезиса гранитоидов по Nd-Sr-Pb-Hf изотопным данным**

Исследования по типизации гранитоидов на основе их геологических, петрографических и геохимических характеристик имеют давнюю историю. Однако только появившиеся в 1980-х годах новые прецизионные методы анализа состава пород и минералов вывели изучение генезиса гранитов на новый уровень, и использование гранитоидных серий для геодинамических реконструкций стало оформляться в самостоятельное научное направление [Особенности изучения..., 1992]. Так как гранитоидные магмы в основном образуются в результате плавления различных коровых протолитов, граниты являются важными индикаторами состава и эволюции континентальной коры (см.: [Wu et al., 2000; Kovalenko et al., 2004; Clemens, Stevens, 2016]). Наряду с концентрациями петрогенных и редких элементов важной характеристикой гранитов является их изотопный состав. Датирование возрастов кристаллизации гранитоидов по цирконам в комбинации с определением в них изотопного состава

Hf, Nd, Sr и Pb может быть использовано для расшифровки петрогенезиса пород, даже если они испытали наложенный метаморфизм или подверглись вторичным изменениям (см.: [Hawkesworth et al., 2010; Roberts, Spencer, 2014]). Изотопные составы радиогенных элементов Nd, Sr, Pb и Hf в магматических породах являются надежными индикаторами, указывающими на происхождение этих пород из источников, характеризующихся определенными отношениями материнского изотопа к дочернему (U/Pb, Th/Pb, Sm/Nd, Rb/Sr и Lu/Hf). Это объясняется тем, что материнские и дочерние изотопы, образующие перечисленные пары, обладают в разной степени отличающимися геохимическими свойствами, и их отношения в основных глобальных резервуарах Земли существенно варьируют. К числу таких глобальных резервуаров относятся, в частности, обедненная литофильными элементами мантия и обогащенная литофильными элементами континентальная кора. Кроме геохимической информации изотопные составы радиогенных элементов содержат также информацию о возрасте источников гранитоидных магм, так как чем раньше произошел процесс отделения коровых источников гранитоидов от мантии, тем сильнее изотопный состав дочернего элемента в породе будет отличаться от его изотопного состава в мантии. Количественная интерпретация изотопных данных основывается на определенных модельных представлениях о виде функциональной зависимости от времени величины отношения материнского изотопа к дочернему в различных глобальных резервуарах Земли. Эти модельные представления (или изотопная систематика Nd, Sr, Pb и Hf) достаточно хорошо разработаны и описаны в ряде фундаментальных обобщающих сводок (см., например: [Фор, 1989]). Ниже кратко рассматриваются принципы интерпретации генезиса гранитоидов по изотопным данным и методы представления полученных результатов, которые использовались в настоящей работе.

Результаты анализа изотопных составов Sr и Nd в валовых пробах гранитоидов с учетом их возрастов, определенных U-Pb методом по цирконам, и концентраций Sm, Nd, Rb и Sr в соответствующих породах, позволяют рассчитать первичные изотопные составы Sr и Nd гранитоидов в момент их кристаллизации. Первичные изотопные составы используются для расшифровки особенностей генезиса гранитоидов и характеристики земной коры тех территорий, в которых эти гранитоиды были сформированы. Для интерпретации анализа изотопных составов Sr и Nd в валовых пробах гранитоидов обычно рассчитываются величины  $\epsilon_{Nd}$  и  $\epsilon_{Sr}$ , которые показывают отклонения изотопных составов пород от модельных изотопных составов хондритового однородного резервуара (CHUR) во время образования этих пород. Кроме этого также рассчитываются модельные Nd возрасты отделения вещества источника гранитоидов от деплетированной мантии  $T_{DM}$  и  $T_{DM}^*$ , рассчитанные по одностадийной [De Paolo, 1988] и двустадийной [De Paolo et al., 1991] моделям коровой эволюции соответственно. В целом поло-

жительные значения  $\epsilon\text{Ndt}$  и низкие  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$  указывают на происхождение гранитоидных магм из источников, обедненных литофильными элементами (таких как мантия), а отрицательные значения  $\epsilon\text{Ndt}$  и высокие  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$  указывают на происхождение из источников, длительное время обогащенных литофильными элементами (таких как древняя континентальная кора). Для интерпретации результатов обычно используется диаграмма  $\epsilon\text{Ndt}$  vs.  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ , которая показывает положение точек изотопных составов Sr и Nd в проанализированных породах по отношению к полям мантии и протерозойской коры, а также к линиям смешения между этими двумя резервуарами. Примеры использования этой диаграммы можно увидеть в главах 3 и 4. Отрицательные или близкие к нулю значения  $\epsilon\text{Ndt}$  указывают на происхождение гранитоидов из материала древней континентальной коры одним из трех способов: в результате прямого плавления, за счет смешения корового материала с мантийным или из смешанного корового источника. При рассмотрении этих трех сценариев важно ответить на вопрос: насколько предполагаемый коровый источник был изменен и гомогенизирован процессами метаморфизма или метасоматоза. Крутой тренд на диаграмме  $\epsilon\text{Ndt}$  vs.  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ , то есть резко отрицательные значения  $\epsilon\text{Ndt}$  на фоне относительно небольшого увеличения значений  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ , обычно означает происхождение за счет древней коры и связан с обеднением Rb в процессе метаморфизма высоких ступеней на глубоких горизонтах коры. Верхнекоровые источники, напротив, обычно характеризуются большим разбросом значений  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ , обусловленным значительными вариациями Rb/Sr в осадочных породах.

Если предположить, что первичный изотопный состав Nd в граните в целом отражает изотопный состав Nd в коре в момент образования этого гранита, то модельные возрасты гранитов  $T_{\text{DM}}$  и  $T_{\text{DM}^*}$  можно использовать для приблизительной оценки возраста этой коры. Если образование гранита происходило в результате смешения корового материала с ювенильным мантийным веществом, то Nd модельные возрасты должны рассматриваться в качестве минимальных значений возраста коры. Кроме того, модельные возрасты дают только приблизительную оценку возраста с неопределенностью около 100 млн лет, что связано с аналитическими погрешностями и неточностью параметров расчета. Для интерпретации результатов обычно используется эволюционная диаграмма, иллюстрирующая соотношение рассчитанных значений  $\epsilon\text{Ndt}$  в породах с возрастными кристаллизации этих пород, определенными с помощью датирования по циркону. На этой диаграмме дополнительно показываются линии эволюции во времени изотопного состава Nd в деплетированной мантии (DM) и в проанализированных породах, что позволяет считывать значения модельных возрастов этих пород по времени выплавления соответствующих составов из вещества деплетированной мантии. Иногда для этой же цели на данной диаграмме, кроме линий эволюции во времени изотопного состава Nd в проанализированных породах, также показы-

ваются линии эволюции во времени составов «средней коры», выплавленной из мантии 1600, 1000 и 540 млн лет назад, что соответствует нижним границам мезопротерозоя, неопротерозоя и фанерозоя в Международной стратиграфической шкале. Примеры использования этой диаграммы можно увидеть на соответствующих рисунках в главах 2, 3 и 4.

Изотопный состав Hf анализируется в зернах цирконов, которые ранее датированы локальными методами (например, с помощью SHRIMP). При этом лазерный пучок по возможности фокусируется на участках зерен, ранее проанализированных с помощью SHRIMP. Для интерпретации этих результатов, так же как в случае с Nd и Sr, рассчитываются значения  $\epsilon_{\text{Hf}}$ , которые показывают отклонения изотопного состава Hf в цирконах от модельных изотопных составов Hf в хондритовом однородном резервуаре (CHUR) во время кристаллизации этих цирконов. Кроме этого также рассчитываются модельные возрасты отделения вещества источника магмы, из которой кристаллизовался циркон, от деплетированной мантии. Одностадийные модельные возрасты ( $T_{\text{DM}}$ ), рассчитанные на основе измеренных отношений  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ , позволяют оценить только минимальный возраст источника магм, из которых кристаллизовались цирконы. Поэтому дополнительно также рассчитываются двустадийные «коровые» модельные возрасты ( $T_{\text{DM}}^{\text{c}}$ ), основанные на предположении, что магма, из которой кристаллизовались цирконы, была выплавлена из континентальной коры со средним отношением  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,015$ , а эта кора, в свою очередь, ранее отделилась от деплетированной мантии. «Коровые» Hf модельные возрасты ( $T_{\text{DM}}^{\text{c}}$ ) эквивалентны двустадийным модельным Nd возрастам ( $T_{\text{DM}}^{\text{c}}$ ). Lu-Hf изотопные составы датированных зерен циркона используются для расшифровки генезиса и источников магм, из которых эти цирконы кристаллизовались. Для оценки соотношения значений модельных возрастов Hf  $T_{\text{DM}}^{\text{c}}$ , рассчитанных на основе изотопного состава Hf, измеренного в цирконах, и модельных возрастов  $T_{\text{DM}}$ , рассчитанных по изотопному составу Nd в породе, обычно применяется соответствующая диаграмма (см., например, рис. 4.14в). Близость значений модельных возрастов Nd и Hf приводит к появлению на этой диаграмме линейного тренда, который означает, что обе изотопные системы отражают одни и те же эволюционные процессы и являются надежными индикаторами, позволяющими отличать друг от друга гранитоиды, выплавленные из разных коровых протолитов, и делать правильные выводы о генезисе магматических серий.

Изотопный состав Pb в магматических породах также является важным источником информации об их происхождении, так как он отражает взаимодействие с коровыми субстатами не только магм, но и гидротермальных флюидов. Кроме того, отношения  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  отражают содержания трех радиогенных изотопов Pb, образующихся в результате распада трех различных радиоактивных нуклидов ( $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  и  $^{232}\text{Th}$ ). Это позволяет получать более полную картину по сравнению с Sr и Nd изотопными систе-

мами, отражающими содержания только одного радиогенного изотопа:  $^{87}\text{Sr}$  и  $^{143}\text{Nd}$ , которые образуются в результате распада  $^{87}\text{Rb}$  и  $^{147}\text{Sm}$  соответственно. Изотопный состав Pb может свидетельствовать о связи расплава с одним или несколькими изотопными резервуарами (например, верхнекоровым, нижнекоровым или мантийным). Существует хорошо обоснованная модель эволюции изотопного состава ураногенного и торогенного Pb в этих резервуарах с течением времени [Zartman, Doe, 1981]. На построенных авторами моделях эволюционных диаграмм (см., например, рис. 3.11в, 3.11г, 4.15а, 4.15б) составы пород, связанных с относительно обогащенной ураном верхней корой, характеризуются повышенными значениями отношений  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и располагаются вдоль эволюционной кривой верхней коры (UC). Мантийные резервуары (M), наоборот, отличаются пониженными значениями изотопных отношений  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  в результате относительного обеднения мантии ураном по сравнению с корой, а нижнекоровые породы (LC) характеризуются еще более низкими значениями изотопных отношений  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , связанными с высокой мобильностью и потерями урана в результате интенсивного метаморфизма в нижней коре. Диаграмма  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , иллюстрирующая содержания торогенного изотопа  $^{208}\text{Pb}$ , позволяет отличать нижнекоровые резервуары от верхнекоровых и мантийных. Сравнительно повышенные значения отношений  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  являются результатом более низкой мобильности Th по сравнению с U в ходе процессов метаморфизма, в результате чего происходит обогащение торием нижнекоровых пород и увеличение в них Th/U отношений.

## Глава 2

# ПОСТКОЛЛИЗИОННЫЕ ИНТРУЗИИ КОКШААЛЬСКОГО СЕГМЕНТА ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

### § 2.1. Геологическое строение и главные типы постколлизии гранитоидов Кокшаала

Кокшаальский сегмент Южного Тянь-Шаня, расположенный на территории Кыргызстана и Северо-Западного Китая, охватывает восточную часть пояса герцинид, находящуюся к востоку от Талассо-Ферганского разлома (рис. 2.1). Особенностью геологического строения Кокшаала является наличие серии тектонических покровов, продвигавшихся к югу в течение среднего карбона — ранней перми в ходе коллизии Киргизско-Казахского и Таримского континентов [Бискэ, 1996].

В строении Кокшаальского сегмента выделяются три главных тектонических единицы (рис. 2.2). Верхние покровы сложены образованиями аккреционной призмы, включающими девонские и карбоновые турбидиты, кремни



Рис. 2.1. Изученный район в Кокшаальском сегменте Южного Тянь-Шаня на схеме тектонического строения западного Тянь-Шаня:

СТШ — Северный Тянь-Шань, СрТШ — Срединный Тянь-Шань, ЮТШ — Южный Тянь-Шань, ЛН — линия Николаева, ТФ — Таласо-Ферганский разлом, ЮТШС — Южно-Тянь-Шаньская сутура, ГС — Гиссарская сутура

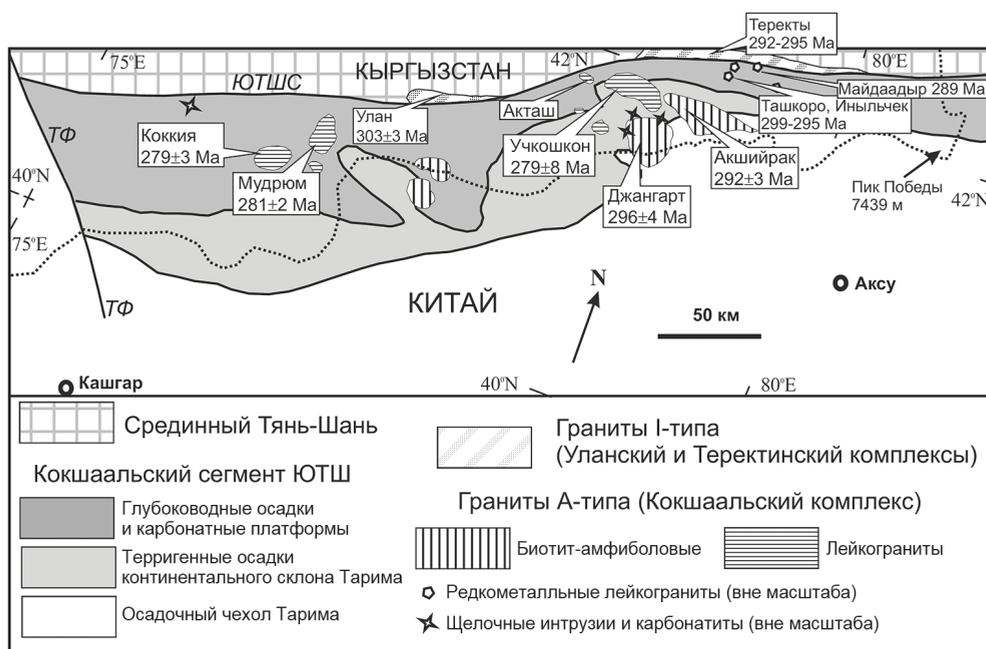


Рис. 2.2. Геологическая схема Кокшаальского сегмента Южного Тянь-Шаня с результатами датирования изученных интрузий:

ТФ — Таласо-Ферганский разлом, ЮТШС — Южно-Тянь-Шаньская сутура (Атбаши-Иныльчекский разлом)

и карбонатные платформы преддугового прогиба, а также обдуцированные фрагменты офиолитов. Эти образования аккреционной призмы надвинуты на верхнепалеозойские кластические осадки пассивной окраины Тарима. Этот комплекс терригенных осадков континентального склона Тарима с юга ограничен формациями палеозойского осадочного чехла внутренней части Таримского континента. Отложения аккреционного комплекса и осадки континентального склона интенсивно деформированы, сорваны и надвинуты в южном направлении на докембрийский фундамент Тарима. Атбаши-Иныльчекский разлом, являющийся частью Южно-Тянь-Шаньской сутуры, отделяет в современной структуре эту покровную серию от северного Киргизско-Казахского палеоконтинента, то есть Срединного Тянь-Шаня, и представляет собой зону, в которой первично сформировавшийся офиолитовый шов также претерпел более поздние разрывные нарушения. Самыми отчетливыми из них являются позднегерцинские левые сдвиги, секущие под различными углами структуры южного крыла шовной зоны и, возможно, связанные с касательной континентальной субдукцией, которая восточнее, в китайском Тянь-Шане, привела к полному выклиниванию герцинид Южного Тянь-Шаня. Более детально геологическое строение Кокшаальского сегмента этого региона описано в ряде

публикаций (см.: [Поршняков, 1960; 1961; 1968; 1983; Яговкин, 1969; 1973; Довжиков, 1977; Бискэ и др., 1985; Брежнев, 1976; 1981; 1994; Христов, 1981; 1989; 1990; и др.]), включая фундаментальные монографии [Поршняков, 1973; Бискэ, 1996].

В отличие от расположенных западнее Кызылкумского и Алайского сегментов Южного Тянь-Шаня, где гранитоидный магматизм проявлен весьма широко и представлен разнообразными типами гранитоидов с явным преобладанием известково-щелочных серий, Кокшаальский сегмент отличается относительно меньшим распространением магматических пород на современном эрозионном срезе и преимущественным развитием раннепермских постколлизийных гранитоидов субщелочной серии в ассоциации с небольшими объемами щелочных пород [Konopelko et al., 2007; 2009]. Так как интрузии Кокшаальского комплекса демонстрируют секущие взаимоотношения со всеми верхнепалеозойскими осадочными формациями региона и в основном не затронуты герцинскими деформациями, они традиционно рассматриваются в геологической литературе как постколлизийные [Соломович, Трифонов, 1989; 1990; Solomovich, Trifonov, 2002]. Среди исследований по магматизму Кокшаала можно отметить труды, в рамках которых в единый региональный Кокшаальский комплекс были выделены субщелочные гранитоиды [Стратифицированные..., 1982], а также те работы, где было указано на их сходство с гранитами рапакиви [Соломович, Трифонов, 1989; 1990; Solomovich, 2007].

Гранитоидами Кокшаальского комплекса, которые являются главным объектом исследования автора, сформированы более 20 массивов (рис. 2.3) и подразделяются на три подкомплекса (Джангартский, Учкошконский и Иньльчекский), различных по составу, геохимической и металлогенической специализации и уровню глубинности [Геология и полезные ископаемые..., 1954; Геологическое строение..., 1966; 1967; Магматизм..., 1976; Стратифицированные..., 1982; Геологическая съемка..., 1985; Solomovich, 2007]. Ассоциирующие с гранитоидами щелочные породы описаны как региональный Суртекинский комплекс [Буров и др., 1965; Стратифицированные..., 1982]. Некоторые интрузии Кокшаальского комплекса расположены в непосредственной близости от Атбаши-Иньльчекского разлома, в зоне которого размещаются массивы гранитоидов известково-щелочной серии (I-типа) (рис. 2.2, 2.3), описанные в составе Уланского и Теректинского комплексов [Богдецкий, 1983; 1987; Стратифицированные..., 1982], которые также были нами изучены. На региональных геологических картах интрузии Кокшаальского комплекса обычно показываются как раннепермские, интрузии Суртекинского комплекса — как ранне- или среднепермские, а массивы Уланского и Теректинского комплексов — как средне- или позднекарбоновые (см.: [Геологическая карта Кыргызской ССР, 2008]).

Поскольку массивы Джангартского и Учкошконского подкомплексов близки по составу, их геохимические особенности и петрогенезис рассматри-



Рис. 2.3. Размещение массивов гранитоидов в пределах Кокшаальского сегмента Южного Тянь-Шаня:

1 — Шырыктынский, 2 — Суртекинский, 3 — Коккиинский, 4 — Караторский, 5 — Мудрюмский, 6 — пик Данкова, 7 — Карабельский, 8 — Акташский, 9 — Пикертыйский и Сарыбулакский, 10 — Иныльчекский, Ташкоринский, Суходольский, Майдаадырский и Аtdжайляуский, 11 — пик Победы, 12 — Комсомольский, 13 — Уланский, 14 — Бешмойнокские тела, 15 — Теректинский, 16 — Джеткайский, 17 — Майбашский и Айрансуйский, 18 — Учкошконский, 19 — Акшийракский, 20 — Кайчинский, 21 — Джангартский, 22 — Айлагырский

ваются вместе в § 2.2. Так как гранитоиды этих подкомплексов тесно ассоциируют с сиенитами и карбонатитами Суртекинского комплекса, в § 2.2 также приводится краткое описание щелочных интрузий, хотя последние не являются главным объектом исследования в настоящей работе.

Малые интрузии Иныльчекского подкомплекса, расположенные в западной части Кокшаальского сегмента (см. рис. 2.2) и сложенные дифференцированными литий-фтористыми гранитами, рассматриваются отдельно в § 2.3. Поскольку некоторые интрузии Иныльчекского подкомплекса находятся в непосредственной близости от расположенного в зоне Атбаши-Иныльчекского разлома одновозрастного Теректинского массива известково-щелочных гранитоидов, в § 2.3 также дается сравнительная характеристика Иныльчекского и Теректинского комплексов и рассматривается возможный сценарий их образования. Наконец, в последнем разделе этой главы сформулированы общие выводы о петрогенезисе, источниках и обстановке формирования гранитоидов Кокшаальского сегмента Южного Тянь-Шаня.

## § 2.2. Субщелочные гранитоиды центральной части Кокшаальского сегмента

Более 15 массивов в центральной части Кокшаальского сегмента сложены субщелочными гранитоидами (см. рис. 2.2, 2.3). Наиболее крупные (Джангартский, Акшийракский, Учкошконский, Мудрюмский, Коккиинский площадью более 150–200 км<sup>2</sup> каждый) имеют форму удлиненную или близкую к изометричной. Форма мелких интрузий более сложная, часто встречаются многочисленные апофизы причудливой формы. Контакты интрузивные, ровные, секущие слоистость вмещающих пород. В экзозонах Джангартского и Акшийракского массивов проявлены полевошпат-пироксеновые и биотитовые роговики и скарны. Учкошконский, Мудрюмский и Коккиинский массивы, а также многочисленные мелкие интрузии характеризуются значительно меньшей степенью экзоконтактовых изменений. В то же время они часто сопровождаются скарнами (Сарыбулакский массив) и оловоносными грейзенами (Учкошконский массив). Состав пород варьирует от кварцевых монцонитов до амфибол-биотитовых гранитов и биотитовых лейкогранитов. В геологической литературе амфиболсодержащие гранитоиды описаны как Джангартский подкомплекс, а лейкограниты — как Учкошконский подкомплекс Кокшаальского регионального комплекса [Стратифицированные..., 1982]. Геологические особенности и минеральный состав пород Джангартского и Учкошконского подкомплексов, а также ассоциирующие с ними щелочные интрузии Суртекинского комплекса представлены ниже отдельно в соответствии с традициями описания магматических комплексов, принятыми в публикациях по геологии этого региона [Додонова, 1974; Стратифицированные..., 1982]. Однако так как породы обоих гранитоидных подкомплексов встречаются в пределах одних и тех же массивов и формируют непрерывный тренд составов, они рассматриваются в качестве единой магматической серии в разделах, посвященных геохимии и петрогенезису этих пород.

**Джангартский подкомплекс Кокшаальского комплекса.** К первой фазе относятся кварцевые амфибол-биотитовые монцониты, изученные в Акташском массиве и слагающие небольшое тело в пределах Акшийракского массива. Субщелочные габброиды и монцонитоиды слагают также два самостоятельных массива: Карабельский и Караторский. Минеральный состав кварцевых монцонитов Акташского массива: олигоклаз (35%), калишпат (30%), кварц (10%), амфибол (10%), биотит (5–7%). Акцессории: магнетит, апатит, сфен, циркон, ортит. Джангартский и Акшийракский массивы сложены в основном крупнозернистыми биотит-амфиболовыми гранитами и граносиенитами со структурой рапакиви, относимыми ко второй фазе (рис. 2.4, 2.5). В качестве фациальной разновидности выделены порфириовидные трахитоидные биотитовые граниты юго-восточной части Джангартского массива. На диаграмме Штрекайзена овоидные граносиениты Джангартского и Акшийракского массивов

падают на границу полей кварцевого монзонита и адамеллита. Их средний минеральный состав: олигоклаз (30–35%), максимальный микроклин (35%), кварц (15–25%), амфибол (5–7%), биотит (3–5%). Аксессуары: апатит, циркон, флюорит, ортит, магнетит. Металлогеническая специализация граносиенитов определяется связанными с ними месторождениями золото-арсенипиритовой формации [Мао et al., 2004].

**Учкошконский подкомплекс Кокшаальского комплекса.** Лейкограниты Учкошконского подкомплекса слагают крупный одноименный массив, а также более мелкие (менее 20 км<sup>2</sup>) Сарыбулакский, Пикертыкский массивы и Акчийский шток, прорывающий западную часть Акшийракского массива. К Учкошконскому подкомплексу также относятся многочисленные жилы биотитовых гранитов в Джангартском и Акшийракском массивах и некоторые интрузии к югу и востоку от последнего. Мудрюмская и Коккиинская интрузии, сопоставимые по размерам с Учкошконским массивом, расположены в западной части Кокшаальского сектора и также рассматриваются в составе Учкошконского подкомплекса, несмотря на определенные вещественные и геохимические особенности.

Учкошконский подкомплекс сложен тремя разновидностями пород, между которыми описаны как интрузивные контакты, так и постепенные переходы. Главными по объему являются крупнозернистые равномернозернистые биотитовые (в Мудрюмском и Сарыбулакском массивах местами биотит-амфиболовые) лейкограниты. Среди крупнозернистых гранитов встречаются участки резко порфиroidных мелко- и среднезернистых биотитовых гранитов с редкими (менее 50%) крупными (1–2 см) вкрапленниками калишпата. Более поздними являются миароловые биотитовые гранит-порфиры, кварцевые порфиры с кокардами турмалина. Этот набор пород является чрезвычайно устойчивым и повторяется практически во всех массивах независимо от их размеров. Особняком стоят амфиболсодержащие граниты Акчийского штока и Коккиинский массив, сложенный очень своеобразными крупнозернистыми миароловыми амфибол-биотитовыми лейкогранитами. Минеральный состав крупнозернистых гранитов Учкошконского массива: олигоклаз (25%), калиевый полевой шпат (35%), кварц (30–33%), биотит (2–5%). Аксессуары: магнетит, апатит, циркон, мусковит, турмалин, флюорит. Миароловые лейкогранит-порфиры отличаются повышенным содержанием кварца (35–40%) и еще более сильным преобладанием калишпата над плагиоклазом (40 и 20%, соответственно). Среди аксессуарных фаз иногда появляются топаз и касситерит. Появление амфиболсодержащих гранитов в Мудрюмском и Сарыбулакском массивах, вероятно, связано с усвоением материала карбонатных пород, с которыми контактируют эти интрузии. Для некоторых интрузий характерны ксенолиты субщелочных диоритоидов (Сарыбулакский массив). Дайковый комплекс представлен турмалиновыми кварцевыми порфирами, онгориолитами. Следует также отметить чрезвычайно интересные дайки кварцевых

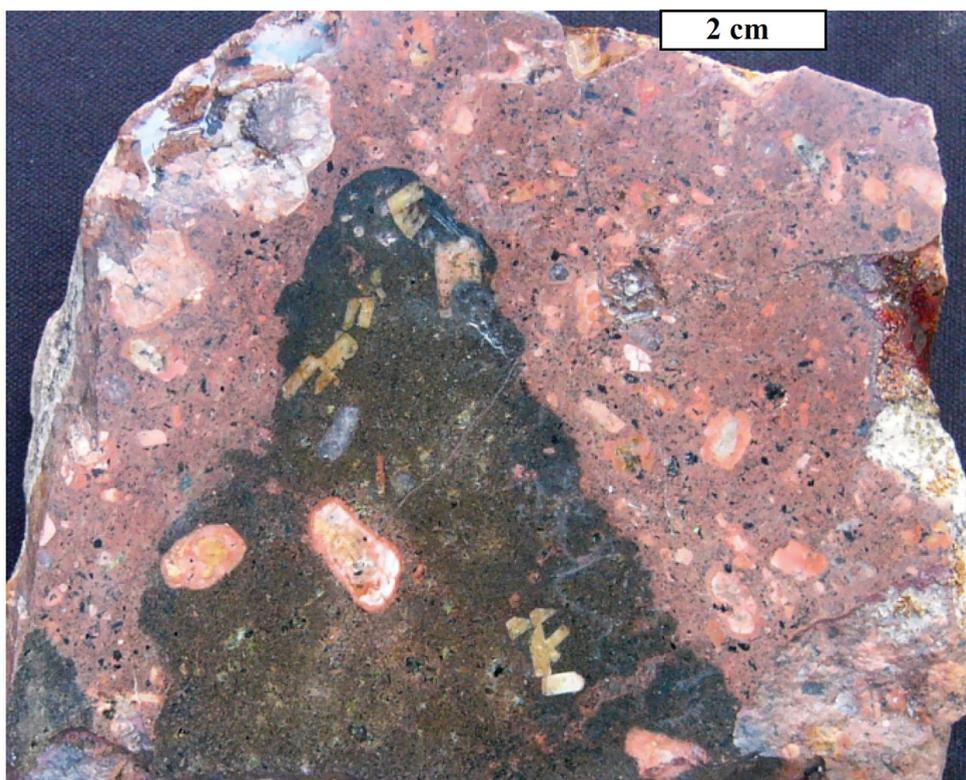


Рис. 2.4. Мафические включения в гранитоидном матриксе. Мудрюмский массив

диорит- и монзонит-порфиров, секущие Мудрюмский и Коккиинский массивы. Ряд особенностей — неравновесные минеральные ассоциации, наличие резорбированных вкрапленников кварца и плагиоклаза — говорит в пользу гибридного происхождения этих пород в результате смешения сосуществующих основных и кислых магм. Фотография мафического базальтоидного включения в составной дайке в Мудрюмском массиве с признаками минглинга показана на рис. 2.4. Фотографии образцов, иллюстрирующие текстуры главных типов пород Кокшаальского комплекса, включая овоидные граниты рапакиви, равномернозернистые и турмалинсодержащие миароловые лейкограниты, приведены на рис. 2.5. Детальное петраграфическое описание этих типов пород было опубликовано Соломовичем и Трифоновым [Solomovich, Trifonov, 2002]. Лейкограниты Учкошконского подкомплекса характеризуются отчетливой геохимической специализацией на олово. С ними связано несколько месторождений олова и полиметаллов, наиболее крупные из которых — Учкошконское и Сарыбулакское — относятся к касситерит-сульфидной формации [Геология оловорудных..., 1977; Соломович, Трифонов, 1989; 1990; Трифонов, Соломович, 1993; Павловский и др., 1998; 2010].

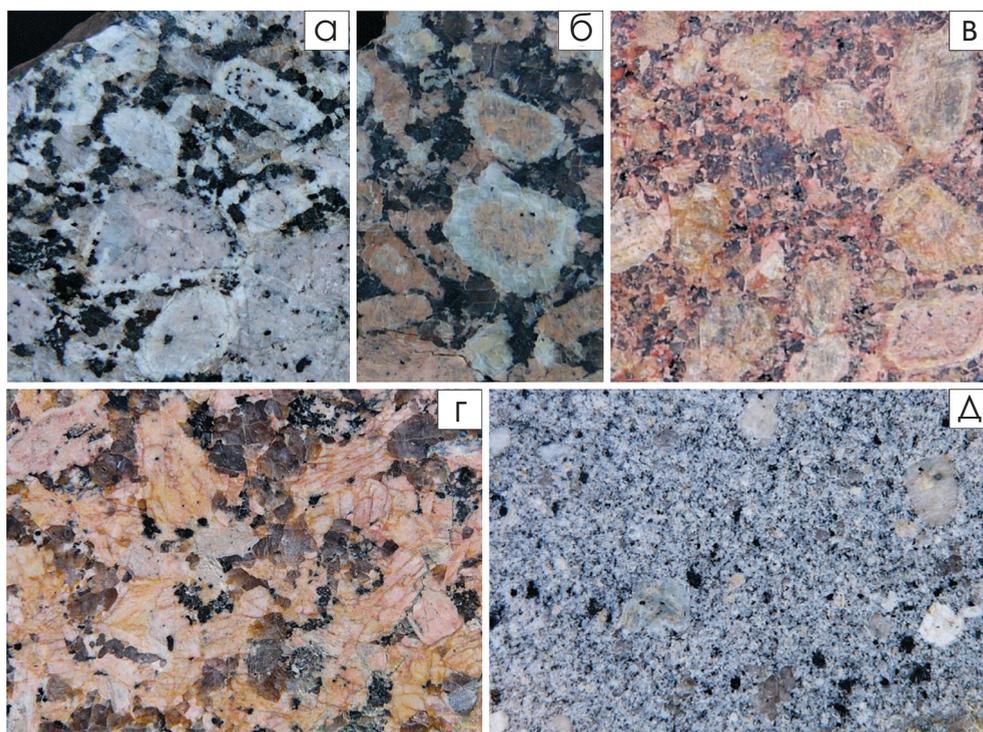


Рис. 2.5. Главные типы гранитоидов Кокшаальского комплекса (Джангартский и Учкошконский подкомплексы):

а, б — овоидные граниты рапакиви Джангартского массива, размер по горизонтали — 6 и 4 см соответственно; в — лейкогранит Коккиинской интрузии с овоидами калишпата без плагиоклазовых отторочек (питерлит), размер — 4 см; г — равномернозернистый лейкогранит Учкошконского массива, размер — 7 см; д — турмалиносодержащий миароловый гранит Мудрюмского массива, размер — 7 см

**Суртекинский комплекс.** Суртекинский комплекс щелочных и щелочно-земельных сиенитов и карбонатитов включает несколько небольших и средних массивов, сосредоточенных (за исключением Суртекинского массива) в восточной части Кокшаальского сектора. Суртекинский массив обнажен на площади 20 км<sup>2</sup>, расположен на южном склоне Атбашинского хребта и в структурном плане тяготеет к западной группе интрузий, в которую входят Мудрюмский и Акшийракский массивы. Он представляет собой кольцевую интрузию, сложенную шонкинитами, щелочными сиенитами, нефелиновыми сиенитами (главная по объему фаза), кварцевыми сиенитами [Додонова, 1974; Стратифицированные..., 1982; Соломович, Трифионов, 1989; 1990; Бискэ и др., 1996]. Кайчинский, Айлагырский, Куюкапский массивы, а также Сарысайский карбонатитовый шток и нерасчлененный щелочной массив пика Победы расположены к югу и востоку от Учкошконского рудного узла, причем первые два — непосредственно в пределах Джангартского массива. В интрузиях восточной

части Кокшаальского сектора преобладают щелочные сиениты. В Джангартском массиве тела щелочных сиенитов окаймлены мощными зонами (первые сотни метров) пород гибридного состава. Подобные же породы (мелко- и среднезернистые амфиболовые кварцевые сиениты) отмечены среди овоидных граносиенитов Акшийракского массива. Постепенные переходы между граносиенитами Джангартского подкомплекса и породами щелочного ряда, наличие явно неравновесных минеральных ассоциаций, по-видимому, объясняются смешением магм разного состава и свидетельствуют о субсинхронности формирования щелочной и субщелочной серий. С Сарысайским карбонатитовым штоком связано рудопроявление тантало-ниобатов [Соломович, Трифионов, 1989; 1990; Трифионов, Соломович, 1993; Павловский и др., 1998; 2010].

### 2.2.1. Геохимия

Результаты химических анализов главных типов магматических пород Джангартского и Учкошконского подкомплексов Кокшаальского комплекса приведены в Приложении Б.1. Концентрации петрогенных и редких элементов определены в лабораториях Горного университета Сент-Этьена (École des Mines de Saint-Étienne, Франция) и Потсдамском центре наук о Земле (GFZ, Германия), а содержания F и B — в лаборатории Actlabs (Канада); аналитические методы описаны нами ранее [Konopelko et al., 2007].

Биотит-амфиболовые граниты и кварцевые монзониты (граносиениты со структурой рапакиви) Джангартского и Акшийракского массивов характеризуются содержаниями  $\text{SiO}_2$  в диапазоне 64–68 вес. %. Это умеренно глиноземистые породы ( $\text{ASI} = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  мол. 0,87–0,93), которые отличаются высоким содержанием щелочей ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  от 7,5 до 10,5 вес. % при  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  1,5–1,0), резко обогащены железом по отношению к магнию ( $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$  от 0,77 до 0,95) и соответственно попадают в поля щелочной и щелочно-известковой серий на диаграмме  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO})$  vs.  $\text{SiO}_2$  (рис. 2.6а) и в поле пород толеитовой серии на диаграмме  $\text{FeO}^{\text{tot}}/(\text{MgO} + \text{FeO}^{\text{tot}})$  vs.  $\text{SiO}_2$  (рис. 2.6б; Приложение Б.1). Породы характеризуются повышенными содержаниями U, Th, Nb, Ta, Y, Zr, Hf, LREE и F. Спектры распределения REE умеренно фракционированы с незначительным обогащением легкими REE и небольшими отрицательными Eu аномалиями (рис. 2.7). Спектры распределения концентраций редких элементов, представленные на мультикатионных диаграммах (см. рис. 2.7), демонстрируют обогащение литофильными элементами и отчетливые отрицательные аномалии Ba, Sr, P и Ti, а также несколько менее выраженные отрицательные аномалии Nb и Ta.

Содержания  $\text{SiO}_2$  в лейкогранитах варьируют в диапазоне 69–75 вес. %. Эти породы также отличаются калиевой специализацией ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  7,8–9,0 вес. % и  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  1,2–2,1) и в основном попадают в поле щелочно-извест-

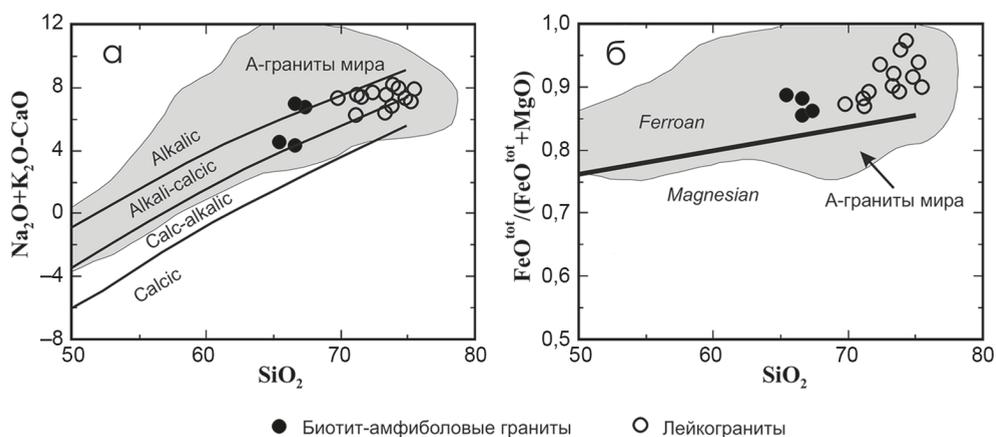


Рис. 2.6. Химические составы гранитоидов Кокшаальского комплекса на классификационных диаграммах: а —  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO})$  vs.  $\text{SiO}_2$ , вес. %; б —  $\text{FeO}/(\text{FeO}^{\text{tot}}+\text{MgO})$  vs.  $\text{SiO}_2$ , вес. %, поля по [Frost et al., 2001]

ковой серий на диаграмме  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO})$  vs.  $\text{SiO}_2$  (см. рис. 2.6а, Приложение Б.1). Они характеризуются умеренно глиноземистыми составами или слабо пересыщены глиноземом (ASI 0,92–1,16, см. Приложение Б.1). Лейкограниты обеднены Ca и резко обогащены железом по отношению к магнию ( $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$  от 0,8 до 0,95, см. рис. 2.6б, 2.8). Они характеризуются пониженными содержаниями Ba и Sr, и высокими концентрациями Rb и высокозарядных катионов, что определяет правый наклон спектров распределения редких элементов на мультикатионных диаграммах с отчетливыми отрицательными аномалиями Sr, P и Ti (см. рис. 2.7). Повышенные содержания Li (от 50 до 200 ppm) и F (до 0,61 вес. %) обусловлены присутствием в их составе литиевых слюд и в некоторых случаях топаза. Концентрации бора, определенные в пяти пробах, варьируют от 20 до 40 ppm. Повышенные содержания Sn в лейкогранитах (6–68 ppm) подчеркивают их геохимическую специализацию на олово (см. Приложение Б.1). Спектры распределения REE в лейкогранитах слабо фракционированы с незначительным обогащением легкими REE и характеризуются резкими отрицательными Eu аномалиями (см. рис. 2.7). Характерными чертами являются уменьшение содержаний легких REE, увеличение содержаний тяжелых REE и резко выраженные отрицательные аномалии Eu в наиболее дифференцированных разновидностях лейкогранитов.

Мафические разновидности пород, ассоциирующие с кокшаальскими гранитами, обычно встречаются в виде небольших включений в гранитах. Составная дайка протяженностью 1000 м и мощностью 50 м с признаками одновременного внедрения основного и кислого расплава была задокументирована в Мудрюмском массиве (см. рис. 2.4). Основные породы этой дайки (пр. 280401) соответствуют толеитовому габбро с относительно низким содержанием

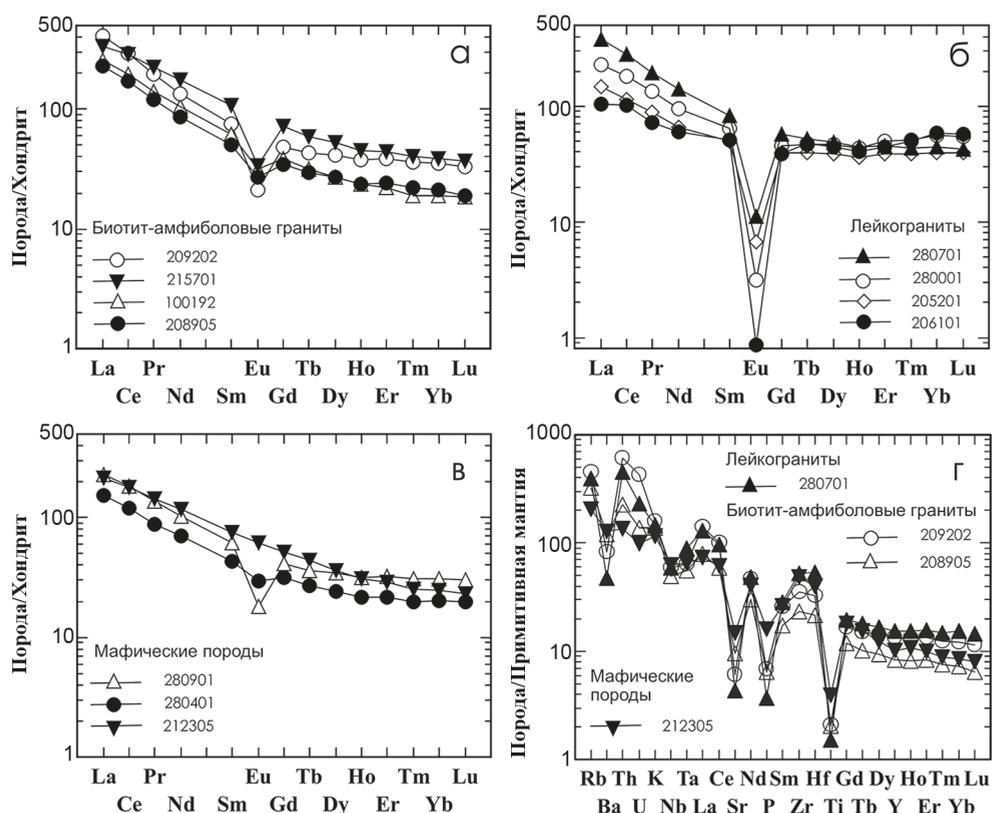


Рис. 2.7. Спектры распределения концентраций REE в магматических породах Кокшаальского комплекса, нормированные к хондриту:

а — биотит-амфиболовые граниты; б — лейкограниты; в — мафические породы; г — спектры распределения концентраций редких элементов, нормированные к примитивной мантии. Для нормирования использовались значения концентраций по [Sun, McDonough, 1989]

$\text{Al}_2\text{O}_3$  (14,5 %), высоким содержанием  $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$  (0,62 % при 56 %  $\text{SiO}_2$ ) и повышенным содержанием  $\text{TiO}_2$  (1,8 %) (см. Приложение Б.1). Крупнозернистый монцодиорит (пр. 212305) из интрузии Акташ имеет сходный состав (см. Приложение Б.1). Обе породы проецируются в поле толеитовой серии на диаграмме AFM и в поля внутриплитных базальтов на дискриминационных диаграммах. Спектры распределения REE в мафитах слабо фракционированы и характеризуются отсутствием или незначительными отрицательными Eu аномалиями (см. рис. 2.7). Спектры распределения концентраций редких элементов, представленные на мультикратных диаграммах (см. рис. 2.7), демонстрируют умеренное обогащение литофильными элементами и отсутствие отчетливых отрицательных аномалий Nb и Ta.

Обе разновидности гранитов Кокшаальского комплекса отличаются весьма высокими отношениями Fe/Mg и умеренно глиноземистыми составами,

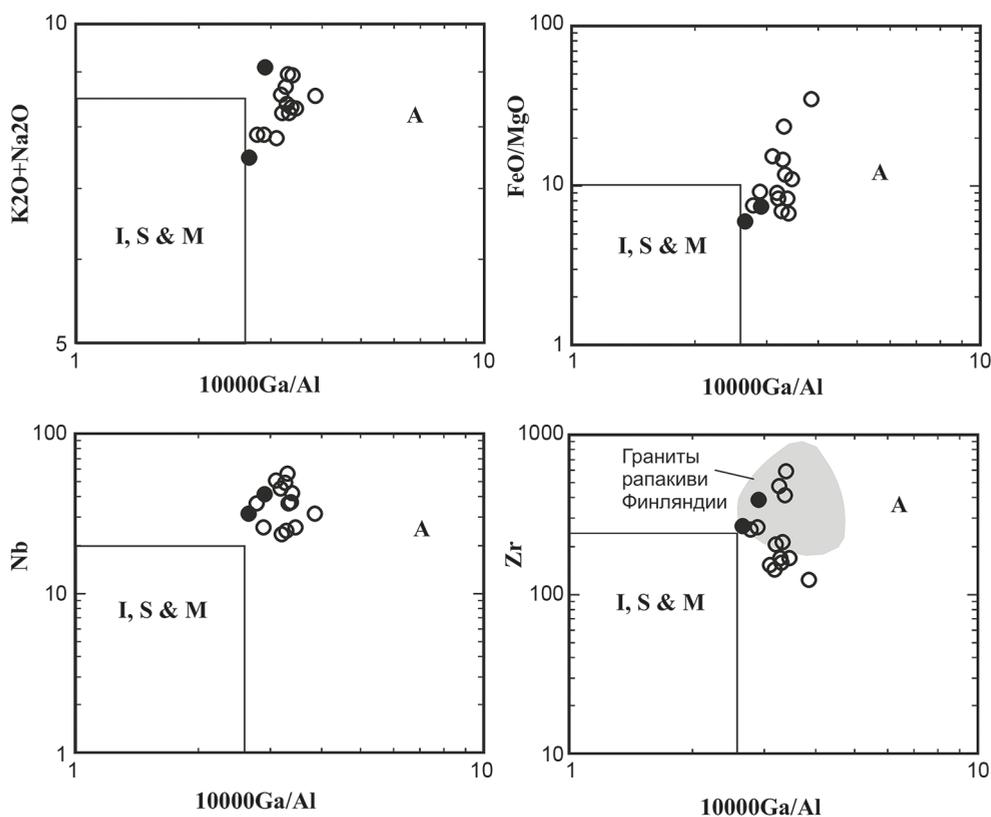


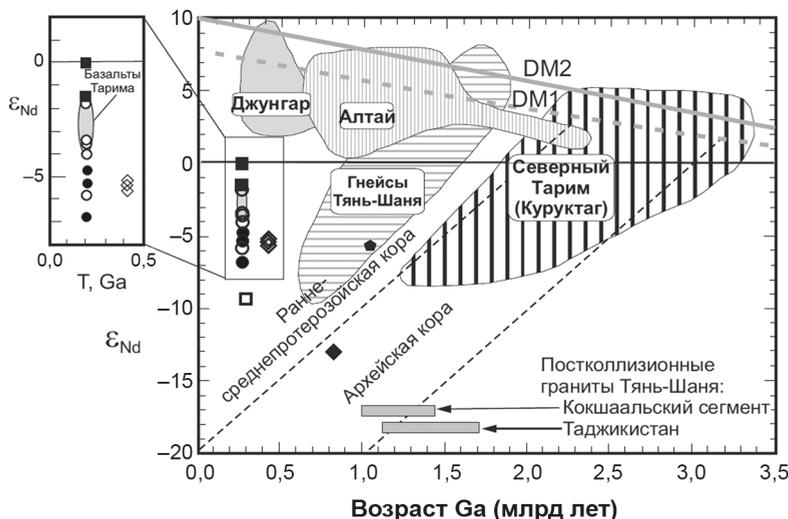
Рис. 2.8. Дискриминационные диаграммы [Whalen et al., 1987]  $K_2O+Na_2O$ ,  $FeO/MgO$ , Nb и Zr vs.  $10\,000*Ga/Al$ , иллюстрирующие принадлежность кокшаальских гранитов к А-типу. Для сравнения на диаграмме Zr vs.  $10\,000*Ga/Al$  показано поле составов гранитов рапакиви Финляндии, по [Naarala et al., 2005]

что указывает на их сходство с гранитами А-типа. Повышенные отношения  $Fe/Mg$  являются одним из важнейших признаков А-гранитов. На диаграмме  $FeO^{tot}/(FeO^{tot}+MgO)$  vs. вес. %  $SiO_2$  (см. рис. 2.66) составы гранитов Кокшаала проецируются в поле средних составов А-гранитов мира [Frost et al., 2001]. По редкоэлементному составу граниты Кокшаальского комплекса также соответствуют гранитам А-типа. Они содержат большие концентрации высокочarged катионов и проецируются в поля внутриплитных гранитов на дискриминационных диаграммах. Кроме этого граниты Кокшаала также характеризуются повышенными отношениями  $10\,000*Ga/Al$ , что также является типичным для А-гранитов (см. рис. 2.8, Приложение Б.1).

### 2.2.2. Изотопный состав Nd в породах

Изотопный состав Nd был проанализирован в восьми пробах гранитов и двух пробах мафических пород Кокшаальского комплекса. Для сравнения были также проанализированы три пробы ордовикских гранитов из Срединного и Северного Тянь-Шаня и гнейс Кочкорки из Северного Тянь-Шаня с возрастом  $1050 \pm 20$  млн лет [Киселев, 1999]. Анализ изотопного состава Nd в валовых пробах выполнен на масс-спектрометре Finnigan в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН в Санкт-Петербурге. Детали аналитической процедуры опубликованы нами ранее [Konopelko et al., 2007]. Результаты представлены в Приложении В.1 и на диаграмме, показанной на рис. 2.9.

Магматические породы Кокшаала характеризуются относительно небольшим разбросом значений отношений  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  (0,1089–0,1286) и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (0,512127–0,512506) за исключением пробы дифференцированного кварцевого порфира (пр. 206101). Породы Срединного и Северного



- Интрузии Кокшаала: ■ Мафические породы, ● Бiotит-амфиболовые граниты, ○ Лейкограниты
- Породы Срединного и Северного Тянь-Шаня: ◇ Гранит, ◆ Гнейс Кочкорки, □ Гранит, ◆ Метавулканит св. Куйлю
- Базальты Тарима

Рис. 2.9. Изотопные составы Nd в гранитоидах Кокшаальского сегмента на диаграмме  $\epsilon_{\text{Nd}}$  vs. возраст кристаллизации с данными по сопредельным террейнам Джунгара, Алтая и Тарима, по [Hu et al., 2000; Jiang et al., 2004; Jahn et al., 2000]. Диапазон модельных возрастов гранитоидов Кокшаальского сегмента обозначен вдоль горизонтальной оси, где для сравнения также показаны модельные возрасты гранитов соседних районов таджикского Тянь-Шаня, по [Konopelko et al., 2015; 2017]. DM1 — модель [De Paolo, 1981]; DM2 — модель [Jahn et al., 2000]

Тянь-Шаня характеризуются более широким разбросом значений  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  (0,0778–0,12559) и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (0,511808–0,512159). Все проанализированные породы имеют отрицательные значения  $\epsilon\text{Ndt}$ . Кварцевый монцитонит из массива Акташ отличается наиболее высоким значением  $\epsilon\text{Ndt}$  около 0. Значения  $\epsilon\text{Ndt}$  в трех пробах амфибол-биотитовых гранитов из Джангартского и Акшийракского массивов варьируют от –6,8 до –4,8. Пять проб лейкогранитов Учкошконского, Коккиинского, Мудрюмского и Акташского массивов характеризуются большим разбросом значений  $\epsilon\text{Ndt}$  от –5,9 до –1,6.

Значения  $\epsilon\text{Ndt}$  в трех пробах ордовикских гранитов и в неопротерозойском гнейсе варьируют от –5,6 до –4,9. Отрицательные значения  $\epsilon\text{Ndt}$  в гранитоидах Кокшаала указывают на их происхождение из раннемезопротерозойских коровых источников, что подтверждается их модельными возрастными  $T_{\text{DM}}$  в интервале 1,05–1,43 млрд лет, рассчитанными по модели [De Paolo, 1981]. Это также справедливо для ордовикских гранитов.

### 2.2.3. Результаты U-Pb датирования цирконов

Возраст четырех пород Кокшаальского комплекса был определен с помощью U-Pb датирования цирконов *in situ*. Выбранные для датирования породы включали биотит-амфиболовый гранит со структурой рапакиви из интрузии Джангарт (пр. 209202), биотитовый лейкогранит из Учкошконского массива (пр. 206801), биотитовый лейкогранит из Мудрюмского массива (пр. 280001) и биотит-амфиболовый лейкогранит из Коккиинского массива (пр. 280701). Анализ U-Th-Pb изотопного состава цирконов был выполнен с помощью ионного микрозонда Cameca IMS 1270 в лаборатории NORDSIM Шведского музея естественной истории в Стокгольме. Детали аналитической процедуры были опубликованы нами ранее [Konopelko et al., 2007]. Аналитические результаты и диаграммы с конкордией [Tera, Wasserburg, 1973; 1974] представлены в Приложении В.2 и на рис. 2.10. Расчет возрастов производился с помощью программы Isoplot/Ex v. 2.05 [Ludwig, 1999]. Цирконы, выделенные из четырех проб, представлены достаточно однородными, хорошо ограниченными прозрачными или желтовато-коричневыми призматическими зернами с типичной магматической зональностью на катодолюминесцентных изображениях. Для датирования были выбраны удлиненные зерна цирконов размером 200–400 микрон.

Изотопные составы всех проанализированных зерен проецируются на линию конкордии или вблизи нее. Средневзвешенный  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраст  $295 \pm 4$  млн лет (СКВО = 0,32) вычислен на основании 11 анализов зерен циркона из Джангартского массива. Если три слабо дискордантных анализа исключить из расчетов, то восемь оставшихся позволяют определить конкордантный возраст  $296 \pm 4$  млн лет (СКВО = 0,69). Пять анализов зерен циркона из Учкошконского массива дают возможность подсчитать средневзвешенный

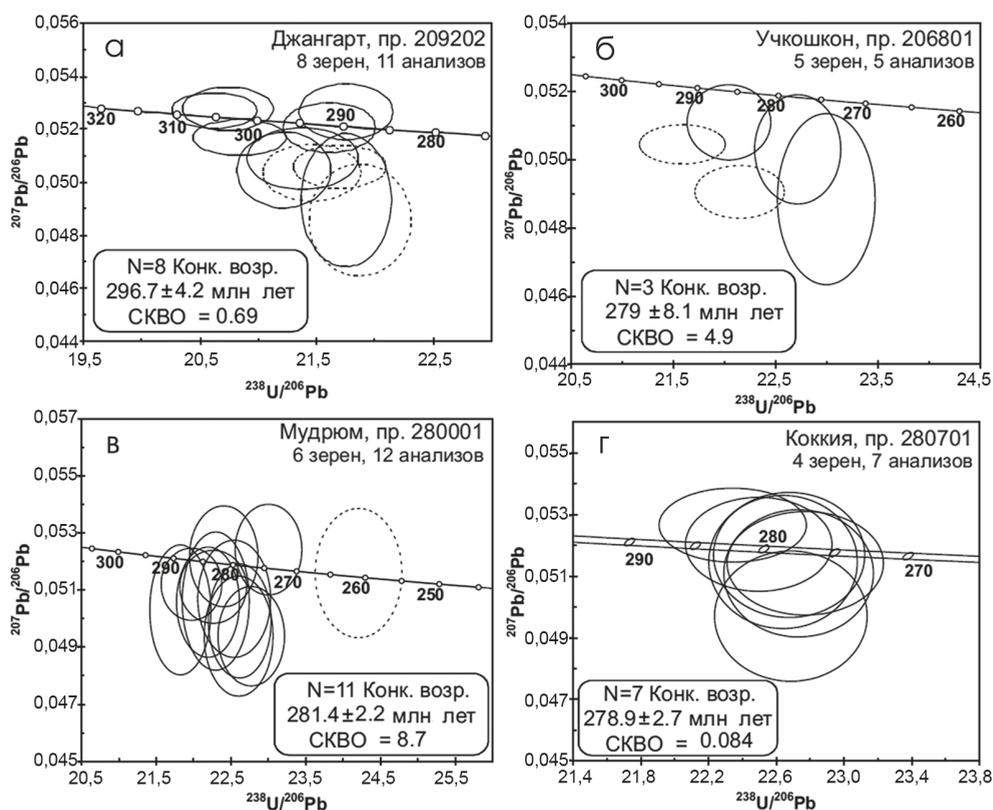


Рис. 2.10. Результаты U-Pb датирования гранитоидов Кокшаальского комплекса на диаграммах с конкордией:

а — Джангартский массив; б — Учкошконский; в — Мудрюмский; г — Коккиинский.

Пунктиром показаны эллипсы, соответствующие анализам, исключенным из расчета возрастов. Номера проб соответствуют Приложению В.2

$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраст  $283 \pm 9$  млн лет (СКВО = 0,46). Если два дискордантных анализа исключить из расчетов, то на основании трех оставшихся можно вычислить конкордантный возраст  $279 \pm 8$  млн лет (СКВО = 4,9).

Все 12 анализов из Мудрюмского массива являются конкордантными и позволяют вычислить средневзвешенный  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраст  $280 \pm 6$  млн лет (СКВО = 0,49). Однако, если исключить из расчетов один молодой возраст, 11 оставшихся анализов позволяют рассчитать конкордантный возраст  $281 \pm 2$  млн лет (СКВО = 8,7). Семь анализов цирконов из Коккиинской интрузии позволяют рассчитать средневзвешенный  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраст  $281 \pm 7$  млн лет (СКВО = 0,034) и конкордантный возраст  $281 \pm 3$  млн лет (СКВО = 0,084).

Конкордантные возрасты  $296 \pm 4$  млн лет,  $279 \pm 8$  млн лет,  $281 \pm 2$  млн лет и  $281 \pm 3$  млн лет интерпретируются нами как возраст кристаллизации цирконов из Джангартского, Учкошконского, Мудрюмского и Коккиинского мас-

сивов соответственно. Возраст  $296 \pm 4$  млн лет, полученный для Джангартского массива, совпадает в пределах ошибки с возрастом близкого по составу Акшийрякского массива ( $292 \pm 3$  млн лет), который был также определен нами методом SHRIMP по цирконам [Konopelko et al., 2006; Seltmann et al., 2011]. Таким образом, формирование интрузий гранитов Кокшаальского комплекса происходило в интервале 295–280 млн лет, при этом овоидные гранитоиды Джангартского и Акшийрякского массивов, по-видимому, внедрились на 10–15 млн лет раньше, чем интрузии лейкогранитов.

#### 2.2.4. Петрогенезис гранитов

Интрузии Кокшаальского комплекса являются многофазными. Некоторые из них вмещают месторождения олова, связанные с грейзенизацией наиболее поздних дифференцированных лейкогранитов. Это указывает на индивидуальные особенности процессов дифференциации, которые могли существенно отличаться друг от друга в разных массивах. Геохимические данные, представленные в настоящей работе, позволяют выявить только общий эволюционный тренд, характерный для массивов Кокшаальского комплекса. Этот общий тренд, являющийся типичным для А-гранитов, отражает последовательное формирование амфибол-биотитовых гранитов, биотитовых гранитов и топаз-содержащих лейкогранитов. В этой серии пород процессы дифференциации приводят к последовательному увеличению концентраций Si, Rb, Nb, F, Ga, Sn, HREE (а также Fe/(Fe+Mg), ASI, Eu/Eu\*) и уменьшению содержаний Ti, Al, Fe, Mg, Mn, Ca, Ba, Sr, Zr и LREE. Общей чертой кокшаальских гранитоидов является резкая обогащенность всех типов пород железом относительно магния, определяющая их принадлежность к толеитовой серии. Это объясняется эволюцией относительно сухих расплавов в восстановительной обстановке, которая препятствовала ранней кристаллизации магнетита и способствовала накоплению в расплавах железа. Вариации состава гранитов объясняются фракционированием калиевого полевого шпата в комбинации с каким-либо недосыщенным глиноземом силикатом (обычно амфиболом) в сочетании с небольшими количествами апатита, циркона и алланита [Rämö, Naapala, 1995]. Образование серий пород, наблюдаемых в Кокшаальском комплексе, в результате фракционирования калиевого полевого шпата и амфибола иллюстрируется трендами составов пород на вариационных диаграммах вес. %  $\text{Al}_2\text{O}_3$  vs. вес. %  $\text{SiO}_2$ , ppm Eu vs. вес. %  $\text{SiO}_2$  и ASI vs. вес. %  $\text{SiO}_2$ , показанных на рис. 2.11а–2.11в. Снижение концентраций  $\text{Al}_2\text{O}_3$  с ростом содержания кремнезема в породах обусловлено фракционированием порообразующих силикатов. При этом уменьшение концентраций Eu с ростом кремнезема указывает на то, что преобладающим процессом было фракционирование калиевого полевого шпата. Увеличение индекса глиноземистости ASI с ростом кремнезема свидетельствует о том, что фракционирование амфибола также являлось

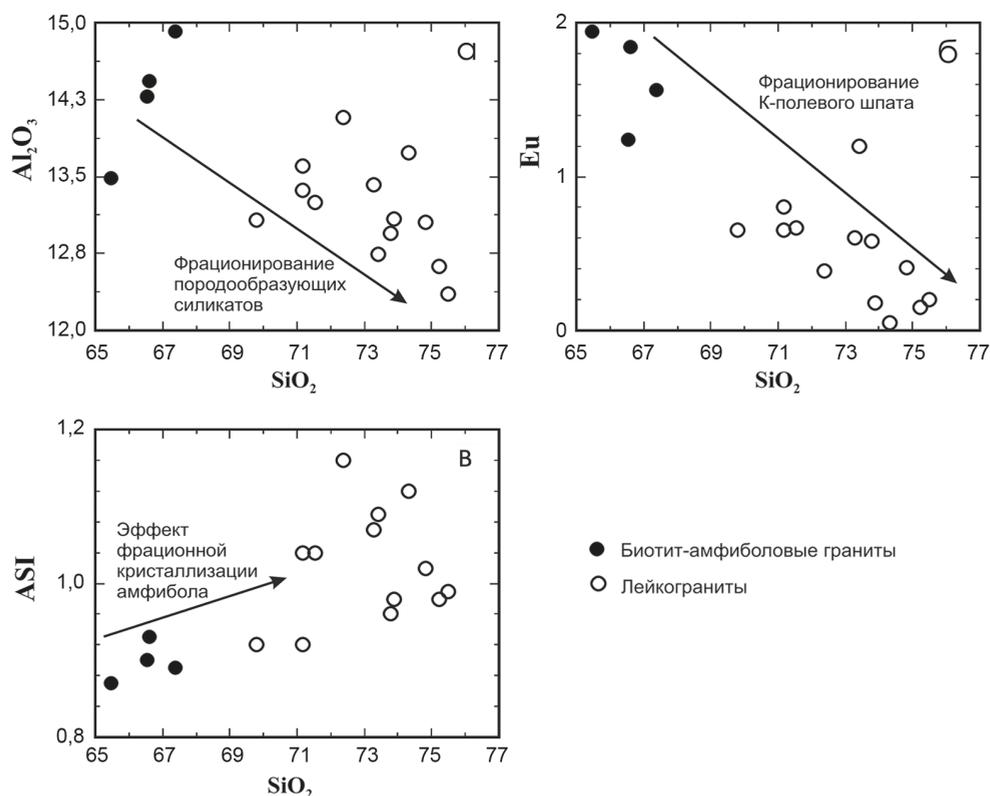


Рис. 2.11. Химические составы гранитоидов Кокшаальского комплекса на вариационных диаграммах:

а — Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, вес. %, vs. SiO<sub>2</sub>, вес. %; б — Eu (ppm) vs. SiO<sub>2</sub>, вес. %; в — ASI (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O), мол., vs. SiO<sub>2</sub>, вес. %

важным процессом. Это означает, что овоидные биотит-амфиболовые граниты Джангартского и Акшийракского массивов по существу представляют собой полевошпатовые кумулаты. Было предложено несколько механизмов образования А-гранитов, из которых наиболее обоснованными являются фракционирование мантийных базальтоидных расплавов, взаимодействие мантийных расплавов с коровыми породами и плавление нижних горизонтов континентальной коры [Rämö, Naapala, 1995; Bonin, 1996]. А-граниты также могут формироваться в различных геодинамических обстановках, включая анорогенную и постколлизийную. Существует разделение на две группы гранитов А-типа: А1 и А2 [Еby, 1990]. Граниты, относящиеся к группе А1, имеют мантийное происхождение и формируются во внутриплитных (анорогенных) обстановках. Граниты, относящиеся к группе А2, образуются в результате плавления континентальной коры в различных геодинамических обстановках. На дискриминационных диаграммах Rb/Nb-Y/Nb и Y-Nb-Ce [Еby, 1990] точки

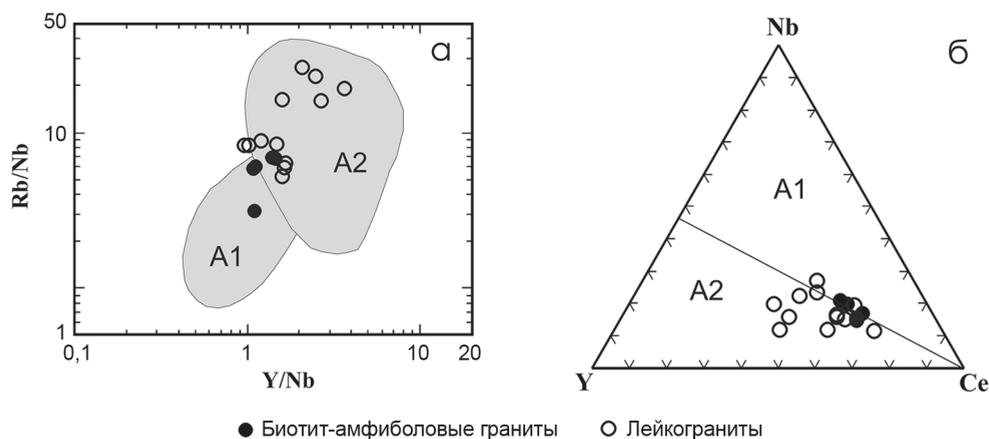


Рис. 2.12. Химические составы гранитоидов Кокшаальского комплекса на дискриминационных диаграммах:

а — Rb/Nb vs. Y/Nb; б — Y-Nb-Ce [Eby, 1990]

составов гранитов Кокшаальского комплекса проецируются в поле гранитов А2 (рис. 2.12), что подтверждает их образование в постколлизийной обстановке из корового источника. Изотопный состав Nd в гранитах Кокшаала также указывает на их происхождение в результате плавления средне-позднепротерозойской или более древней континентальной коры, возможно в результате взаимодействия с некоторым количеством ювенильного мантийного вещества (см. рис. 2.9). Изотопный состав свинца, определенный [Chiaradia et al., 2006] в валовых пробах пород и в полевых шпатах гранитов Кокшаала, также указывает на докембрийский коровый источник.

В интрузиях А-гранитов Кокшаала установлены признаки одновременного внедрения с мафическими породами и щелочными сиенитами. Ассоциация с мафическими породами толеитовой серии в составе габбро-анортосит-рапакиви гранитной формации является типичной для докембрийских А-гранитов (см.: [Rämö, Naarala, 1995; Frost C.D., Frost B.R., 1997]). Однако ассоциация со щелочными сиенитами более характерна для фанерозойских А-гранитов [Naarala et al., 2005]. На территории Кыргызстана мафические породы, ассоциирующие с интрузиями А-гранитов, представлены сравнительно небольшими телами. Однако в северной части Тарима на территории Китая описаны мощные толщи раннепермских бимодальных вулканитов с возрастными около 280 млн лет [Carroll et al., 2001; Jiang et al., 2004]. Толеитовые и щелочные базальты в составе этих вулканических покровов могут представлять собой материал астеносферной мантии, подъем которой на постколлизийной стадии в результате андерплэйтинга обеспечил привнос тепла и плавление докембрийской коры Тарима с образованием А-гранитов. Значения  $\epsilon_{\text{Nd}}$  от  $-3,7$  до  $0$  в базальтах Тарима [Jiang et al., 2004] лишь незначительно выше зна-

чений  $\epsilon\text{Ndt}$  в А-гранитах Кокшаала (см. рис. 2.9), что указывает на смешение мантийного и корового компонентов в обеих сериях пород.

### § 2.3. Малые интрузии дифференцированных лейкогранитов восточной части Кокшаала и известково-щелочные массивы в зоне Атбаши-Иныльчекского разлома

Дифференцированные оловоносные лейкограниты, слагающие несколько малых интрузий в восточной части Кокшаала, описаны в составе Иныльчекского подкомплекса Кокшаальского регионального комплекса [Додонова, 1974; Стратифицированные..., 1982; Трифонов, Соломович, 1993; Solomovich, Trifonov, 2002]. Некоторые интрузии Иныльчекских лейкогранитов расположены в непосредственной близости от Атбаши-Иныльчекского разлома, в зоне которого размещаются массивы известково-щелочных гранитоидов (I-типа) Уланского и Теректинского комплексов (см. рис. 2.2, 2.3). Массивы известково-щелочных гранитоидов расположены в зоне Атбаши-Иныльчекского разлома к северу от главного структурного шва Южно-Тянь-Шаньской сутуры, то есть на территории Срединного Тянь-Шаня. Они вытянуты вдоль зоны разлома и ограничены с юга структурным швом, параллельно которому в гранитоидах развита мощная зона бластокатаклазитов и милонитов. Фотография Теректинского известково-щелочного массива, обнажающегося в Сарыджазском хребте к северу от Атбаши-Иныльчекского разлома и Ташкоринского штока оловоносных лейкогранитов, примыкающего к линии разлома с юга, приведена на рис. 2.13. Так как изотопное датирование показало, что известково-щелочные гранитоиды и оловоносные лейкограниты формировались практически одновременно, дадим сравнительную характеристику пород Теректинского и Иныльчекского комплексов и рассмотрим возможный сценарий их образования.

*Иныльчекский подкомплекс* включает небольшие по размерам интрузивы: Ташкоринский, Майдаадырский, Суходольский, Иныльчекский, Аtdжайляуский, Комсомольский, Майбашский, Джеткайский, расположенные в восточной части Кокшаальского сегмента Южного Тянь-Шаня (см. рис. 2.2, 2.3). Значительную по объему часть Иныльчекского подкомплекса составляют дифференцированные оловоносные редкометальные литий-фтористые граниты: субщелочные двуполевошпатовые и микроклин-альбитовые лейкограниты, амазонитовые граниты, онгониты и эльваны [Трифонов, Соломович, 1993; Solomovich, Trifonov, 2002]. Некоторые массивы сложены крупнозернистыми биотитовыми гранитами, сходными по облику с гранитами Учкошконского подкомплекса. Следует отметить, что наименее дифференцированные



Рис. 2.13. Находящиеся по разные стороны Атбаши-Иныльчекского разлома Теректинский известково-щелочной массив и Ташкоринский шток оловяносных лейкогранитов

граниты, описанные в составе Майдадырского и Майбашского массивов, представлены амфиболсодержащими разновидностями с относительно пониженным содержанием кремнезема.

По данным Э.Б. Байбулатова с соавторами, главные типы пород, слагающие интрузии Иныльчекского комплекса, включают:

1. Небольшие тела наиболее мафических амфибол- и/или пироксенсодержащих монцитов и гранитов, описанные в Комсомольском и Ташкоринском массивах [Гранитоиды..., 1973]. В Ташкоринском массиве такие включения небольшого размера (около 10 см) с признаками одновременного внедрения и геохимическими особенностями высокоглиноземистых толеитовых базальтов (Приложение Б. 2) местами особенно распространены.
2. Крупнозернистые порфировидные биотитовые граниты и лейкограниты, являющиеся главной разновидностью в Майдадырском и Ташкоринском массивах. Фотографии типичных биотитовых лейкогранитов из штока Ташкоро приведены на рис. 2.14а и 2.14б. На этом рисунке также приведены фотографии грейзенизированных обогащенных турмалином лейкогранитов (рис. 2.14в, 2.14г), которые показывают, как развивается процесс грейзенизации, приводящий к образованию богатых касситеритовых руд, изученных в штольне минерализованного участка Лесистый (рис. 2.14д, 2.14е). Среднезернистые биотитовые лейкограниты обычно секут крупнозернистые

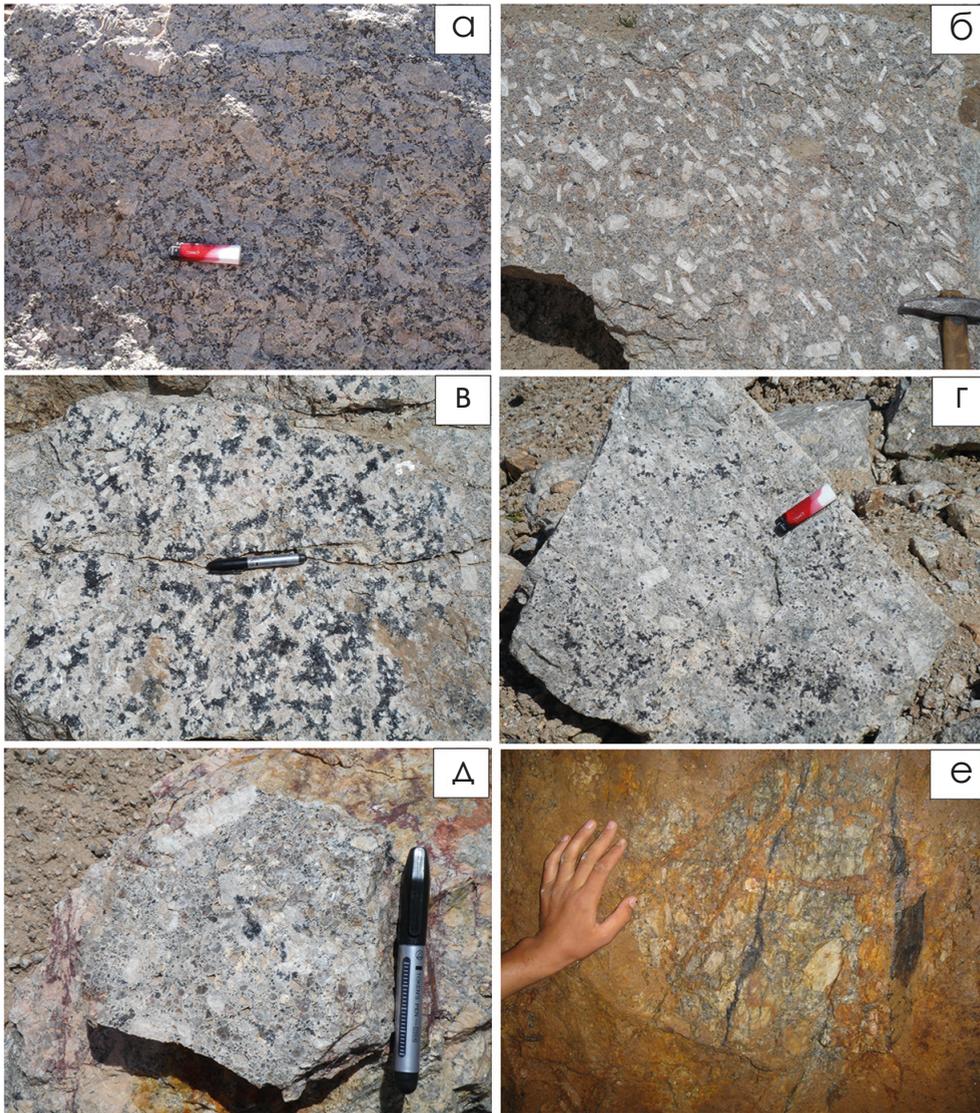


Рис. 2.14. Фотографии главных типов пород Ташкоринского штока:

а — порфировидные лейкограниты с массивной текстурой; б — порфировидные лейкограниты с трахитоидной текстурой; в, г — грейзенизированные обогащенные турмалином лейкограниты; д — интенсивно грейзенизированный лейкогранит; е — интенсивно грейзенизированный лейкогранит с рудными прожилками в штольне минерализованного участка Лесистый

граниты в Ташкоринском и Майдаадырском массивах и преобладают в интрузиях Иньльчек и Атджайляу.

3. Наконец, циннвальдитсодержащие лейкограниты, слагающие большую часть Суходольского и Комсомольского штоков. Эти породы

часто характеризуются зеленоватой окраской благодаря наличию амазонита и содержат миароловые пустоты, наиболее крупные из которых часто выполнены циннвальдитом, полихромным турмалином и другими редкометалльными фазами [Solomovich, Trifonov, 2002]. Наряду с касситерит-сульфидным оруденением (месторождение Сарыджаз, связанное с Ташкоринским штоком) с лейкогранитами Иныльчекского подкомплекса связано поле редкометалльных пегматитов в осевой части одноименного хребта [Руб, Павлов, 1982].

Рассмотрим гранитоиды зоны Атбаши-Иныльчекского разлома.

*Уланский (Сонкульский) комплекс* представлен Уланским массивом, который ранее традиционно делился на Западно- и Восточно-Уланский массивы, относимые к Сонкульскому и Теректинскому комплексам соответственно [Додонова, 1974; Стратифицированные..., 1982]. Оба массива расположены в зоне Атбаши-Иныльчекского разлома и вытянуты вдоль него на 55 км при максимальной ширине 6 км. На юге они срезаются Атбаши-Иныльчекским структурным швом, параллельно которому в гранитоидах развита мощная зона бластокатаклазитов и милонитов. Северный контакт перекрыт аллювиальными отложениями р. Нарын. Западно-Уланский массив, отождествляемый с первой фазой комплекса, сложен габброидами с отчетливыми признаками расчлененности. Следует отметить широкое распространение здесь оливиновых габбро-норитов и находки габброидов субщелочного ряда. Восточно-Уланский массив сложен амфибол-биотитовыми гранодиоритами, представляющими вторую фазу комплекса. Контакт между породами первой и второй фаз скрыт под аллювиальными отложениями р. Улан. В зоне контакта гранодиориты второй фазы вмещают небольшие тела пегматитов, содержащих турмалин и гранат. Гранодиориты представляют собой средне- и крупнозернистые породы с резко идиоморфной роговой обманкой, богатые акцессорными минералами. Их минеральный состав: плагиоклаз (40–60%), кварц (15–25%), калишпат (0–20%), биотит (5–15%), амфибол (0–15%). Акцессории: апатит, магнетит, сфен, циркон, ортит. На диаграмме Штрекайзена породы массива попадают в поля диорита, монцодиорита и их кварцевых разновидностей, а также плагиогранита, гранодиорита и адамеллита, что соответствует классическому тренду известково-щелочной серии. С породами Уланского массива связаны проявления полиметаллов и золота. Следует отметить, что амфибол-биотитовые гранодиориты встречены также в составе Теректинского массива и Бешмойнокских тел. Гранодиориты резко отличаются от преобладающих в этих массивах лейкократовых биотитовых адамеллитов и рассматриваются нами в рамках Уланского комплекса.

К *Теректинскому комплексу* относятся биотитовые адамеллиты, слагающие основную часть Теректинского массива, расположенного на южном склоне Сарыджазского хребта по правобережью р. Иныльчек и вытянутого на 87 км при ширине от 6,5 до 0,5 км. Контакты массивов повсеместно тектонические.



Рис. 2.15. Включение диоритоидного состава в гранодиорите Теректинского массива, опробованное для датирования по цирконам

В строении Теректинского массива также принимают участие амфибол-биотитовые гранодиориты, гранатсодержащие мигматиты и мусковитовые граниты, многочисленные включения диоритов и ксенолиты кристаллосланцев, гнейсов, амфиболитов [Стратифицированные..., 1982]. Минеральный состав гнейсовидных и порфиroidных биотитовых гранитов: олигоклаз (30–50%), микроклин (20–40%), кварц (20–30%), биотит (5–10%). Акцессории: магнетит, циркон, сфен, апатит, ортит. Породы массива относились различными авторами к трем или четырем интрузивным фазам. Адамеллиты Теректинского комплекса не имеют отчетливой металлогенической специализации. Бешмойнокские тела сложены милонитизированными лейкократовыми адамеллитами, сложенными кислым плагиоклазом (30%), микроклином (25%), кварцем (40%), а также небольшими количествами биотита, мусковита и магнетита (менее 1%). В двухтомном труде «Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии» Теректинский массив рассматривался в качестве моногенной интрузии [Стратифицированные..., 1982]. Однако Оттукская геологическая партия выделила в пределах массива два комплекса: Каиндыбулакский предположительно силурийского возраста и Теректинский карбоновый [Геологическая съемка..., 1985]. К Каиндыбулацкому комплексу были отнесены интенсивно

катаклазированные и милонитизированные граниты с многочисленными ксенолитами метаморфических пород и включениями диоритов, кварцевых диоритов и монцодиоритов. Менее деформированные однородные граниты были отнесены к Теректинскому комплексу. Для того чтобы изучить геохимические особенности и датировать обе эти серии пород, нами были отобраны пробы из крупного включения амфиболовых диоритов и из типичного порфирировидного амфибол-биотитового гранодиорита (рис. 2.15).

### 2.3.1. Результаты U-Pb датирования цирконов

Для датирования U-Pb методом по цирконам были выбраны пять разновидностей пород. Две пробы гранитоидов Теректинского комплекса включают типичный амфибол-биотитовый слабо гнейсовидный гранит (пр. 416000) и амфиболовый диорит из крупного (диаметром около 50 м) включения в гранитах (пр. 416705). Три пробы представляют Иныльчекский комплекс и включают крупнозернистый порфирировидный амфибол-биотитовый гранит из штока Ташкоро (пр. 416506), равномернозернистый гранит минерализованного участка Лесистый из Иныльчекского штока (пр. 416801) и лейкогранит Майдадырского массива (пр. 416803).

Возраст пяти гранитоидов Иныльчекского комплекса был определен с помощью U-Pb датирования цирконов *in situ*. Анализ U-Th-Pb изотопного состава цирконов был выполнен с помощью ионного микрозонда SHRIMP-II в лаборатории ВСЕГЕИ в Санкт-Петербурге. Детали аналитической процедуры были опубликованы нами ранее [Konopelko et al., 2009]. Аналитические результаты и диаграммы с конкордией [Tera, Wasserburg, 1974] представлены в Приложении В.3 и на рис. 2.16. Расчет возрастов производился с помощью программы Isoplot/Ex v. 2.05 [Ludwig, 1999].

Цирконы, выделенные из пяти проб, представлены достаточно однородными, хорошо ограненными призматическими зернами размером 200–400 микрон с типичной магматической зональностью на катодоллюминесцентных изображениях.

Девять анализов *in situ* были выполнены в девяти зернах циркона из амфиболсодержащего гранита штока Ташкоро (пр. 416506). Изотопные составы всех проанализированных зерен являются конкордантными и позволяют вычислить конкордантный возраст  $299 \pm 4$  млн лет (СКВО = 0,068).

Шесть анализов, выполненные в шести зернах циркона, выделенных из гранита минерализованного участка Лесистый в штоке Иныльчек (пр. 416801), также являются конкордантными и позволяют вычислить конкордантный возраст  $295 \pm 4$  млн лет (СКВО = 1,05).

Восемь анализов, выполненные в восьми зернах циркона, выделенных из гранита Майдадырского массива, также проецируются на линию конкордии или вблизи нее. Если один слабо дискордантный анализ исключить

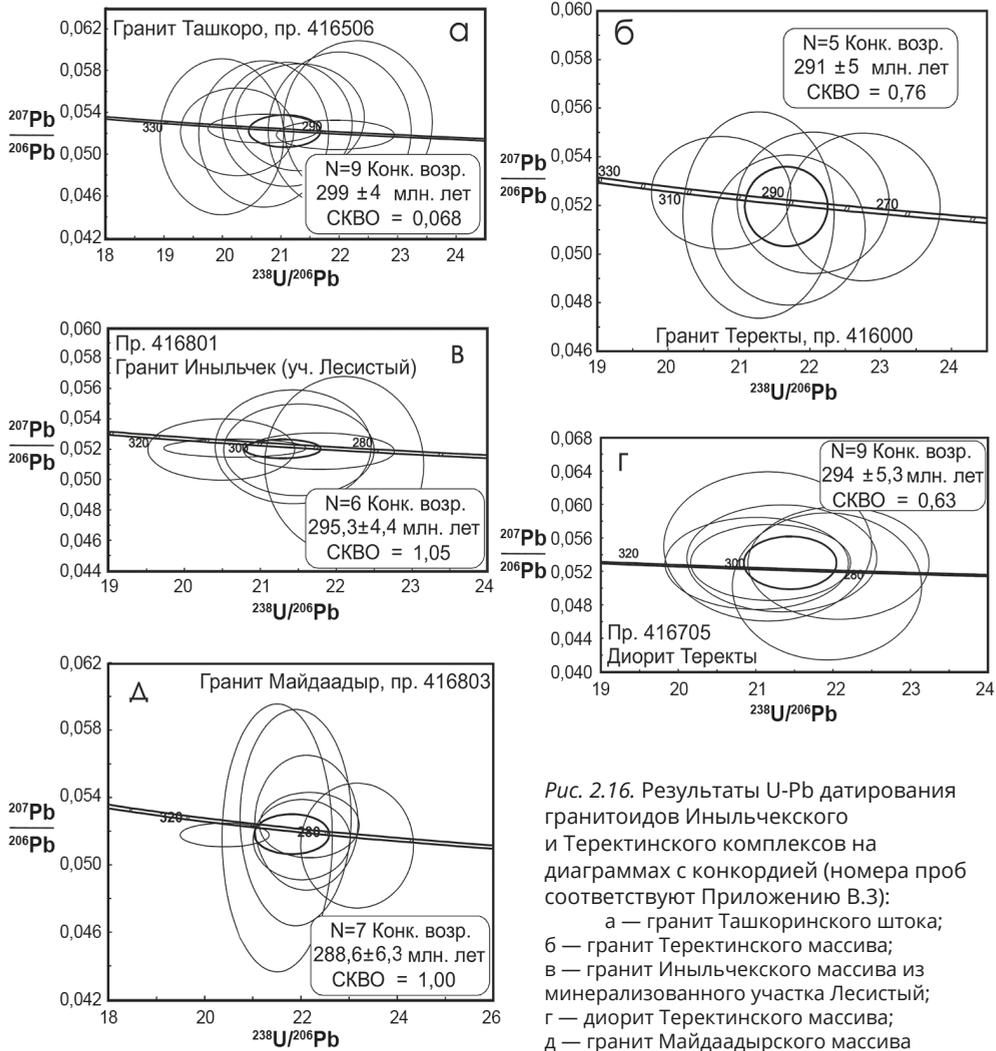


Рис. 2.16. Результаты U-Pb датирования гранитоидов Иньельчекского и Теректинского комплексов на диаграммах с конкордией (номера проб соответствуют Приложению В.3): а — гранит Ташкоринского штока; б — гранит Теректинского массива; в — гранит Иньельчекского массива из минерализованного участка Лесистый; г — диорит Теректинского массива; д — гранит Майдаадырского массива

из расчетов, остальные семь анализов позволяют рассчитать конкордантный возраст  $289 \pm 6$  млн лет (СКВО = 1,00).

Пять анализов, выполненные в шести зернах циркона, выделенных из гранита Теректинского массива (пр. 416000), являются конкордантными и позволяют вычислить конкордантный возраст  $291 \pm 5$  млн лет (СКВО = 0,094).

Шесть анализов, выполненные в шести зернах циркона, выделенных из гранита Теректинского массива (пр. 416705), также являются конкордантными и позволяют вычислить конкордантный возраст  $294 \pm 5$  млн лет (СКВО = 0,63).

Таким образом, для всех пяти проб гранитоидов получены конкордантные возрасты, которые интерпретируются как возраст кристаллизации соответствующих интрузий. Обращает на себя внимание то, что для всех пяти пород получены близкие возрасты в интервале 289–299 млн лет, которые совпадают в пределах ошибки измерения.

### 2.3.2. Геохимия

Химические анализы главных типов магматических пород Теректинского и Иньльчекского комплексов приведены в Приложении Б.2. Концентрации петрогенных и редких элементов определены в лаборатории ВСЕГЕИ в Санкт-Петербурге; аналитические методы описаны нами ранее [Koporelko et al., 2009]. Для того чтобы полнее охарактеризовать геохимические особенности пород, мы также вынесли на диаграммы анализы химического состава пород из отчетов о геологической съемке (см. также: [Додонова, 1974; Геологическая съемка..., 1985]) и аналитические результаты [Solomovich, Trifonov, 2002].

На классификационной диаграмме TAS [Middlemost, 1994] составы гранитоидов обоих комплексов попадают в поля диорита, гранодиорита и гранита, образуя тренд в поле субщелочной серии (рис. 2.17а). Исключением являются граниты штока Ташкоро, которые проецируются в поле щелочной серии. Гранитоиды Теректинского комплекса резко отличаются от гранитоидов Иньльчекского комплекса по значениям отношений  $\text{FeO}/\text{MgO}$ , что хорошо видно на диаграмме  $\text{FeO}^{\text{tot}}/(\text{FeO}^{\text{tot}} + \text{MgO})$  vs. вес. %  $\text{SiO}_2$  (рис. 2.17б), на которую нанесено поле средних составов А-гранитов мира [Frost et al., 2001]. Большинство пород Иньльчекского комплекса характеризуются очень высокими значениями  $\text{FeO}^{\text{tot}}/(\text{FeO}^{\text{tot}} + \text{MgO})$  от 0,8 до 1,0 и проецируются в поле гранитоидов толеитовой серии (железистых) и в поле гранитов А-типа, тогда как большая часть составов пород Теректинского комплекса попадает в поле гранитоидов известково-щелочной серии (магнезиальных). На диаграмме  $(\text{Na} + \text{K})/\text{Al}$  (ат.) vs.  $10\,000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$  (рис. 2.17в) гранитоиды обоих комплексов попадают в поле субщелочной серии. Однако они существенно отличаются друг от друга по значению отношений  $\text{Ga}/\text{Al}$ : гранитоиды Теректинского комплекса проецируются на этой дискриминационной диаграмме в поле М-, I- и S-гранитов, а точки составов Иньльчекских пород попадают в поле А-гранитов. На диаграмме  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ , мол., vs.  $\text{SiO}_2$  (рис. 2.17г) породы обоих комплексов попадают в поле умеренно глиноземистых составов или слабо пересыщены глиноземом (ASI до 1,15), однако обращает на себя внимание тот факт, что большая часть пород Иньльчекского комплекса пересыщена глиноземом. Диаграмма  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$  vs.  $10\,000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$  еще раз показывает, что гранитоиды Теректинского комплекса характеризуются пониженными значениями отношений  $\text{Ga}/\text{Al}$ , по сравнению с гранитоидами Иньльчекского комплекса (рис. 2.18а). Кроме того, гранитоиды Иньльчекского комплекса имеют отчетливую специ-

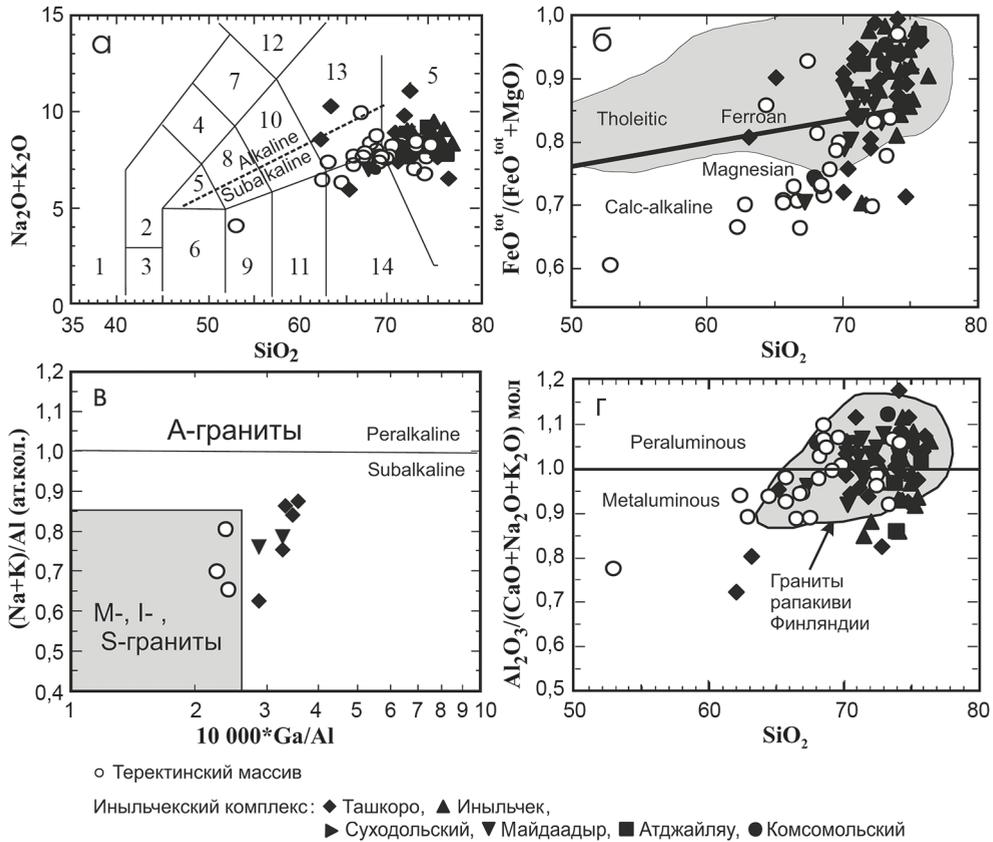


Рис. 2.17. Химические составы гранитоидов Иныльчекского и Теректинского комплексов на классификационных и дискриминационных диаграммах:

а — диаграмма TAS ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) vs.  $\text{SiO}_2$ , вес. %, где названия полей даны по [Middlemost, 1994]: 1 — фойдолит, 2 — фельдшпатоидное габбро, 3 — габброперидотит, 4 — фельдшпатоидный монцодиорит, 5 — монцогаббро, 6 — габбро, 7 — фельдшпатоидный монцосиенит, 8 — монцодиорит, 9 — габбродиорит, 10 — монзонит, 11 — диорит, 12 — фельдшпатоидный сиенит, 13 — сиенит и кварцевый монзонит, 14 — гранодиорит, 15 — гранит; б — диаграмма  $\text{FeO}/(\text{FeO}^{\text{tot}} + \text{MgO})$  vs.  $\text{SiO}_2$ , вес. %, с серым полем составов А-гранитов мира, по [Frost et al., 2001]; в — дискриминационная диаграмма  $(\text{Na} + \text{K})/\text{Al}$ , ат. кол., vs.  $10\,000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$ , по [Whalen et al., 1987]; г — индекс глиноземистости ASI ( $= \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})$ , мол., vs.  $\text{SiO}_2$  с полем составов гранитов рапакиви Финляндии, по [Rämö, Naapala, 1995]

ализацию на олово (от 10 до 100 ppm), в то время как гранитоиды Теректинского комплекса характеризуются кларковыми значениями содержаний олова менее 5 ppm (рис. 2.18б).

Спектры распределения REE в гранитоидах Теректинского комплекса умеренно фракционированы и характеризуются небольшими отрицательными Eu аномалиями (рис. 2.19а). Спектры распределения концентраций редких элементов в гранитоидах Теректинского комплекса, представленные на мультикатионных диаграммах (см. рис. 2.19а), демонстрируют умеренное

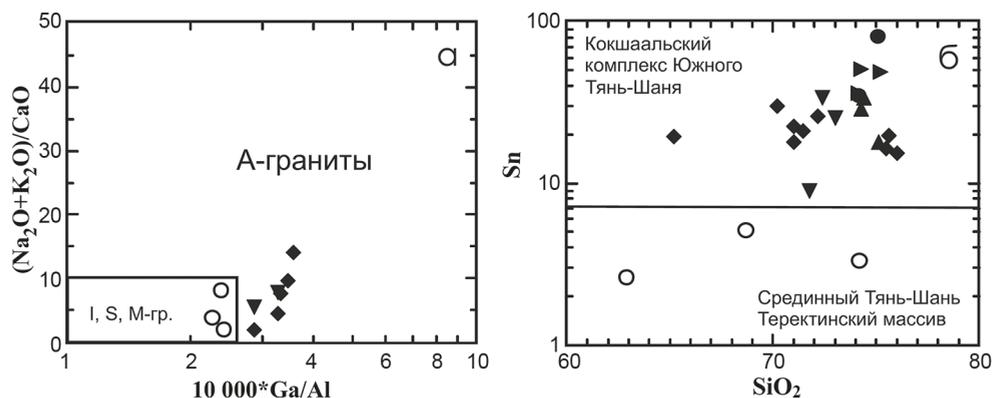


Рис. 2.18. Химические составы гранитоидов Иньльчекского (Кокшаальского) и Теректинского комплексов: а — на дискриминационной диаграмме [Whalen et al., 1987]  $(Na_2O \pm K_2O)/CaO$  vs.  $10\,000 * Ga/Al$ ; б — на вариационной диаграмме Sn vs.  $SiO_2$ . Условные обозначения см. на рис. 2.17

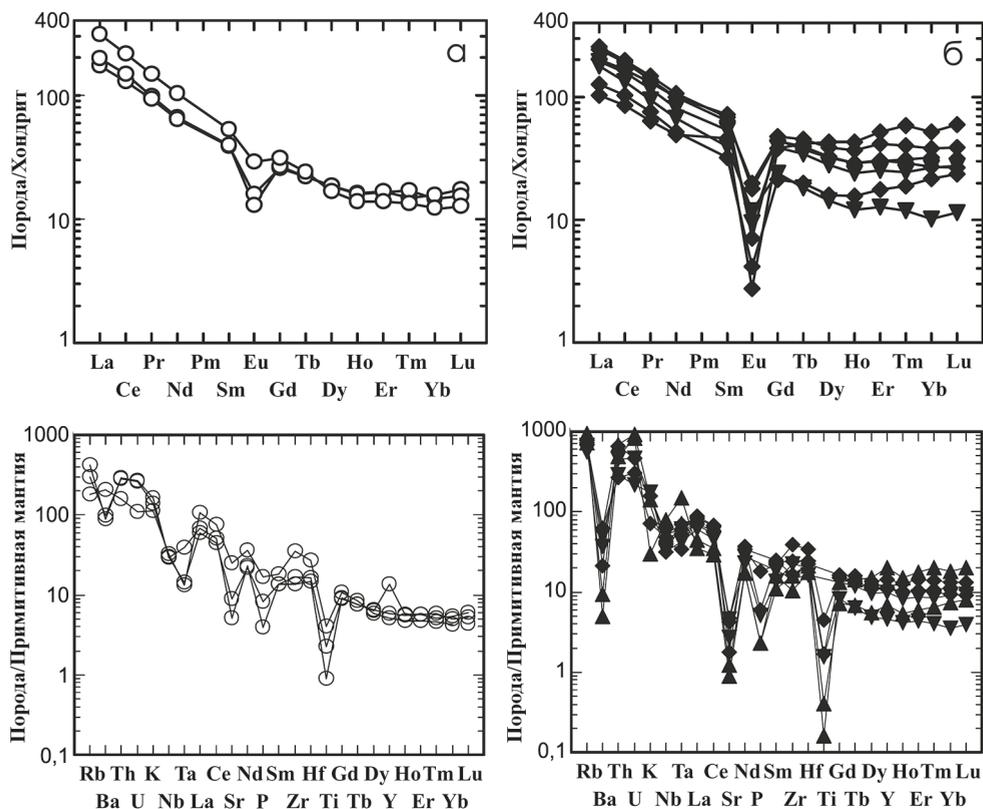


Рис. 2.19. Нормированные к хондриту спектры распределения концентраций REE и нормированные к примитивной мантии спектры распределения концентраций редких элементов в гранитоидах Теректинского массива (а) и малых интрузий Иньльчекского комплекса (б). Для нормирования использовались значения концентраций из [Sun, McDonough, 1989]. Условные обозначения см. на рис. 2.17

обогащение литофильными элементами и отчетливые отрицательные аномалии высоkozарядных катионов Nb, Ta и Ti, что является типичным для островодужных гранитоидов.

Спектры распределения REE в гранитах Иньльчекского комплекса слабо фракционированы и характеризуются резкими отрицательными Eu аномалиями (рис. 2.19б). Характерными чертами являются уменьшение содержаний легких REE, относительное увеличение содержаний тяжелых REE и резко выраженные отрицательные аномалии Eu в наиболее дифференцированных разновидностях лейкогранитов. Спектры распределения концентраций редких элементов в гранитоидах Иньльчекского комплекса, представленные на мультикатионных диаграммах (см. рис. 2.19б), демонстрируют резкое обогащение литофильными элементами, отсутствие выраженных отрицательных аномалий Nb, Ta и отчетливые отрицательные аномалии Ba, Sr, P и Ti.

Различный характер спектров распределения REE и редких элементов в гранитоидах Теректинского и Иньльчекского комплексов может определяться их происхождением из различных коровых источников. В частности, относительное обеднение Теректинских гранитоидов тяжелыми REE указывает на присутствие граната в субстрате, из которого были выплавлены эти породы.

### 2.3.3. Петрогенезис гранитов

Гранитоиды *Теректинского комплекса* характеризуются содержаниями SiO<sub>2</sub> в диапазоне 61–74 вес. % и относятся к высококалиевой известково-щелочной серии (I-гранитам) с содержанием суммы щелочей Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O от 6 до 9 вес. %, значениями K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O от 1,0 до 1,5 и относительно невысокими значениями отношений FeO/MgO. Они также содержат повышенные концентрации Ba, Sr, Zr и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, что является типичным для известково-щелочной серии. На вариационных диаграммах Теректинские гранитоиды формируют характерные непрерывные тренды, примеры которых показаны на диаграммах CaO vs. SiO<sub>2</sub> и FeO<sup>tot</sup> vs. SiO<sub>2</sub> (рис. 2.20). Уменьшение содержаний CaO и FeO с ростом SiO<sub>2</sub> объясняется фракционированием плагиоклаза и амфибола в комбинации с магнетитом. Ранняя кристаллизация магнетита из водонасыщенных расплавов в окислительной обстановке сопровождалась относительным обогащением расплавов магнием, что является типичным для известково-щелочных интрузий. Таким образом, выделение в Теректинском массиве двух разновозрастных комплексов, предложенное представителями Оттукской геологической партии [Геологическая съемка..., 1985], не подтверждается ни геохимическими, ни геохронологическими данными, так как и диоритоидное включение, относимое исследователями к силурийскому Каиндыбулакскому комплексу, и собственно гранит Теректинского массива имеют практически одинаковые возрасты: 294 и 291 млн лет, соответственно. Наличие ксенолитов метаморфических пород в гранитах Теректинского массива и характер

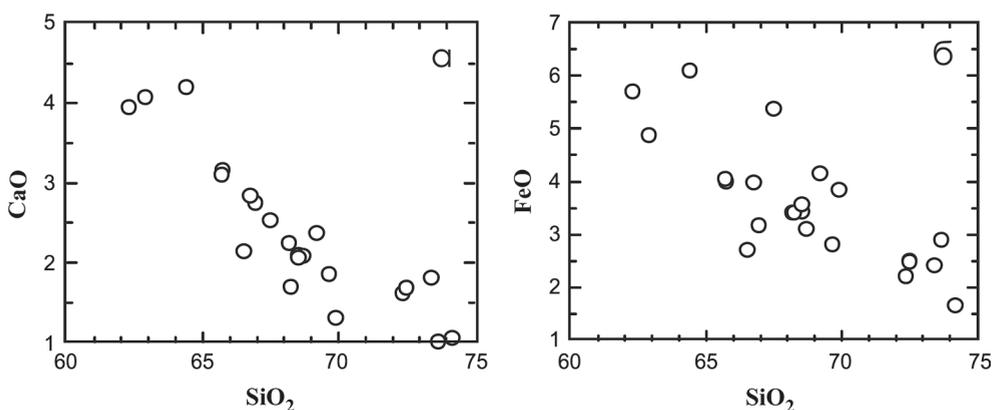


Рис. 2.20. Химические составы гранитоидов Теректинского массива на вариационных диаграммах:

а — CaO vs. SiO<sub>2</sub>; б — FeO<sup>tot</sup> vs. SiO<sub>2</sub>

распределения REE указывают на происхождение их из метаморфического гранатсодержащего субстрата. Возраст этого субстрата предположительно считался докембрийским, однако в многочисленных зернах ксеногенного циркона, проанализированных в четырех пробах Теректинских гранитов [Glorie et al., 2011], были установлены только раннепалеозойские и сулурийские возрасты в диапазоне 438–500 млн лет. Таким образом, гранитоиды Теректинского массива, вероятно, были выплавлены из метаморфизованного основания Срединного Тянь-Шаня в результате взаимодействия с мантийными расплавами, которые унаследовали геохимические характеристики связанных с субдукцией известково-щелочных серий. Это подтверждается положением точек составов гранитоидов Теректинского и Уланского массивов на дискриминационных диаграммах Y-Nb и Rb-(Y+Nb), где они попадают в поле островодужных гранитов (рис. 2.21).

Граниты *Иныльчекского комплекса* резко отличаются от Теректинского. Большая часть проб гранитов Иныльчекского комплекса характеризуется содержаниями SiO<sub>2</sub> 68–70 вес. % и образует субщелочную (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O от 6 до 10 вес. %, K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O до 1,8), умеренно глиноземистую или слабо пересыщенную глиноземом серию с очень высокими отношениями FeO/MgO. Иныльчекские граниты содержат очень высокие концентрации летучих, литофильных элементов и высокозарядных катионов (Приложение Б.2). По данным Л.И. Соломовича и Б.А. Трифонова, граниты и особенно литий-фтористые лейкограниты содержат очень высокие концентрации Li (70–800 ppm), Cs (15–150 ppm), F (0,1–1,2 %) и B (15–170 ppm) [Solomovich, Trifonov, 2002]. Таким образом, по своим геохимическим характеристикам граниты Иныльчекского комплекса очень близки к типичным А-гранитам и отличаются от стандартного гранита рапакиви [Rämö, Naarala, 1995] чуть более высокими значениями индекса

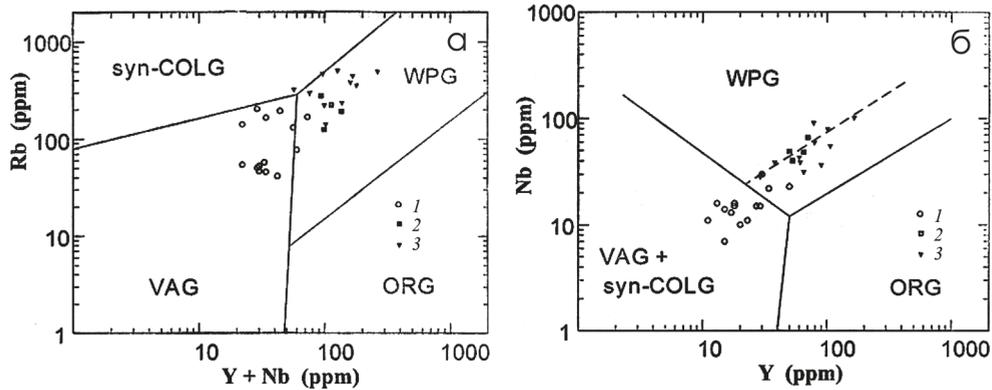


Рис. 2.21. Химические составы гранитоидов: Уланского, Теректинского (1) и Кокшаальского (2 — кварцевые монцитоны и граниты, 3 — лейкограниты) комплексов на дискриминационных диаграммах:

а — Rb-(Y+Nb); б — Y-Nb. Поля по [Pearce et al., 1984; Pearce, 1996]: WPG — внутриплитные граниты, ORG — граниты океанических хребтов, VAG — граниты вулканических дуг, syn-COLG — синколлизийные граниты

глиноземистости ASI и более высокими содержаниями бора. Однако, несмотря на относительно большой разброс концентраций  $\text{SiO}_2$  (65–78 вес. %) в Иныльчекских гранитоидах, главные петрогенные и большинство редких элементов не образуют линейных трендов на вариационных диаграммах, что затрудняет расшифровку петрогенезиса этого комплекса. Отсутствие линейных трендов, вероятно, объясняется существенным изменением химического состава в результате поздне- и постмагматических процессов. Учитывая относительную сухость расплавов, на которую указывает высокожелезистый характер гранитоидов Кокшаала и присутствие в них файллита, наиболее вероятным субстратом для образования минерализованных гранитов Иныльчекского комплекса представляются докембрийские метаморфические толщи фундамента Таримского континента.

## § 2.4. Обобщение результатов и геодинамическая модель формирования постколлизийных интрузий Кокшаала

Постколлизийные граниты Кокшаальского сегмента Южного Тянь-Шаня включают около 20 посткинematических интрузий, сложенных биотит-амфиболовыми гранитами, биотитовыми гранитами и литий-фтористыми топазсодержащими лейкогранитами. Внедрение гранитов происходило одновременно с мафическими породами толеитовой серии и щелочными сиенитами. По геохимическим особенностям граниты относятся к А-типу: они характеризуются

относительно высокими значениями отношений  $Fe/(Fe+Mg)$  и  $K_2O/Na_2O$  и повышенными содержаниями  $Na_2O+K_2O$ , Rb, HFSE. На дискриминационных диаграммах Y-Nb и Rb-(Y+Nb) составы гранитов проецируются в поле внутриплитных гранитов (см. рис. 2.21). На региональном уровне эволюция составов гранитоидов Кокшаала объясняется фракционированием калиевого полевого шпата и амфибола. Образование постколлизийных гранитов Кокшаала, вероятно, происходило за счет коровых субстратов, представленных докембрийскими метаморфическими породами фундамента Таримского микроконтинента.

К северу от Южно-Тянь-Шаньской сутуры, отделяющей Кокшаальский сегмент Южного Тянь-Шаня от Срединного Тянь-Шаня, находятся два крупных массива (Уланский и Теректинский) известково-щелочных гранитоидов. Их вытянутая вдоль разлома форма и наличие сининтрузивных деформаций свидетельствует об их внедрении в активную зону сдвига. Массивы сложены биотитовыми и амфибол-биотитовыми гранодиоритами с небольшим количеством габброидов, плагиогранитов и мусковитовых гранитов (Теректинский массив). Гранитоиды этих массивов резко отличаются по составу от гранитов Кокшаальского комплекса и по своим геохимическим особенностям (относительно пониженные значения отношений  $Fe/(Fe+Mg)$  и  $K_2O/Na_2O$ , также повышенные содержания Ba, Sr, Zr и  $P_2O_5$ ) относятся к типичной высококальциевой известково-щелочной серии (I-гранитам). Эволюция составов пород хорошо объясняется фракционированием плагиоклаза и амфибола, что является типичным для известково-щелочных серий. Наличие ксенолитов метаморфических пород в гранитоидах Теректинского массива и характер распределения REE указывают на их происхождение из метаморфического гранатсодержащего субстрата. Вероятно, эти гранитоиды были выплавлены из метаморфизованного основания Срединного Тянь-Шаня в результате взаимодействия с мантийными расплавами, которые унаследовали геохимические характеристики связанных с субдукцией известково-щелочных серий. Это подтверждается положением точек составов гранитоидов Теректинского и Уланского массивов на дискриминационных диаграммах Y-Nb и Rb-(Y+Nb), где они попадают в поле островодужных гранитов (см. рис. 2.21).

Возрасты кристаллизации интрузий Кокшаальского комплекса, установленные с помощью датирования цирконов U-Pb методом, находятся в сравнительно узком интервале 280–295 млн лет, соответствующем ранней перми и совпадающем с возрастными постколлизийных гранитов других районов Тянь-Шаня [Konopelko et al., 2006].

Две датировки, полученные для Теректинского массива (294 и 291 млн лет), свидетельствуют о том, что он формировался практически одновременно с Кокшаальскими гранитами. Несколько более древний возраст, 303 млн лет, получен нами ранее для Уланского массива [Konopelko et al., 2006]. Раннепермский возраст Теректинского массива, внедрившегося вдоль Атбаши-

Иныльчекского разлома, указывает на то, что к началу перми закрытие Туркестанского океана полностью завершилось, и Южно-Тянь-Шаньская сутура уже трансформировалась в зону крупного трансформационного сдвига. Механизм формирования гранитоидных расплавов в подобных структурах обсуждается в конце этого параграфа.

#### **2.4.1. Природа коровых источников гранитов Кокшаала по изотопным данным**

Проанализированные пробы гранитов Кокшаальского комплекса характеризуются отрицательными значениями  $\epsilon\text{Ndt}$  (от  $-6,9$  до  $-1,6$ ) и мезопротерозойскими Nd модельными возрастными  $T_{DM}$  ( $1,05$ – $1,43$  млрд лет), что указывает на их происхождение из смешанных источников со значительным количеством мезопротерозойских или более древних коровых субстратов. Эти данные согласуются с результатами, полученными другими авторами для смежных районов Тянь-Шаня. На рис. 2.9 хорошо видно, что неопротерозойские метаморфические породы Северного и Срединного Тянь-Шаня попадают в поле эволюции составов нерасчлененных пород, слагающих основание Тянь-Шаня [Hu et al., 2000]. Это поле включает породы основания северного Тарима, обнажающиеся на территории Китая к западу от Куруктага и описанные как гнейсы Южного Тянь-Шаня [Hu et al., 2000]. Три пробы ордовикских гранитов, отобранные в Срединном и Северном Тянь-Шане, также характеризуются среднераннепротерозойскими Nd модельными возрастными  $T_{DM}$  в диапазоне  $1,14$ – $1,53$  млрд лет, что указывает на сходство докембрийского основания Тарима с фундаментом Палеоказахстана, который обнажается в Срединном и Северном Тянь-Шане.

Опубликованные недавно Sr и Nd изотопные данные по южной части среднеазиатского складчатого пояса [Chen et al., 2000; Heinhorst et al., 2000; Jahn et al., 2000] показали наличие крупных областей с ювенильной корой в Алтае, Джунгарии и Казахстане (см. рис. 2.9). Однако имеющиеся изотопные данные гранитоидов для Тянь-Шаня указывают на их происхождение из докембрийских коровых источников. Сходство изотопных составов Nd в гранитоидах Кокшаальского комплекса свидетельствует об их происхождении из источников, сложенных древней гомогенной континентальной корой, которая, вероятно, представляет докембрийское основание Таримского континента.

#### **2.4.2. Геодинамическая модель формирования постколлизионных интрузий Кокшаала**

Интрузии Кокшаальского комплекса постдатируют коллизионные деформации вмещающих пород и располагаются в виде широтного пояса, что может указывать на их связь с одним или несколькими разломами, оперяющими Южно-Тянь-Шаньскую сутуру. На постколлизионном этапе по этим разломам

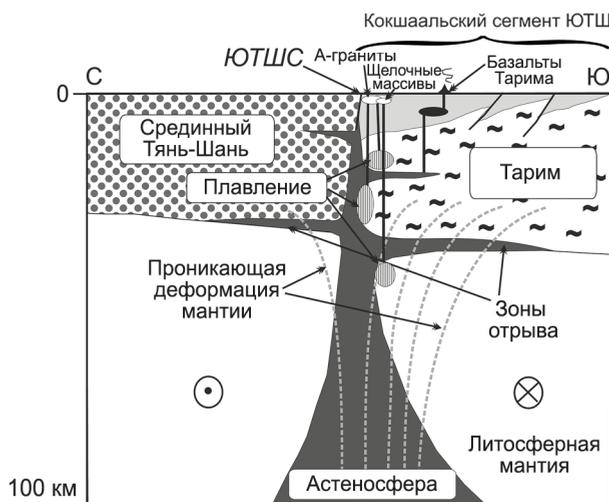


Рис. 2.22. Модель образования постколлизийных интрузий Кокшаальского сегмента Южного Тянь-Шаня. См. пояснения в тексте

происходили крупные (на десятки километров и более) латеральные смещения блоков коры, которые на отдельных участках были сопряжены с растяжением (транстензией), что подтверждается внедрением в эти сдвиговые зоны таких массивов, как Теректинский и формированием структур типа пул-апарт, описанных в других районах Тянь-Шаня (Конопелько и др., 2011). Направление сдвигов в Кокшаальском сегменте Южного Тянь-Шаня было левосторонним [Бискэ, 1996; Бискэ, Шилов, 1998], а восточной китайской части Южного Тянь-Шаня — правосторонним [Laurent-Charvet et al., 2003]. Процессы, сопровождающие крупные транскоровые сдвиги, были недавно рассмотрены в ряде работ [Leloup, Kienast, 1993; Maxson, Tikoff, 1996; Teyssier, Tikoff, 1998; Titus et al., 2007]. В этих работах было показано, что перенос сдвиговой составляющей от мантии к коре сопровождается возникновением субгоризонтальных зон отрыва в нижней и средней коре [Teyssier, Tikoff, 1998]. Таким образом, крупные сдвиги, сопряженные с растяжением на постколлизийной стадии (транстензия), приводят к подъему горячего вещества астеносферы и обеспечивают приток тепла в нижние и средние горизонты коры. С нашей точки зрения, эта модель, схематически показанная на рис. 2.22, также позволяет объяснить механизм возникновения интрузий Кокшаальского комплекса. Согласно этой модели, подъем горячего вещества астеносферы вызвал плавление коры и внедрение гранитоидных интрузий, которые обнажаются на современном эрозионном срезе в Кокшаале. Коровые субстраты, которые подвергались плавлению, были представлены докембрийскими метаморфическими породами фундамента и кластическими осадками континентального склона

Таримского микроконтинента, который в результате герцинской коллизии поддвигался на север под Срединный Тянь-Шань. Мафические породы толеитовой серии, ассоциирующие с постколлизийными гранитоидами, могут представлять собой материал астеносферной мантии, подъем которой обеспечил привнос тепла и плавление докембрийской коры Тарима, и быть родственными плато-базальтам Тарима, формирование которых также происходило в ранней перми [Jiang et al., 2004]. Предложенная модель также объясняет одновременное образование щелочных расплавов и карбонатитов, которое могло происходить в результате взаимодействия горячего ювенильного вещества астеносферы с древней литосферной мантией, подстилающей Тарим (см. рис. 2.22).

Внедрение интрузий Кокшаальского комплекса в обстановке постколлизийных сдвиговых смещений должно было бы привести к возникновению сининтрузивных деформаций, которые часто наблюдаются в связанных с зонами сдвига интрузиях других районов Тянь-Шаня [Конопелько и др., 2011]. Наличие таких массивов, удлиненных параллельно главным субширотным разломам, указывает на то, что подобные зоны сдвига действительно контролировали внедрение постколлизийных интрузий [Konopelko et al., 2006]. Однако, поскольку сининтрузивные деформации не проявлены в интрузиях Кокшаальского комплекса, мы предполагаем, что их возникновение могло быть связано с вязкой зоной сдвига, находящейся на глубине, и субширотное расположение пояса постколлизийных интрузий является единственным свидетельством существования этой зоны сдвига на современном эрозионном срезе.

## Глава 3

# ПОСТКОЛЛИЗИОННЫЕ ИНТРУЗИИ АЛАЙСКОГО СЕГМЕНТА ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

### § 3.1. Геологическое строение Алайского сегмента Южного Тянь-Шаня

Алайский сегмент занимает центральную часть протяженного пояса южнотяньшаньских герцинид и расположен между Кокшаальским и Гиссарским сегментами Южного Тянь-Шаня (рис. 3.1). В пределах Алайского, Гиссарского и Кызылкумского сегментов обычно выделяют две ветви, или части: северную и южную [Бискэ, 1996; Biske, Seltmann, 2010]. Северная часть включает Букантау-Кокшаальский надвиговой пояс, состоящий из нескольких покровов, которые в результате герцинской коллизии были надвинуты в южном направлении на Зерашано-Алайский блок, слагающий южную ветвь южнотяньшаньских герцинид (рис. 3.2). Зерашано-Алайский блок, в котором вергентность надвигов остается неясной, по-видимому, оказался причленен к Каракумскому континенту в результате позднепалеозойской коллизии. Предполагается, что положение сuture, отделяющей Зерашано-Алайский блок от Каракумского континента, совпадает с долиной реки Зеравшан и маркируется офиолитами восточнее в Кызылкумском сегменте Южного Тянь-Шаня [Бискэ, 1996; Biske, Seltmann, 2010]. Восточное продолжение Зеравшанской сuture проследить достаточно трудно из-за отсутствия офиолитов. Возможно, в Гиссарском и Алайском сегментах эта сutura совпадает с Фан-Каратегинским поясом metabазальтов верхнепротерозойского-нижнепалеозойского возраста (см. рис. 3.2) [Volkova, Budanov, 1999]. В раннем карбоне Каракумский континент подвергся растяжению с образованием Гиссарского рифта, расположенного к югу от Фан-Каратегинского пояса metabазальтов. Гиссарский рифтогенный бассейн просуществовал относительно недолго и был закрыт в конце карбона одновременно с Туркестанским океаном [Буртман, Клишевич, 1971; Буртман, 2006; 2015]. Несмотря на относительно короткое время существования Гиссарского бассейна, с ним был связан интенсивный рифтогенный вулканизм обусловивший образование мощных толщ карбоновых вулканитов с биостратиграфическими возрастами от серпуховского до касимовского яруса [Стра-



Рис. 3.1. Район работ в Алайском сегменте Южного Тянь-Шаня на схеме тектонического строения западного Тянь-Шаня:

**СТШ** — Северный Тянь-Шань, **СртШ** — Срединный Тянь-Шань, **ЮТШ** — Южный Тянь-Шань, **ЛН** — линия Николаева, **ТФ** — Таласо-Ферганский разлом, **ЮТШС** — Южно-Тянь-Шаньская сutura, **ГС** — Гиссарская сutura

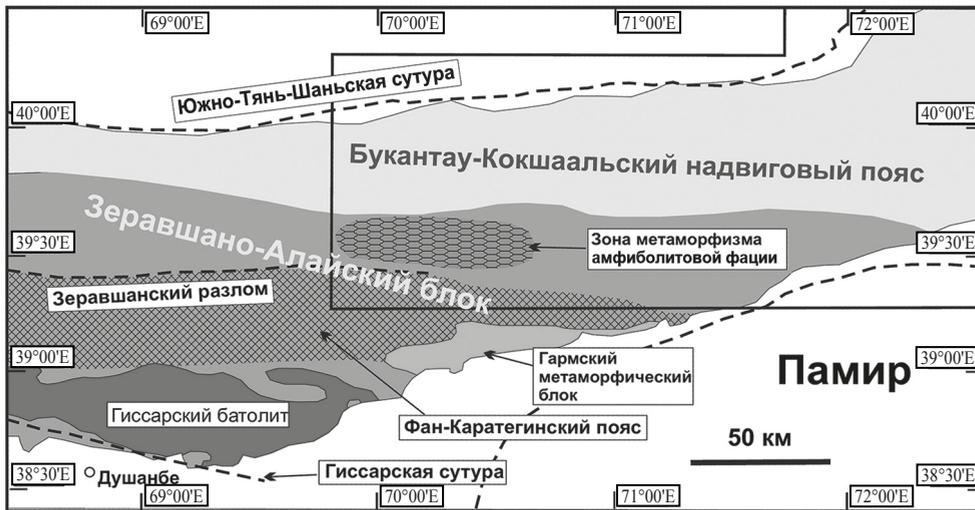


Рис. 3.2. Схема тектонического строения Алайского и Гиссарского сегментов Южного Тянь-Шаня. Зона метаморфизма амфиболитовой фации в Алайском хребте по [Solomovich, 2007]

тиграфический словарь..., 2012]. Надсубдукционные вулканические и интрузивные серии Гиссарского хребта, включая крупный Гиссарский батолит (см. рис. 3.2), могли формироваться в результате относительно кратковременного эпизода субдукции на север в небольшом океаническом бассейне, в который трансформировался Гиссарский рифт в среднем и позднем карбоне [Konopelko et al., 2017; 2019]. Однако также не исключено, что и Гиссарский рифт, и надсубдукционные магматические серии Гиссарского хребта формировались над

падающей на север зоной субдукции на активной северной окраине океана Палеотетис, который в это время располагался к югу от континентальных масс Южного Тянь-Шаня, но его следы к западу от Памира в настоящее время скрыты под отложениями Афгано-Таджикской депрессии (реконструкция для возраста 315 млн лет будет представлена в главе 4). Этот сценарий также может объяснить позднепалеозойский метаморфизм амфиболитовой фации, датированный нами в Гармском метаморфическом блоке [Konopelko et al., 2017] и описанный в Зерашано-Алайском блоке в восточной части Алайского сегмента (см. рис. 3.2) [Solomovich, 2007]. Восточное продолжение Гиссарской сутуры скрыто под мезокайнозойским чехлом (см. рис. 3.2, 3.3), и в Алайском сегменте карбоновые надсубдукционные магматические серии не установлены.

### **3.1.1. Букантау-Кокшаальский надвиговый пояс**

В строении Букантау-Кокшаальского надвигового пояса, расположенного в северной части Алайского сегмента, обычно выделяются верхние и нижние аллохтоны. Верхние аллохтоны состоят из нескольких покровов, сложенных породами океанического дна Туркестанского океана, и обычно включают (сверху вниз) зеленые сланцы, фрагменты офиолитов с серпентинитовыми меланжами, батигальные осадки и базальты [Клишевич, 1973; 1978; 1986; Котельников, 1976; 1987; Бискэ, 1983; Пучков и др., 1985; 1987].

Фрагменты офиолитов представляют собой важный компонент верхних аллохтонов [Христов, Христова, 1978; Христов, Миколайчук, 1983; 1986]. Офиолиты маркируют Южно-Тянь-Шаньскую сутуру и обычно перекрываются самым верхним зеленосланцевым покровом, состоящим из метаморфизованных вулкано-терригенных отложений додевонского возраста: возможно, включающих фрагменты докембрийских базитов, но в основном представляющих нижний палеозой и силур [Риненберг, Ждан, 1987]. Зеленые эпидот-хлорит-актинолитовые сланцы включают реликты минералов группы глаукофана [Довжиков и др., 1981; 1984]. Нижний возрастной предел зеленосланцевого метаморфизма в Алайском хребте определяется наличием обломочных цирконов с возрастными около 390 млн лет в метапесчаниках [Konopelko et al., 2018], а верхний возрастной предел определяется по наличию галек зеленых сланцев в карбоновых (серпуховских) осадках северных склонов Алайского хребта [Аристов, Чернышук, 1984].

Из-под зеленосланцевого покрова вскрываются офиолиты, превращенные обычно в серпентинитовый меланж. Более подробно изучен Сарталинский аллохтонный офиолитовый комплекс на северном склоне Алайского хребта, в котором установлен относительно полный разрез (рис. 3.3). Он включает толеитовые базальты, в нижней части близкие к срединно-океаническому типу, а выше — обогащенные титаном и щелочами [Бискэ, 1991]. Они

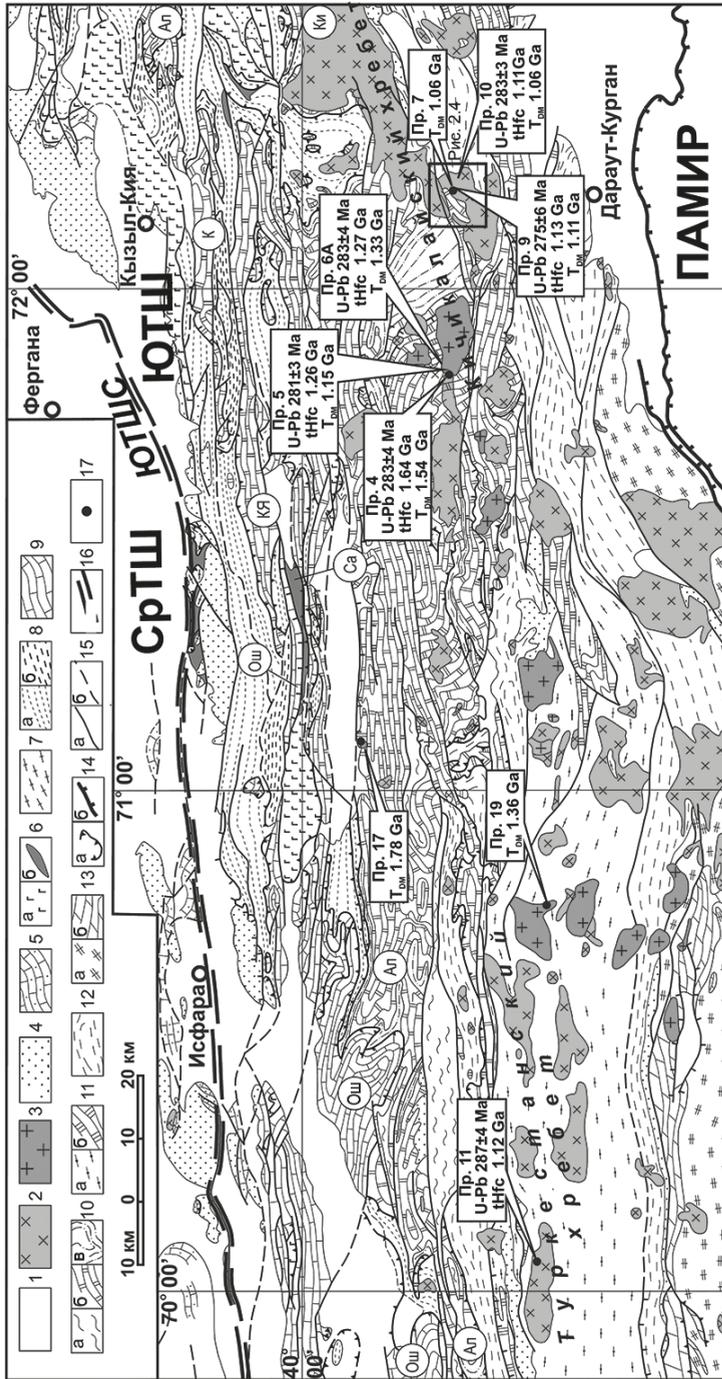


Рис. 3.3. Схематическая геологическая карта Алайского сегмента Южного Тянь-Шаня:

1 — мезозойские и кайнозойские осадки; 2 — интрузии гранитоидов; 3 — щелочные интрузии; 4 — позднепалеозойские молассы; 5 — среднепалеозойский осадочный чехол Среднего Тянь-Шаня (Палеоказахстана); 6–12 — Букангау-Кокшаалский надвиговый пояс Южного Тянь-Шаня, включая верхние (6–8) и нижние (9–12) аллохтоны; 6 — офиолитовые комплексы, сложенные: а) базальтами, б) серпентинитовыми меланжами; 7 — зеленосланцевые покровы; 8 — батальные осадки; а) недеформированные; б) глинистые меланжи по ним; 9 — северная (Ош-Уратюбинская) карбонатная платформа; 10 — центральная (Нуратау-Алайская) карбонатная платформа, включая: а) додевонские осадки, б) девонские и карбоновые известняки, в) позднекарбоновые и раннепермские турбидиты; 11 — южная карбонатная платформа, включая: а) кембрийские, б) девонские и карбоновые известняки; 12 — среднепалеозойские батальные осадки; 13 — метаморфические породы Зеравшано-Алайского блока, включая: а) кембрий-силурийские вулканогенно-осадочные породы, б) девонские и карбоновые известняки; 14 — надвиги, сформированные в период: а) позднепалеозойской коллизии, б) кайнозои; 15 — другие разломы, закартированные: а) при съемке, б) предполагаемые под мезокайнозойским чехлом; 16 — Южно-Тянь-Шаньская сutura; 17 — места отбора проб. КЯ — Катран-Ярунтузский известняковый покров, Ош — Ош-Уратюбинская карбонатная платформа; Ал — Нуратау-Алайская карбонатная платформа, Ки — Кичикалайский батолит гранитоидов I-типа, К — Каузанская антиформа, Св — Сарталинский аллохтонный офиолитовый комплекс

налегают с брекчией в основании на меланократовый, в основном ультрабазитовый фундамент и прорваны силлом габбро и верлитов. Осадочные породы кремнистого состава залегают среди базальтов на разных уровнях и включают железистый горизонт, очевидно образованный выходами подводных гидротерм. По радиоляриям и конодонтам они датированы ранним и средним ордовиком [Куренков, Перфильев, 1987; Риненберг и др., 1987; Куренков и др., 1988; Герман, Будянский, 1990; Куренков, Аристов, 1995]. Наблюдаемая мощность офиолитового комплекса не превышает нескольких сотен метров. Выше по разрезу с тектоническим контактом залегают нижнесилурийские граптолитовые сланцы. Скорее всего, Сарталинский массив представляет собой фрагмент коры небольшого бассейна растяжения (пул-апарт) на окраине древнего континента.

Нижний (вулканогенный) тектонический покров верхнего аллохтона слагают мощные, иногда более 3000 м, базальтовые серии. Однако они не имеют отношения к ордовикским офиолитам, а в редких случаях наблюдения их стратиграфической подошвы оказываются залегающими на силурийских или девонских глинистых или даже флишоидно-олистоостромовых глубоководных осадочных толщах. Сами вулканиты датированы поздним силуром — средним девоном. Базальты и гиалокластиты (продукт подводного разрушения застывающих потоков) имеют преимущественно субщелочной состав, а доля  $TiO_2$  в среднем составляет 2,5 %. Среди них обычны линзы мелководных рифогенных известняков. Базальты перекрываются глубоководными осадками или рифовыми карбонатами с девонскими-раннекарбонатыми биостратиграфическими возрастами. Все эти признаки позволяют интерпретировать силур-девонские базальтовые толщи как внутриплитные или окраинно-морские образования, то есть симаунты [Biske, 2015].

Нижние аллохтоны Букантау-Кокшаальского надвигового пояса преимущественно состоят из мощных карбонатных платформ, которые в ранних реконструкциях интерпретировались как части единой системы Каракумо-Таримского шельфа (см.: [Burtman, 1975]). Однако находки позднекарбонатовых турбидитов (касимовского яруса), надвинутых на среднекарбонатные известняки (московского яруса), позволили нескольким авторам [Поршняков, 1973; Бискэ, 1996; Biske, Seltmann, 2010] предположить, что изолированные карбонатные платформы первоначально разделялись глубоководными морскими бассейнами и были совмещены в результате надвигообразования в ходе коллизии. В соответствии с этой точкой зрения северная (Ош-Уратюбинская), центральная (Нуратау-Алайская) и южная карбонатные платформы показаны на схематической геологической карте Алайского сегмента отдельно (см. рис. 3.3). Разрезы всех трех карбонатных платформ похожи друг на друга, и их краткое описание приводится ниже.

Разрезы глубоководных осадков представлены граптолитовыми глинистыми сланцами силура, на которые налегают кремнистые пестро-окрашенные

или черные сланцы девона — визейского яруса нижнего карбона, выше которых находятся слоистые и окремненные, тонкообломочные известняки верхов нижнего и основания среднего карбона. Вся эта последовательность имеет обычно мощность 600–800 м, то есть значительно меньше по сравнению с одновозрастными карбонатными и вулканическими сериями региона, что указывает на очень низкие скорости осадконакопления без значительного привноса континентальных терригенных осадков в течение примерно 100 млн лет. Благодаря присутствию многочисленных остатков руководящей открыто-морской фауны (граптолиты, конодонты, гониатиты, радиолярии) отложения поддаются послойной датировке и слагают почти полные согласные разрезы, если не считать кратковременных подводных перерывов в образовании осадка или вследствие его растворения [Дженчураева, 1979; Дженчураева, Ненахов, 1986; Риненберг, 1973; 1985; Шванов, 1976; 1985]. Происхождение пелагических фаций остается предметом дискуссии. По данным Пикеринга и соавторов [Pickering et al., 2008], часть силурийских черных граптолитовых сланцев могла отлагаться на ордовикских симаунтах в Туркестанском океане. Эти авторы также предположили, что силурийские и девонские турбидиты Алайского сегмента являлись частью аккреционной призмы на активной окраине Палеоказахстана и были надвинуты на юг в результате герцинской коллизии. Однако так как похожие пелагические среднепалеозойские осадки подстилают карбонатные платформы в Гиссарском и Кызылкумском сегментах, мы склонны считать их образованиями южной пассивной окраины Туркестанского океана. Среднепалеозойские турбидиты и глинистые меланжи иногда содержат фрагменты неопротерозойских, кембрийских и ордовикских карбонатов и бимодальных вулканитов, что также указывает на периконтинентальный характер пелагических фаций [Бискэ, 1987].

Карбонатный тип разреза среднего палеозоя (карбонатные платформы), вероятно, формировался в мелководных зонах Туркестанского океана вблизи его южной пассивной окраины [Бискэ, 1979; 1996]. Суммарная мощность карбонатов верхнего силура — среднего карбона составляет 1000–3000 м и даже более. Известняковые скальные гряды — характерная черта геологического ландшафта почти всего Южного Тянь-Шаня. Разрезы их непрерывны или имеют внутренние параллельные, часто скрытые несогласия, отражающие как местные поднятия, так и глобальные регрессивно-трансгрессивные циклы. Местами девонские карбонаты (живетского и фаменского ярусов) переслаиваются с внутриплитными океаническими субщелочными базальтами [Поярков, 1969а; 1969б; 1974; Риненберг, Чернышук, 1981]. Характерны перерывы в основании среднего карбона, во время которых образовались небольшие залежи бокситов, а также перерыв внутри визе (нижний карбон), в ходе которого на краю карбонатных платформ местами образовались мощные известняковые склоновые брекчии, а затем происходила проградация известняковых рифов в сторону склонов. Иногда удается реконструировать фациальный профиль

некоторых карбонатных платформ и выделить краевые рифовые постройки, склоновые (предрифовые) обломочные шлейфы, а во внутренней части — лагунные зоны с доломитами, иногда красноцветными мергелями, сланцами и даже ангидритами. Наиболее молодые карбонатные отложения имеют позднекарбонные биостратиграфические возрасты (московский и касимовский ярусы).

Флишевая формация залегает в кровле разреза и образована за очень короткое время при большой скорости седиментации. Слагающие ее песчано-алевритовые турбидиты обычно образуют небольшую пачку под надвигами, но иногда достигают мощности 1000–1500 м, включая при этом несортированные конглобрекции подводных лавин (гравититы) и горизонты олистолитов, чаще всего также известняковых с гигантскими отторженцами-клиппенами. Нетрудно представить себе их образование путем перемещения вниз по подводному склону от фронтальной части известнякового тектонического покрова. Такие гравититы с километровыми олистолитами известняков типичны для центральной карбонатной платформы Алайского сегмента (см. рис. 3.3). Флиш верхних покровов внешней зоны относится к самому началу среднего карбона и образован почти одновременно с аналогичной формацией внутренней зоны. Нижние покровы начинают продвигаться позже и поэтому несут на себе среднекарбонный (московский), затем верхнекарбонный и, наконец, нижнепермский (ассельский) флиш.

После начала герцинской коллизии севернее главного надвигового пояса образовался заполненный молассами тыловой прогиб, отложения которого перекрывают маркированную офиолитами Южно-Тянь-Шаньскую сутуру, разделяющую террейны Срединного и Южного Тянь-Шаня. Распадаясь на ряд синклинальных складок, зона тылового прогиба прослеживается с запада на восток из Букантау вдоль северного подножия Нуратинских и Туркестано-Алайских гор в восточную Фергану и далее в хребет Джаман-Даван. Развитие слагающих тыловой прогиб неавтохтонных образований началось в конце раннего карбона отложением своеобразных брекчий, возникших при быстром выведении на поверхность и разрушении первого зеленосланцевого покрова. В течение среднего карбона прогиб расширялся к югу, оставаясь позади вновь образующихся покровов. Отложения среднего карбона — нижней перми, вплоть до сакмарского яруса, представлены морскими сероцветными молассами, включающими кроме конгломератов и известняков также песчано-глинистые турбидиты. Более молодые артинские и казанские отложения занимают небольшие площади, они отделены снизу несогласиями и представлены полого дислоцированными красноцветными или пестрыми молассами с остатками наземной фауны и растений. К северу происходит частичное замещение моласс вулканогенными породами [Biske, 2015].

### 3.1.2. Зерашано-Алайский блок

Зерашано-Алайский блок можно охарактеризовать как относительно сильно сжатую чешуйчато-надвиговую структуру, в которой участвуют палеозойские толщи, составлявшие некогда чехол доордовикского Каракумского континента и докембрийский фундамент этого континента, выведенный на поверхность в виде нескольких блоков метаморфических пород. Эти области развития метаморфических пород включают плохо изученную зону метаморфизма амфиболитовой фации в восточной части Алайского сегмента, а также Гармский метаморфический блок и Фан-Каратегинский пояс metabазальтов, расположенные в соседней восточной части Гиссарского сегмента (см. рис. 3.2). По имеющимся данным [Konopelko et al., 2015; Worthington et al., 2017], Гармский блок сложен песчано-глинистыми осадками неопротерозойского (вендского) возраста, которые в ранней перми (около 290 млн лет назад) подверглись метаморфизму амфиболитовой фации и частичному плавлению с образованием мигматитов. Близкие возрасты (535–590 млн лет по обломочным цирконам) были получены [Worthington et al., 2017] для ассоциирующих с базальтами осадков Фан-Каратегинского пояса, в которых метаморфизм зеленосланцевой фации был наложен на более ранний метаморфизм высоких давлений (фации голубых сланцев). Возраст этого метаморфизма остается предметом дискуссии, однако самый молодой возраст дометаморфических пород в пределах Фан-Каратегинского пояса, установленный для андезита с помощью датирования по цирконам, составляет 450 млн лет [Worthington et al., 2017].

Палеозойские осадочные формации Зерашано-Алайского блока включают шельфовые терригенные и карбонатные породы, которые участками переслаиваются с силурийскими кислыми вулканитами. Так, в Туркестанском хребте распространен разрез нижнего палеозоя, в котором кембрий представлен мелководными карбонатными слоями с трилобитами, а также кварцевыми песчаниками и глинистыми сланцами, а ордовик — пелагическими силицит-глинистыми сланцами и флишем. В этих же районах кембрийский ископаемый бентос встречается в виде переотложенного детрита в склоновых по типу циклических известково-песчанистых пачках. Нет сомнений в том, что это чехол древнего континента или, возможно, уже микроконтинента, отчлененного, скорее всего, от Тарима. В силурийских и нижнедевонских отложениях признаков активной окраины также нет, обычны карбонатные, иногда весьма мелководные доломитовые отложения. В восточном Алае распространены песчаники, образованные, вероятно, сносом с Каракумского континента. В том же районе развиты и титанистые базальты внутриплитного типа. Вверху в девонском разрезе происходит замещение мелководных известняков карбонатно-кремнистыми батинальными отложениями малой мощности. Флиш и известняковые олистостромы с бентосной фауной нижнего — среднего девона, иногда верхов силура в Туркестано-Алайской горной системе перекрываются

глубоководными силицитами и микритами. Обстановка размыва на шельфе этого микроконтинента восстанавливается по несогласию в основании девона и присутствию в низах системы мелководных, иногда красноцветных, известняково-обломочных фаций. Выше по разрезу в восточном Алае лежит флишевая толща (маргузорская свита), которая палеонтологически датирована нижним карбоном и перекрыта визейскими, а затем среднекаменноугольными мелководными отложениями — конгломератами и известняками. В течение позднего карбона в Алае образование флишевой серии сменилось отложением морских моласс, а в ранней перми — красноцветных конгломератов. Карбоновые надсубдукционные и раннепермские постколлизийные магматические серии, развитые западнее в Гиссарском сегменте, недавно изучены рядом авторов [Dolgopolova et al., 2017; Konopelko et al., 2017; Käßner et al., 2017; Worthington et al., 2017].

### **3.1.3. Синколлизийные и постколлизийные деформации**

Ранние (синколлизийные) покровы в Букантау-Кокшаальском поясе характеризуются значительной горизонтальной амплитудой (более 20–30 км относительного перемещения в паре соседних покровов) и во многих случаях имеют пластовое положение надвиговой поверхности. Осадочный палеозойский чехол сорван по пластичным, часто водонасыщенным глинистым осадкам, из которых самыми благоприятными для крупноамплитудных скольжений оказались черные граптолитовые сланцы ландоверийского яруса силура. Срывы и горизонтальное расщепление покровов происходили также по подошве известнякового среднего палеозоя, по кровле вулканитов девона и по другим пластовым поверхностям, разделявшим толщи с разной прочностью. Характерным для смещений по силуру оказывается образование своеобразного глинистого меланжа, в котором силурийские смятые или дробленные сланцы играют роль матрикса, насыщенного различными по размерам глыбами силурийских, кембро-ордовикских известняков, песчаников, вулканитов, иногда с пластинами более молодых среднепалеозойских пород, а также серпентинизированных гипербазитов и глаукофановых сланцев.

Первоначальная южная вергентность в Букантау-Кокшаальском поясе подверглась изменениям на поздних стадиях коллизии, когда были образованы несколько крупных синформ и антиформ в центральной части Алайского сегмента и обратные северные надвиги, примером которых является Катран-Ярунтузский известняковый покров (см. рис. 3.3), сформировались в его центральной и южной частях [Поршняков, 1973; Nenakhov et al., 1991]. Известняки, обнажающиеся в тектонических окнах в ядрах антиформ под эродированными покровами силурийских черных сланцев, вмещают несколько крупных сурьмяно-ртутных месторождений, примером которых является месторождение Кадамжай в Каузанской антиформе (см. рис. 3.3) и соседнее

месторождение Хайдаркан [Поршняков, 1973; Ненахов, Белов, 1996]. Обнажающиеся в ядрах антиформ гранитные интрузии, примером которых является Кичикалайский батолит (см. рис. 3.3), свидетельствуют, что складкообразование могло приводить к растяжению, способствовавшему внедрению постколлизийных интрузий.

Тектоника Зерашано-Алайского блока определяется более высокой степенью коллизийного сжатия, что можно считать следствием сложного строения палеозойской коры северной окраины Каракумского континента. В результате Зерашано-Алайский блок характеризуется сложным чешуйчато-надвиговым строением, и первоначальная вергентность надвигов в нем, как правило, не поддается расшифровке.

Следующая стадия постколлизийных деформаций затронула оба блока в пределах Алайского сегмента и выразилась в крупномасштабных субширотных левосторонних сдвиговых смещениях, примером которых является Каравшинский разлом. Эти субширотные левые сдвиги частично модифицировали ранее сформированные офиолитовые швы [Biske, 2015]. В дальнейшем сжатие привело к развитию сдвигов северо-восточного простирания, крупнейшим из которых является Таласо-Ферганский сдвиг с амплитудой правостороннего смещения в течение мезозоя и кайнозоя около 200 км [Буртман, 2015].

### § 3.2. Постколлизийные интрузии: характеристика и опробование

Постколлизийные интрузии Алайского сегмента обнажаются в водораздельных частях Туркестанского и Алайского хребтов и образуют протяженный пояс, вытянутый на запад-юго-запад и пересекающий границу Букантау-Кокшаальского пояса и Зеравшано-Алайского блока (см. рис. 3.3). Выходы гранитоидов Кичикалайского батолита в верховьях р. Киргизата показаны на рис. 3.4а. Интрузии Алайского сегмента сложены массивными разновидностями пород без признаков наложенных деформаций и демонстрируют секущие взаимоотношения со всеми палеозойскими осадочными формациями, кроме красноцветных среднепермских моласс. Фотография секущего контакта гранитов Маляранского массива с карбоновыми песчаниками показана на рис. 3.4б. Пояс постколлизийных интрузий, обнажающийся в водораздельных частях Алайского хребта, протягивается дальше на запад в Гиссарский сегмент Южного Тянь-Шаня, где постколлизийные интрузии имеют такой же «разбросанный» облик на геологических картах, в отличие от вытянутого в субширотном направлении единого крупного Гиссарского батолита, который образовался в надсубдукционной обстановке [Konopelko et al., 2017]. Хотя большинство крупных интрузий обнажаются в осевых частях Алайского хребта, на его северных склонах и в предгорьях известно большое количество

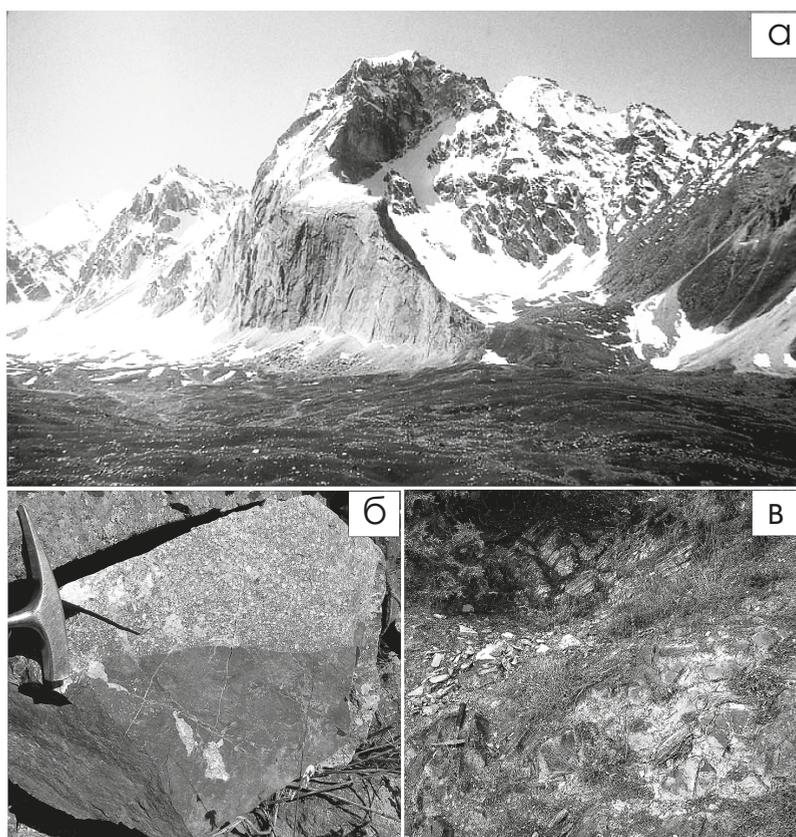


Рис. 3.4. Фотографии гранитоидов Алайского сегмента Южного Тянь-Шаня: а — выходы гранитоидов Кичикалайского батолита в верховьях р. Киргизата (фото Г. С. Бискэ); б — секущий контакт гранитов Маляранского массива с карбонowymi песчаниками; в — секущий контакт небольшого силла габброидов (нижняя часть фото) с девонскими слоистыми кремнями (верхняя часть фото) в правом борту р. Гульча

даек и малых тел преимущественно габброидного состава, которые, по всей видимости, также имеют раннепермский возраст. Фотография секущего контакта небольшого силла габброидов с девонскими кремнями в правом борту р. Гульча приведена на рис. 3.4в.

В конце XX столетия алайские интрузии были описаны несколькими авторами [Додонова, 1974; Отчет..., 1981; Стратифицированные..., 1982; Изучение распределения..., 1988; Геологическое строение..., 1985; Легенда..., 1988; Особенности изучения..., 1992; Ненахов, Белов, 1996; Соломович, 1997; Solomovich, 2007]. Однако, так как существующие характеристики основаны на ограниченном количестве анализов петрогенных элементов и калий-аргоновых датировках, интрузии Алайского сегмента были снова изучены нами в рамках данной работы.

Как показывают исследования [Додонова, 1974; Стратифицированные..., 1982; Особенности изучения..., 1992; Замалетдинов, Трегубов, 1994; Соломович, 1997; Solomovich, 2007], постколлизийные интрузии Алайского сегмента подразделяются на четыре главные серии, или комплекса. Самым восточным является Караказыкский габбро-монцодиорит-гранодиоритовый комплекс, отнесенный к I-типу [Особенности изучения..., 1992]. Он включает около 20 массивов, самым крупным из которых является Кичикалайский батолит (см. рис. 3.3, 3.5). Массивы сложены породами трех или четырех интрузивных фаз, внедренных в гомодромной последовательности от более основных к более кислым, не считая жильной серии. Первая фаза образована преимущественно основными породами группы габбро (габбро, оливковое габбро, габбронориты, габбросиениты), иногда переходящими в габбродиориты; вторая фаза представлена средними породами — диоритами, монцонитами, монцодиоритами, кварцевыми диоритами; третья фаза образована умеренно кислыми породами: кварцевыми монцонитами, кварцевыми монцодиоритами, гранодиоритами, адамеллитами; породы четвертой фазы это чаще всего кислые породы — граниты и лейкограниты, реже гранодиориты и граносиениты.

Интрузии центральной части Алайского сегмента на западном продолжении Кичикалайского батолита отнесены к шошонитовым высоко-Ba-Sr гранитоидам Улуккольского комплекса [Особенности изучения..., 1992]. К Улуккольскому комплексу относятся более 20 массивов, наиболее характерными из которых являются Сурметашский и Исфайрамский (см. рис. 3.3, 3.5), изученные в настоящей работе. Массивы Улуккольского комплекса сложены разнообразными субщелочными породами: монцодиоритами, монцонитами, кварцевыми сиенитами, гранодиоритами и гранитами, которые сходны с породами Караказыкского комплекса, но отличаются от них повышенной щелочностью.

Каравшинский мигматит-адамеллит-лейкогранитовый комплекс развит в области Туркестанского зонального метаморфизма (см. рис. 3.2) и включает около десяти массивов гранитов S-типа [Особенности изучения..., 1992]. По данным Соломовича [Соломович, 1997; Solomovich, 2007], Каравшинский комплекс, по сути, представляет собой неразрывную ассоциацию петрогенетически родственных метаморфогенных (силурийские и девонские кристаллические сланцы и гнейсы амфиболитовой фации), анатектических (мигматиты) и интрузивно-анатектических (граниты) пород, находящихся в автохтонном и параавтохтонном залегании. В конкретных плутонах в различной пропорции сочетаются признаки автохтонного и субавтохтонного залегания гранитов. Наиболее типичными мигматит-плутонами являются Актерекский и Ляйлякский массивы, которые представляют собой совокупность множества сближенных ветвящихся согласных дайкообразных гранитных тел различных размеров, перемежающихся с мигматитами. Актерекский массив площадью 16 км<sup>2</sup> окружен мощным полем мигматитов, превосходящим его по размерам,

и его границы могут быть намечены лишь условно. Граниты и лейкограниты тяготеют к центру массива, а адамеллиты, гранодиориты и плагиограниты — к периферии, и между ними отмечаются постепенные переходы. В других массивах имеют место участки рвущих контактов с ороговикованием и секущими апофизами гранитов в сланцах и ксенолитами последних в гранитах. В Каравшинском массиве лейкограниты прорывают адамеллиты-гранодиориты, что определяет его двухфазное строение. Жильная фация широко распространена и представлена пегматитами. Между Ляйлякским и Джиптыкским массивами распространены поля редкометальных пегматитов, в которых насчитывается несколько тысяч жил.

К четвертой группе относятся небольшие массивы щелочных пород Матчайского комплекса, в формировании которого участвовали как нефелиновые сиениты, недосыщенные кремнеземом, так и кварцсодержащие сиениты и лейкограниты. Массивы этого комплекса также включают небольшие тела щелочных габброидов и жильные карбонатиты [Перчук и др., 1961; Шинкарев, 1966; Помазков, 1958, 1982, 1988; Стратифицированные..., 1982; Vrublevskii et al., 2017].

Геологическая схема Исфайрамской интрузии (см. рис. 3.5) показывает, что породы всех четырех комплексов часто характеризуются тесной пространственной ассоциацией. По имеющимся данным [Особенности изучения..., 1992], интрузии Матчайского комплекса демонстрируют признаки одновременного внедрения щелочных и гранитоидных расплавов.

Интрузии Каравшинского комплекса, расположенные среди метаморфических пород Зеравшано-Алайского блока, показаны на геологических картах как позднекарбонные-раннепермские. Интрузии Караказыкского комплекса в пределах Букантау-Кокшаальского пояса обычно показаны как раннепермские. Наконец, некоторые щелочные интрузии Матчайского комплекса показаны на геологических картах как среднепермские (см.: [Геологическая карта Кыргызской ССР, 2008]). К-Аг возрасты алайских интрузий варьируют в диапазоне 270–300 млн лет [Иваников и др., 1990]. Возраст  $283,7 \pm 3,5$  млн лет был получен с помощью датирования цирконов U-Pb методом *in situ* для Беляулийской интрузии в восточной части Алайского сегмента [De Grave et al., 2012]. Менее точные возрасты в интервале 263–292 млн лет были получены для еще пяти небольших тел гранитов на южных склонах Алайского хребта [De Grave et al., 2012; Käßner et al., 2017]. Информация о Rb-Sr изохроне и трех Ar-Ar возрастах была недавно опубликована для карбонатитов Матчайского комплекса [Vrublevskii et al., 2017]. Эти возрасты в интервале 198–227 млн лет основаны на датировании флогопита, и их возможное значение обсуждается ниже.

Поскольку наиболее крупные и характерные интрузии, расположенные в водораздельных частях Алайского и Туркестанского хребтов, остались недостаточно изучены, они были опробованы в рамках настоящей работы (см. рис. 3.3). Семь проб были отобраны из Сурметашской и Исфайрамской

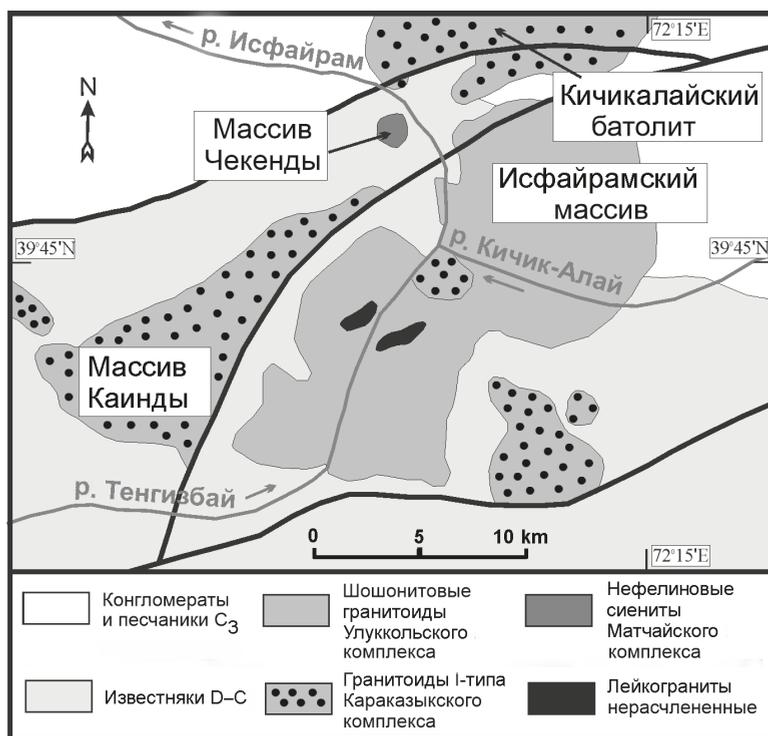


Рис. 3.5. Схематическая геологическая карта Исфайрамского массива. Геологическая основа по [Nenakhov et al., 1991]

интрузий, сложенных гранитоидами I-типа Караказьского комплекса и шошонитовыми гранитоидами Улуккольского комплекса (табл. 3.1; см. рис. 3.3). Гранодиорит Ляйлякского массива (пр. 11) представляет Каравшинский комплекс, связанный с метаморфическими породами Зерашано-Алайского блока. Щелочные породы Матчайского комплекса представлены нефелин-эгириновым сиенитом из интрузии Матча (пр. 19) и карбонатитовой жиллой из интрузии Зардалек (пр. 17). Координаты мест опробования интрузий и основные результаты приведены в табл. 3.1. Краткие петрографические описания проб, отобранных для датирования, приводятся ниже, а фотографии шлифов даны на рис. 3.6 (причем снимки на рис. 3.6а–3.6в сделаны в проходящем свете, на рис. 3.6г–3.6е — в поляризованном).

Монцодиорит из Сурметашской интрузии (пр. 4) представляет собой среднезернистую породу с аллотриоморфнозернистой структурой, состоящую из плагиоклаза (40%), калиевого полевого шпата (5%), кварца (5%), роговой обманки (30%), биотита (15%) и клинопироксена (3%).

Акцессорные минералы представлены цирконом, сфеном и рудным минералом. Плагиоклаз характеризуется выраженной зональностью, и его

Таблица 3.1. Характеристика проб гранитоидов Алайского сегмента и основные результаты

Номер пробы	Комплекс	Район	Массив	Порода	Координаты WGS-84	Основные результаты					
						U-Pb возраст, млн лет	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$	$\epsilon\text{Nd}t$	$T_{DM}$ , млрд лет	$\epsilon\text{Hf}^*$	$t\text{Hf}^*$ , млн лет
4	Шошонитовые гранитоиды Улуккольского комплекса и гранитоиды I-типа Караказыкского комплекса	Долина р. Сурметаш	Сурметаш	Монцодиорит	N 39.7837 E 71.8616	284 ± 4	0,70973	-5,5	1,545	-5,49	1,645
5				Сиенит	N 39.7800 E 71.8620	281 ± 3	0,70649	-4,2	1,148	0,46	1,256
6A	Караказыкского комплекса	Долина р. Сурметаш	Сурметаш	Сиенит	N 39.7817 E 71.8666	283 ± 4	0,70654	-5,3	1,330	0,34	1,276
6B				Монцодиорит	N 39.7817 E 71.8666	-	0,70726	-5,2	1,296	-	-
7	Караказыкского комплекса	Долина р. Исфайрам	Исфайрам	Кварцевый сиенит	N 39.7605 E 72.2023	-	0,70653	-3,5	1,061	-	-
9				Кварцевый монцит	N 39.7605 E 72.2023	275 ± 6	0,70645	-4,1	1,113	-0,26	1,307
10	Караказыкского комплекса	Долина р. Исфайрам	Исфайрам	Кварцевый монцит	N 39.7554 E 72.2033	283 ± 3	0,70691	-3,7	1,062	2,89	1,117
11				Гранодиорит	N 39.5931 E 70.0649	287 ± 4	-	-	-	0,96	1,240
19	Матчайский (щелочной)	Долина р. Актерек	Матча	Нефелиновый сиенит	N 39.5544 E 70.7641	-	0,70713	-4,4	1,356	-	-
17				Карбонатит	N 39.7886 E 71.1170	-	0,70774	-7,3	1,785	-	-

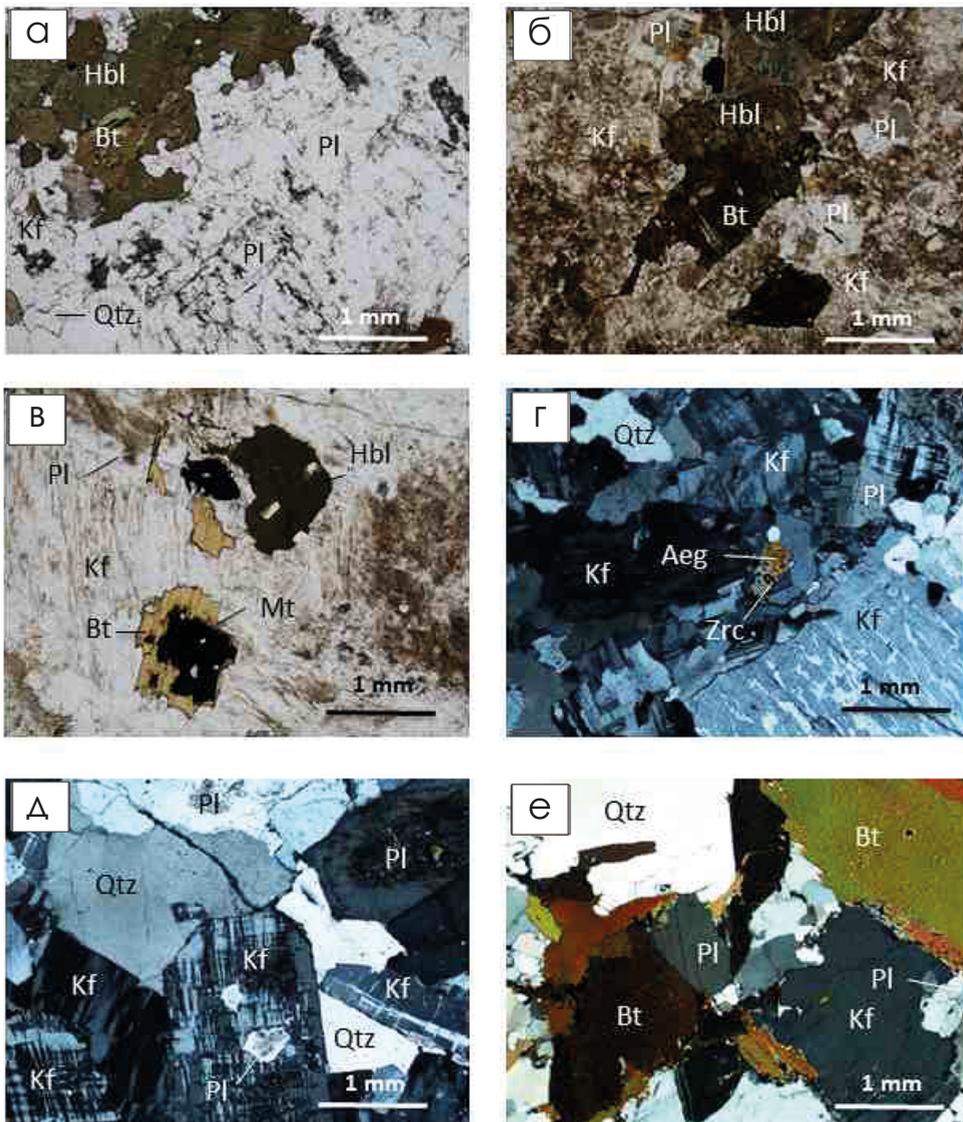


Рис. 3.6. Микрофотографии петрографических шлифов гранитоидов Алайского сегмента, отобранных для датирования по цирконам:

а — монцодиорит Сурметашского массива (пр. 4) со скоплением зерен мафических минералов: биотита и амфибола; б — сиенит Сурметашского массива (пр. 5) с включениями плагиоклаза в более крупных зернах калиевого полевого шпата; в — сиенит Сурметашского массива (пр. 6А) с крупными кристаллами пертитового калишпата с включениями амфибола и биотита; г — кварцевый сиенит-порфир Исфайрамского массива (пр. 9) с крупным кристаллом мезопертита в более мелкозернистой основной ткани, состоящей из калишпата, плагиоклаза и кварца с небольшим зерном эгирина включающим циркон; д — кварцевый монзонит Исфайрамского массива (пр. 10); е — гранодиорит из Ляйлякского массива (пр. 11).

Aeg — эгирин, Hbl — роговая обманка, Bt — биотит, Mt — магнетит, Zrc — циркон, Pl — плагиоклаз, Kf — калишпат, Qtz — кварц

внутренние зоны интенсивно серицитизированы. Кварц встречается в виде изолированных агрегатов зерен вокруг кристаллов плагиоклаза. Зерна калиевого полевого шпата встречаются только в контакте с кварцем. Мафические минералы образуют небольшие агрегаты зерен. Биотит характеризуется сильным плеохроизмом и слабо хлоритизирован. Зерна акцессорных минералов: циркона, сфена и рудного минерала, образуют вроски в биотите.

Сиенит из Сурметашской интрузии (пр. 5) представляет собой крупнозернистую породу с аллотриоморфнозернистой структурой, состоящую из калиевого полевого шпата (55%), плагиоклаза (15%), роговой обманки (18%) и биотита (10%) с небольшим количеством акцессорных рудных минералов (2%), а также циркона и сфена. Структура весьма неравномерная с крупными пертитовыми кристаллами калиевого полевого шпата, включающими вытянутые домены плагиоклаза, что является результатом замещения, так как домены плагиоклаза в калиевом полево-м шпате имеют одинаковую кристаллографическую ориентировку. Плагиоклаз характеризуется выраженным альбитовым двойникованием. Встречаются также более крупные зерна плагиоклаза. Зерна роговой обманки включают небольшие кристаллы плагиоклаза. Биотит с сильным плеохроизмом замещает роговую обманку. Циркон и большая часть зерен рудного минерала образует вроски в биотите.

Еще один сиенит из Сурметашской интрузии (пр. 6А) представляет собой крупнозернистую аллотриоморфнозернистую породу, состоящую из калиевого полевого шпата (40%), плагиоклаза (20%), роговой обманки (20%) и биотита (15%) с небольшим количеством кварца (2%), клинопироксена (1%) и акцессорных: циркона, сфена и рудных минералов (2%). Мафические минералы образуют агрегаты зерен в ассоциации с зональным плагиоклазом. Пертитовый калиевый полевой шпат содержит многочисленные включения плагиоклаза, оптическая ориентировка которых позволяет предположить замещение калишпатом первоначально более крупных кристаллов плагиоклаза. Роговая обманка развивается по клинопироксену, который сохраняется в центральных частях некоторых зерен амфибола. Зерна акцессорных минералов приурочены к скоплениям зерен биотита и амфибола.

Порфиroidный кварцевый сиенит из Исфайрамской интрузии (пр. 9) представляет собой однородную среднезернистую порфиroidную породу, состоящую из калиевого полевого шпата (60%, из них 20% в виде порфиroidных вкрапленников), плагиоклаза (25%), эгирина (10%) с небольшим количеством кварца (5%), биотита и акцессорных минералов: циркона, сфена и рудного минерала. Калиевый полевой шпат представлен микроклин-пертитом с интенсивным двойникованием как в порфиroidных вкрапленниках, так и в основной массе. Зерна плагиоклаза двойникованы по альбитовому закону. Облачный кварц равномерно распределен среди других минералов. Мафические минералы также распространены относительно равномерно и ассоциируют с зернами кварца.

Кварцевый монцит из Исфайрамской интрузии (пр. 10) представляет собой среднезернистую аллотриоморфнозернистую породу, состоящую из калиевого полевого шпата (40%), плагиоклаза (30%), кварца (10%), биотита (10%), амфибола (5%) с довольно большим количеством акцессорных минералов: циркона, сфена и рудного минерала (5%). Структура характеризуется равномерным распределением мафических минералов и присутствием нескольких более крупных кристаллов пертитового калиевого полевого шпата с включениями плагиоклаза. Однако большая часть зерен серицитизированного зонального плагиоклаза имеет субидиоморфные очертания. Роговая обманка практически полностью замещена агрегатом тремолита-актинолита, зеленого биотита, эпидота, сфена и рудного минерала. Биотит образует отдельные кристаллы с многочисленными включениями рудного минерала, окаймленного сфеном. Это означает, что первоначально рудный минерал был представлен ильменитом, который распался с образованием сфена и магнетита.

Гранодиорит из Ляйлякской интрузии (пр. 11) представляет собой среднекрупнозернистую аллотриоморфнозернистую породу, состоящую из плагиоклаза (40%), калиевого полевого шпата (5%), кварца (15%) и биотита (35%) с небольшим количеством роговой обманки, сфена, циркона, светлой слюды и рудного минерала (5%). Плагиоклаз присутствует в виде крупных незначительно серицитизированных кристаллов с выраженной зональностью и двойникованием. Кварц образует как крупные зерна с волнистым погасанием, так и мелкие зерна на границе кристаллов плагиоклаза. Биотит участками хлоритизирован и содержит многочисленные включения зерен циркона. Сфен образует цепочки мелких зерен, ассоциирующие с редкими зернами рудного минерала и вторичной светлой слюдой.

Во всех отобранных пробах были проанализированы содержания петрогенных и редких элементов, а также Sr, Nd и Pb изотопный состав пород и изотопный состав Hf в цирконах, которые были датированы U-Pb методом *in situ*.

### 3.2.1. Геохимия

Химические составы главных типов магматических пород постколлизийных интрузий Алайского сегмента приведены в Приложении Б.3 и нанесены на классификационные и дискриминационные диаграммы (рис. 3.7, 3.8) вместе с данными по петрогенным элементам [Соломович, 1997]. Анализ проб проведен в лаборатории ВСЕГЕИ, а детали аналитической процедуры опубликованы нами ранее [Konopelko et al., 2018].

Содержания SiO<sub>2</sub> в породах Караказыкского и Улуккольского комплексов варьируют в достаточно широком диапазоне от 53 до 73 вес.% (см. Приложение Б.3, рис. 3.7). На диаграмме TAS гранитоиды Караказыкского комплекса попадают в поле субщелочной серии и классифицируются как габбродиориты,

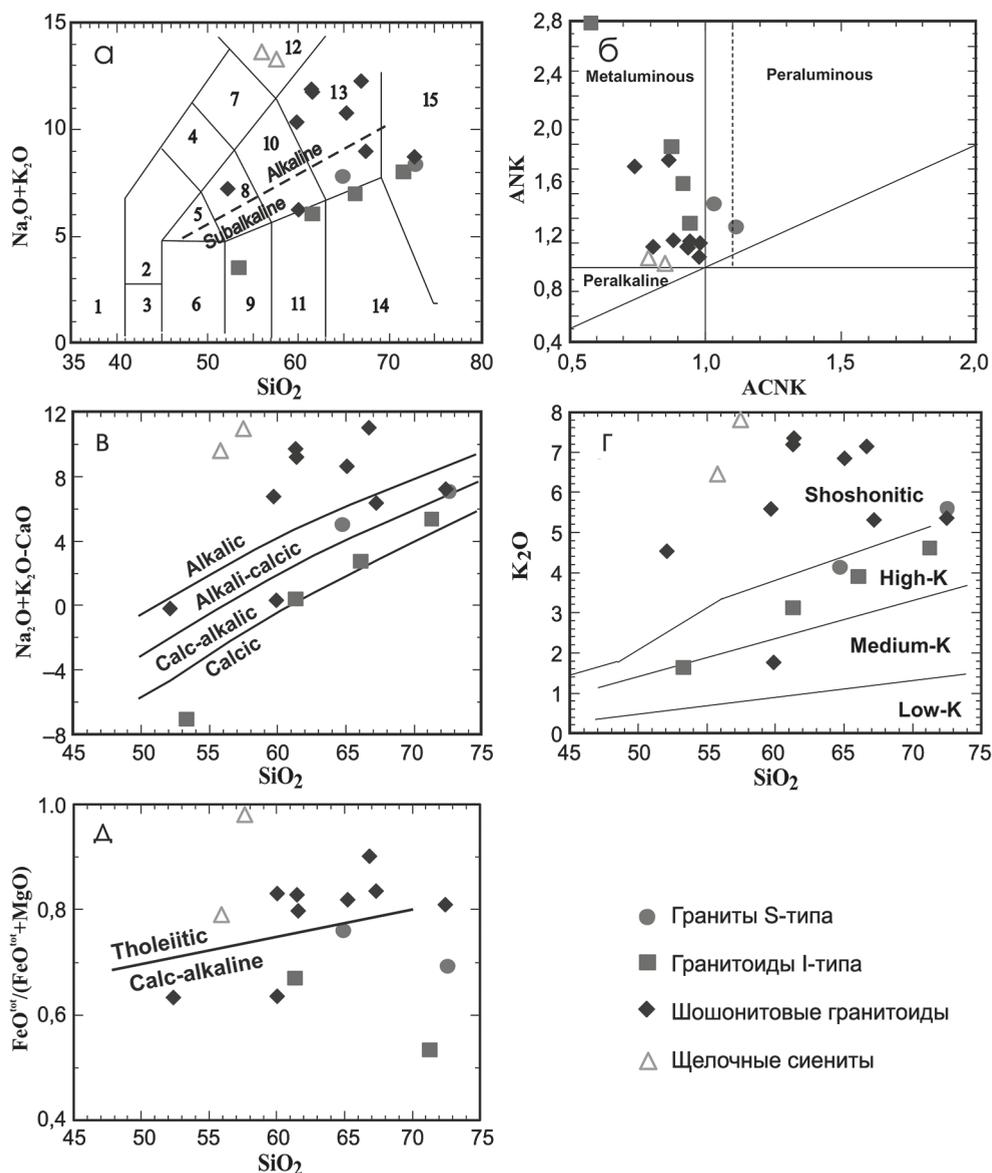


Рис. 3.7. Химические составы гранитоидов Алайского сегмента на классификационных и дискриминационных диаграммах:

а — диаграмма TAS ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) vs.  $\text{SiO}_2$ , вес. %, названия полей по [Middlemost, 1994]: 1 — фойдолит, 2 — фельдшпатоидное габбро, 3 — габброперидотит, 4 — фельдшпатоидный монцодиорит, 5 — монцогаббро, 6 — габбро, 7 — фельдшпатоидный монцосиенит, 8 — монцодиорит, 9 — габбродиорит, 10 — монзонит, 11 — диорит, 12 — фельдшпатоидный сиенит, 13 — сиенит и кварцевый монзонит, 14 — гранодиорит, 15 — гранит; б — диаграмма ANK vs. ACNK, где  $\text{ANK} = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  мол.,  $\text{ACNK} = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})$  мол.; в — диаграмма  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO})$  vs.  $\text{SiO}_2$ , вес. %, поля по [Frost C. D., Frost B. R., 2008]; г — диаграмма  $\text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$ , вес. %, поля по [A Classification..., 1989]; д — диаграмма  $\text{FeO}^{wt} / (\text{FeO}^{wt} + \text{MgO})$  vs.  $\text{SiO}_2$ , вес. %, поля по [Frost C. D., Frost B. R., 2008]

диориты, гранодиориты и граниты, тогда как большинство составов пород Улуккольского комплекса попадает в поле щелочной серии и классифицируются как монцодиориты, монцониты, сиениты, кварцевые монцониты и граниты (рис. 3.7а). Породы обоих комплексов характеризуются умеренноглиноземистыми составами со значениями индекса глиноземистости ASI от 0,7 до 1,0 (рис. 3.7б). Составы гранитоидов Караказыкского комплекса образуют тренд в полях известковой и известково-щелочной серий на диаграмме  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO})$  vs.  $\text{SiO}_2$ , вес. %, и проецируются в поля умеренно обогащенных калием и высококалиевых серий на диаграмме  $\text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$ , вес. %, тогда как породы Улуккольского комплекса на этих же диаграммах попадают в поля щелочной и щелочно-известковой серий и шошонитовой серий соответственно (рис. 3.7в, 3.7г). На диаграмме  $\text{FeO}^{\text{tot}}/(\text{FeO}^{\text{tot}} + \text{MgO})$  vs.  $\text{SiO}_2$ , вес. %, гранитоиды Улуккольского комплекса попадают как в поле толеитовой серии, так и в поле известково-щелочной серии, а породы Караказыкского комплекса в основном проецируются в поле известково-щелочной серии (рис. 3.7е).

Гранитоиды Улуккольского комплекса характеризуются относительно низкими содержаниями  $\text{TiO}_2$  ( $< 1,3$  вес. %) и высокими содержаниями  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $> 9$  вес. %) типичными для шошонитовых серий [Morrison, 1980; Müller et al., 1992]. Спектры распределения REE в проанализированных породах обоих комплексов характеризуются резким обогащением легкими REE и в различной степени проявленными отрицательными Eu аномалиями (рис. 3.8а). Спектры распределения редких элементов характеризуются правым наклоном и демонстрируют резкое обогащение пород литофильными элементами, включая Rb, Th и K, что также является типичным для шошонитовых серий [Morrison, 1980; Müller et al., 1992], и отчетливые отрицательные Nb-Ta-Ti аномалии (рис. 3.8б).

Гранитоиды Каравшинского комплекса представлены высокоглиноземистыми высококалиевыми кварцевыми монцонитами и гранитами щелочно-известковой серии (см. Приложение Б.3, рис. 3.7). По данным Solomovich [Solomovich, 2007], высокоглиноземистые гранитоиды Каравшинского комплекса относятся к гранитам S-типа. Однако изученный нами гранодиорит Ляйлякского массива (пр. 11) содержит небольшое количество амфибола и скорее напоминает связанные с метаморфическими породами граниты Гармского блока, которые были классифицированы [Konopelko et al., 2015] как высокоглиноземистые граниты I-типа.

Нефелиновые сиениты из интрузии Матча близки по составу к щелочным породам интрузии Дарай-Пиёз, которая расположена в восточной части Гиссарского сегмента в непосредственной близости от рассматриваемой территории [Konopelko et al., 2017]. Это пересыщенные щелочами или умеренно глиноземистые недосыщенные кремнеземом породы щелочной серии, которые проецируются в поле фойдосиенитов на классификационной диаграмме TAS (см. рис. 3.7). Карбонатиты, связанные с породами Матчайского комплекса,

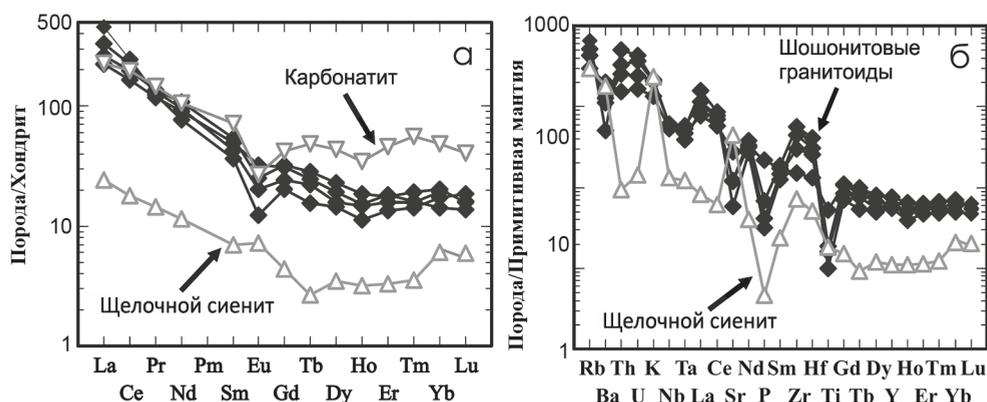


Рис. 3.8. Спектры распределения концентраций REE в гранитоидах Алайского сегмента, нормированные к хондриту (а), и спектры распределения концентраций редких элементов, нормированные к примитивной мантии (б). Для нормирования использовались значения концентраций по [Sun, McDonough, 1989].

классифицированы [Vrublevskii et al., 2017] как кальциевые карбонатиты, хотя часть составов соответствует Mg-карбонатитам.

Две проанализированные пробы нефелинового сиенита и карбонатита Матчайского комплекса характеризуются фракционированными спектрами распределения REE и относительным обогащением высокозарядными катионами Nb, Zr и Hf (см. рис. 3.8), типичными для щелочных пород. Однако суммарные содержания REE и HFSE в этих породах относительно невелики, что также характерно для щелочных пород интрузии Дарай-Пиёз и других щелочных комплексов Тянь-Шаня (см.: [Konopelko et al., 2014; 2017; Vrublevskii et al., 2017]).

### 3.2.2. Результаты U-Pb датирования и изотопный состав Hf в цирконах

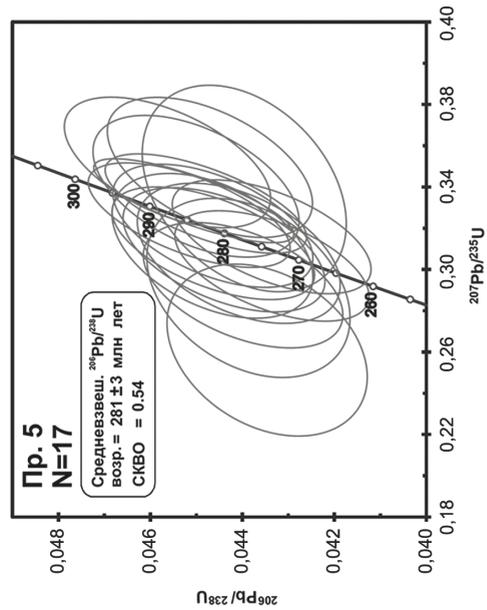
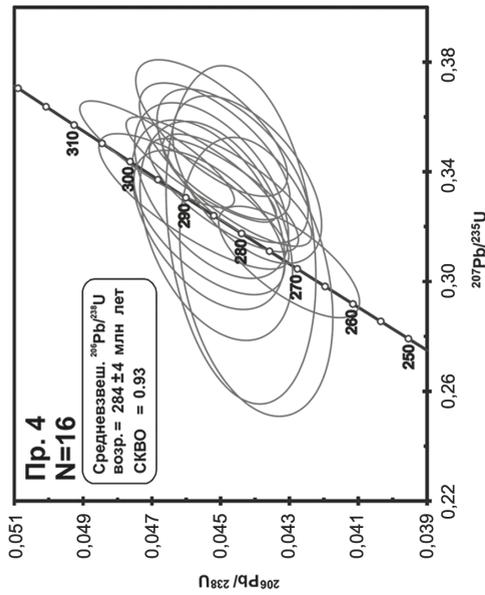
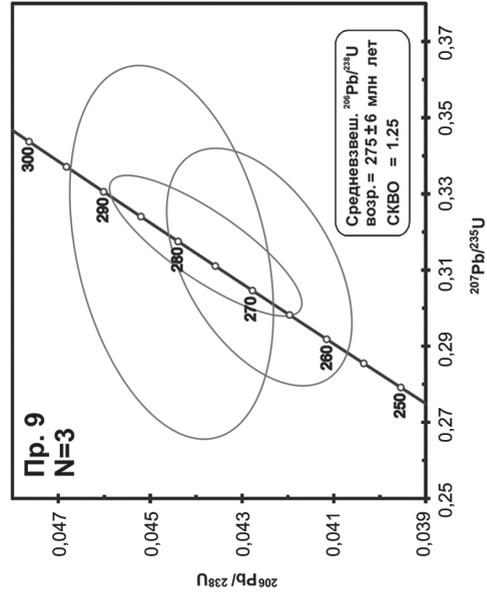
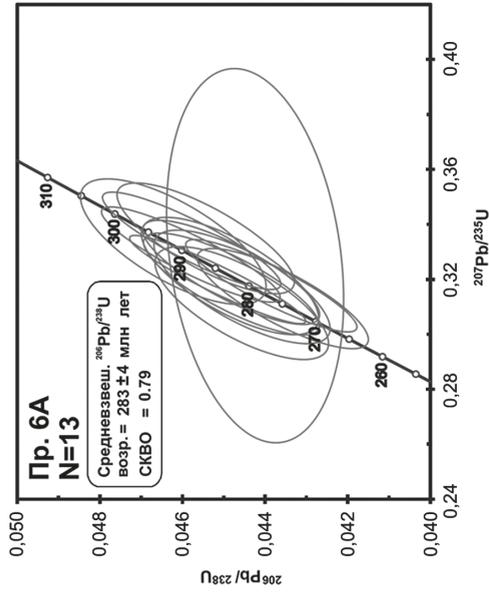
Датирование цирконов U-Pb методом *in situ* выполнено с помощью ионного микрозонда SHRIMP II в Университете Кертин в Австралии, а определение изотопного состава Hf в цирконах выполнено методом лазерной абляции с помощью микрозонда Geolas UV-193 в Институте геологии и геофизики Китайской академии наук в Пекине. Детали аналитических процедур опубликованы нами ранее [Konopelko et al., 2018]. Результаты датирования цирконов представлены в Приложении В.4 и на диаграммах с конкордией (рис. 3.9). Изотопный состав Lu-Hf был проанализирован в тех же доменах цирконов, которые ранее были проанализированы с помощью ионного микрозонда SHRIMP II. Результаты, включая  $\epsilon_{\text{Hf}}$  и модельные возрасты ( $t_{\text{HfC}}$ ), представлены в Приложении В.5 и на рис. 3.10.

Цирконы, выделенные из шести проб гранитоидов, характеризуются короткопризматическим обликом и выраженной магматической зональностью на катодолюминесцентных изображениях, а также значениями отношений Th/U в диапазоне от 0,2 до 0,9 (Приложение В.4), типичными для магматических цирконов [Rubatto, 2002; Kirkland et al., 2015]. Исключения составляют цирконы из гранодиорита Ляйлякского массива (пр. 11), в которых установлены относительно низкие значения отношений Th/U (0,05–0,2), хотя эти цирконы также характеризуются выраженной магматической зональностью.

Сделанные в 17 зернах циркона из монцодиорита Сурметашской интрузии (пр. 4) 18 анализов проецируются на конкордию и позволяют рассчитать средневзвешенный  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраст  $284 \pm 4$  млн лет, который интерпретируется как возраст кристаллизации монцодиорита. Один конкордантный анализ ксеногенного циркона с  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возрастом  $1458 \pm 11$  млн лет и один дискордантный анализ с возрастом около 1900 млн лет были исключены из расчетов. Выполненные в тех же участках, где был определен возраст, 13 анализов изотопного состава Hf в цирконах показали, что цирконы характеризуются близкими значениями первичных отношений  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  в диапазоне от 0,2824024 до 0,2825013, что соответствует значениям  $\epsilon\text{Hft}$  от  $-3,6$  до  $-7,0$  (средневзвешенное  $-5,5$ ) и модельным возрастам ( $t_{\text{HfC}}$ ) от 1,52 до 1,74 млрд лет (средневзвешенное 1,64 млрд лет). В конкордантном ксеногенном зерне циркона установлено значение  $\epsilon\text{Hft}$  — 19,1 (на 283 млн лет) и модельный возраст ( $t_{\text{HfC}}$ ) 2,5 млрд лет.

Сделанные в 17 зернах циркона из сиенита Сурметашской интрузии (пр. 5) 17 анализов также проецируются на конкордию и позволяют рассчитать средневзвешенный  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраст  $281 \pm 3$  млн лет, который интерпретируется как возраст кристаллизации сиенита. Выполненные в тех же участках, где был определен возраст, 26 анализов изотопного состава Hf в цирконах, а также в некоторых других зернах показали, что цирконы характеризуются близкими значениями первичных отношений  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  в диапазоне от 0,2825863 до 0,2826596, что соответствует значениям  $\epsilon\text{Hft}$  от  $-0,6$  до  $+2,0$  (средневзвешенное  $+0,5$ ) и модельным возрастам ( $t_{\text{HfC}}$ ) от 1,17 до 1,36 млрд лет (средневзвешенное 1,26 млрд лет).

Сделанные в 12 зернах циркона из еще одной пробы сиенита Сурметашской интрузии (пр. 6А) 13 анализов также проецируются на конкордию и позволяют рассчитать средневзвешенный  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраст  $283 \pm 4$  млн лет, который интерпретируется как возраст кристаллизации сиенита. Выполненные в тех же участках, где был определен возраст, а также в двух других участках 14 анализов изотопного состава Hf в цирконах показали, что цирконы характеризуются близкими значениями первичных отношений  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  в диапазоне от 0,2825801 до 0,2826449, что соответствует значениям  $\epsilon\text{Hft}$  от  $-0,9$  до  $+1,4$  (средневзвешенное  $+0,3$ ) и модельным возрастам ( $t_{\text{HfC}}$ ) от 1,21 до 1,35 млрд лет (средневзвешенное 1,28 млрд лет).



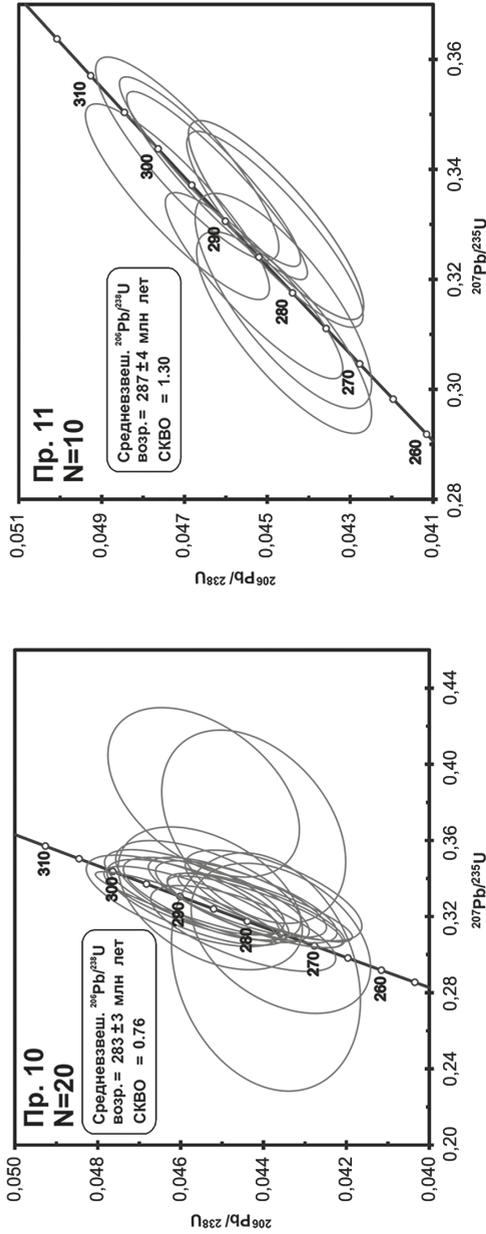


Рис. 3.9. Результаты U-Rb датирования гранитоидов Алайского сегмента на диаграммах с конкордией. Номера проб согласно табл. 3.1

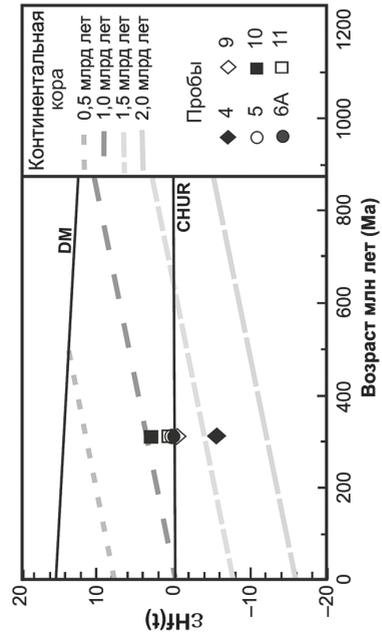


Рис. 3.10. Диаграмма, иллюстрирующая соотношение значений  $\epsilon Hf$  с возрастными кристаллизации соответствующих пород (номера проб согласно табл. 3.1). Линии эволюции континентальной коры рассчитаны с использованием значения Lu-Hf 0,015 по [Griffin et al., 2000]

Только пять зерен циркона, выделенных из кварцевого порфировидного сиенита Исфайрамской интрузии (пр. 9), удалось проанализировать с достаточной точностью из-за очень высоких содержаний U и Th. Если исключить из расчетов два более древних дискордантных анализа, оставшиеся три результата позволяют рассчитать средневзвешенный  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраст  $275 \pm 6$  млн лет. Этот возраст может рассматриваться в качестве предварительной оценки возраста кристаллизации сиенит-порфира, однако он согласуется с геологическими наблюдениями, согласно которым сиенит-порфиры прорывают вмещающие массивные сиениты. Два анализа изотопного состава Hf в цирконах, выполненные в тех же участках, где был определен возраст, а также 13 дополнительных анализов более радиогенных зерен показали, что цирконы характеризуются близкими значениями первичных отношений  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  в диапазоне от 0,2825214 до 0,2826574, что соответствует значениям  $\epsilon\text{Hf}$  от  $-3,2$  до  $+1,7$  (средневзвешенное  $-0,2$ ) и модельным возрастам ( $t_{\text{HfC}}$ ) от 1,12 до 1,40 млрд лет (средневзвешенное 1,31 млрд лет).

В монцоните из Исфайрамской интрузии (пр. 10) было проанализировано 21 зерно цирконов. Если исключить из расчетов один более древний дискордантный анализ, оставшиеся 20 анализов позволяют рассчитать средневзвешенный  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраст  $283 \pm 3$  млн лет, который интерпретируется как возраст кристаллизации монцонита. Выполненные в тех же участках, где был определен возраст, 20 анализов изотопного состава Hf в цирконах показали, что цирконы характеризуются близкими значениями первичных отношений  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  в диапазоне от 0,2826092 до 0,2827637, что соответствует значениям  $\epsilon\text{Hf}$  от  $+0,1$  до  $+5,5$  (средневзвешенное  $+3,0$ ) и модельным возрастам ( $t_{\text{HfC}}$ ) от 0,95 до 1,28 млрд лет (средневзвешенное 1,12 млрд лет).

Было проанализировано 15 зерен цирконов в гранодиорите из Ляйлякского массива (пр. 11). Если исключить из расчетов четыре более древних анализа с  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возрастaми в диапазоне 301–320 млн лет и один более молодой анализ (263 млн лет), оставшиеся десять анализов позволяют рассчитать средневзвешенный  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраст  $287 \pm 4$  млн лет, который интерпретируется как возраст кристаллизации гранодиорита. Выполненные в тех же участках, где был определен кристаллизационный возраст, 11 анализов изотопного состава Hf в цирконах показали, что цирконы характеризуются близкими значениями первичных отношений  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  в диапазоне от 0,2825589 до 0,2827729, что соответствует  $\epsilon\text{Hf}$  от  $-1,4$  до  $+5,9$  (средневзвешенное  $+0,1$ ) и модельным возрастам ( $t_{\text{HfC}}$ ) от 0,93–1,39 млрд лет (средневзвешенное 1,24 млрд лет).

### 3.2.3. Изотопный состав Sr, Nd и Pb в породах

Изотопные составы Sr, Nd и Pb, проанализированные в девяти пробах алайских интрузий, являются первыми данными об изотопном составе гранитоидов этого обширного района. Анализ выполнен в Потсдамском центре наук о Земле (GFZ, Германия), а детали аналитических процедур были опубликованы нами ранее [Konopelko et al., 2018].

Первичные изотопные отношения (Приложение В.6) вычислялись с использованием возрастов кристаллизации соответствующих интрузий (см. табл. 3.1) и данных об их химическом составе (Приложение Б.3). На диаграмме  $\epsilon\text{Ndt vs. }^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$  (рис. 3.11а) схематически показан состав мантийных пород и протерозойской коры, а также линии смешения между этими двумя компонентами. Все проанализированные пробы характеризуются смешанными составами с отрицательными значениями  $\epsilon\text{Ndt}$  в диапазоне от  $-3,5$  до  $-5,5$  и мезопротерозойскими Nd модельными возрастными ( $T_{DM}$ ) ( $1,06$ – $1,54$  млрд лет). Подобные изотопные характеристики, выявленные также для гранитоидов других районов Тянь-Шаня, свидетельствуют об их происхождении из мезопротерозойских или более древних коровых источников (рис. 3.11б; см. табл. 3.1). Табл. 3.1 показывает, что значения Nd модельных возрастов ( $T_{DM}$ ) хорошо согласуются со значениями Hf модельных возрастов ( $t_{HfC}$ ). Обращает на себя внимание то, что карбонатит из интрузии Зардалек (пр. 17) характеризуется наименее радиогенным изотопным составом Nd ( $\epsilon\text{Ndt} = -7,3$ ) и отчетливо радиогенным составом Sr (см. рис. 3.3, 3.10; табл. 3.1), что также установлено для щелочных пород интрузии Дарай-Пиёз, расположенной в восточной части Гиссарского сегмента [Konopelko et al., 2017].

Первичные изотопные отношения Pb в алайских породах близки к изотопным составам Pb гранитов других районов Тянь-Шаня [Chiaradia et al., 2006] со значениями отношений  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  в диапазоне от  $\sim 17,7$  до  $\sim 19,5$  (Приложение В.6). Изотопные составы алайских интрузий проецируются вблизи эволюционной кривой орогена (OR) на диаграмме, показанной на рис. 3.11в, и формируют крутой тренд между эволюционными кривыми орогена (OR) и верхней коры (UC) на диаграмме, показанной на рис. 3.11г. Большинство проб, проецирующихся на/над эволюционной кривой верхней коры (UC), относительно обогащены  $^{207}\text{Pb}$ , что свидетельствует об их происхождении из материала древней континентальной коры. Однако изотопные составы Pb двух проб монцодиоритов из Сурметашской интрузии (6А и 6В), попадающие на эволюционную кривую орогена (OR), более типичны для островодужных обстановок, в которых мантийные расплавы взаимодействуют с обогащенными  $^{207}\text{Pb}$  коровыми породами. В целом все проанализированные пробы алайских гранитоидов ложатся на линию смешения между древней континентальной корой и ювенильной мантией, подтверждая тренд, установленный для гранитоидов других районов Тянь-Шаня и Алая (см. рис. 3.11г; [Chiaradia et al., 2006]).

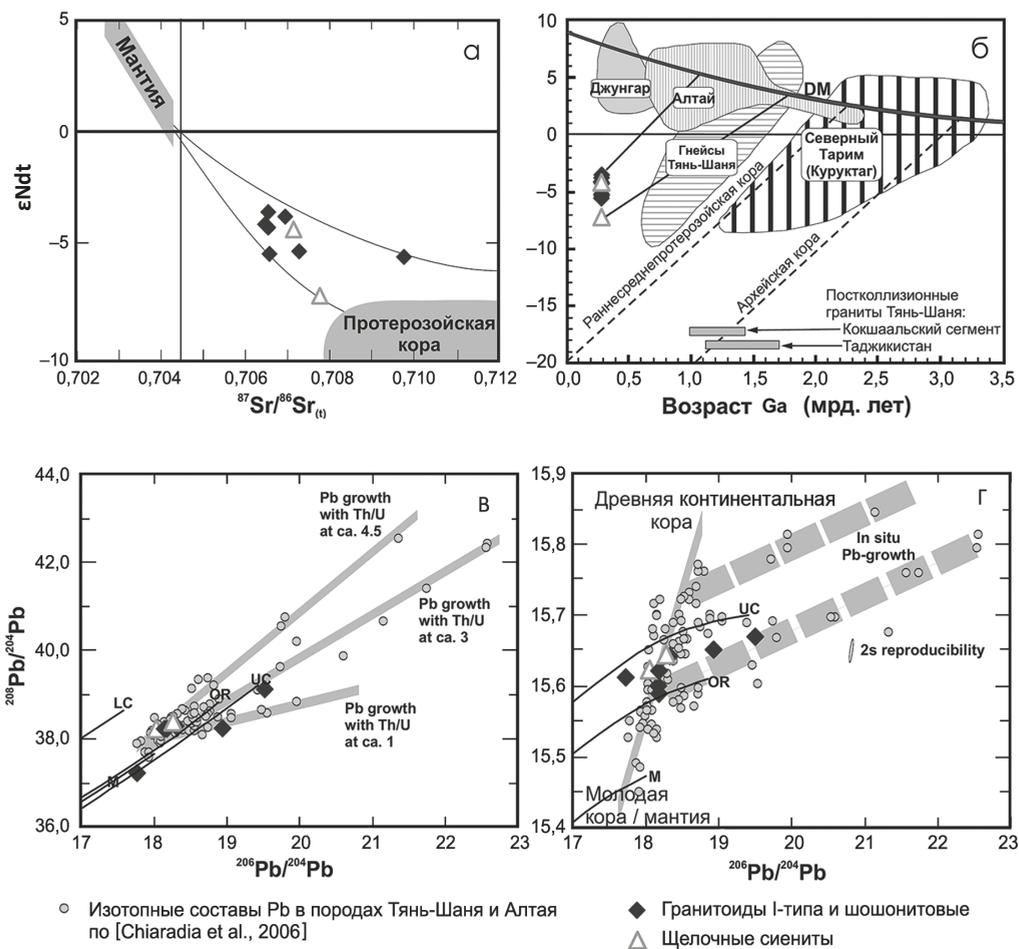


Рис. 3.11. Изотопные составы Sr, Nd, и Pb в гранитоидах Алайского сегмента:

а — диаграмма  $\epsilon\text{Ndt}$  vs.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$  с составами мантийных пород и протерозойской коры, а также линий смешения между этими двумя компонентами; б — изотопные составы Nd проанализированных проб на диаграмме  $\epsilon\text{Ndt}$  vs. возраст кристаллизации (поля изотопных составов Nd в породах Джунгара и Алтая, а также гнейсов Тянь-Шаня и северного Тарима (Куруктага) по [Копорелко et al., 2007], для сравнения вдоль горизонтальной оси показаны Nd модельные возрасты гранитов соседних районов таджикского Тянь-Шаня [Копорелко et al., 2012; 2015; 2017] и Кокшаальского сегмента Южного Тянь-Шаня на территории Кыргызстана [Копорелко et al., 2007]; поля эволюции ранне- и среднепротерозойской и архейской коры по [Jahn et al., 2000]; эволюция изотопного состава Nd в деплетированной мантии по [De Paolo, 1981]; в — первичные значения отношений  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  с линиями, показывающими рост Pb *in situ* в породах с разными отношениями Th/U; г — первичные значения отношений  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  с пунктирными линиями, показывающими рост Pb *in situ*; смешение ювенильного материала и вещества древней коры схематически показано непрерывной серой линией, вдоль которой проецируются изотопные составы Pb в породах Алтая и Тянь-Шаня, причем последние характеризуются значительно более коровыми значениями изотопных отношений Pb

### § 3.3. Петрогенезис и геодинамическая обстановка формирования раннепермских постколлизийных интрузий Алайского сегмента

Особенности и причины геохимического разнообразия постколлизийных магматических серий Алайского сегмента обсуждались многими авторами [Стратифицированные... 1982; Nenakhov et al., 1991; Ненахов, Белов, 1996; Соломович, 1997; Solomovich, 2007]. Наличие в этом регионе четырех геохимически контрастных серий, включающих: 1) гранитоиды I-типа; 2) шошонитовые гранитоиды; 3) высокоглиноземистые граниты, близкие к S-типу; 4) щелочные породы и карбонатиты, образование которых было совмещено во времени и пространстве, иллюстрируется детальными геологическими картами, одна из которых представлена на рис. 3.5. Гранитоиды I-типа и шошонитовые гранитоиды, часто присутствующие в одних и тех же массивах, представлены как мафическими, так и кислыми породами с содержаниями  $\text{SiO}_2$  в диапазоне от 53 до 73 вес. %. Граниты, близкие к S-типу, представлены в основном кислыми высокоглиноземистыми разновидностями. Щелочная серия представлена не только нефелиновыми сиенитами, недосыщенными кремнеземом, но и умеренно глиноземистыми кварцсодержащими гранитоидами. Большинство составов пород всех четырех комплексов характеризуется повышенной щелочностью и попадает в поле высококалиевых и шошонитовых серий (см. рис. 3.6, 3.7). Как мафические, так и кислые разновидности пород шошонитовой серии и серии I-типа характеризуются единообразными спектрами распределения REE и редких элементов с резким обогащением легкими REE и литофильными элементами, а также с отчетливыми отрицательными аномалиями Ta, Nb и Ti, типичными для пород шошонитовых серий (см. рис. 3.8).

Для пяти разновидностей магматических пород, включая четыре пробы шошонитовых гранитоидов и гранитоидов I-типа из Сурметашской и Исфайрамской интрузий и один гранодиорит из Ляйлякского массива, установлены U-Pb возрасты по цирконам в интервале 281–287 млн лет (см. табл. 3.1, рис. 3.9), совпадающие с возрастом 284 млн лет, полученным для интрузии Беляули в восточной части Алайского сегмента [De Grave et al., 2012]. Возраст  $287 \pm 4$  млн лет, полученный для гранодиорита Ляйлякского массива (см. табл. 3.1, рис. 3.9), который прорывает мигматизированные гнейсы и сланцы в западной части Алайского сегмента, не отличим от возрастов около 290 млн лет, полученных для высокоглиноземистых гранитоидов, прорывающих мигматизированные гнейсы Гармского блока, расположенного к западу от исследуемой территории (см. рис. 3.2) [Konopelko et al., 2015; Worthington et al., 2017]. Более молодой и менее точный возраст 275 млн лет, полученный для сиенит-порфира, прорывающего сиениты Исфайрамской интрузии (см. рис. 3.9), близок к возрастам в диапазоне 263–275 млн лет, полученным для небольших гранитных интрузий на южных склонах Алайского хребта [De Grave et al.,

2012; Käßner et al., 2017], и к возрасту 267 млн лет, полученному для щелочного массива Дарай-Пиёз [Konopelko et al., 2017]. Этот возрастной интервал совпадает с возрастными постколлизийными интрузиями других районов Тянь-Шаня, определяя главный импульс постколлизийного магматизма в интервале 290–280 млн лет и постепенное затухание магматизма в последующие 20 млн лет (см.: [Konopelko et al., 2007; 2008; Seltnann et al., 2011; Dolgorolova et al., 2017]). Возраст 267 млн лет, установленный с помощью датирования цирконов для щелочной интрузии Дарай-Пиёз [Konopelko et al., 2017], значительно древнее основанных на датировании флогопита возрастов в интервале 198–227 млн лет, полученных для карбонатитов Матчинского комплекса [Vrublevskii et al., 2017]. Близкие триасовые возрасты, недавно определенные с помощью различных геохронологических методов для восточной части Гиссарского сегмента и соседних террейнов [Käßner et al., 2017; Jepsen et al., 2018a; 2018b; 2018c; 2018d; Glorie et al., 2019], вероятно отражают переустановку изотопных систем в результате более молодых тектонических событий на южных границах Евразии в триасе — ранней юре, включающих, в частности, закрытие Рушанского океана и коллизию с Цянгангским блоком [Jepsen et al., 2018a; Konopelko, Aрауаров, 2018].

Изотопные составы Sr-Nd-Pb, проанализированные в девяти пробах гранитоидов Алайского сегмента, характеризуются близкими значениями  $\epsilon_{\text{Nd}t}$  от -7,3 до -3,5, мезопротерозойскими (с одним исключением) Nd модельными возрастными  $T_{\text{DM}}$  в диапазоне 1,06–1,54 млрд лет и первичными отношениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в диапазоне 0,7064–0,7097 (см. табл. 3.1, рис. 3.11). Изотопный состав Hf в цирконах, проанализированный в шести пробах, характеризуется близкими к нулю значениями  $\epsilon_{\text{Hf}t}$  и мезопротерозойскими модельными возрастными ( $t_{\text{Hf}c}$ ) в диапазоне 1,1–1,6 млрд лет (см. табл. 3.1, рис. 3.11). Таким образом, изотопные составы Sr-Nd-Pb-Hf в гранитоидах алайских интрузий указывают на происхождение из докембрийских коровых источников, что также является характерной чертой постколлизийных интрузий других районов Тянь-Шаня (см.: [Dolgorolova et al., 2017; Konopelko et al., 2013; 2017]).

Геодинамическая обстановка, в которой сформировались раннепермские интрузии Алайского хребта, до сих пор является предметом дискуссий. Ненахов с соавторами предположил, что геохимически контрастные магматические серии Алайского сегмента образовались над крутопадающей на юг зоной субдукции на южной активной окраине Туркестанского океана [Особенности изучения..., 1992]. Однако большинство исследователей признает, что в конце палеозоя южная окраина Туркестанского океана представляла собой пассивную окраину [Biske, 2015]. Ранее нами [Konopelko et al., 2007; Конопелько и др., 2011] была предложена модель, объясняющая формирование постколлизийных интрузий на бывшей пассивной окраине Туркестанского океана в результате апвеллинга астеносферы вдоль транскоровых зон сдвига (рис. 3.12а). Эта модель первоначально была предложена для объяснения происхождения

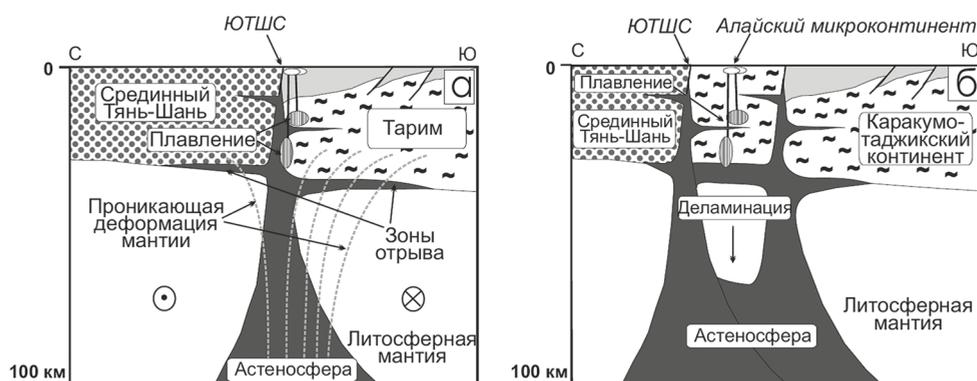


Рис. 3.12. Тектонические модели образования постколлизийных гранитоидов в Кокшаальском и Алайском сегментах Южного Тянь-Шаня:

а — Кокшаальский сегмент, где постколлизийный магматизм объясняется возникновением крупно-амплитудных сдвигов на постколлизийном этапе, а сдвиговые напряжения приводят к возникновению обстановки растяжения и появлению в основании коры субгоризонтальных зон отрыва; б — Алайский микроконтинент после герцинской коллизии, зажатый между двумя крупными субширотными сутурами, с последующей деламинацией его литосферной мантии и образованием геохимически контрастных постколлизийных магматических серий в результате поднятия горячего вещества астеносферной мантии и его взаимодействия с различными коровыми протолитами. ЮТШС — Южно-Тянь-Шаньская сутура

постколлизийных гранитоидных интрузий Кокшаальского сегмента Южного Тянь-Шаня, сформированного в результате фронтальной коллизии Таримского микроконтинента со Срединным Тянь-Шанем (см. рис. 3.1). Однако постколлизийные интрузии Алайского сегмента, представленные шошонитовыми гранитоидами и гранитоидами I-типа в комбинации с высокоглиноземистыми гранитоидами, ассоциирующими с областью метаморфизма амфиболитовой фации, существенно отличаются от постколлизийных магматических серий Кокшаальского сегмента, где преобладают А-граниты [Бискэ, Конопелько, 2002; Solomovich, 2007; Konopelko et al., 2007; 2009]. Разные составы постколлизийных магматических серий Алайского и Кокшаальского сегментов можно объяснить на основе детальных геохимических и геохронологических данных, полученных недавно несколькими авторами [Dolgopolova et al., 2017; Konopelko et al., 2015; 2017; Käbner et al., 2017; Worthington et al., 2017] для надсубдукционного (320–300 млн лет) и последующего постколлизийного (290–280 млн лет) магматизма, сопряженного с метаморфизмом амфиболитовой фации, на северной активной окраине Гиссарского бассейна, остатки которой хорошо сохранились в соседнем Гиссарском сегменте Южного Тянь-Шаня. Мы предполагаем, что, подобно Гиссарскому сегменту, постколлизийные интрузии Алайского сегмента могли сформироваться на бывшей активной окраине Гиссарского бассейна или его аналога, где следы надсубдукционного магматизма с возрастом 300–320 млн лет были уничтожены эрозией в зоне субдукции, как было предложено Алексеевым с соавторами [Alexeiev et al., 2016] для Средин-

ного Тянь-Шаня к востоку от Таласо-Ферганского разлома, или позднее в результате мезокайнозойской коллизии с террейнами Памира, надвигающимися с юга. Это предположение подтверждается наличием нескольких зерен ксеногенного магматического циркона с возрастaми 300–320 млн лет в пробах 11 и 9 (Приложение В.4), которые могли представлять материал рециклированных надсубдукционных магматических серий. Таким образом, в течение среднего и позднего карбона Алайский сегмент, вероятно, представлял собой микроконтинент с докембрийским основанием, расположенный между Туркестанским океаном с севера и предполагаемым небольшим океаническим или рифтовым бассейном с юга. Согласно этой модели, показанной на рис. 3.126, после герцинской коллизии Алайский микроконтинент оказался расположен между двумя крупными субширотными сутурами, что привело к деламинации его литосферной мантии и образованию геохимически контрастных постколлизийных магматических серий в результате взаимодействия поднимающегося горячего вещества астеносферной мантии с различными коровыми протолитами.

### § 3.4. Основные выводы

Раннепермские интрузии Алайского сегмента сложены четырьмя геохимически контрастными сериями пород, включающими: 1) гранитоиды I-типа, 2) шошонитовые гранитоиды, 3) высокоглиноземистые граниты, близкие к S-типу, и 4) щелочные породы и карбонатиты. Эти четыре серии тесно ассоциированы друг с другом в пространстве и иногда наблюдаются в пределах одних и тех же массивов.

Тектоническая позиция интрузий и новые геохронологические данные свидетельствуют о том, что породы всех четырех магматических серий Алайского сегмента сформировались практически одновременно в постколлизийной обстановке. Новые датировки в диапазоне 287–281 млн лет, полученные для пяти проб U-Pb методом по цирконам, а также ранее опубликованные возрастa указывают на относительно узкий временной диапазон главного импульса постколлизийного магматизма (290–280 млн лет), что также было установлено для других сегментов Южного Тянь-Шаня.

Возраст  $287 \pm 4$  млн лет, полученный для высокоглиноземистого гранодиорита Ляйлякского массива, расположенного среди мигматизированных гнейсов Зеравшано-Алайского блока, совпадает в пределах ошибки с возрастaми высокоглиноземистых гранитов Гармского метаморфического блока, расположенного в восточной части Гиссарского сегмента.

Изотопные составы Sr-Nd-Pb-Hf в породах алайских интрузий указывают на их происхождение из коровых источников с возрастaми 1,1–1,6 млрд лет, что позволяет предположить наличие в основании Алайского сегмента Южного Тянь-Шаня мезопротерозойской или более древней докембрийской коры.

Постколлизийный магматизм Алайского сегмента характеризуется внедрением известково-щелочных (гранитоидов I-типа и шошонитовых) гранитоидов в комбинации с высокоглиноземистыми гранитами, приуроченными к зонам метаморфизма амфиболитовой фации. Он существенно отличается от постколлизийного магматизма соседнего Кокшаальского сегмента, где преобладают А-граниты. Предполагается, что, в отличие от Кокшаальского сегмента, сформированного на бывшей пассивной окраине Таримского кратона, Алайский сегмент, вероятно, представлял собой микроконтинент, который в среднем и позднем карбоне располагался между Туркестанским океаном на севере и гипотетическим океаническим бассейном на юге. Таким образом, после герцинской коллизии Алайский микроконтинент оказался зажат между двумя крупными субширотными сутурами, что привело к деляминации его литосферной мантии и образованию геохимически контрастных постколлизийных магматических серий в результате поднятия горячего вещества астеносферной мантии и его взаимодействия с различными коровыми протолитами.

## Глава 4

# ПАЛЕОЗОЙСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ЮЖНОГО И СРЕДИННОГО ТЯНЬ-ШАНЯ НА ТЕРРИТОРИИ УЗБЕКИСТАНА

### § 4.1. Особенности геологического строения западного Тянь-Шаня на территории Узбекистана и выбор объектов исследования

На территории Узбекистана расположены самые западные выходы протяженного пояса герцинид Тянь-Шаня. В Восточном Узбекистане палеозойские формации обнажаются в Гиссарском и Зеравшанском хребтах и в горах Чаткало-Кураминского региона, а в Западном Узбекистане выходы палеозойских слагают относительно небольшие возвышенности южных и центральных Кызылкумов и района Султан-Увайса (рис. 4.1). В отличие от хребтов Туркестана-Алая и Кокшаала, описанных в предыдущих главах, на территории Узбекистана обнажены не только герциниды Южного Тянь-Шаня, которые формировались на южной пассивной окраине Туркестанского океана, но и образования северной активной окраины этого океана, хорошо сохранившиеся в Чаткало-Кураминском блоке Срединного Тянь-Шаня. Кроме того, Каракумский континент, составляющий южную окраину Туркестанского океана на территории Узбекистана, в отличие от расположенного к востоку Тарима, не представлял собой единый жесткий блок и был разбит на несколько микроконтинентов, палеозойская история которых также доступна для изучения в этом регионе. На территории Узбекистана в горах Султан-Увайса находятся самые западные выходы герцинид Тянь-Шаня, которые являются единственным коренным выходом палеозойского фундамента в районе предполагаемого сочленения Тянь-Шаня и Урала. Хотя принадлежность палеозойских формаций Султан-Увайса к Южному или Срединному Тянь-Шаню остается предметом дискуссии, этот район представляет особый интерес для расшифровки структуры сочленения складчатых сооружений Тянь-Шаня и Урала.



Рис. 4.1. Тектоническая схема западного Тянь-Шаня на территории Узбекистана с указанием наиболее крупных рудных месторождений региона. На врезках — изученные районы

В соответствии с вышеизложенными особенностями геологического строения западного Тянь-Шаня на территории Узбекистана для изучения верхнепалеозойских гранитоидных серий этого обширного региона были выбраны участки, или террейны, подробно описанные в § 4.2 (см. рис. 4.1). Самые западные и наименее изученные выходы герцинид были исследованы в районе гор Султан-Увайса. Надсубдукционные гранитоиды северной активной окраины Туркестанского океана были изучены в Чаткало-Кураминском блоке Срединного Тянь-Шаня. Магматические серии южной пассивной окраины Туркестанского океана были изучены в Кызылкумо-нуратинском и Гиссарском сегментах Южного Тянь-Шаня. Хотя в этих сегментах преимущественно развиты раннепермские постколлизийные гранитоиды, в южном Гиссаре нами также были изучены карбоновые надсубдукционные комплексы, свидетельствующие о деструкции Каракумского континента в палеозое и о более сложной истории южной пассивной окраины Туркестанского океана в этой части Тянь-Шаня. Наконец, в последнем разделе этой главы петрогенезис, геодинамическая обстановка формирования и металлогения постколлизийных интрузий Кызылкумо-Нуратинского сегмента Южного Тянь-Шаня подробно рассматриваются на примере многофазного Кошрабадского массива, расположенного в хребте Северный Нуратау, с которым связано крупное месторождение золота Зармитан.

## § 4.2. Геологическое описание изученных террейнов и отбор проб

### 4.2.1. Султан-Увайс

Горы Султан-Увайс, в которых обнажаются самые западные выходы палеозойских пород Тянь-Шаня, традиционно рассматривались в качестве ключевого объекта для понимания связи между структурами Урала и Тянь-Шаня [Бухарин и др., 1964; 1987; Гарьковец, 1969; 1970; 1975; Шульц, 1972; 1991; Лутц, Фельдман, 1992; Савчук, 1987; 1990; 1992; 1999; Савчук и др., 1991; 1997; Эз, 1999; 2000; Морозов, 2001]. Поскольку породы Султан-Увайса сильно метаморфизованы и деформированы, их происхождение и возраст оставались плохо изученными. Три главных тектонических единицы, выделяемые в пределах Султан-Увайса, включают с запада на восток комплексы Шейхджейли, Султануиздаг и Каракудук (рис. 4.2) [Савчук и др., 1997]. Все три комплекса сложены тектоническими покровами с преобладающим направлением надвигов на юго-юго-восток в восточной части Султан-Увайса и на западо-северо-запад в его западной части, что определяет переход от меридиональных структур, характерных для Урала, к широтным структурам, характерным для Тянь-Шаня. Степень метаморфизма меняется от зеленосланцевой фации в северо-западной части Султан-Увайса до ставролит-биотит-кианитовой субфации амфиболитовой фации в его юго-восточной части [Эз, 1999]. По данным палеонтологических определений, большая часть пород Султан-Увайса имеет нижнесреднедевонский возраст [Морозов, 2001].

Комплекс Шейхджейли сложен мощными толщами кислых и средних вулканогенных пород с подчиненными прослоями карбонатов общей мощностью около 5500 м [Савчук и др., 1997]. Карбонатные породы из низов комплекса Шейхджейли имеют позднесилурийские (лудловский отдел) палеонтологические возрасты [Савчук и др., 1997], а карбонатные породы из верхов комплекса датированы средним и верхним девоном (фаменский ярус) [Шульц, 1972]. Интрузии комплекса Шейхджейли представлены серпентинизированными телами ультраосновных пород в низах комплекса и массивом габбродиоритов, кварцевых диоритов и плагиогранитов Шейхджейли, который считается комагматичным по отношению к окружающим его среднедевонским вулканитам [Савчук и др., 1997]. Возраст, химический и изотопный составы катаклазированного плагиогранита массива Шейхджейли изучен нами в пробах Т6-007 [Dolgorolova et al., 2017].

Комплекс Султануиздаг сложен мощной (3500–4000 м) толщей преимущественно глинистых метаосадков и амфиболитов, которые обычно рассматривались как метабазалты (см.: [Шульц, 1972; Савчук и др., 1997]), с небольшим количеством карбонатных прослоев. Карбонатные прослои из нижних и средних частей комплекса палеонтологическими методами были датированы

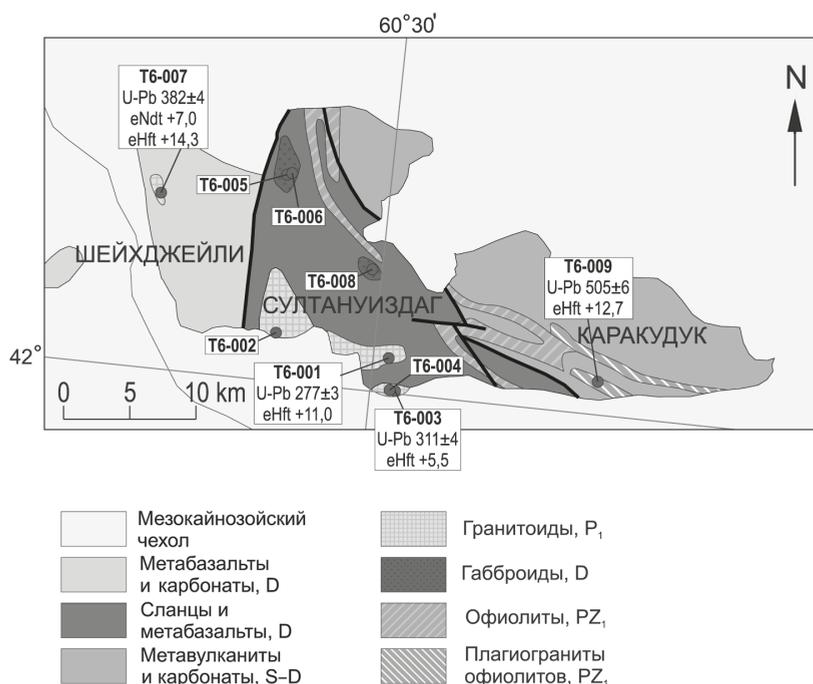


Рис. 4.2. Геологическая схема хребта Султан-Увайс с точками опробования, на которую вынесены результаты U-Pb датирования и Hf-Nd изотопные данные

как нижнедевонские [Савчук и др., 1997]. Интрузии Тебинбулак и Джамансай, находящиеся в пределах комплекса Султануиздаг, обычно рассматриваются как крупные аллохтонные блоки в тектоническом меланже, сложенном окружающими сланцами [Савчук и др., 1997; Морозов, 2001]. Нами были изучены измененное габбро (пр. T6-005) и анортозит (пр. T6-006) из массива Тебинбулак, сложенного преимущественно перидотитами и горнблендитами с небольшим количеством габбро и габбродиоритов, и монцодиорит (пр. T6-008) из габбросиенитовой интрузии Джамансай [Dolgoplova et al., 2017]. Оба массива обычно рассматриваются как фрагменты девонской океанической коры, а их относительно обогащенные калием составы объясняются формированием в задуговом бассейне [Савчук и др., 1997]. Позднекинематическая гранодиоритовая интрузия Актау частично перекрыта мезозойскими осадками и образует два выхода в южной части Султануиздага, которые известны как Западный и Восточный Актау и представлены пробами T6-001 и T6-002. Наконец, пробы T6-003 и T6-004 были взяты в самой южной части Султануиздага из истемесских (дарбазских) ортогнейсов, которые ранее предположительно рассматривались как выходы древнего основания [Эз, 1999; Стратифицированные..., 2000].

Основным компонентом комплекса Каракудук является казансайский офиолит, сложенный отложениями трех свит, включающих снизу вверх: 1) тектонический меланж с блоками кремней, перидотитов и габбро в серпентинитовом матриксе; 2) амфиболиты, сформированные в результате метаморфизма основных и средних вулканитов и вулканогенных пород с небольшим количеством кремней; 3) карбонаты, известково-силикатные породы и метаморфизованные терригенные породы. Общая мощность осадочных толщ комплекса Каракудук составляет 1000–2000 м. Палеонтологический возраст карбонатных прослоев из верхней свиты варьирует от нижнего до среднего (эйфельский ярус) девона [Савчук и др., 1997]. Некоторые авторы рассматривали массивы Тебинбулак и Джамансай, расположенные в пределах комплекса Султануиздаг, в качестве крупных аллохтонных фрагментов каракудукских офиолитов, надвинутых на юго-юго-западе (см.: [Савчук и др., 1997; Морозов, 2001]). Несколько тел деформированных гранитоидов, вытянутых в западо-северо-западном направлении согласно простиранию окружающих серпентинитов и амфиболитов, залегают в породах двух нижних свит комплекса Каракудук [Стратифицированные..., 2000]. Нами изучен катаклазированный плагиогранит одного из этих тел: интрузии Кахралысай (пр. Т6-009, см. рис. 4.2).

#### **4.2.2. Кызылкумо-Нуратинский сегмент Южного Тянь-Шаня**

Выходы герцинид в хребтах Северный и Южный Нуратау и пустыне Кызылкумы выделяются в качестве Кызылкумо-Нуратинского сегмента Южного Тянь-Шаня, сложенного формациями южной пассивной окраины Туркестанского океана, существовавшего до позднего карбона (см. рис. 4.1, 4.3–4.6) [Biske, Seltmann, 2010]. Северная граница Южного Тянь-Шаня представлена Южно-Тянь-Шаньской сутурой, отмеченной выходами офиолитов. Сутура обнажается в хребте Северный Нуратау и, по данным геофизики и бурения, прослеживается под мезокайнозойским чехлом Кызылкумов. Южнотяньшаньский террейн пересекается западным продолжением Фан-Каратегинского пояса верхнепротерозойских и нижнепалеозойских метабазальтов [Volkova, Budanov, 1999; Worthington et al., 2017], с которым, возможно, также связаны серпентиниты хребта Южный Нуратау и метавулканиты гор Кульджуктау в Кызылкумах. Фан-Каратегинский пояс предположительно маркирует еще одну палеозойскую сутуру, которая западнее в Гиссарском сегменте Южного Тянь-Шаня, возможно, совпадает с Зеравшанским разломом [Biske, Seltmann, 2010]. К северу от этой сутуры, в хребте Северный Нуратау, описаны выходы плохо изученных метаморфических пород, которые некоторыми авторами (см.: [Стратифицированные..., 2000]) рассматриваются в качестве фрагментов допалеозойского основания южнотяньшаньского террейна. Однако кроме Северного Нуратау это основание нигде не обнажено.

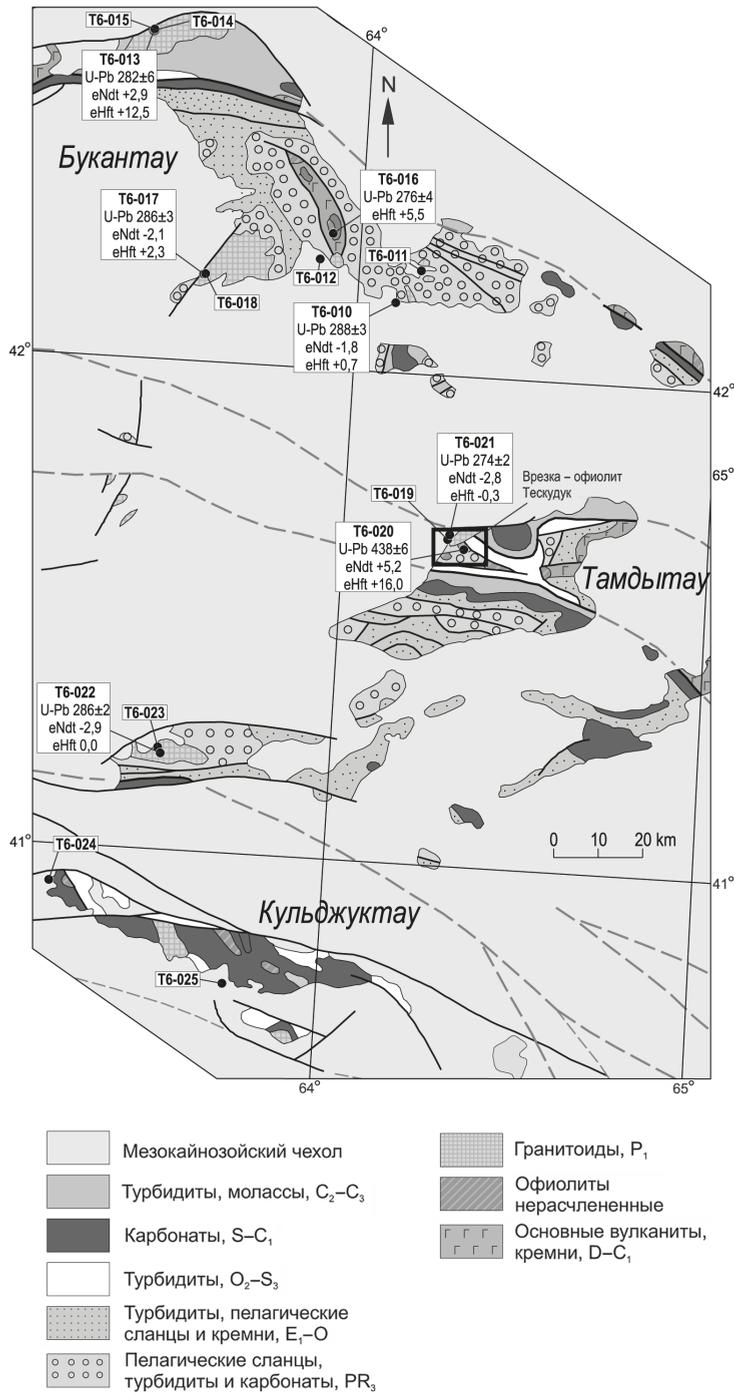


Рис. 4.3. Геологическая схема северной части Кызылкумов с точками опробования, на которую вынесены результаты U-Pb датирования и Hf-Nd изотопные данные

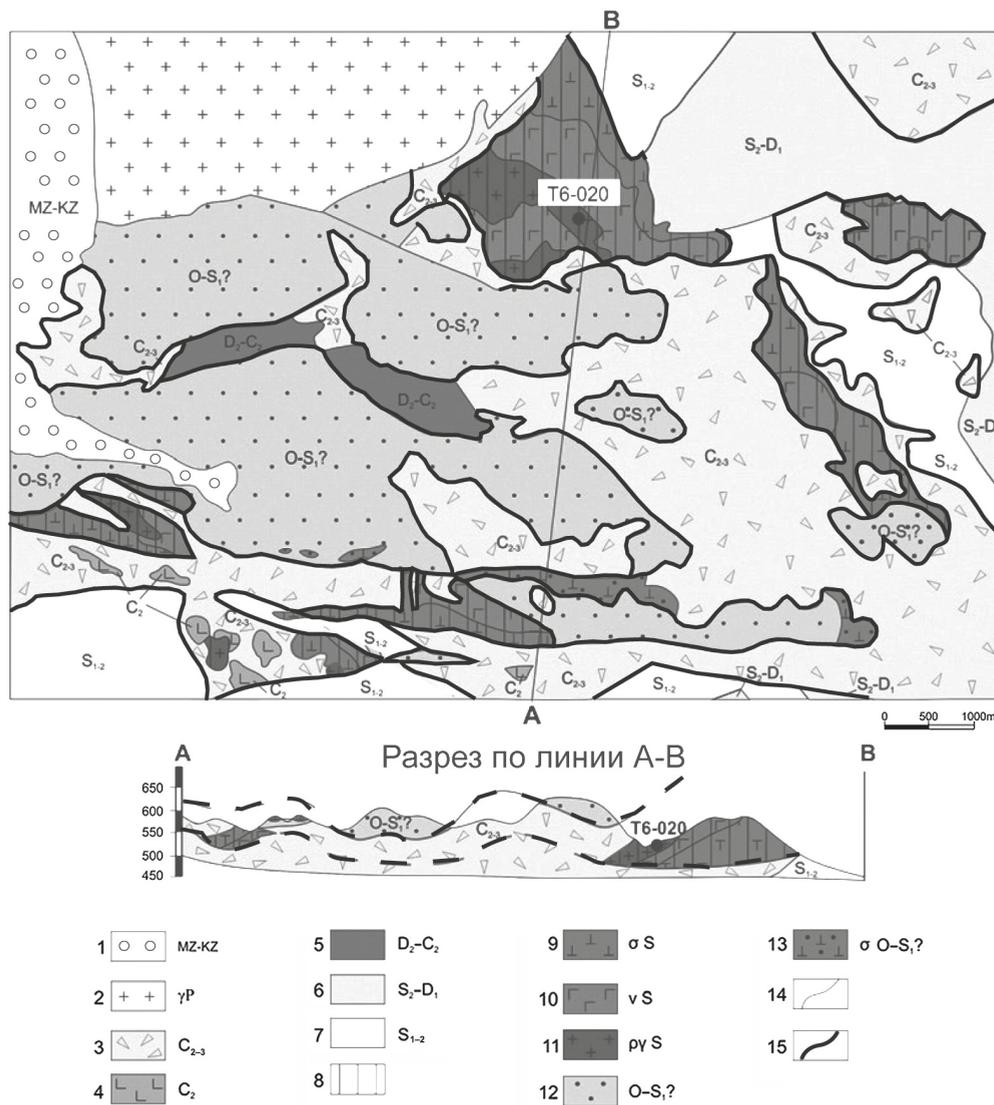


Рис. 4.4. Геологическая схема и разрез через офиолит Тескудук в горах Тамдытау (см. врезку на рис. 4.3; геологическая основа по [Dolgoplova et al., 2017]):

1 — мезокайнозойский чехол; 2 — северотамдынский комплекс лейкократовых гранитов; 3 — олигостромы аякумарской свиты (алевролиты и песчаники с олистолитами известняков, доломитов, амфиболитов и габбро); 4 — вулканогенно-осадочная свита сангрунтау (андезиты, дациты, их туфы и алевролиты); 5 — елемесащинская свита базальтов и трахибазальтов; 6 — кынгырская свита (алевролиты, песчаники, конгломераты, известняки); 7 — кушкумбайская вулканогенно-осадочная свита (андезиты, базальты, туффиты, песчаники, алевролиты); 8 — офиолитовый комплекс Тескудук (включая: 9 — серпентинизированные ультрабазиты, 10 — габбро, габбродиориты и диориты, 11 — плагиограниты, 12 — учкудукская вулканогенно-осадочная свита (амфиболиты, сланцы, доломиты, кремни, кварциты), 13 — учкудуктауская свита (серпентиниты и габбро)); 14 — геологические границы, 15 — тектонические нарушения

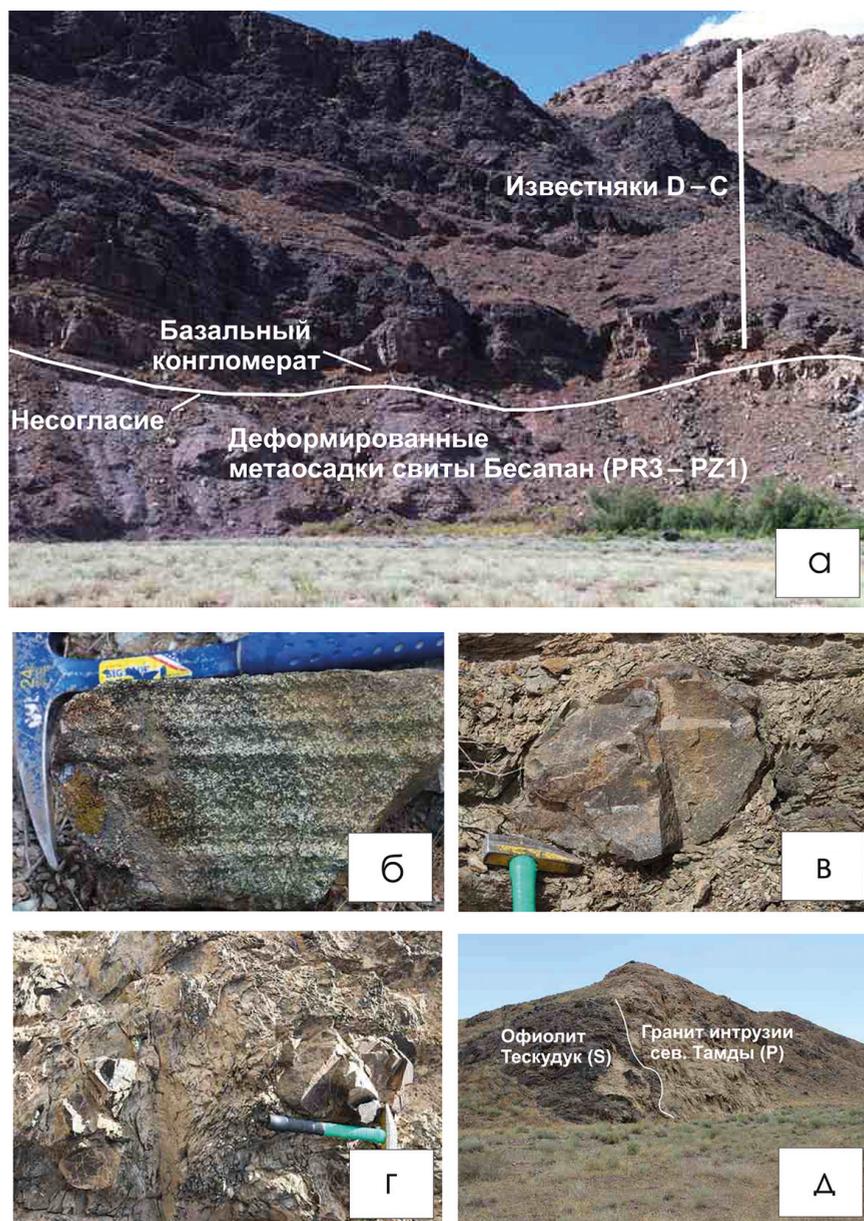


Рис. 4.5. Полевые фотографии наиболее важных комплексов пород Кызылкум-Нуратинского сегмента в горах Тамдытау:

а — толща известняков девона и карбона, несогласно с базальными конгломератами перекрывающая деформированные верхнепротерозойско-нижнепалеозойские метаосадки бесапанской свиты; б — расслоенное габбро силурийского офиолита Тескудук; в — карбоновые турбидиты с олистолитами различных пород; г — ассоциирующие с ними карбоновые подушечные базальты; д — пермский постколлизийный гранит северотамдынской интрузии, секущий мафические породы силурийского офиолита Тескудук

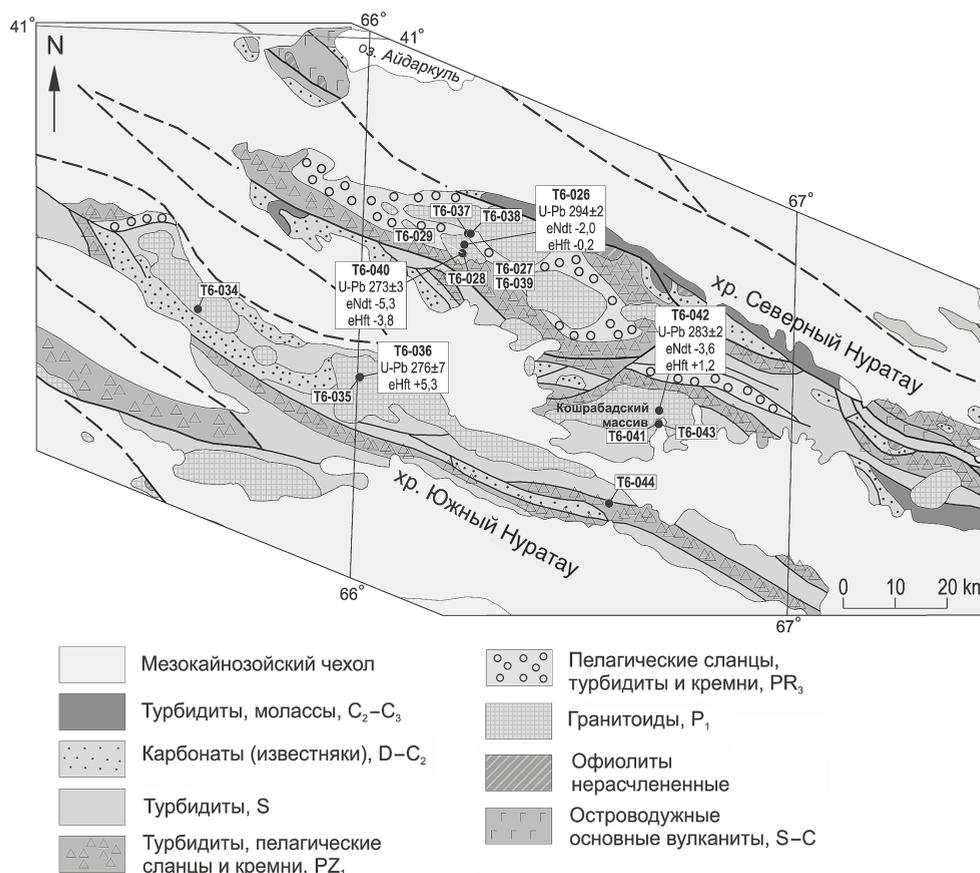


Рис. 4.6. Геологическая схема хребтов Северный и Южный Нуратау с точками опробования, на которую вынесены результаты U-Pb датирования и Hf-Nd изотопные данные

Имеющиеся данные по изотопному составу свинца в палеозойских гранитах [Chiaradia et al., 2006] и возрастам обломочных и ксеногенных цирконов [Seltmann et al., 2011; Миркамалов и др., 2012], а также наличие верхнеордовикских и нижнесилурийских (лландоверийский ярус) кварцевых песчаников и доломитов в основании осадочного чехла [Расчленение..., 1976; Стратиграфический словарь..., 2001] указывает на верхнепротерозойский возраст фундамента Кызылкумо-Нуратинского сегмента Южного Тянь-Шаня. Обширные области в пустыне Кызылкумы и в северонуратинских горах сложены мощными толщами верхнепротерозойских и нижнепалеозойских терригенных осадков пассивных окраин [Абдуазимова и др., 1969; 1982; 1983; Абдуллаев и др. 1987; Рифтогенез..., 1989], включая черные сланцы свиты БесAPAN, вмещающие месторождение золота Мурунтау [Мухин и др., 1988; Пак, 1994; Kempe et al., 2015; 2016]. Было выявлено [Миркамалов и др., 2012; Koporelko et al., 2015], что сланцы свиты БесAPAN и метаосадки Гиссарского сегмента Южного Тянь-Шаня имеют

близкие источники и возрасты (520–580 млрд лет), а это указывает на развитие обширных участков Южного Тянь-Шаня в примерно одинаковых условиях пассивной окраины в вернепротерозойское и нижнепалеозойское время.

Деформированные и метаморфизованные толщи вернепротерозойских и нижнепалеозойских терригенных осадков с несогласием перекрываются мощными известняками девона — нижнего карбона, которые являются частью протяженного Букантау-Кокшаальского пояса карбонатных платформ [Biske, Seltmann, 2010].

В процессе позднепалеозойской коллизии в Кызылкумо-Нуратинском сегменте, как и в других сегментах Южного Тянь-Шаня, образовались многочисленные покровы девонских и карбоновых известняков, надвинутых в южном направлении на значительно более деформированные и метаморфизованные породы вернепротерозойского и нижнепалеозойского основания [Сабдюшев, Усманов, 1971]. Однако в некоторых участках гор Аристантау и Тамдытау в северных Кызылкумах позднепалеозойские карбонаты, с несогласием перекрывающие деформированные породы нижнепалеозойского основания, почти не затронуты надвиговой тектоникой. Фотография верхнепалеозойских известняков, несогласно с базальными конгломератами перекрывающих деформированные вернепротерозойские — нижнепалеозойские метасадки бесапанской свиты в горах Тамдытау, приведена на рис. 4.5.

Покровы в северной части Кызылкумов часто также включают крупные блоки офиолитов [Мухин, 1976; Мухин, Каримов, 1989; Мухин и др., 1985; 1988; 1989; 1991]. Нами изучено габбро (пр. Т6-020) из офиолитового комплекса Тескудук в горах Тамдытау. Детальная геологическая схема офиолита Тескудук, который сложен в различной степени метаморфизованными перидотитами, габброидами и плагиогранитами, с местом отбора пробы Т6-020 показана на рис. 4.4, а фотография габбро из расслоенного комплекса — на рис. 4.5б. В хребте Северный Нуратау тела офиолитов маркируют северонуратинский разлом, который является частью Южно-Тянь-Шаньской сутуры [Nurtaev et al., 2013]. Для метагаббро из офиолитового комплекса в хребте Северный Нуратау был получен возраст 448 млрд лет [Миркамалов и др., 2012].

Южный Тянь-Шань представлял собой пассивную окраину Туркестанского океана, которая начиная с рифея до позднепалеозойской коллизии развивалась без существенных проявлений магматической активности [Рахматуллаев, 1992; Миркамалов и др., 2012; Seltmann et al., 2011]. Однако в западной части Кызылкумо-Нуратинского сегмента Южного Тянь-Шаня несколько площадей развития вулканитов закартированы средним карбоном [Мухин, Каримов, 1989; Мухин и др., 1991; Ахмедов, 1978; 1985, Стратифицированные..., 2000]. Эти вулканиты преимущественно базальтового состава относительно широко развиты в горах Сангрунтау и Букантау, что позволило некоторым авторам предположить наличие падающей на юг зоны субдукции [Атлас моделей..., 2010; Миркамалов и др., 2013; 2014; 2018]. Однако наши полевые на-

блюдения показали, что подушечные базальты являются членом микститового комплекса, в котором они размещены во флишоидном матриксе предположительно раннесреднекарбонового возраста вместе с олистолитами верхнепалеозойских известняков, силурийских офиолитов и других пород. С нашей точки зрения, весь этот комплекс сформировался в условиях глубоководного жлоба и был надвинут в южном направлении вместе с офиолитами в процессе позднепалеозойской коллизии. Фотографии позднекарбоновых флишоидных осадков с олистолитами подушечных базальтов и других пород в горах Тамдытау приведены на рис. 4.5в, 4.5г.

В ранней перми весь Южный Тянь-Шань был охвачен разнообразным, преимущественно гранитоидным, постколлизийным магматизмом [Савчук и др., 1991]. Раннепермские граниты секут все палеозойские формации Южного Тянь-Шаня. Секущие взаимоотношения постколлизийных гранитов Северо-Тамдынского массива с основными породами силурийского офиолитового комплекса Тескудук иллюстрируются фотографией, приведенной на рис. 4.5д. Постколлизийные интрузии, занимающие до 70% площади докембрийского эрозионного среза, сложены геохимически контрастными гранитоидами I, S и A типов, а также небольшими телами нефелиновых сиенитов и трубками основного состава [Формационный анализ..., 1975; Ахмедов, 1997; Стратифицированные..., 2000; Далимов, Ганиев, 2010; Seltmann et al., 2011]. Нами была изучена алмазоносная абсарокит-пикритовая трубка Карашохо в северных Кызылкумах [Golovko, Kaminsky, 2010]. Так как в основных породах трубки Карашохо были установлены только ксеногенные цирконы [Seltmann et al., 2011], для определения возраста была дополнительно опробована дайка лейкогранитов мощностью 10–15 м (пр. Т6-016), которая сечет основные породы трубки Карашохо. Кроме того, чтобы дополнить результаты геохронологических и геохимических исследований, опубликованные нами ранее [Конопелько и др., 2011; Seltmann et al., 2011], было дополнительно отобрано 27 проб из постколлизийных интрузий Кызылкумо-нуратинского региона (Приложение Б.4). Опробованные постколлизийные интрузии с севера на юг включают тоналит-трондьемитовый массив Бокалы в северной части гор Букантау, а также интрузии Алтынтау, Саутбай и Турбай в южном Букантау (см. Приложение Б.4, рис. 4.3). Массив Алтынтау являлся источником урана для месторождения Учкудук. Аджиктинский и Северо-Тамдынский массивы в горах Тамдытау являются ближайшими выходами гранитов в окрестностях месторождения золота Мурунтау [Бертман, 1975; 1976; 1990; Мирходжаев и др., 1972; 1979; Метаморфические..., 1977; Пак, 1990; 1991; 1994; Ушаков, 1991; 1997; 1999]. Ауминзатинская интрузия представляет собой ближайший выход гранитов в окрестностях месторождений золота в горах Ауминзатау [Рудные месторождения Узбекистана, 2001; Далимов, Ганиев, 2010; Котов, Порицкая, 1990; 1991; Kempe et al., 2016]. Еще южнее в горах Кульджуктау были опробованы основные породы интрузии Тасказган, щелочные сиениты интрузии

Кынгыр и граниты Шурукского и Тозбулакского массивов. Гранитоиды хребта Северный Нуратау будут подробно рассмотрены в § 4.7 на примере Кошрабадского массива, с которым связано крупное месторождение золота Зармитан [Конопелько и др., 2011]. Дополнительно в хребте Северный Нуратау были опробованы граниты I-типа Мадаватской интрузии Каттаичского комплекса и граниты S-типа Темиркобукской интрузии Шуракского комплекса. В хребте Южный Нуратау были опробованы интрузии Актау и Заркайна-Нурата.

**4.2.3. Гиссарский сегмент Южного Тянь-Шаня**

Строение Гиссарского сегмента, который находится к востоку от Кызылкумо-Нуратинского сегмента и включает выходы палеозоя в Гиссарском, Зеравшанском и Туркестанском хребтах (см. рис. 4.1, 4.7), наиболее подробно изу-

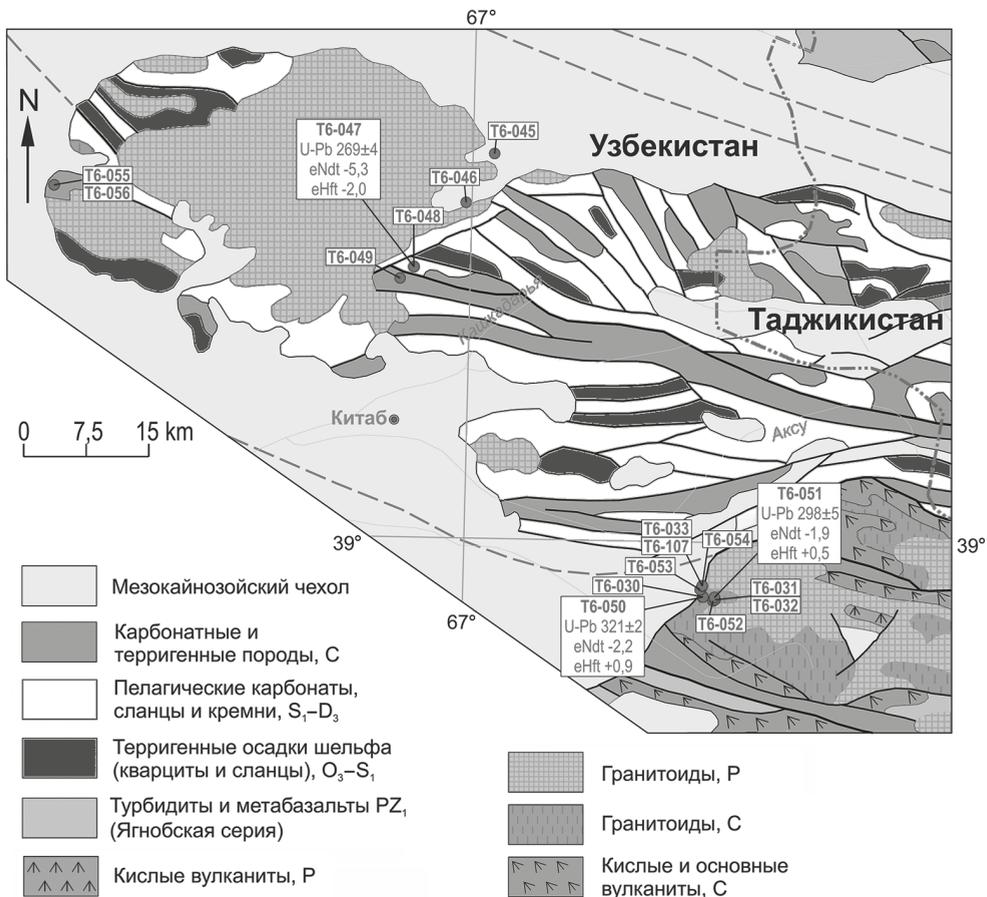


Рис. 4.7. Геологическая схема Гиссарского сегмента с точками опробования, на которую вынесены результаты U-Pb датирования и Hf-Nd изотопные данные

чено на территории Таджикистана [Konopelko et al., 2017]. Оба эти сегмента пересекаются сутурой, образовавшейся на месте неопротерозойского — раннепалеозойского Вашанского бассейна, после закрытия которого они представляли собой южную пассивную окраину Туркестанского океана в течение позднего силура — раннего карбона. Зеравшанская сутура, сформированная после закрытия Вашанского бассейна, вероятно маркируется metabазальтами Фан-Каратегинского пояса [Бискэ, 1996]. В раннем карбоне Каракумский континент, слагающий южную пассивную окраину Туркестанского океана, испытал растяжение и рифтинг, в результате чего образовался относительно короткоживущий Гиссарский океанический бассейн, который был закрыт в результате позднепалеозойской коллизии одновременно с Туркестанским океаном [Burtman, 1975; Буртман, 1973; 1976; 2006; 2015].

Хотя Гиссарский бассейн существовал сравнительно недолго (с начала карбона до начала перми), с ним связан интенсивный рифтогенный и надсубдукционный магматизм, включающий мощные толщи вулканитов карбона (от серпуховского до касимовского ярусов) и Гиссарский батолит, положение которого к северу от Гиссарской сутуры предполагает наличие наклоненной на север зоны субдукции. После позднекарбоновой коллизии в регионе был проявлен раннепермский постколлизийный магматизм. На территории Узбекистана нами отобрана проба Т6-050 из гранита, комагматичного окружающим рифтогенным вулканитам, четыре пробы из гранитов западного окончания Гиссарского батолита и шесть проб из крупной постколлизийной интрузии Кара-Тюбе.

#### **4.2.4. Чаткало-Кураминский блок Срединного Тянь-Шаня**

Чаткало-Кураминский блок Срединного Тянь-Шаня, расположенный севернее Гиссарского сегмента Южного Тянь-Шаня, представляет собой хорошо сохранившуюся северную активную окраину Туркестанского океана (рис. 4.8). Наиболее детально Чаткало-Кураминский блок описан нами на территории Таджикистана [Konopelko et al., 2017]. Наиболее древние породы Чаткало-Кураминского блока представлены ордовикско-силурийскими глубоководными осадками и вулканитами, слагающими небольшие выходы так называемого «каледонского основания» (см.: [Мамаджанов, 2004; 2011]). Выявлено, что среднепозднеордовикские отложения Чаткальского хребта были сформированы в островодужной обстановке [Alexeiev et al., 2016]. Эта островная дуга столкнулась с более северными террейнами в позднем ордовике и стала частью южной активной окраины палеоказахстанского континента в силуре — раннем девоне, что привело к формированию мощных толщ позднесилурийских и раннедевонских надсубдукционных вулканитов и интрузий. Возрасты двух гранитных интрузий, комагматичных раннедевонским вулканитам, определенные по датированию цирконов, составляют  $416 \pm 9$  и  $414 \pm 6$  Ma [Seltmann

et al., 2011; Миркамалов и др., 2012]. В среднем девоне Чаткало-Кураминский блок испытал аплифт и эрозию и до раннего карбона развивался в обстановке пассивной окраины или трансформной границы плит. В этот период он был перекрыт мощным (до 2500 м) покровом мелководных карбонатов с небольшими прослоями красноцветных осадков.

Наиболее древние осадки, несогласно перекрывающие эродированные раннедевонские вулканы, датированы по палеонтологическим данным средним девонем (живетский ярус) [Стратифицированные..., 2000]. В раннем карбоне субдукция на север возобновилась, и были сформированы мощные толщи надсубдукционных вулканитов и интрузии, которые занимают около 80 % современного эрозионного среза в Чаткало-Кураминском блоке (см. рис. 4.8). Надсубдукционные интрузии включают крупный Карамазарский батолит, а также большое количество небольших массивов, в том числе штоки Алмалык, Сарычеку и Кызыл-Алма-Сай, вмещающие крупные медно-порфиновые и кварцево-жильные месторождения меди, золота и молибдена [Голованов и др., 1974; 1988; 1989; 1991; 1997; Seltmann et al., 2014; 2015]. Крупные эпитеральные месторождения золота, такие как Кочбулак и Каульды, связаны с хорошо сохранившимися стратовулканами [Голованов, 1976; 1978; Рудные месторождения Узбекистана, 2001; Golovanov et al., 2005; Seltmann et al., 2014; 2015]. После окончательного закрытия Туркестанского океана в позднем карбоне интенсивность магматизма не уменьшилась, и раннепермские постколлизийные магматические серии формировались вслед за надсубдукционными карбоновыми без какого-либо перерыва [Далимов, Ганиев, 2010]. Высококальциевый шошонитовый характер постколлизийных магматических серий Кураминского хребта, описанный в ряде публикаций [Мамаджанов, 2004; Konopelko et al., 2017], обычно связывается с происхождением этих серий из сублитосферной мантии, метасоматически измененной над зоной субдукции. Возрасты нескольких постколлизийных интрузий, датированных нами ранее, укладываются в интервал 293–273 Ма [Seltmann et al., 2011; Konopelko et al., 2017].

Дополнительное опробование было нацелено на уточнение длительности силур-девонского и карбонового эпизодов субдукции в Чаткало-Кураминском блоке, а также их металлогенического потенциала, для чего были опробованы магматические породы, с которыми связано оруденение наиболее крупных месторождений региона. Опробование проводилось на южных склонах Чаткальского хребта к северу от р. Ангрен и на северных склонах Кураминского хребта к югу от р. Ангрен (см. Приложение Б.4, рис. 4.8). Отобранные в Кураминском хребте 12 проб включают магматические породы, развитые на территории двух крупных медно-порфиновых месторождений (Кальмакыр и Сарычеку), а также интрузию Карасай в долине р. Каракия и интрузии Чадак и Актепе. Кислые вулканы среднепозднекарбоновой надакской свиты [Стратифицированные..., 2000], вмещающие эпитеральное золотое оруденение, были опробованы в карьере месторождения Кочбулак.

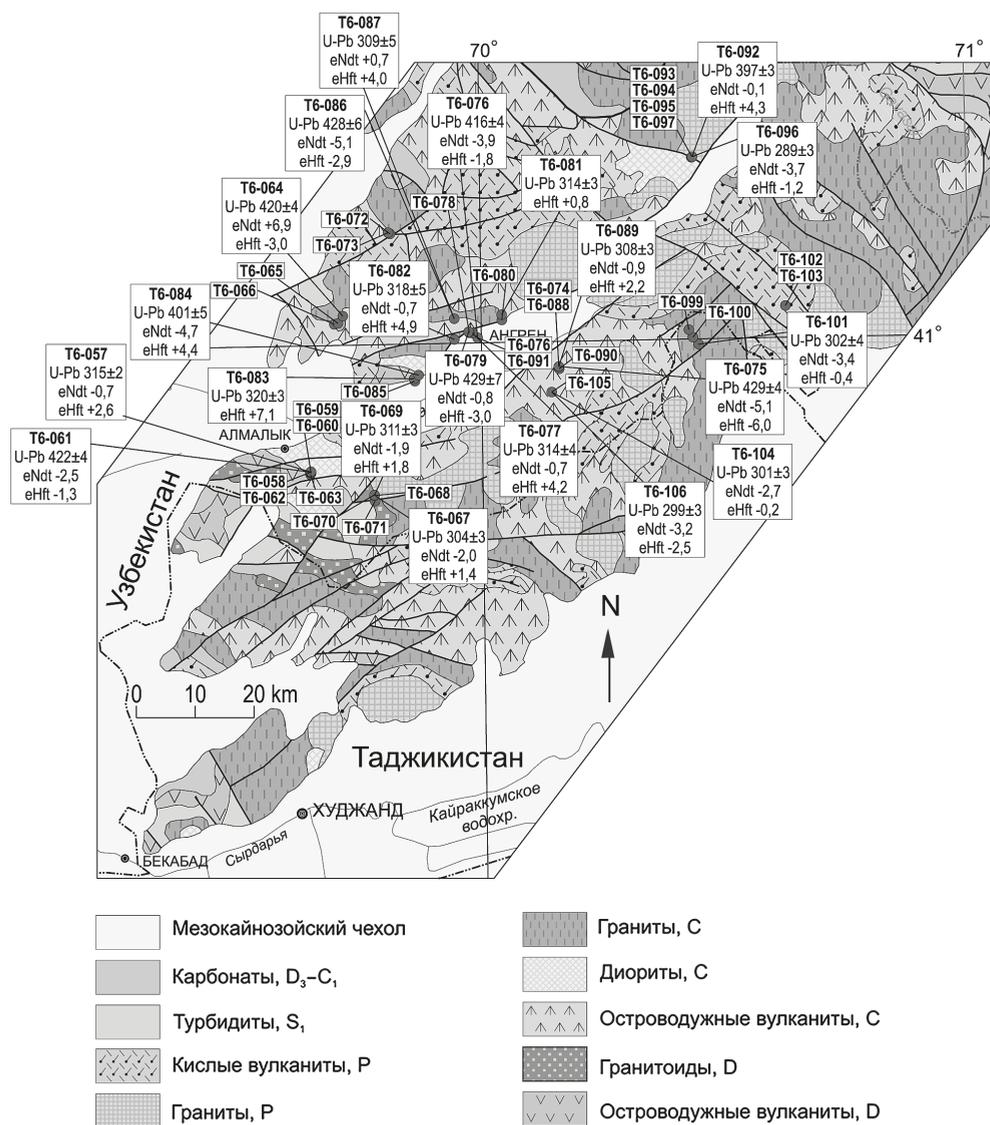


Рис. 4.8. Геологическая схема Чаткало-Кураминского блока с точками опробования, на которую вынесены результаты U-Pb датирования и Hf-Nd изотопные данные

Наконец, гранитоиды, показанные на геологических картах как раннедевонские, были опробованы в массиве Башкызылсай. В Чаткальском хребте пять проб были отобраны в районе крупного кварцево-жильного месторождения золота Кызыл-Алма-Сай. Девонские и карбоновые гранитоиды массивов Карабаш, Манычукут, Акча, Карабаус, Акчасай, Наусалисай и Пирмираб характеризуются 15 пробами. Аршанский комплекс, показанный на геологических

картах как пермо-триасовый (см.: [Стратифицированные..., 2000]), охарактеризован тремя пробами.

#### ***4.2.5. Сравнительная характеристика палеозойских разрезов и магматизма исследованных террейнов***

Стратиграфические колонки, иллюстрирующие положение изученных магматических пород в разрезах Султан-Увайса, Кызылкумо-Нуратинского и Гиссарского сегментов Южного Тянь-Шаня, а также Чаткало-Кураминского блока Срединного Тянь-Шаня приведены на рис. 4.9. На разрезах, показанных на этом рисунке, хорошо видно, что наиболее древние породы фундамента южнотяньшаньских террейнов имеют неопротерозойский возраст. Характер разрезов и наличие силурийских гранитоидов в Кызылкумо-Нуратинском сегменте Южного Тянь-Шаня и в Чаткало-Кураминском блоке Срединного Тянь-Шаня указывают на существование в Туркестанском океане среднепалеозойских островных дуг, которые были позднее аккретированы к северной активной окраине и надвинуты на южную пассивную окраину этого океана. Девон-карбонный этап развития мощных карбонатных платформ проявлен во всех террейнах Тянь-Шаня, кроме Султан-Увайса. Разрезы также отчетливо демонстрируют, что раннепермский постколлизийный магматизм был проявлен во всех террейнах Тянь-Шаня, а предшествующий ему надсубдукционный магматизм – только в Чаткало-Кураме, Султан-Увайсе и Гиссаре. Сравнительная характеристика палеозойских разрезов и магматизма изученных террейнов использовалась автором при составлении геодинамических моделей и реконструкций палеозойской истории различных районов западного Тянь-Шаня, обсуждаемых в § 4.6.

### **§ 4.3. Методы и результаты исследования гранитоидов Узбекистана**

#### ***4.3.1. Петрография***

Структура и минеральный состав всех 100 образцов гранитоидов, отобранных на территории Узбекистана, были изучены в шлифах с использованием поляризационного микроскопа, и полные петрографические описания с определением типов пород были опубликованы нами ранее [Dolgoplova et al., 2017]. Фотографии полированных образцов и микрофотографии шлифов 39 разновидностей пород, выбранных для датирования и изучения изотопного состава, приведены Приложениях А.1, А.2 соответственно. Определения типов пород, сделанные на основании количественного анализа их минерального состава в шлифах для 39 образцов выбранных для датирования, суммиро-

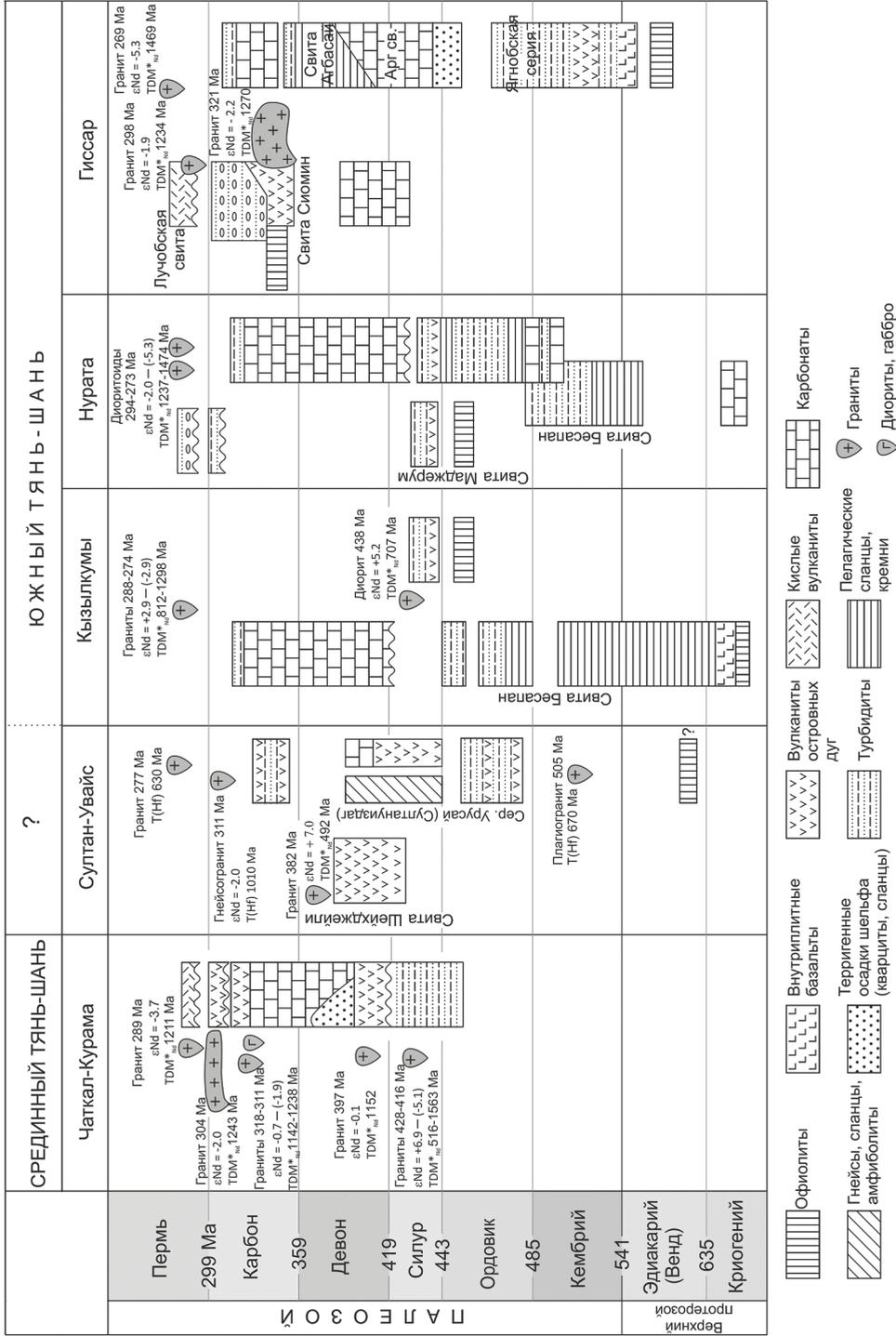


Рис. 4.9. Стратиграфические колонки, иллюстрирующие положение исследованных магматических пород в разрезах Султан-Увайса, Кызылкумо-Нуратинского и Гиссарского сегментов Южного Тянь-Шаня, а также Чаткало-Кураминского блока Среднего Тянь-Шаня. С использованием данных [Dolgorolova et al., 2017]

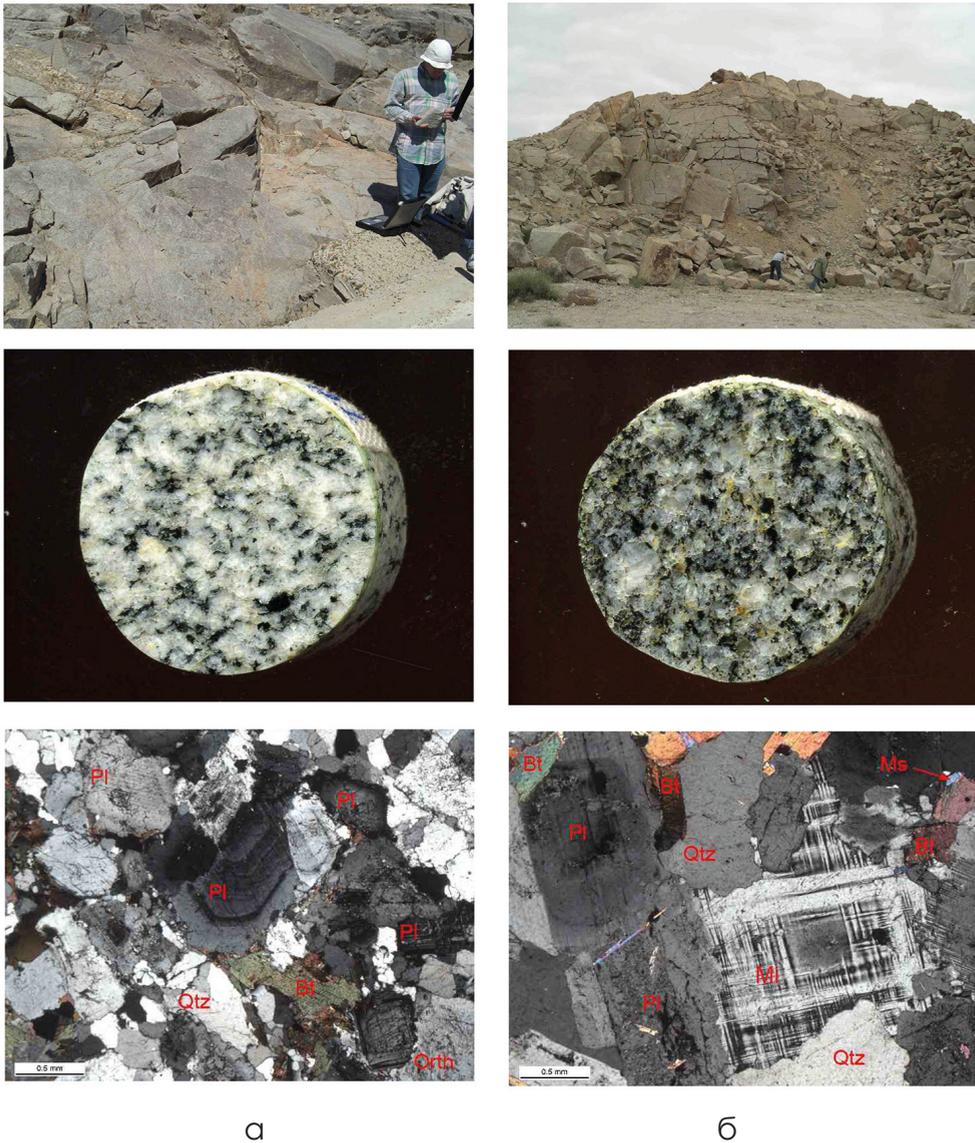


Рис. 4.10. Коренные выходы, образцы и шлифы гранитоидов Кызылкум-Нуратинского сегмента Южного Тянь-Шаня:

а — тоналит из интрузии Бокалы в горах Букантау (Т6-013); б — гранодиорит из интрузии Алтынтау в горах Тамдытау (Т6-017). Диаметр керна 25 мм

ваны в Приложении Б.4. Фотографии опробованных коренных выходов, образцов и шлифов двух проб из интрузий Бокалы и Алтынтау, иллюстрирующие методику полевых работ и петрографического описания, приведены на рис. 4.10.

### 4.3.2. Геохимия

Концентрации петрогенных и редких элементов были проанализированы в 100 пробах в лаборатории Alex Stewart Assayers, OMAC Laboratories в Ирландии. Описание методов опубликовано нами ранее [Dolgopolova et al., 2017]. Аналитические результаты приведены в Приложениях Б.4 и Б.5.

#### Султан-Увайс

На классификационной диаграмме TAS составы катаклазированных плагиогранитов интрузий Кахралысай (пр. Т6-009) и Шейхджейли (пр. Т6-007) попадают в поля гранита и гранодиорита соответственно (рис. 4.11а). Обе породы слабо пересыщены глиноземом ( $ASI\ 1.04\text{--}1.06$ , рис. 4.11б) и попадают в поля пород известковой и низкокалиевой серий на диаграммах, показанных на рис. 4.11в, 4.11г.

Составы одной пробы габбро (Т6-005) из интрузии Тебинбулак и двух проб гранитоидов из интрузий Тебинбулак и Джамансай (Т6-006 и Т6-008) попадают в поля габбро и кварцевых монцонитов на диаграмме TAS соответственно (см. рис. 4.11а). Обе пробы гранитоидов попадают в поля пород щелочной серии, а также высококалиевой и шошонитовой серий на диаграммах, показанных на рис. 4.11в, 4.11г. Габбро из интрузии Тебинбулак и кварцевый монцонит из интрузии Джамансай являются умеренно глиноземистыми породами. Гранитоид из интрузии Тебинбулак, который, согласно петрографическому описанию, является сильно измененным анортозитом, существенно пересыщен глиноземом (см. рис. 4.11б).

Составы двух проб истемесских гнейсов (Т6-003 (311 Ma) и Т6-004) попадают в поле гранодиорита на диаграмме TAS (см. рис. 4.11а). Обе породы слабо пересыщены глиноземом и попадают в поля известково-щелочно и известковой серий на диаграмме  $(Na_2O + K_2O - CaO) vs. SiO_2$ . На диаграмме  $K_2O vs. SiO_2$  эти породы попадают в поля умеренно обогащенной калием и шошонитовой серии (см. рис. 4.11в, 4.11г).

Две пробы гранита из интрузии Актау (Т6-001 (277 млн лет) и Т6-002), как и истемесские гнейсы, попадают в поле гранодиорита на диаграмме TAS и являются умеренно пересыщенными глиноземом и умеренно обогащенными калием (см. рис. 4.11). Однако по сравнению с истемесскими гнейсами граниты Актау обогащены щелочами и попадают в поля щелочной и щелочно-известковой серий на диаграмме  $(Na_2O + K_2O - CaO) vs. SiO_2$  (см. рис. 4.11в).

По сравнению с гранитами других районов Тянь-Шаня проанализированные породы Султан-Увайса значительно обеднены литофильными редкими элементами и содержат относительно невысокие концентрации REE. При этом спектры распределения REE относительно слабо фракционированы с незначительным обогащением легкими REE ( $(La/Yb)_N\ 0,97\text{--}18,65$  и  $(Gd/Yb)_N\ 0,75\text{--}3,20$ ) без существенных Eu аномалий ( $Eu/Eu^*\ 0,84\text{--}1,23$ ) (рис. 4.12, 4.13).

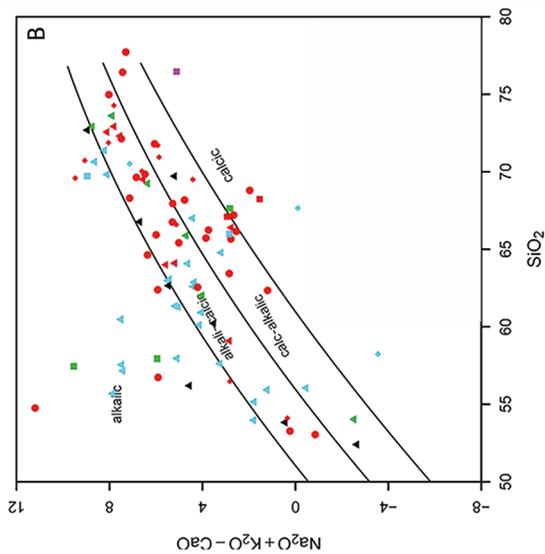
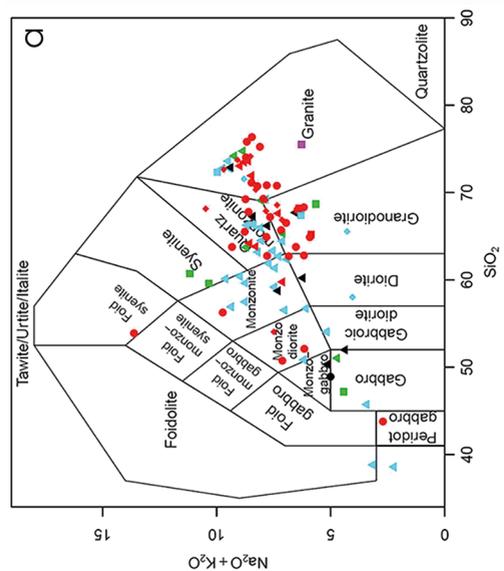
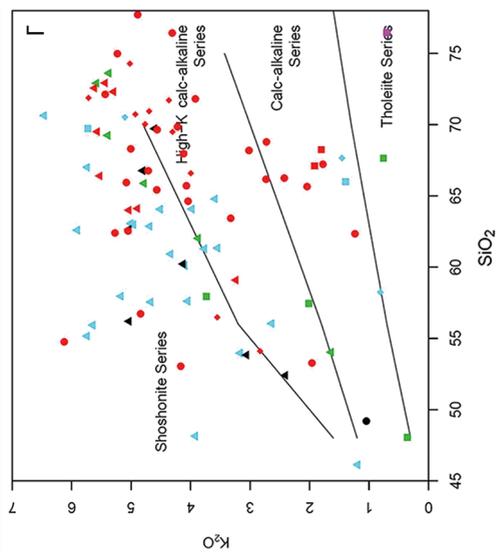
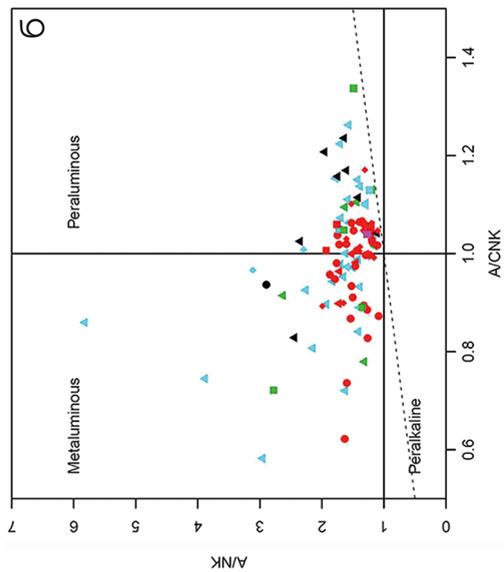
Наиболее заметными исключениями является отрицательная Eu аномалия в спектре распределения REE в плагиограните интрузии Кахралысай ( $Eu/Eu^* 0,58$ ) и интенсивная положительная Eu аномалия в анортозите интрузии Тебинбулак ( $Eu/Eu^* 6,58$ ), вероятно свидетельствующая, что анортозит представляет собой полевошпатовый кумулат (см. рис. 4.12). Спектры распределения концентраций редких элементов в породах Султан-Увайса, представленные на мультипликативных диаграммах (см. рис. 4.13), демонстрируют умеренное обогащение литофильными элементами и отчетливые отрицательные аномалии таких высокозарядных катионов, как Nb и Ti.

#### *Кызылкумо-Нуратинский сегмент Южного Тянь-Шаня*

Большинство проанализированных пород Кызылкумо-Нуратинского сегмента содержат 62–75 вес. %  $SiO_2$  и попадают в поля кварцевого монцонита, гранодиорита и гранита на диаграмме TAS. Мафические разновидности пород, опробованные в интрузиях Тасказган, Тозбулак, Мадават, Кошрабад и в офиолите Тескудук, классифицируются как габбро, монцогаббро и монцодиориты (см. рис. 4.11). Гранитоиды I-типа из интрузии Мадават и A-типа из интрузии Кошрабад характеризуются умеренно глиноземистыми составами, в то время как примерно половина всех остальных проанализированных гранитоидов слабо пересыщена глиноземом ( $ASI$  до 1,08, см. рис. 4.11). Составы большинства гранитов попадают в поля щелочной и щелочно-известковой серий, а также шшонитовой и высококалиевой серий на диаграммах, показанных на рис. 4.11в, 4.11г.

Исключением являются плагиограниты интрузий Бокалы и Турбай в горах Букантау, габброиды из Тескудукского офиолита в горах Тамдытау и гранитоиды I-типа из хребта Нуратау, которые лишь умеренно обогащены калием и попадают в поля известково-щелочной и известковой серий (см. рис. 4.11в, 4.11г). Спектры распределения концентраций редких элементов и REE в породах Кызылкумо-Нуратинского сегмента отражают присутствие геохимически контрастных типов пород, включающих как разновидности, существенно обогащенные LILE и REE, так и весьма примитивные составы (см. рис. 4.12, 4.13), ярким представителем которых является габбро из Тескудукского офиолита. Это наиболее примитивная интрузивная порода из всех изученных нами на территории Узбекистана отличается близкими к хондритовым концентрациями REE ( $(La/Yb)_N 1,18$  и  $(Gd/Yb)_N 1,19$ ), демонстрируя лишь незначительное обогащение литофильными элементами на мультипликативной диаграмме (см. рис. 4.13).

Четыре других наиболее примитивных породы Кызылкумо-Нуратинского сегмента включают три пробы тоналитов интрузии Бокалы и плагиогранит из интрузии Шурук. Содержания тяжелых REE в этих гранитоидах также близки к хондритовым ( $(Gd/Yb)_N 2,17–3,08$ ). Однако по сравнению



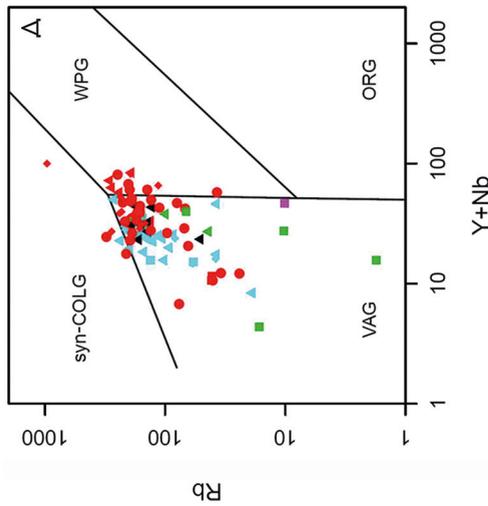
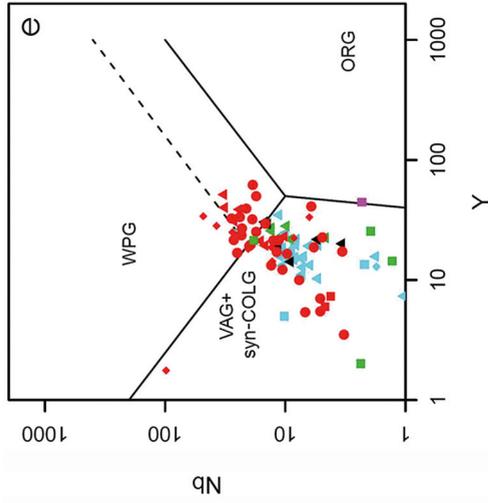


Рис. 4.11. Составы магматических пород западного Тянь-Шаня на территории Узбекистана на классификационных и дискриминационных диаграммах:  
 а —  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$ , вес. % (TAS), названия пород по [Middlemost, 1994]; б — диаграмма ANK vs. ACNK,  $\text{ANK} = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  мол.,  $\text{ACNK} = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})$  мол.; в — диаграмма  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO})$  vs.  $\text{SiO}_2$ , вес. %, поля серий пород по [Frost C. D., Frost B. R., 2008]; г — диаграмма  $\text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$ , вес. %, поля по [A Classification..., 1989]; д — диаграмма Rb vs.  $(\text{Y} + \text{Nb})$ ; е — диаграмма Nb vs. Y, поля по [Pearce et al., 1984; Pearce, 1996]

- ▲ Чаткал-Курама, P
- ▲ Кзылкуммы-Нурата, P
- ▲ Чаткал-Курама, C
- Кзылкуммы-Нурата, S
- ▲ Чаткал-Курама, D
- Султан-Увайс, P
- ▲ Чаткал-Курама, S
- Султан-Увайс, C
- ◆ Гиссар, P
- Султан-Увайс, D
- ◆ Гиссар, C
- Султан-Увайс, E

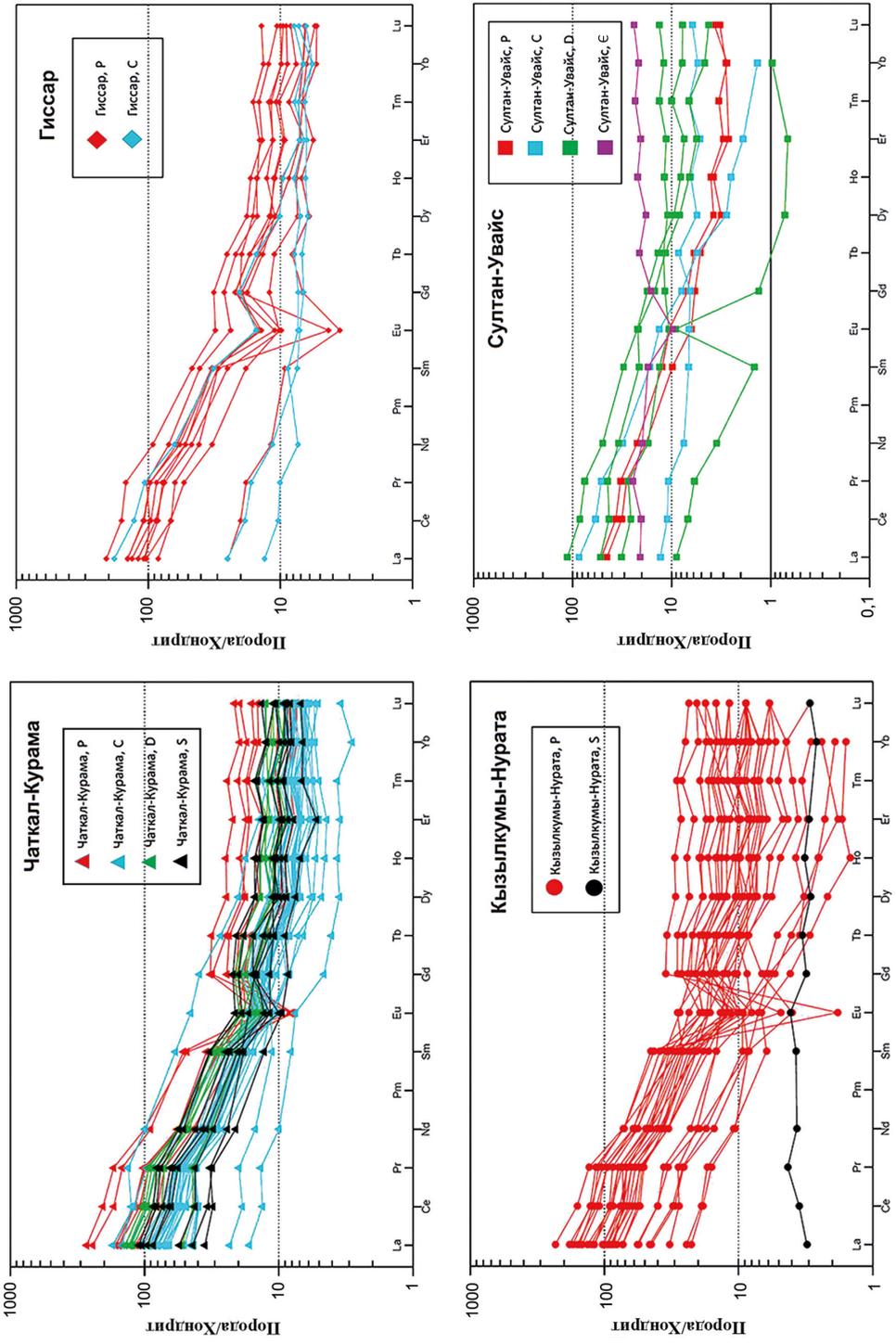


Рис. 4.12. Спектры распределения концентраций REE в гранитоидах западного Тянь-Шаня на территории Узбекистана, нормированные к хондриту по [Накатига, 1974]

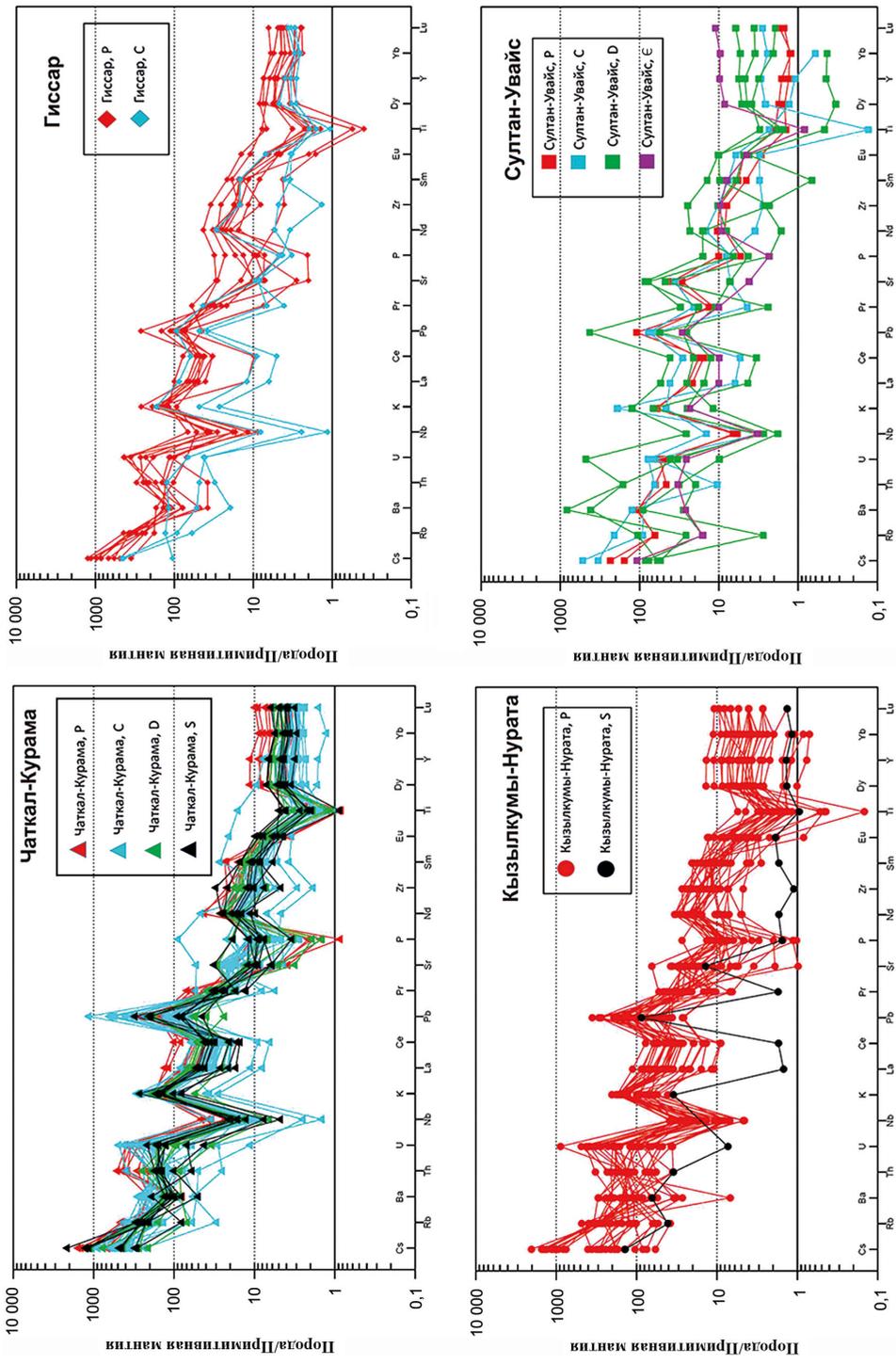


Рис. 4.13. Спектры распределения концентраций редких элементов в гранитоидах западного Тянь-Шаня на территории Узбекистана, нормированные к примитивной мантии, по [Sun, McDonough, 1989]

с габброидами Тескудука они относительно обогащены легкими REE ( $(La/Yb)_N$  15,43–23,71) с незначительными положительными Eu аномалиями ( $Eu/Eu^*$  1,01–1,37, см. рис. 4.12) и характеризуются относительным обогащением литофильными элементами и отчетливыми отрицательными аномалиями таких высокозарядных катионов, как Nb и Ti на мультикатионных диаграммах (см. рис. 4.13). Похожие спектры распределения редких элементов и REE установлены в единственной проанализированной пробе габбро из крупного массива основных пород Тасказган (или Бельтау) в горах Кульджуктау. Эту породу также можно включить в число наиболее примитивных пород Кызылкумо-Нуратинского сегмента. Другие мафические породы из интрузий Мадават и Кошрабад в хребте Северный Нуратау и из интрузии Тозбулак в горах Кульджуктау по редкоэлементному составу мало отличаются от большинства гранитов Кызылкумо-Нуратинского сегмента, которые характеризуются фракционированными спектрами распределения REE ( $(La/Yb)_N$  7,0–20,0 и  $(Gd/Yb)_N$  1,5–2,5) с отрицательными Eu аномалиями ( $Eu/Eu^*$  до 0,6) и отчетливым правым наклоном спектров распределения редких элементов с обогащением литофильными элементами и отрицательными аномалиями высокозарядных катионов (см. рис. 4.12, 4.13). Наконец, самые высокие концентрации литофильных элементов установлены в нескольких пробах лейкогранитов, выделяющихся резко фракционированными спектрами распределения REE ( $(La/Yb)_N$  до 30,0 и  $(Gd/Yb)_N$  до 2,5) с интенсивными отрицательными Eu аномалиями ( $Eu/Eu^*$  до 0,1), отчетливым обогащением литофильными элементами и отрицательными аномалиями высокозарядных катионов на мультикатионных диаграммах (см. рис. 4.12, 4.13).

#### *Гиссарский сегмент Южного Тянь-Шаня*

Содержания  $SiO_2$  в проанализированных пробах магматических пород из Гиссарского сегмента варьируют от 54 до 74 вес.%. Составы плагиогранитов (Т6-053 и Т6-054), которые считаются комагматичными карбоновым вулканитам гиссарского рифта, попадают в поля диорита и гранодиорита на диаграмме TAS и в поле известковой серии, а также на границу полей низкокальциевых и умеренно обогащенных калием пород на диаграммах, показанных на рис. 4.11. Однако единственный лейкогранит, для которого нами получен возраст, соответствующий башкирскому ярусу среднего карбона (321 млн лет, проба Т6-050), по химическому составу больше напоминает богатые калием постколлизийные гранитоиды батолита Кара-Тюбе и вместе с ними проецируется в поля гранодиорита и гранита на диаграмме TAS, а также в поля щелочной, щелочно-известковой, высококальциевой и шохонитовой серий на диаграммах, показанных на рис. 4.11в, 4.11г.

Плагиограниты содержат относительно невысокие концентрации REE и характеризуются слабо фракционированными спектрами распределения

REE ((La/Yb)<sub>N</sub> 1,97–4,38 и (Gd/Yb)<sub>N</sub> 1,09–1,16) без заметных Eu аномалий (Eu/Eu\* 0,92–1,01) и умеренным обогащением литофильными элементами с отрицательными аномалиями высокозарядных катионов на мультикатионных диаграммах (см. рис. 4.12, 4.13). Четыре гранитоида из батолита Кара-Тюбе и лейкогранит из Гиссарского батолита (проба Т6-050) значительно обогащены литофильными элементами по сравнению с плагиогранитами и по геохимическим особенностям близки к типичным надсубдукционным гранитам. Эти породы характеризуются резко фракционированными спектрами распределения REE ((La/Yb)<sub>N</sub> 6,28–26,86 и (Gd/Yb)<sub>N</sub> 1,50–4,07) с отрицательными Eu аномалиями (Eu/Eu\* до 0,18–0,80), отчетливым обогащением литофильными элементами (Rb, Ba, Th, K) и отрицательными аномалиями высокозарядных катионов на мультикатионных диаграммах (см. рис. 4.12, 4.13).

#### *Чаткало-Кураминский блок Срединного Тянь-Шаня*

Проанализированные пробы магматических пород Чаткало-Кураминского блока представляют достаточно широкий спектр составов с содержаниями SiO<sub>2</sub> от 39 до 73 вес. % (см. рис. 4.11, Приложение Б.4). Наиболее распространены кислые и средние разновидности пород. Основные породы представлены несколькими небольшими телами в пределах массивов Карабаш, Акча и Джусалы-Актепе, а также субвулканическими телами, опробованными в карьерах месторождений Кальмакыр и Сарычеку. Несмотря на значительные вариации SiO<sub>2</sub> и возрастов, все проанализированные породы представляют собой достаточно однородную магматическую серию, отчетливо обогащенную калием, и попадают в поля габбро, монцогаббро, монцодиорита, монцонита, кварцевого монцонита и гранита, образуя единый тренд в поле субщелочной серии на диаграмме TAS (см. рис. 4.11а). Большинство гранитоидов относятся к умеренно глиноземистой серии или слабо пересыщены глиноземом, однако несколько проб гранитов достаточно сильно пересыщены глиноземом (ASI > 1,2, см. рис. 4.11б). Почти все проанализированные пробы попадают в поля шошонитовой и высококалиевой серий на диаграмме K<sub>2</sub>O vs. SiO<sub>2</sub> и в поля щелочной и щелочно-известковой серий на диаграмме (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O–CaO) vs. SiO<sub>2</sub> (см. рис. 4.11в, 4.11г). Кроме того, они также характеризуются относительно пониженными содержаниями TiO<sub>2</sub> (<1,0 вес. %) и повышенными содержаниями Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (>9 вес. %), что является типичным для пород шошонитовых серий [Morrison, 1980; Müller et al., 1992].

Для большинства магматических пород силура-девона и карбона характерны фракционированные спектры распределения REE ((La/Yb)<sub>N</sub> 3,81–17,01 и (Gd/Yb)<sub>N</sub> 1,18–2,24) с отрицательными Eu аномалиями (Eu/Eu\* 0,53–1,23). Еще большее обогащение легкими REE демонстрируют раннепермские гранитоиды, которые отличаются резко фракционированными спектрами распределения REE ((La/Yb)<sub>N</sub> 8,93–12,29 и (Gd/Yb)<sub>N</sub> 1,41–2,24) с интенсивными

отрицательными Eu аномалиями ( $Eu/Eu^*$  0,21–0,9) (см. рис. 4.12). Две мафические дайки из карьера Сарычеку и мафическая порода из массива Акча, датированная нами по цирконам 320 млн лет, относительно обеднены REE по сравнению с пробами гранитоидов и характеризуются слабо фракционированными спектрами распределения REE ( $(La/Yb)_N$  1,08 и  $(Gd/Yb)_N$  1,44–1,96) с незначительными положительными Eu аномалиями ( $Eu/Eu^*$  1,15–1,23). Дайка диабазы из интрузии Джусалы-Актепе характеризуется сходным спектром распределения REE, но содержит значительно более высокие концентрации REE по сравнению с другими мафическими породами (см. рис. 4.12). Все проанализированные пробы магматических пород Чаткало-Кураминского блока резко обогащены литофильными элементами (Rb, Ba, Th, K) и демонстрируют отчетливые отрицательные аномалии высокочarged катионов, таких как Nb и Ti, на мультикатионных диаграммах (см. рис. 4.13), что является типичным для пород шошонитовых серий [Morrison, 1980; Müller et al., 1992]. Наиболее кислые разновидности также отличаются отрицательными аномалиями Sr и P, которые не характерны для основных пород.

#### 4.3.3. U-Pb датирование по цирконам

Цирконы, выделенные из 39 проб, были датированы *in situ* U-Pb методом с помощью ионного микрозонда SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург). Детали аналитических процедур, первичные данные и диаграммы с конкордией были опубликованы нами ранее [Konopelko et al., 2006; Dolgoplova et al., 2017]. Полученные возрасты кристаллизации суммированы в Приложениях Б.4 и В.7, где также для сравнения приведены результаты датирования изученных интрузий, опубликованные нами в других работах [Seltmann et al., 2011] и полученные недавно другими авторами. Выявленные датировки, которые интерпретируются нами как возраст кристаллизации, также вынесены на схематические геологические карты (см. рис. 4.2–4.7) и обсуждаются более подробно в заключительных разделах этой главы.

#### 4.3.4. Изотопные составы Nd-Sr-Pb в горных породах и Hf в цирконах

Изотопные составы Sr, Nd и Pb были проанализированы в 43 пробах горных пород в Университете Британской Колумбии в Канаде. Результаты представлены в Приложениях В.8 и В.9 и суммированы в Приложении Б.4. Детали аналитических процедур были описаны нами ранее [Dolgoplova et al., 2017].

Результаты анализов изотопных составов Sr-Nd включают величины  $\epsilon Nd_t$  и  $\epsilon Sr_t$ , показывающие отклонения изотопных составов пород от модельных изотопных составов хондритового однородного резервуара (CHUR) соответствующих времени образования этих пород. В Приложении В.8 также приве-

дены модельные Nd возрасты отделения вещества источника гранитоидов от деплетированной мантии  $T_{DM}$  и  $T_{DM^*}$ , рассчитанные по одностадийной [De Paolo, 1988] и двустадийной [De Paolo et al., 1991] моделям коровой эволюции соответственно. По результатам определения Sr-Nd изотопных составов гранитоидов с учетом их возрастов, определенных U-Pb методом по цирконам, и концентраций Sm, Nd, Rb и Sr в соответствующих породах были вычислены первичные изотопные составы гранитоидов в момент их кристаллизации. Однако некоторые вычисленные первичные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  оказались нереалистично низкими, что, по-видимому, объясняется тем, что Rb-Sr система могла неоднократно переустанавливаться в течение длительной и сложной геологической истории. Такие образцы, которые также характеризуются аномально высокими Rb/Sr отношениями, были исключены из рассмотрения. И хотя в Приложении В.8 приводятся изотопные составы, проанализированные в 32 пробах, только 20 из них показаны на диаграмме  $\epsilon\text{Nd}$  vs. Sr/Sr, иллюстрирующей положение точек изотопных составов Sr и Nd в проанализированных породах по отношению к полям мантии и протерозойской коры (рис. 4.14а).

Результаты анализов изотопного состава Pb в гранитоидах узбекского Тянь-Шаня приведены в Приложении В.9 и нанесены на эволюционные диаграммы (рис. 4.15а, 4.15б), где показано положение точек изотопного состава Pb во всех проанализированных пробах относительно эволюционных кривых [Zartman, Doe, 1981]. Первичные изотопные отношения Pb были вычислены для 32 проб на основе предположения, что эволюция изотопного состава Pb в этих породах происходила в условиях закрытой системы. Значения отношений  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$  были вычислены на основе измеренных концентраций U, Th и Pb, а коррекция на радиогенный свинец, накопленный *in situ*, производилась с использованием сегодняшнего изотопного состава Pb.

Изотопный состав Hf в цирконах из 39 проб гранитоидов был определен в Университете Маккуори в Австралии (Приложение В.10). Аналитические процедуры описаны в статье Долгополовой и соавторов [Dolgopolova et al., 2017]. Изотопный состав Hf определялся в зернах цирконов, ранее датированных с помощью SHRIMP во ВСЕГЕИ. При этом лазерный пучок по возможности фокусировался на участках зерен, ранее проанализированных с помощью SHRIMP. Для расчета значений  $\epsilon\text{Hf}$  использовался изотопный состав Hf в однородном хондритовом резервуаре [Blichert-Toft et al., 1997]. Для расчета модельных возрастов отделения вещества источника гранитоидов от деплетированной мантии ( $T_{DM}$ ) использовалась модель, принимающая современное отношение  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,28325$ , что соответствует среднему для базальтов срединно-океанических хребтов, и  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,0384$  [Griffin et al., 2000]. Значения  $\epsilon\text{Hf}$  и модельные возрасты рассчитывались с учетом величины константы распада  $^{176}\text{Lu} = 1,865 \times 10^{-11} \text{ yr}^{-1}$  [Scherer et al., 2001]. Одностадийные модельные возрасты ( $T_{DM}$ ), рассчитанные на основе измеренных отношений

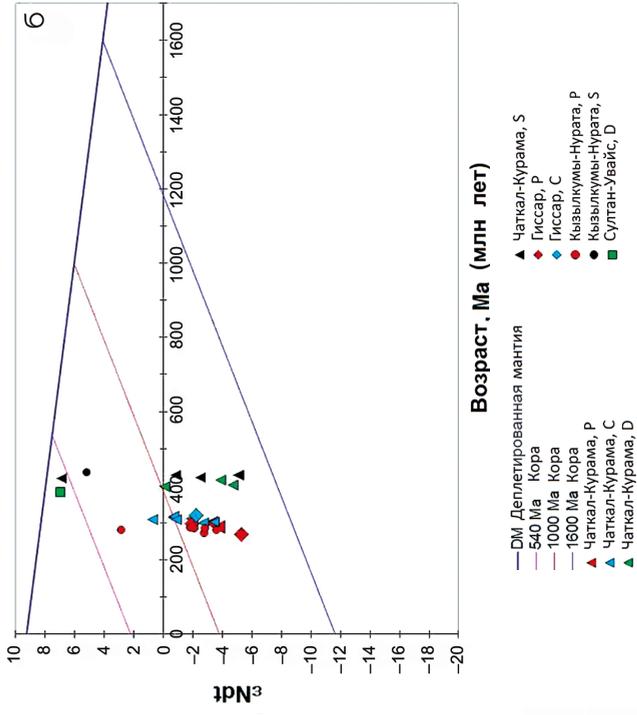
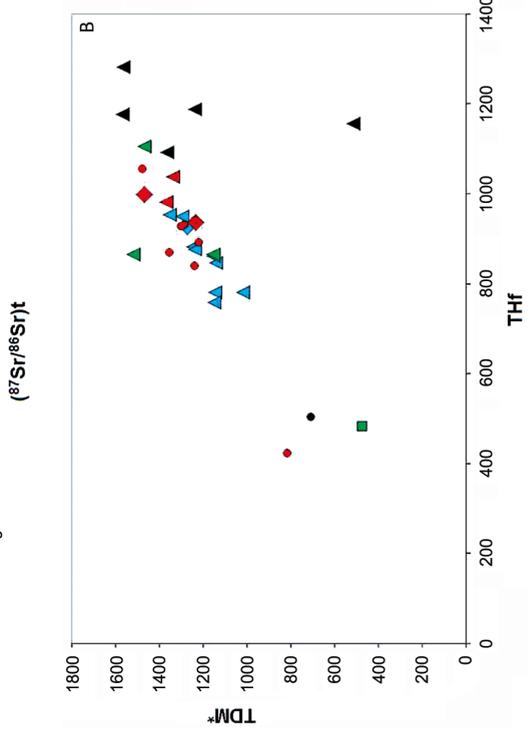
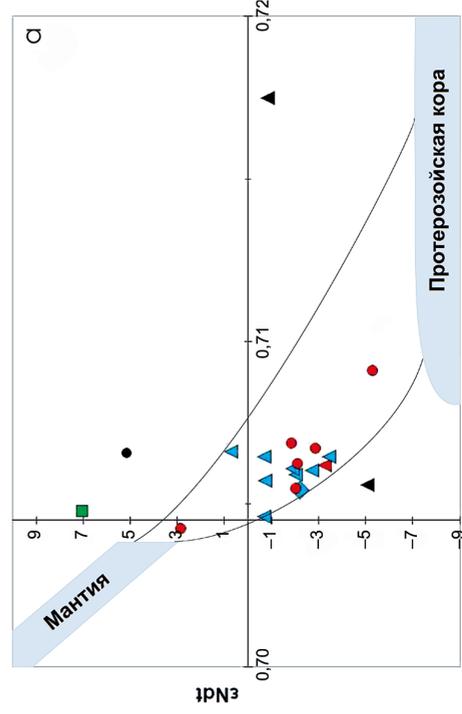


Рис. 4.14. Изотопные составы Sr и Nd в гранитоидах западного Тянь-Шаня:  
 а — диаграмма  $\epsilon Nd$  vs.  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ ; б — соотношение рассчитанных значений  $\epsilon Nd$  с возрастными кристаллизациями соответствующих пород, определенными с помощью датирования по циркону; в — соотношение модельных возрастов  $Nf_{TDM^2}$ , рассчитанных на основе изотопного состава  $Nf$ , измеренного в цирконе, и модельных возрастов  $T_{DM}$ , рассчитанных по изотопному составу Nd в породе. Линейный тренд, иллюстрирующий близость значений, означает, что обе изотопные системы отражают одни и те же эволюционные процессы



в — соотношение модельных возрастов  $Nf_{TDM^2}$ , рассчитанных на основе изотопного состава  $Nf$ , измеренного в цирконе, и модельных возрастов  $T_{DM}$ , рассчитанных по изотопному составу Nd в породе. Линейный тренд, иллюстрирующий близость значений, означает, что обе изотопные системы отражают одни и те же эволюционные процессы

$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ , позволяют оценить только минимальный возраст источника магм, из которых кристаллизовались цирконы. В связи с этим дополнительно были рассчитаны двустадийные «коровые» модельные возрасты ( $T_{\text{DM}^c}$ ), основанные на предположении, что магма, из которой кристаллизовались цирконы, была выплавлена из континентальной коры со средним отношением  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,015$ , а эта кора, в свою очередь, ранее отделилась от деплетированной мантии. «Коровые» Hf модельные возрасты ( $T_{\text{DM}^c}$ ) эквивалентны двустадийным модельным Nd возрастам ( $T_{\text{DM}^*}$ ).

#### *Султан-Увайс*

Изотопный состав Nd-Sr-Pb был проанализирован только в одной пробе плагиогранита из интрузии Шейхджейли (Т6-007). Положительное значение  $\epsilon\text{Ndt}$  (+7,0) и относительно низкое значение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$  (0,7048) (см. рис. 4.14а) указывают на происхождение из источника, в течение длительного времени обедненного литофильными элементами: например, из мантии или из ювенильной коры, образовавшейся из мантийного вещества незадолго до формирования этого плагиогранита. На это также указывает модельный возраст Nd  $T_{\text{DM}^*}$ , который практически неотличим от девонского возраста кристаллизации плагиогранита, установленного с помощью датирования цирконов (рис. 4.14в). Плагиогранит из интрузии Шейхджейли характеризуется следующими отношениями изотопов свинца:  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 19,29$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,64$  и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,80$ . Значения первичных отношений свинца ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17,4$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,5$ ) проецируются на диаграммах, показанных на рис. 4.15а и 4.15б, между эволюционными кривыми орогена (OR) и верхней коры (UC) в поле обогащенной мантии EM-II, что характерно для гранитоидов островных дуг.

Изотопный состав Lu-Hf, проанализированный в цирконах из проб гранитоидов четырех возрастных групп, позволил рассчитать значения  $\epsilon\text{Hft}$  для кембрийского плагиогранита из интрузии Кахралысай (+12,7), девонского плагиогранита из интрузии Шейхджейли (+14,3), истемесского гнейса карбонического возраста (+5,4) и пермского гранодиорита из интрузии Актау (+11,0). Отчетливо положительные значения  $\epsilon\text{Hft}$  во всех проанализированных породах также указывают на их происхождение из ювенильных (мантийных) источников.

#### *Кызылкумо-Нуратинский сегмент Южного Тянь-Шаня*

Восемь проб пермских гранитоидов из Кызылкумо-нуратинского сегмента характеризуются относительно высокими значениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$  (0,7055–0,7091), отрицательными  $\epsilon\text{Ndt}$  (от –5,3 до –1,8) и мезопротерозойскими модельными возрастными Nd  $T_{\text{DM}^*}$  1,22–1,47 млрд лет (см. рис. 4.14).

Это свидетельствует об их происхождении из источников, длительное время обогащавшихся литофильными элементами (например, из древней континентальной коры). Исключением является тоналит из интрузии Бокалы, в котором установлены изотопные составы Sr и Nd ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t) = 0,7042$  и  $\epsilon\text{Ndt} = +2,9$ ), характерные для источников, обедненных литофильными элементами, например мантии. Близкие к мантийным значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$  и  $\epsilon\text{Ndt}$  (0,7066 и +5,2) были также установлены в силурийском габбро из офиолита Тескудук, которое, как и плагиогранит интрузии Бокалы, характеризуется примитивным редкоэлементным составом.

Изотопный состав Lu-Hf в цирконах был проанализирован в 11 образцах. Девять гранитоидов (за исключением тоналита Бокалы и габбро из офиолита Тескудук) характеризуются близкими к нулю значениями  $\epsilon\text{Hft}$  (от -3,8 до +5,5), указывающими на преобладание коровых источников, возможно с некоторым участием мантийного вещества. Тоналит из интрузии Бокалы и габбро из офиолита Тескудук, для которых установлены ювенильные Sr-Nd изотопные метки, характеризуются отчетливо положительными значениями  $\epsilon\text{Hft}$  (+12,5 для +15,96 соответственно) и проецируются практически на кривую эволюции деплетированной мантии (рис. 4.15в), что также подтверждает их происхождение из мантийных источников.

В проанализированных гранитоидах установлены следующие вариации измеренных отношений изотопов свинца ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,59-20,72$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,61-15,82$  и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,08-39,78$ ) и первичных отношений изотопов свинца ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,03-18,85$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,49-15,69$ ). На диаграммах, показанных на рис. 4.15, изотопные составы свинца всех гранитоидов (за исключением тоналита Бокалы и габбро из офиолита Тескудук) ложатся вблизи эволюционной кривой верхней коры (UC), что с большой вероятностью указывает на их верхнекоровое происхождение. Изотопные составы свинца тоналита Бокалы и габбро из офиолита Тескудук проецируются на эволюционную кривую орогена (OR), что может свидетельствовать об их остро-водужном происхождении.

#### *Гиссарский сегмент Южного Тянь-Шаня*

Изотопный состав Nd-Sr-Pb был проанализирован в трех образцах гранитоидов, но реалистичное значение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$  (0,7054) было установлено только в одной пробе: карбоновом гранодиорите из западной части Гиссарского батолита, для которого также рассчитано значение  $\epsilon\text{Ndt}$  (-2,2) и модельный возраст Nd  $T_{\text{DM}^*}$  1,27 Ga (см. рис. 4.14). Пермский гранит из западной части Гиссарского батолита и порфировидный гранит из батолита Кара-Тюбе характеризуются близкими значениями  $\epsilon\text{Ndt}$  и модельными возрастными  $T_{\text{DM}^*}$  (-1,9 и 1,23 млрд лет и -5,3 и 1,47 млрд лет соответственно). Цирконы из этих трех проб характеризуются близкими к нулю значениями  $\epsilon\text{Hft}$  (от -2,0 до +0,9) и модельными возрастными 1,2–1,4 млрд лет (см. рис. 4.15).

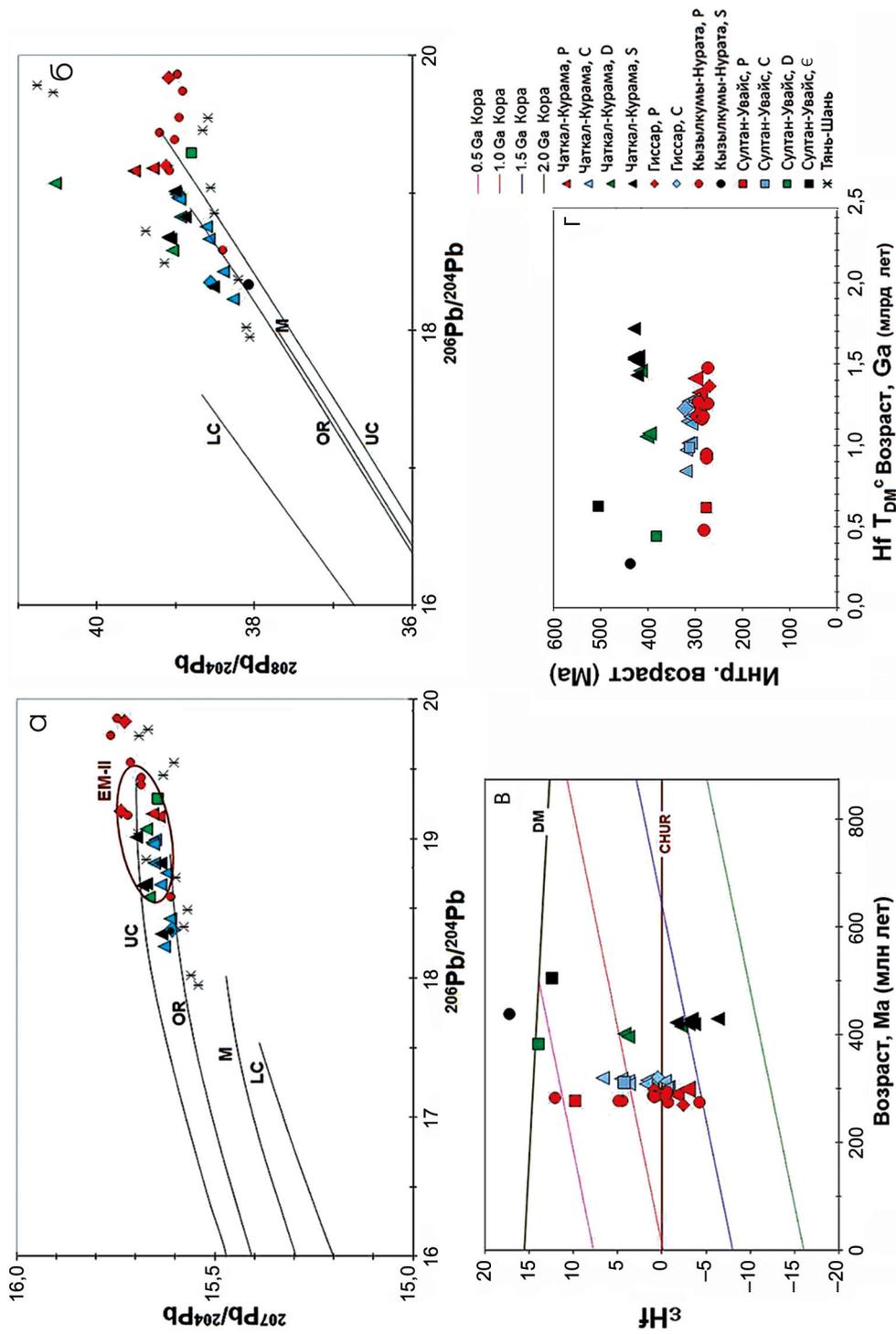


Рис. 4.15. Изотопные составы Pb и Hf в гранитоидах западного Тянь-Шаня: а — диаграмма  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ; б — диаграмма  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ; в — диаграмма, иллюстрирующая соотношение значений  $\epsilon\text{Hf}$  с возрастными кристаллизациями соответствующих пород; г — диаграмма соотношения модельных возрастов Hf  $T_{DM}^c$  с возрастными кристаллизациями соответствующих пород. Условные обозначения: LC — кривые эволюции нижней коры, UC — верхней коры, OR — орогена; M — мантии, по [Zartman, Doe, 1981]. Для сравнения звездочками показаны изотопные составы Pb в других гранитоидах Тянь-Шаня по [Chiagadia et al., 2006]

Это свидетельствует об их происхождении за счет материала древней континентальной коры. В проанализированных гранитоидах установлены следующие вариации измеренных отношений изотопов свинца ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,35\text{--}19,84$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,61\text{--}15,74$  и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,55\text{--}39,12$ ) и первичных отношений изотопов свинца ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16,05\text{--}17,69$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,53\text{--}15,66$ ). На диаграммах, показанных на рис. 4.15, изотопные составы свинца трех гранитоидов проецируются между эволюционными кривыми верхней коры (UC) и орогена (OR), что также указывает на их происхождение из вещества древней коры.

#### *Чаткало-Кураминский блок Срединного Тянь-Шаня*

Изотопный состав Nd-Sr-Pb был изучен в 19 образцах гранитоидов, принадлежащих к трем возрастным группам: силурийской, карбоновой и пермской, однако в восьми пробах были получены нереалистично низкие значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ , которые были исключены из рассмотрения. Значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ , рассчитанные для остальных проб, варьируют в относительно узком диапазоне от 0,7046 до 0,7066 (см. рис. 4.14). Исключение составляет силурийский гранит из интрузии Кызыл-Алма-Сай, для которого установлено очень высокое значение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t) = 0,7175$ . Однако, так как изотопные составы Nd и Hf в этом граните не отличаются от других проб, мы предполагаем, что Rb-Sr система в этой породе могла быть нарушена в результате какого-то вторичного процесса. Другой силурийский гранодиорит из интрузии Карабаш отличается положительным значением  $\epsilon\text{Ndt}$  (+6,9) и модельным возрастом  $\text{Nd } T_{\text{DM}^*}$  0,52 млрд лет (см. рис. 4.14), что может указывать на его мантийное происхождение. Значения  $\epsilon\text{Ndt}$  во всех остальных гранитоидах варьируют от -5,1 до +0,7, а их модельные возрасты  $\text{Nd } T_{\text{DM}^*}$  — от 1,02 до 1,57 млрд лет (причем большинство из них находятся в диапазоне 1,2–1,3 млрд лет), что может указывать на происхождение из коровых или смешанных источников (см. рис. 4.14).

Значения  $\epsilon\text{Hft}$  в цирконах из этих образцов варьируют в достаточно широких пределах (от -5,6 до +7,4), хотя большинство из них находятся в диапазоне от -3 до +3. Обращает на себя внимание то, что силурийские гранитоиды в целом отличаются наиболее древними модельными возрастными Hf (1,4–1,6 млрд лет, см. рис. 4.15), что может указывать на средне-раннепротерозойский возраст фундамента Чаткало-Кураминского блока. Силурийский гранодиорит из интрузии Карабаш, для которого установлено близкое к мантийному значение  $\epsilon\text{Ndt}$  (+6,9), характеризуется типично коровым значением  $\epsilon\text{Hft}$  (-3,0). Это может отражать реальные отличия данных изотопных систем, так как изотопный состав Nd в породе определяется происхождением расплава, из которого эта порода кристаллизовалась, а изотопный состав Hf в цирконах может отражать их происхождение из древних коровых протолитов.

В целом более молодые карбоновые и пермские гранитоиды характеризуются более широкими вариациями значений  $\epsilon_{\text{Hft}}$ , что может указывать на их происхождение из смешанных источников, возможно с некоторым участием мантийного вещества. В гранитоидах Чаткало-Кураминского блока установлены следующие вариации измеренных отношений изотопов свинца ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,23\text{--}20,60$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,61\text{--}15,75$  и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,27\text{--}41,72$ ) и первичных отношений изотопов свинца ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 13,89\text{--}17,80$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,39\text{--}15,60$ ). В микропегматите из интрузии Акчасай установлены очень высокие значения измеренных отношений изотопов свинца ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 20,60$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,75$  и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 41,72$ ), но чрезвычайно низкие значения первичных отношений ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 13,89$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,39$ ). Это связано с очень высоким отношением U/Pb в данной породе, а значит рассчитанные первичные отношения могут быть недостаточно надежными. На диаграммах, показанных на рис. 4.15, изотопные составы свинца всех гранитоидов проецируются между эволюционными кривыми верхней коры (UC) и орогена (OR), что также указывает на наличие древней коровой компоненты в их источниках.

#### § 4.4. Обобщение результатов изучения изотопного состава

Положительные значения  $\epsilon_{\text{Ndt}}$  и низкие  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  указывают на происхождение гранитоидных магм из источников, обедненных литофильными элементами в течение длительного времени (таких как мантия), а отрицательные значения  $\epsilon_{\text{Ndt}}$  и высокие  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  указывают на происхождение из источников, длительное время обогащенных литофильными элементами (таких как древняя континентальная кора). На рис. 4.14а показано положение точек изотопных составов Sr и Nd в проанализированных породах по отношению к полям мантии и протерозойской коры, а также линий смещения между ними. Большинство проб характеризуются смешанными значениями  $\epsilon_{\text{Ndt}}$  (от  $-5$  до  $+7$ ) и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ( $0,704\text{--}0,707$ ), варьирующими в широких пределах, что указывает на преимущественно коровое происхождение. Исключение составляют гранитоиды Султан-Увайса и две породы из Кызылкумо-Нуратинского сегмента, для которых установлены положительные (мантийные) значения  $\epsilon_{\text{Ndt}}$ . В отличие от этих пород большинство других гранитоидов из Кызылкумо-Нуратинского и Гиссарского сегментов, а также из Чаткало-Кураминского блока характеризуются коровыми отрицательными или близкими к нулю значениями  $\epsilon_{\text{Ndt}}$ , что указывает на их формирование из материала древней континентальной коры. Крутой тренд на диаграмме  $\epsilon_{\text{Ndt}}$  vs.  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ , то есть резко отрицательные значения  $\epsilon_{\text{Ndt}}$  на фоне относительно небольшого увеличения значений  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ , обычно означает происхождение за счет древней коры

и связан с обеднением Rb в процессе метаморфизма высоких ступеней на глубоких горизонтах коры.

Верхнекоровые источники, напротив, обычно характеризуются большим разбросом значений  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ , обусловленным значительными вариациями Rb/Sr в осадочных породах. Так как на диаграмме  $\epsilon\text{Ndt vs. } (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$  (см. рис. 4.14а) значения  $\epsilon\text{Ndt}$  образуют отчетливый кластер в интервале от  $-3,5$  до  $-1$  при относительно низких значениях  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ , это, вероятно, указывает на происхождение большинства проанализированных гранитоидов за счет относительно гомогенных коровых протолитов. Исключение составляет единственная проба силурийского гранита из Чаткало-Кураминского блока, которая сильно отличается от остальных гранитоидов значительно повышенным отношением  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ . Это может указывать на происхождение силурийского гранита за счет более молодого гетерогенного корового протолита, что, впрочем, не подтверждается данными по изотопному составу Hf в цирконе.

На рис. 4.14б изображена диаграмма, показывающая соотношение рассчитанных модельных возрастов Nd  $T_{\text{DM}}$  с возрастaми кристаллизации соответствующих пород, определенными с помощью датирования по цирконам. Дополнительно на этой диаграмме показаны линии эволюции во времени составов деплетированной мантии (DM) и «средней коры», выплавленной из мантии 1600, 1000 и 540 млн лет назад, что соответствует нижним границам мезопротерозоя, неопротерозоя и фанерозоя в Международной стратиграфической шкале. Значительный разброс значений  $\epsilon\text{Ndt}$  (от  $-5$  до  $+7$ ) указывает на присутствие как мантийных, так и коровых гранитоидов с явным преобладанием последних. Кроме того, большое количество верхнепалеозойских коровых гранитоидов с отрицательными значениями  $\epsilon\text{Ndt}$  (от  $-5$  до  $-1$ ) указывает на появление этих пород в результате плавления мезопротерозойской коры, что подтверждается наличием во многих гранитах ксеногенных цирконов с мезо-неопротерозойскими возрастaми (рис. 4.16, Приложение В.7). Изотопный состав Pb также указывает на происхождение большинства изученных гранитоидов из материала древней континентальной коры (см. рис. 4.15) и соответствует тренду, установленному для гранитоидов других районов Тянь-Шаня [Chiaradia et al., 2006].

Эти выводы в основном совпадают с оценками возрастa источников гранитоидов по модельным возрастaм Hf  $T_{\text{DM}}^c$ , рассчитанным на основе изотопного состава Hf, измеренного в цирконах (см. рис. 4.15). Так как изотопный состав Hf в цирконах измерен в большем количестве проб по сравнению с пробами, проанализированными на изотопный состав Sr-Nd-Pb, происхождение большинства проанализированных гранитоидов за счет древних (мезопротерозойских или даже палеопротерозойских) коровых источников является еще более очевидным.

На рис. 4.15г изображена диаграмма, показывающая соотношение рассчитанных модельных возрастa Hf  $T_{\text{DM}}^c$  (то есть модельных возрастa отде-

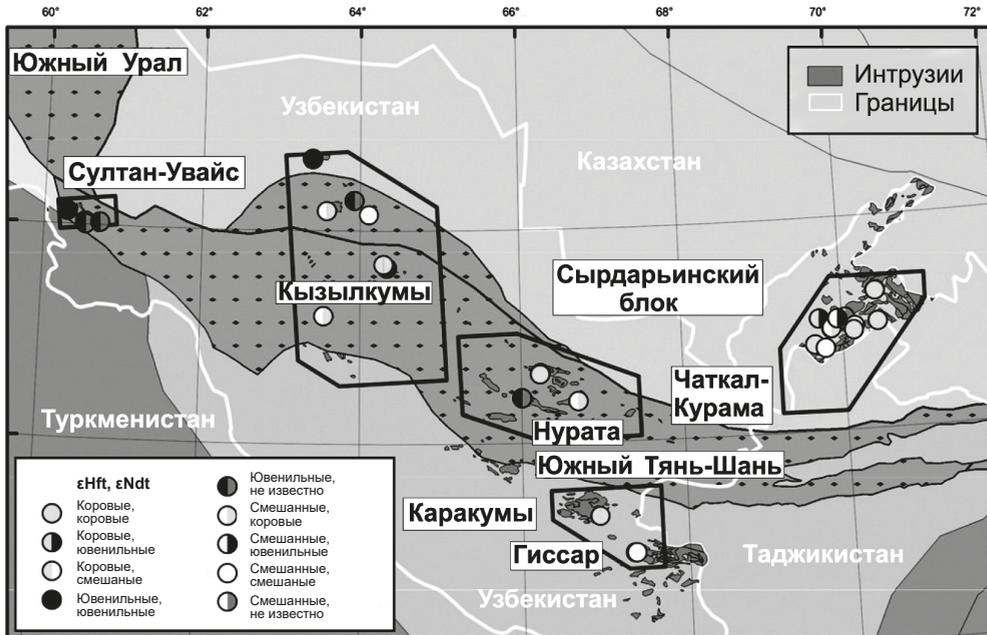


Рис. 4.16. Значения  $\epsilon\text{Hf}$  и  $\epsilon\text{Nd}$  в гранитоидах западного Тянь-Шаня на территории Узбекистана. Значения показаны как коровые, если  $\epsilon\text{Hf} < 0$  и  $\epsilon\text{Nd} < -2$ ; как смешанные, если  $\epsilon\text{Hf}$  от 0 до +5 и  $\epsilon\text{Nd}$  от -2 до 0; как ювенильные, если  $\epsilon\text{Hf} > +5$  и  $\epsilon\text{Nd} > 0$ . С использованием данных [Dolgopolova et al., 2017]

ления от деплетированной мантии коровых источников гранитоидов с принятым отношением  $^{177}\text{Lu}/^{176}\text{Hf} = 0,015$ ) с возрастными кристаллизации соответствующих пород, определенными с помощью датирования по цирконам. На этой диаграмме хорошо видно, что силурийские гранитоиды Чаткало-Кураминского блока имеют раннерифейские модельные возрасты  $\text{Hf } T_{\text{DM}}^{\text{c}}$ , а более поздние девонские и карбоновые гранитоиды этого же района имеют более молодые позднерифейские модельные возрасты, что говорит об их происхождении за счет более молодых коровых протолитов или в результате смешения со все большим количеством ювенильного мантийного вещества. Разновозрастные палеозойские гранитоиды Султан-Увайса преимущественно характеризуются ювенильными мантийными источниками, что подтверждается геохимическими и Sr-Nd изотопными данными для плагиигранитов интрузий Шейхджейли и Кахралысай. Мантийное происхождение также является очевидным для габброидов офиолита Тескудук и плагиигранитов интрузии Бокалы в северной части Кызылкум-Нуратинского сегмента.

Рис.4.14в иллюстрирует близость значений модельных возрастов  $\text{Hf } T_{\text{DM}}^{\text{c}}$ , рассчитанных на основе изотопного состава Hf, измеренного в цирконах, и модельных возрастов  $T_{\text{DM}}$ , рассчитанных по изотопному составу Nd

в породе. Линейный тренд, который отчетливо виден на этой диаграмме, означает, что обе изотопные системы отражают одни и те же эволюционные процессы. Близость значений модельных возрастов Nd и Hf указывает на то, что эти параметры являются надежными индикаторами, позволяющими отличать друг от друга гранитоиды, выплавленные из разных источников, и делать правильные выводы о генезисе магматических серий в различных террейнах Тянь-Шаня.

В целом пермские гранитоиды отличаются от более древних более коровым характером, что особенно характерно для Чаткало-Кураминского блока и Гиссарского сегмента. Исключение составляют некоторые пермские гранитоиды северной части Кызылкумо-Нуратинского сегмента и Султан-Увайса, которые преимущественно характеризуются ювенильными мантийными источниками. Этот тренд отчетливо виден на рис. 4.16, где вынесены значения  $\epsilon\text{Nd}_t$  и  $\epsilon\text{Hf}_t$  для всех проанализированных проб во всех изученных террейнах на территории Узбекистана. Гранитоиды Чаткало-Кураминского блока Срединного Тянь-Шаня характеризуются в основном коровыми источниками. Для гранитоидов Гиссарского и Кызылкумо-Нуратинского сегментов Южного Тянь-Шаня характерны коровые и смешанные источники. Наконец, для пород северной части Кызылкумо-Нуратинского сегмента и Султан-Увайса характерны мантийные источники.

## § 4.5. Интерпретация результатов исследования палеозойских гранитоидов Узбекистана

### 4.5.1. Султан-Увайс

Все проанализированные породы Султан-Увайса значительно отличаются по составу от гранитоидов других изученных районов Узбекистана и представляют собой наиболее примитивные магматические комплексы западного Тянь-Шаня. Хотя гранитоиды Султан-Увайса и характеризуются признаками надсубдукционных магматических серий (правым наклоном спектров распределения редких элементов и отрицательными Ta-Nb-Ti аномалиями на мультикатионных диаграммах), они в значительно меньшей степени обогащены литофильными элементами и легкими REE по сравнению с породами других террейнов (см. рис. 4.12, 4.13). Составы всех пород Султан-Увайса попадают в поле гранитов вулканических дуг на дискриминационных диаграммах Rb vs. (Y + Nb) и Nb vs. Y, а состав плагиигранита интрузии Кахралысай попадает на границу с полем гранитов океанических хребтов (см. рис. 4.11д, 4.11е). Относительно примитивный редкоэлементный состав и отчетливая натровая специализация пород Султан-Увайса может указывать на их происхождение в обстановке внутритрокеанической дуги. Изотопные составы пород Султан-Увайса

также указывают на их мантийное происхождение. Единственная проба, в которой был проанализирован изотопный состав Sr и Nd (Т6-007, гранодиорит Шейхджейли), попадает в поле мантийных составов на диаграмме  $\epsilon Nd$  vs. Sr/Sr (см. рис. 4.14а), и три пробы, в которых был проанализирован изотопный состав Hf в цирконах, также характеризуются положительными значениями  $\epsilon Hf$  (11,0–14,3) и Hf модельными возрастными 0,48–0,67 млрд лет. Исключение составляет проба истемесского гнейса Т6-003, которая отличается более низким, но также положительным значением  $\epsilon Hf$  (+5,45) (см. рис. 4.14а, Приложение В.8). Интересно, что гранит интрузии Актау с возрастом 277 млн лет, который также характеризуется высоким значением  $\epsilon Hf$  (+11,04), представляет собой достаточно редкий для Тянь-Шаня пример постколлизивной интрузии, вероятным источником которой являлись ювенильные протолиты мантийного происхождения.

Новые данные о возрасте пород Султан-Увайса в целом подтверждают опубликованные ранее палеонтологические датировки. Среднекембрийский (505 млн лет) возраст, установленный для связанного с офиолитовым комплексом плагиогранита интрузии Кахралысай, несколько древнее позднеордовикских — раннесилурийских возрастов офиолитовых комплексов, маркирующих Южно-Тянь-Шаньскую сутуру в более восточных районах [Миркамалов и др., 2012; Dolgorolova et al., 2016; 2017]. Гранодиорит из интрузии Шейхджейли, который по геохимическим особенностям тоже близок к гранитоидам офиолитов, имеет возраст 382 млн лет (Приложение В.7). Габброидные интрузии Тебинбулак и Джамансай не были датированы в рамках настоящей работы. Однако ранее опубликованные биостратиграфические и геохронологические данные свидетельствуют о том, что эти массивы также представляют фрагменты девонской океанической коры [Стратифицированные..., 2000]. Хотя возраст 311 млн лет, установленный для истемесских гнейсов, не является надежным из-за большого разброса аналитических данных, он может свидетельствовать о формировании этих сильно деформированных гранитоидов в надсубдукционной обстановке на доколлизивной стадии. Наконец, возраст 277 млн лет, полученный для гранита Актау, близок к возрастам постколлизивных интрузий других районов Тянь-Шаня, полученных нами ранее [Seltmann et al., 2011].

Хотя уже высказывалось мнение о том, что офиолит Каракудук маркирует продолжение Южно-Тянь-Шаньской сутуры [Савчук, 1992; 1990; Савчук и др., 1997; Морозов, 2001], положение Султан-Увайса относительно террейнов Срединного и Южного Тянь-Шаня остается неясным. Присутствие надсубдукционных магматических серий девона и карбона отражает сходство Султан-Увайса с Чаткало-Кураминским блоком Срединного Тянь-Шаня. Однако магматические серии Султан-Увайса отличаются от пород Чаткало-Кураминского блока значительно более примитивной геохимией и мантийными изотопными составами. Возможно, надсубдукционные серии Султан-Увайса представляют

собой лучше сохранившийся и более ювенильный фрагмент островной дуги, которая, по мнению некоторых авторов [Alexeiev et al., 2016], была аккрецирована к северу около 450 млн лет назад и слагает в настоящее время южную часть Чаткало-Кураминского блока. С другой стороны, девонские надсубдукционные серии Султан-Увайса могут являться частью уральских структур и составлять южное продолжение мугоджарской дуги [Лутц, Фельдман, 1992]. На возможную связь между структурами Урала и Южного Тянь-Шаня также указывалось на основании интерпретации геофизических данных [De Boorder, Zeylmans van Emmichoven, 2005].

#### **4.5.2. Кызылкумо-Нуратинский сегмент**

Датированные U-Pb методом по цирконам в рамках данной работы 11 проб из Кызылкумо-Нуратинского сегмента дополняют результаты, опубликованные ранее нами [Конопелько и др. 2002; Konopelko et al., 2003; Seltmann et al., 2011] и другими авторами [Костицын, 1991; 1993; 1996; Wilde et al., 2001; Kempe et al., 2015; 2016]. Наиболее древний возраст 438 млн лет установлен для габбро из аллохтонного офиолита Тескудук в горах Тамдытау. Эта порода является наиболее примитивной по составу (то есть наименее обогащенной литофильными элементами) и характеризуется положительными значениями  $\epsilon\text{Nd}_t$  и  $\epsilon\text{Hf}_t$ , что также указывает на ее мантийное происхождение.

Возрасты всех остальных датированных гранитоидов укладываются в относительно узкий интервал 273–293 млн лет и соответствуют постколлизивной стадии развития региона. Однако некоторые постколлизивные гранитоиды Кызылкумо-Нуратинского сегмента также характеризуются примитивными составами. К ним относятся три пробы тоналитов из интрузии Бокалы в горах Букантау, в одной из которых установлены мантийные изотопные составы Nd, Sr и Hf, а также плагиогранит из интрузии Шурук в горах Кульджуктау. Интересно, что трубки взрыва щелочных мафических пород в северной части Кызылкумо-Нуратинского сегмента также внедрились на постколлизивной стадии. Дайка гранита (Т6-016), секущая алмазоносные мафиты трубки Карашохо в горах Букантау, имеет возраст 276 млн лет. Это означает, что внедрение трубки взрыва, скорее всего, произошло на постколлизивной стадии, что, по неопубликованным данным В.М. Саватенкова и Д.Л. Конопелько, подтверждается Rb-Sr возрастными данными около 300 млн лет, полученными для других трубок взрыва в этом районе.

Постколлизивные гранитоиды Кызылкумо-Нуратинского сегмента отличаются от гранитоидов других сегментов Южного Тянь-Шаня выраженным разнообразием составов (см. рис. 4.11). Они включают редкие для Тянь-Шаня пересыщенные глиноземом S граниты (пробы Т6-017, Т6-018 из интрузии Алтынтау), амфиболсодержащие I-граниты в ассоциации с мафическими породами (пробы Т6-037, Т6-038 из интрузии Темиркобук), а также диф-

ференцированные массивы с А-гранитами (пробы Т6-041 — Т6-043 из интрузии Кошрабад) и небольшие тела нефелиновых сиенитов (пробы Т6-026, Т6-028 из интрузии Кынгыр). Изотопные составы постколлизийных гранитоидов Кызылкумо-Нуратинского сегмента варьируют в широких пределах, однако большинство проб характеризуется коровыми изотопными метками с отрицательными или близкими к нулю величинами  $\epsilon\text{Nd}$ . Эта черта объединяет их с гранитоидами других террейнов Тянь-Шаня и свидетельствует об их происхождении за счет докембрийской коры в результате прямого плавления или в виде существенного компонента источника.

Ранее нами была предложена модель, объясняющая одновременное внедрение геохимически контрастных гранитоидов в результате плавления различных по составу протолитов на разных глубинах вдоль зон крупных транслитосферных сдвигов [Конопелько и др., 2011]. Эта модель кажется применимой для хребта Северный Нуратау, в котором массивы гранитов внедрены вдоль регионального северонуратинского разлома, являющегося частью Южно-Тянь-Шаньской сутуры. Однако для объяснения интенсивного постколлизийного гранитоидного магматизма на обширной территории северных Кызылкумов, где массивы гранитов занимают до 70–80% домезозойского эрозионного среза, необходим более мощный региональный тепловой импульс, который мог быть результатом деламинации сублитосферной мантии и нижней коры и замещения ее более горячим веществом астеносферы [Конопелько и др., 2011]. Реалистичность этого сценария подтверждается новыми изотопными данными, включая древние (1,22–1,47 млрд лет, см. рис. 4.14) модельные  $\text{Nd T}_{\text{DM}}$  возрасты гранитоидов, свидетельствующие о значительном вкладе материала докембрийской коры. В § 4.6 петрогенезис и обстановка формирования постколлизийных интрузий Кызылкумо-Нуратинского сегмента Южного Тянь-Шаня подробно обсуждается на примере многофазного золотоносного массива Кошрабад, одного из нескольких геохимически контрастных магматических комплексов, сформировавшихся в зоне северонуратинского разлома, который является частью Южно-Тянь-Шаньской сутуры.

### **4.5.3. Гиссарский сегмент**

Геохимические особенности габбро и плагиогранита комагматичных окружающим карбонатым вулканитам гиссарского рифта сближают их с габбро-плагиогранитными сериями офиолитов. Однако составы этих пород попадают в поля гранитов вулканических дуг на дискриминационных диаграммах и характеризуются отчетливыми отрицательными аномалиями Ta-Nb-Ti на мультикатионных диаграммах (см. рис. 4.12, 4.13). Все остальные изученные граниты из Гиссарского сегмента, включая три датированных разновидности с возрастными в интервале 270–320 млн лет, характеризуются составами, типичными для надсубдукционных серий, и смешанными изотопными составами

Nd-Sr-Pb-Hf. Такие геохимические характеристики являются обычными для магматических серий активных континентальных окраин андийского типа, в которых мантийные расплавы взаимодействуют и смешиваются с веществом континентальной коры. Сходные геохимические особенности установлены для гранитоидов Чаткало-Кураминского блока, которые также образовались в обстановке активной континентальной окраины, о чем пойдет речь ниже. Однако по сравнению с породами Чаткало-Кураминского блока некоторые граниты Гиссара попадают в поля внутриплитных гранитов на дискриминационных диаграммах и отличаются более древними модельными возрастными свидетельствами об их происхождении из неопротерозойской коры. Подобные черты характерны также для гранитов северной части Гиссарского сегмента на территории Таджикистана [Konopelko et al., 2017].

#### 4.5.4. Чаткало-Кураминский блок

Для девяти из 11 датированных силурийско-раннедевонских магматических пород установлены возрасты в интервале 414–429 млн лет, и только две интрузии имеют более молодые возрасты 401 и 397 млн лет (Приложение В.7). Все силурийско-раннедевонские гранитоиды попадают в поля гранитов вулканических дуг на дискриминационных диаграммах и обладают геохимическими характеристиками, типичными для магматических серий активных континентальных окраин андийского типа, то есть относительно резко фракционированными спектрами распределения REE и редких элементов с отрицательными аномалиями Ta, Nb и Ti, а также смешанными изотопными составами Nd-Sr-Pb-Hf. Их относительно древние модельные Nd и Hf возрасты свидетельствуют о происхождении из неопротерозойской континентальной коры, что подтверждается присутствием ксеногенных и унаследованных неопротерозойских цирконов (Приложения Б.4, В.7–В.10).

Возобновление субдукции в Чаткало-Кураминском блоке обычно связывают с вулканитами уинской свиты, имеющей раннекарбонный биостратиграфический возраст [Далимов и др., 2003]. Однако возрасты 19 датированных магматических пород оказались в интервале 289–320 млн лет, что указывает на то, что пик надсубдукционного магматизма пришелся на средний и поздний карбон (от башкирского до гжельского яруса). Как и силурийско-раннедевонские гранитоиды, карбонные магматические комплексы характеризуются признаками (включая геохимические особенности и смешанные изотопные составы Nd-Sr-Pb-Hf), типичными для магматических серий активных континентальных окраин андийского типа, в которых мантийные расплавы взаимодействуют и смешиваются с веществом континентальной коры.

Полученные раннепермские возрасты в интервале 285–300 млн лет совпадают с возрастными постколлизийными интрузиями других районов Тянь-Шаня [Seltmann et al., 2011; Konopelko et al., 2017]. Однако, в отличие от Южного

Тянь-Шаня, где внедрение постколлизийных гранитов происходило после длительного периода амагматического развития, в Чаткало-Кураминском блоке постколлизийные магматические серии формировались вслед за надсубдукционными без какого-либо перерыва во времени. Постколлизийные комплексы Чаткало-Кураминского блока обладают всеми характеристиками, типичными для шшонитовых серий [Soloviev, 1993; 1998; Мамаджанов, 2004; 2011; Konopelko et al., 2017]. Наличие мафических пород в шшонитовых комплексах Чаткало-Кураминского блока указывает на мантийный источник. Однако геохимические особенности мафических пород (относительно низкие содержания Cr и Ni в комбинации с пониженными значениями Mg# ( $MgO/(MgO+FeO^{tot})$ ) и повышенными содержаниями  $P_2O_5$ , Ba, Sr и LREE) указывают на то, что их мантийный источник, вероятно, был обогащен литофильными элементами в результате мантийного метасоматоза и/или мантийно-корового взаимодействия. Ряд авторов [Hawkesworth et al., 1995; Feldstein, Lange, 1999; и др.] предположили, что обогащенные литофильными элементами и легкими REE шшонитовые расплавы, которые формировались в постколлизийной обстановке, но по редкоэлементному составу напоминают серии активных окраин, могли формироваться из материала мантийного клина, обогащенного несовместимыми элементами в ходе предыдущих эпизодов субдукции. В этом сценарии нагрев и плавление ранее обогащенного мантийного клина может происходить в результате отрыва или отката слэба на постколлизийной стадии [Van Hunen, Miller, 2015].

#### **§ 4.6. Петрогенезис, металлогения и геодинамическая обстановка формирования постколлизийных интрузий Кызылкумо-Нуратинского сегмента на примере золотоносного массива Кошрабад**

Кошрабадский массив, расположенный в Кызылкумо-Нуратинском сегменте Южного Тянь-Шаня, представляет собой одну из интереснейших герцинских интрузий западного Тянь-Шаня. Массив известен как один из немногих фанерозойских комплексов гранитов рапакиви [Юдалевич и др., 1973], а также благодаря связанному с ним магматическому месторождению золота, крупнейшему из подобных месторождений в Тянь-Шане [Abzalov, 2007]. Кроме того, Кошрабадский массив расположен в Северо-Нуратинской структуре, формирование которой связано с растяжением, сопряженным со сдвигом вдоль Северо-Нуратинского разлома, который является частью Южно-Тянь-Шаньской сутуры (рис. 4.17). Постколлизийные гранитоидные интрузии Северо-Нуратинской структуры весьма разнообразны по составу и являются интересным примером гранитообразования в этой геодинамической обстановке.



Рис. 4.17. Тектоническая схема Тянь-Шаня. В рамке — Нуратинские горы, показанные на рис. 4.18:

СТШ — Северный Тянь-Шань, СрТШ — Срединный Тянь-Шань, ЮТШ — Южный Тянь-Шань, ЛН — линия Николаева, ТФС — Талассо-Ферганский сдвиг, ЮТШС — Южно-Тянь-Шаньская сутура

Кошрабадскому массиву и связанным с ним месторождениям посвящены многочисленные публикации [Хамрабаев и др., 1973; Хамрабаев, 2000; Проскураков и др., 1979; Котов, 1993; Бортников и др., 1996; Рудные месторождения Узбекистана, 2001; Abzalov, 2007], однако последние статьи о петрогенезисе массива [Формационный анализ..., 1975; Юдалевич и др., 1991] были основаны на ограниченных данных о составе пород. Мы же рассмотрим петрогенезис Кошрабадского массива с учетом новых данных о петрографии и составе пород, их полевых взаимоотношениях и на основе современных представлений о формировании сложно построенных интрузий. Выявленные тренды геохимической эволюции пород массива дополняют существующие представления о формировании связанных с ним золоторудных месторождений. Геодинамическая обстановка формирования интрузий Северного Нуратау также обсуждается с учетом новых геохимических и геохронологических данных.

#### 4.6.1. Геологическое строение хребта Северный Нуратау

Образования хребта Северный Нуратау, где находится Кошрабадский массив (рис. 4.18, 4.19), представляют собой северную окраину домена Южного Тянь-

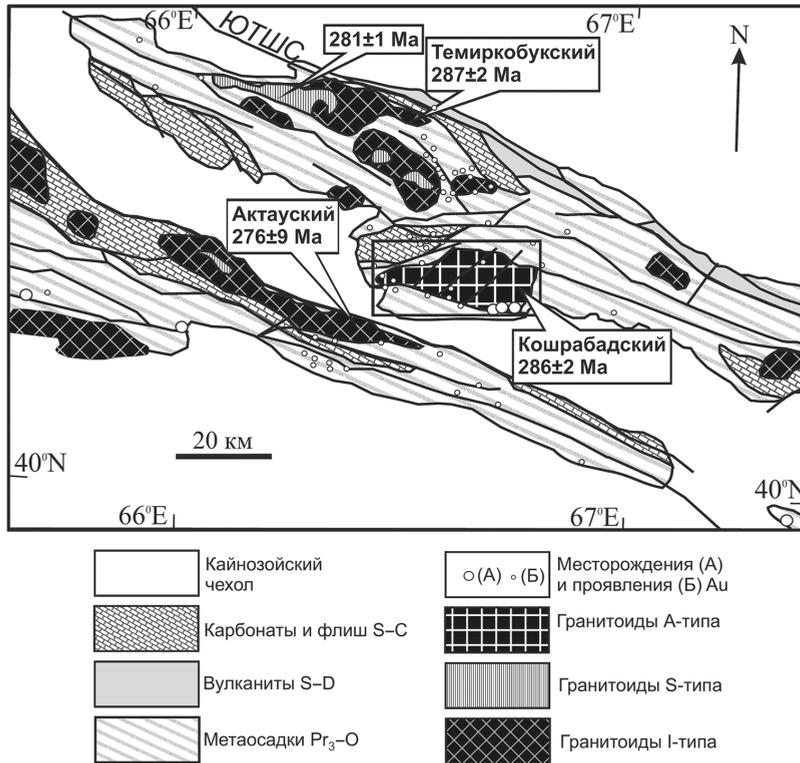


Рис. 4.18. Геологическая схема хребта Северный Нуратау, по [Формационный анализ..., 1975; Abzalov, 2007; Seltmann et al., 2011]. В рамке — Кошрабадский массив, детально показанный на рис. 4.19

Шаня и рассматриваются [Бискэ, Усманов, 1981; Поршняков и др., 1991] как ансамбль тектонических покровов, продвигавшихся на юг от коллизийного шва и смятых затем в складки. Отчетливо наблюдаются покровы мало-мощных карбонатных отложений девона — среднего карбона. Однако отклонение покровов происходило и на более глубоких стратиграфических уровнях, захватывая мощные терригенные серии ордовика — силура вплоть до карбонатно-кремнистого и черносланцевого нижнего палеозоя и, возможно, верхнего докембрия, что привело к резкому утолщению дислоцированного комплекса.

Смятые в складки покровы Северного Нуратау срезаются региональным сдвигом, который является трансформированной шовной зоной: Северо-Нуратинским разломом, который является частью Южно-Тянь-Шаньской сутуры, проходящей вдоль южной окраины Палеоказахстана [Поршняков и др., 1991]. В Северном Нуратау Южно-Тянь-Шаньская сутура осложняется рядом оперяющих разломов и представляет собой крупную структуру растяжения, сфор-

мированную на постколлизийном этапе. В эту структуру внедрены интрузии гранитоидов, включая Кошрабадский массив. Интрузии вытянуты в северо-западном направлении согласно общему простиранию герцинид, хотя часто имеют секущие соотношения с породами рамы. Благодаря различиям в составе, интрузии гранитоидов Северного Нуратау были отнесены на стадии картирования к различным комплексам [Формационный анализ..., 1975], а позже рассматривались как представители различных геодинамических обстановок [Abzalov, 2007]. Условия и обстановка их формирования рассматриваются ниже с учетом новых геохронологических и геохимических данных.

#### **4.6.2. Геологическое строение Кошрабадского массива**

Кошрабадский массив площадью 196 км<sup>2</sup> имеет клиновидную форму и вытянут в субширотном направлении (см. рис. 4.19а). В строении массива принимают участие породы с вариациями состава от 50 до 75 % SiO<sub>2</sub>. В настоящей работе все породы массива разделены на мафические (50–62 % SiO<sub>2</sub>) и породы главной фазы внедрения, представленные кварцевыми сиенитами и гранитами со структурой рапакиви (62–73 % SiO<sub>2</sub>). Все составы также представлены дайковыми разновидностями. Мафические породы слагают 3–4 % площади массива и развиты в его центральной части. Около 94 % площади массива занято овоидными кварцевыми сиенитами и гранитами, и 2 % — дайками и штоками аплитов и мелкозернистых гранитов. Дайки распространены в основном в восточной части массива, где они формируют два перекрещивающихся пучка: северо-восточного и субширотного простирания. Эндоконтакт массива, как правило, лишен хорошо выраженной зоны закалки. В экзоконтакте распространены гранат-кварц-слюдяные и кварц-кордиерит-слюдяные роговики по кластическим осадкам вмещающих пород мощностью 50–200 м. Карбонатные породы в экзоконтакте превращены в гранатовые скарны.

Мафические породы представлены амфибол-пироксеновыми, иногда с оливином, калишпатсодержащими габбро, эссекситами, монцонитами, амфиболовыми плагиосиенитами, амфибол-пироксеновыми, биотит-амфиболовыми и кварцевыми сиенитами. Породы главной фазы представлены крупнозернистыми порфировидными амфибол-биотитовыми кварцевыми сиенитами и гранитами. Мелкие тела аплитов и мелкозернистых гранитов, включая ультракислые граниты, также сложены амфибол-биотитовыми разновидностями. Важной особенностью пород главной фазы является наличие овоидов щелочного полевого шпата размером до 6 × 3 см, часто с каймой олигоклаза, содержащих концентрически расположенные мелкие (до 2 мм) включения темноцветных минералов (рис. 4.20а).

По взаимному расположению овоидов выделяются как структуры течения (трахитоидные), так и структуры, характерные для полевошпатовых ку-

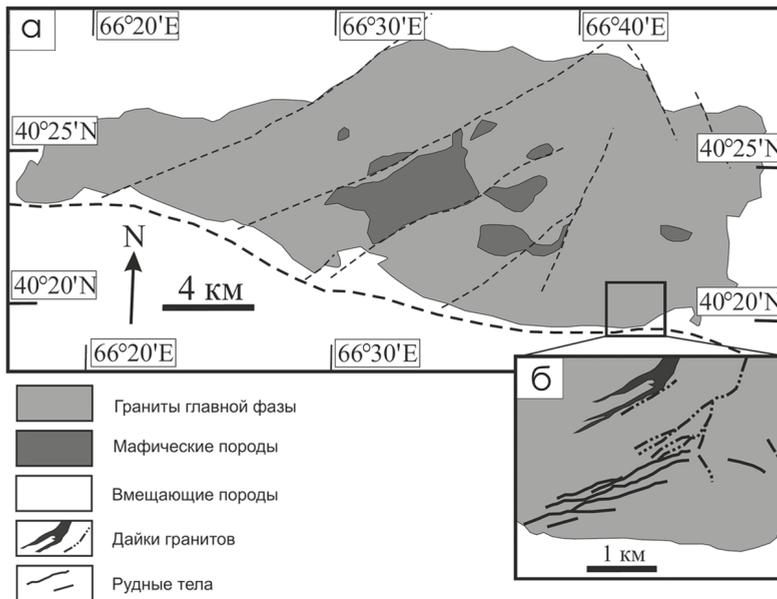


Рис. 4.19. Геологическое строение и рудоносность Кошрабадского массива: а — схематическая геологическая карта массива; б — схематическая карта золоторудного месторождения Гужумсай в зоне эндоконтакта, по [Abzalov, 2007]

мулатов. Тела щелочно-полевошпатовых и андезин-лабрадоровых кумулатов также отмечены при картировании массива [Юдалевич и др., 1991]. Взаимоотношения мафических пород с породами главной фазы указывают на одновременное внедрение расплавов основного и кислого состава. Формируются характерные «подушки» (рис. 4.20б), образование которых объясняется несмесимостью расплавов различного состава [Cantagrel et al., 1984]. Наблюдается также дезинтеграция кумулатов и мобилизация мегакристов полевого шпата в окружающий основной расплав с образованием гибридных пород (рис. 4.20в). Подобные же взаимоотношения установлены между овоидными гранитами главной фазы и поздними аплитами и мелкозернистыми гранитами. Формы тел аплитов и мелкозернистых гранитов указывают на внедрение в еще не консолидированные породы главной фазы (рис. 4.20г). Также наблюдается мобилизация овоидов в инъецирующий расплав, при котором иногда происходит разламывание овоидов (рис. 4.20д).

Минеральный состав пород характеризуется практически сквозным распространением щелочного полевого шпата, слабозонального плагиоклаза, имеющего в центральных частях вкрапленников состав  $An_{32-45}$ , высокожелезистого биотита-лепидомелана и гастингситового амфибола. Мафические породы содержат эгиринизированный клинопироксен (авгит). Как в мафических породах, так и в породах главной фазы иногда встречаются зерна железистого

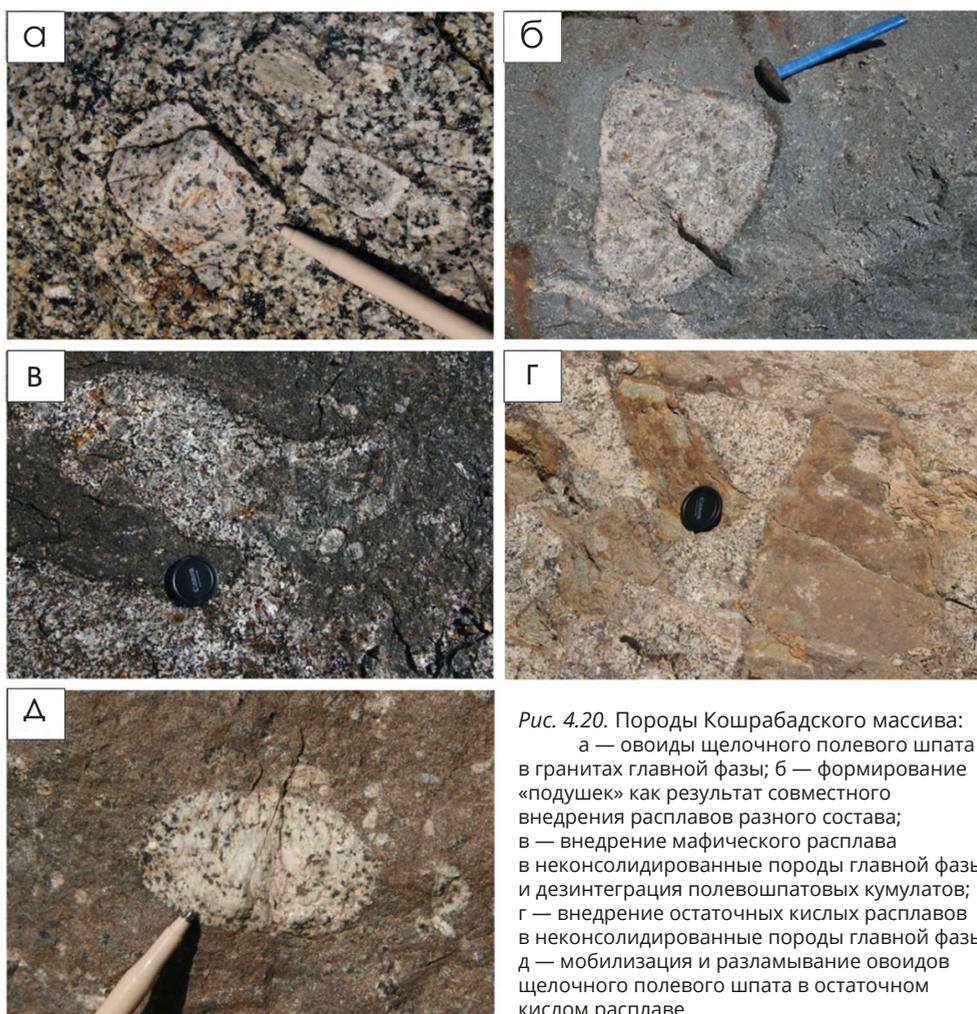


Рис. 4.20. Породы Кошрабадского массива:  
 а — овоиды щелочного полевого шпата в гранитах главной фазы; б — формирование «подушек» как результат совместного внедрения расплавов разного состава; в — внедрение мафического расплава в неконсолидированные породы главной фазы и дезинтеграция полевошпатовых кумулатов; г — внедрение остаточных кислых расплавов в неконсолидированные породы главной фазы; д — мобилизация и разламывание овоидов щелочного полевого шпата в остаточном кислом расплаве

оливина-файллита. Наиболее распространенные акцессорные минералы — ильменит, иногда совместно с магнетитом, апатит, циркон, ортит.

#### 4.6.3. Геохимические характеристики

Химический состав пород определялся методами XRF и ICP-MS и ICP-BF-ESMS. Составы проанализированных образцов представлены в табл. 4.1. Ранее опубликованные анализы пород массива [Формационный анализ..., 1975; Юдалевич и др., 1991] были также включены в базу данных и обработаны совместно с новыми результатами.

Таблица 4.1. Содержание элементов в породах Кашрабадского массива: главных (окислов), вес. %, и редких, ppm

Компонент	420500	T6-043	420400	T6-041	420700	420600	420900	401700	T6-042	420800	421000
SiO <sub>2</sub>	50,70	53,26	56,00	56,73	60,55	61,05	61,90	64,65	65,42	65,00	65,70
TiO <sub>2</sub>	1,30	1,20	1,13	0,59	0,80	0,48	0,70	0,54	0,49	0,59	0,57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,50	17,94	14,70	17,00	17,45	19,65	17,10	15,92	15,21	15,95	16,05
FeO <sup>tot</sup>	12,10	9,42	10,04	6,98	5,21	4,36	5,43	4,85	4,14	5,08	4,87
MnO	0,19	0,16	0,16	0,12	0,08	0,06	0,10	0,06	0,06	0,07	0,07
MgO	0,98	0,42	0,73	0,41	0,10	0,65	0,48	0,75	0,64	0,75	0,70
CaO	12,15	7,24	8,62	3,91	2,66	5,39	3,71	3,15	2,87	3,45	3,23
Na <sub>2</sub> O	3,75	5,52	4,20	4,98	5,56	5,32	4,43	4,31	3,31	3,72	3,66
K <sub>2</sub> O	2,25	1,97	3,66	4,84	5,84	2,19	5,44	4,09	4,57	3,89	4,33
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,68	0,24	0,46	0,17	0,07	0,15	0,18	0,19	0,17	0,20	0,18
Rb	-	37	-	112	-	-	-	157	198	-	-
Ba	1831	1127	1589	1685	828	918	1862	1477	1465	1401	1580
Sr	1058	566	880	507	537	461	474	224	199	-	-
Ga	-	23,6	-	23,1	-	-	-	26,9	23,3	-	-
Zr	221	306	163	151	120	276	532	229	244	326	305
Hf	4,6	8,0	4,0	4,0	2,3	6,9	10,9	6,0	8,0	8,3	7,6
Y	36,7	33,4	38,2	25,2	14,3	38,4	31,2	38	39,1	46,2	42,1
Nb	24,8	24,0	29,2	17,5	19,8	21,2	36,2	19,0	21,2	24,8	23,0
Ta	1,9	1,4	2,4	0,9	1,0	1,5	2,3	1,3	2,4	1,6	1,6
U	2,0	2,1	2,8	1,4	0,6	2,1	2,8	6,5	3,7	5,6	6,8
Th	5,9	6,6	6,7	10,1	1,2	9,5	10,1	16,3	15,5	16,7	16,1
La	50,5	39,3	47,9	31,6	20,2	45,6	35,4	48,2	48,3	42,9	49,2
Ce	98,1	79,3	94,8	63,1	37,0	83,6	64,4	93,8	94,3	82,3	91,0
Pr	10,9	9,7	10,9	7,6	4,1	9,4	7,1	11,0	10,7	9,3	10,0
Nd	43,8	35,5	44,4	28,6	16,4	38,7	29,5	40,4	38,2	39,4	40,1
Sm	8,6	7,1	8,9	5,3	3,5	8,1	6,2	8,4	7,8	8,9	8,6
Eu	2,2	2,1	2,0	2,2	2,5	2,2	2,0	1,7	1,5	1,6	1,7
Gd	6,8	6,2	7,0	5,1	2,8	6,9	5,3	7,8	7,3	7,5	7,4
Tb	1,1	1,0	1,2	0,8	0,5	1,2	0,9	1,3	1,2	1,4	1,3
Dy	6,4	5,4	6,7	4,2	2,6	6,7	5,3	6,9	6,3	7,9	7,3
Ho	1,2	1,2	1,3	0,9	0,5	1,3	1,1	1,4	1,3	1,6	1,4
Er	3,7	3,1	3,8	2,6	1,5	3,7	3,2	3,8	3,6	4,6	4,0
Tm	0,5	0,5	0,6	0,3	0,2	0,5	0,5	0,6	0,5	0,7	0,6
Yb	3,5	3,2	3,6	2,3	1,6	3,2	3,1	3,4	3,2	3,9	3,5
Lu	0,5	0,6	0,6	0,3	0,2	0,5	0,5	0,5	0,5	0,6	0,5

Примечание: FeO<sup>tot</sup> — общее железо как FeO; прочерк означает, что элемент не проанализирован.

На диаграмме  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  (TAS) (рис. 4.21а) составы пород Кошрабадского массива попадают в поле как щелочной, так и субщелочной серии. Мафические породы соответствуют по составу монцогаббро, монцодиориту, монцониту, а породы главной фазы в основном попадают в поле кварцевых сиенитов и монцонитов [Middlemost, 1994]. На диаграмме  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  (рис. 4.21б) составы пород массива образуют тренд от относительно натровых к более калиевым составам с увеличением  $\text{SiO}_2$ . Диаграмма на рис. 4.21в показывает, что мафические породы умеренно глиноземистые, тогда как часть пород главной фазы и сходные по составу дайки пересыщены глиноземом. На диаграмме  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO} - \text{SiO}_2$  (рис. 4.21г) мафические породы Кошрабадского массива образуют крутой тренд, проходящий через все поля от известковой до щелочной серии с увеличением  $\text{SiO}_2$ . Такие тренды характерны для серий пород, образовавшихся в результате фракционирования мафических минералов, например авгита [Frost C.D., Frost B.R., 2008]. Породы главной фазы обогащены  $\text{CaO}$  по сравнению с мафическими породами и не образуют с ними единого тренда на диаграмме  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO} - \text{SiO}_2$ , попадая в поля щелочно-известковой и щелочной серии (рис. 4.21г). Такое обогащение наиболее кислых разновидностей  $\text{CaO}$  обычно объясняется ассимиляцией корового вещества, имеющего преимущественно кварц-полевошпатовый состав [Frost C.D., Frost B.R., 2008]. Все породы Кошрабадского массива резко обогащены железом относительно магния. На диаграмме  $\text{FeO}^{\text{tot}}/(\text{FeO}^{\text{tot}}+\text{MgO}) - \text{SiO}_2$  (рис. 4.21д) составы пород находятся в полях толеитовой серии и гранитов А-типа. Высокая железистость — главная черта гранитоидов Кошрабадского массива, сближающая их с гранитами А-типа. Другие геохимические характеристики, главным образом относительная обогащенность  $\text{CaO}$ , не позволяют отнести кошрабадские породы к классическим А-гранитам.

Вариационные диаграммы петрогенных и редких элементов относительно  $\text{SiO}_2$  в породах массива приведены на рис. 4.22. Перегиб тренда на диаграмме  $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$  иллюстрирует переход от фракционирования бедных глиноземом темноцветных минералов в мафических породах к фракционированию полевых шпатов в породах главной фазы. Резкий рост концентраций  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  с увеличением  $\text{SiO}_2$  в мафических породах также подчеркивает, что полевые шпаты практически не участвовали во фракционировании. В породах главной фазы содержание  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ , напротив, уменьшается с ростом  $\text{SiO}_2$ , что характерно для серий полевошпатовых кумулатов. Небольшое несоответствие составов мафических пород и пород главной фазы отмечается также на диаграммах  $\text{CaO}$ ,  $\text{FeO}^{\text{tot}}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5 - \text{SiO}_2$ ; породы главной фазы относительно обогащены этими элементами по сравнению с мафическими. Породы массива характеризуются высокими содержаниями  $\text{Ba}$  (800–1800 ppm) и  $\text{Sr}$  (200–800 ppm), умеренными содержаниями  $\text{Rb}$  (100–200 ppm) и повышенными содержаниями HFSE. Высокие содержания HFSE сближают породы массива с гранитами А-типа, однако высокие содержания  $\text{Ba}$  и  $\text{Sr}$  характерны скорее

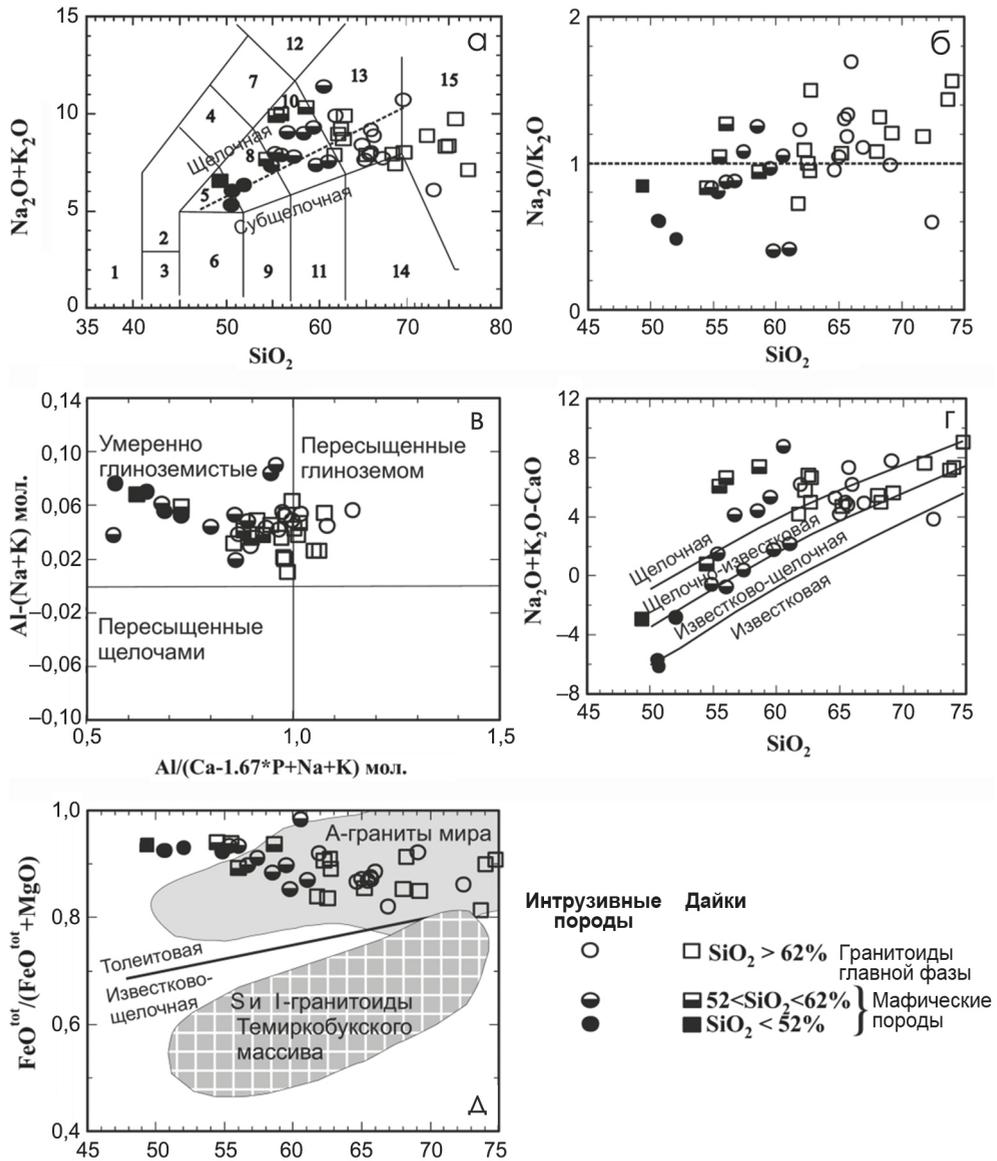


Рис. 4.21. Породы Кошрабадского массива на классификационных диаграммах:  
 а — диаграмма  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ , названия полей по [Middlemost, 1994]: 1 — фойдолит, 2 — фельдшпатоидное габбро, 3 — габброперидотит, 4 — фельдшпатоидный монцодиорит, 5 — монцогаббро, 6 — габбро, 7 — фельдшпатоидный монцосиенит, 8 — монцодиорит, 9 — габбродиорит, 10 — монцонит, 11 — диорит, 12 — фельдшпатоидный сиенит, 13 — сиенит и кварцевый монцонит, 14 — гранодиорит, 15 — гранит, пунктирная линия, разделяющая поля щелочной и субщелочной серий, по [Irvine, Baragar, 1971]; б —  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ ; в —  $\text{Al} - (\text{Na} + \text{K})$ , мол., —  $\text{Al}/(\text{Ca} - 1,67 \cdot \text{P} + \text{Na} + \text{K})$ , мол.; г —  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{SiO}_2$ ; д —  $\text{FeO}^{\text{tot}}/(\text{FeO}^{\text{tot}} + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ , поле S- и I-гранитоидов Темиркубукского массива дано для сравнения по [Формационный анализ..., 1975]. Остальные названия полей на частях в, г и д — по [Frost C. D., Frost B. R., 2008]

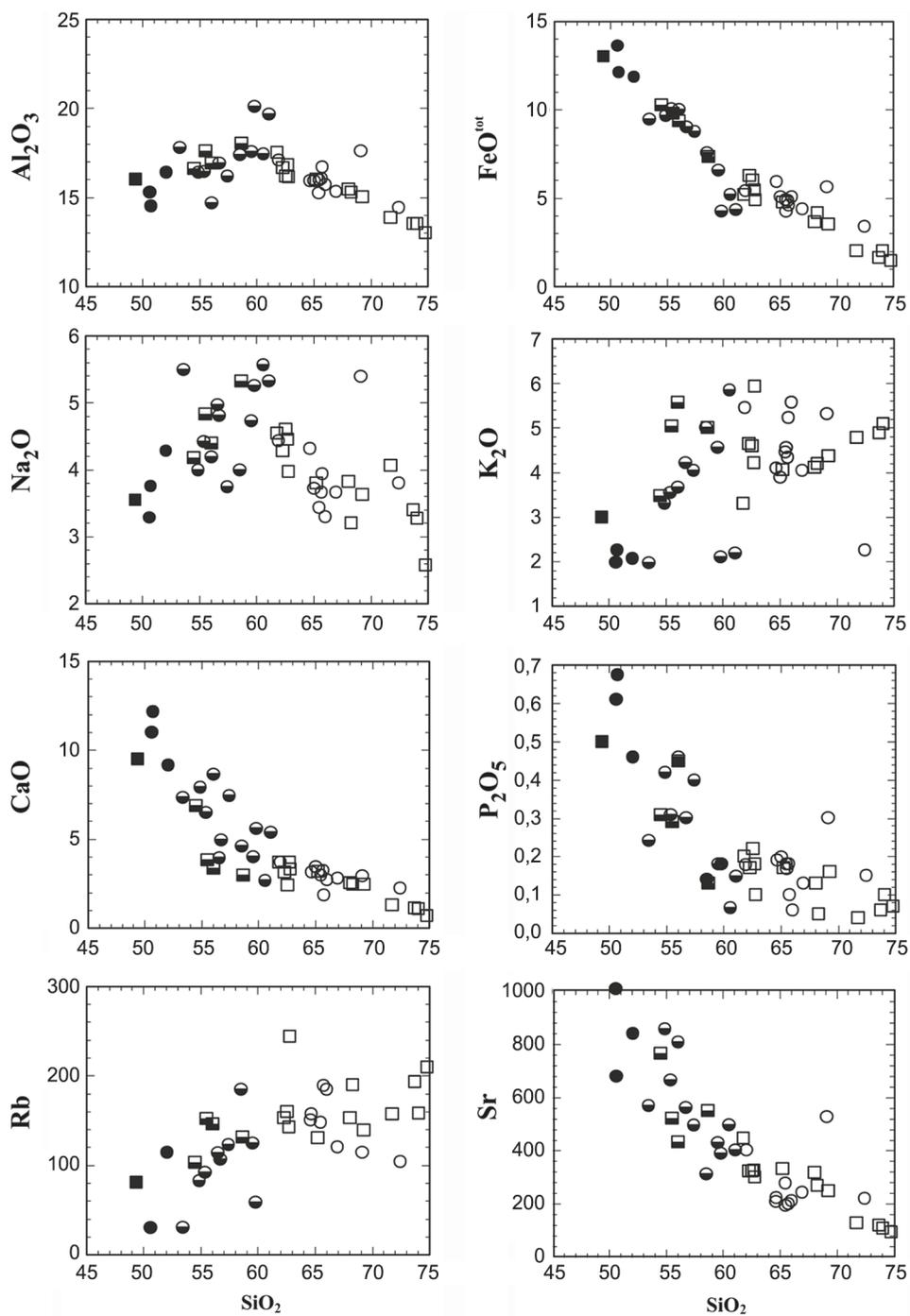


Рис. 4.22. Вариационные диаграммы петрогенных и редких элементов относительно  $\text{SiO}_2$  в породах Кошрабадского массива. Условные обозначения: см. рис. 4.21

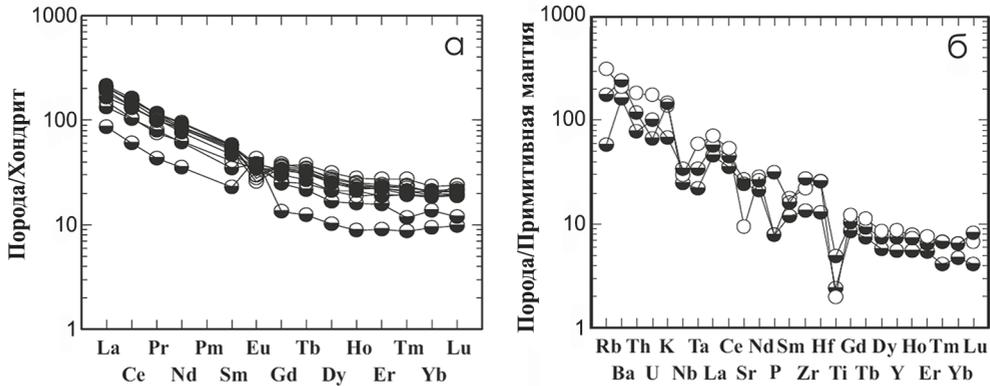


Рис. 4.23. Редкоэлементный состав гранитоидов Кошрабадского массива:

а — спектры распределения концентраций REE, нормированные к хондриту; б — спектры распределения концентраций редких элементов, нормированные к примитивной мантии. Для нормирования использовались значения концентраций по [Sun, McDonough, 1989]. Условные обозначения: см. рис. 4.21

для пород посторогенной ассоциации. На вариационной диаграмме Rb — SiO<sub>2</sub> породы массива образуют тренд с резким перегибом, аналогичный трендам Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O. Тренд на диаграмме Sr — SiO<sub>2</sub> аналогичен тренду CaO и также демонстрирует относительную обогащенность пород главной фазы Sr.

Спектры REE умеренно фракционированы с обогащением легкими REE (рис. 4.23а). Отмечаются небольшие положительные или отрицательные аномалии Eu или их полное отсутствие. В целом спектры REE практически идентичны для всех типов пород массива. Все типы пород также обогащены литофильными элементами (Rb, Ba, Th, K) и демонстрируют отчетливые отрицательные аномалии высокозарядных катионов, таких как Nb, Ta и Ti, на мультикатионных диаграммах (рис. 4.23б).

#### 4.6.4. Петрогенезис

Принадлежность всех пород Кошрабадского массива к одному генетическому комплексу подчеркивается единством минерального состава и общими геохимическими характеристиками: высокой железистостью и сходными спектрами распределения REE и редких элементов. Однако изучение геологических и геохимических характеристик показало, что формирование пород массива, вероятно, происходило в несколько этапов и в нем участвовало несколько различных процессов. Составы мафических пород указывают на формирование мафической серии из щелочно-базальтового расплава в результате интенсивной фракционной кристаллизации мафических минералов, например авгита, практически без участия полевых шпатов. Относительная обогащенность мафических пород железом и присутствие в них оливина указывает на

восстановительную обстановку формирования и относительную сухость расплава [Frost C. D., Frost B. R., 1997], которые препятствовали ранней кристаллизации магнетита и способствовала накоплению в расплавах железа. Породы главной фазы также формировались в восстановительной обстановке. Однако такая их геохимическая особенность, как относительная обогащенность CaO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Sr по сравнению с мафическими породами, указывает на изменение состава в результате какого-то дополнительного процесса. Предполагается, что наблюдаемая модификация состава является результатом ассимиляции коровых пород в промежуточной магматической камере. Вариации состава пород главной фазы обусловлены главным образом фракционированием полевых шпатов. Это подтверждается полевыми описаниями андезин-лабрадоровых и щелочно-полевошпатовых кумулатов [Юдалевич и др., 1991]. Таким образом, вся масса пород главной фазы, слагающая 94 % площади массива, представляет собой серию полевошпатовых кумулатов и кислых остаточных расплавов, смешанных в различных пропорциях. Образование кумулатов, вероятно, происходило *in situ* или в процессе внедрения массива. Выходы мафических пород расположены локально в центральной части массива (см. рис. 4.19а). Наблюдаемые в поле структуры указывают на одновременное внедрение расплавов основного и кислого составов (см. рис. 4.20). Вероятно, область мафических пород в центральной части массива сформировалась в результате инъекции мафической магмы в еще не консолидированный массив пород первой фазы. При этом многократное внедрение мафического расплава обусловило возникновение гибридных пород и серии мафических даек. Дайки кислого состава, вероятно, имеют иное происхождение. Лейкогранитные дайки, вероятно, представляют собой остаточные порции расплава, отфильтрованные в результате формирования полевошпатовых кумулатов. Образовавшиеся таким образом порции лейкогранитных расплавов могли внедряться в виде даек в уже консолидированные части массива и во вмещающие породы, а также могли инжецировать еще не консолидированные полевошпатовые кумулаты с образованием структур совместного внедрения и с мобилизацией в расплавах овоидов щелочного полевого шпата (см. рис. 4.20). Роль этих поздних лейкогранитных порций расплава в формировании золотого оруденения будет рассмотрена далее.

#### 4.6.5. Происхождение золотого оруденения

Кошрабадский массив вмещает три смежных золоторудных месторождения Гужумсай, Промежуточное и Чармитан, известных под общим названием Зармитан, с общими запасами 300 т золота при среднем содержании 9,8 г/т [Abzalov, 2007]. Рудные тела мощностью 1–3 м, расположенные в пределах массива и частично во вмещающих породах, представляют собой скопление выдержанных по простиранию и падению кварцевых жил. В западной части



Рис. 4.24. Золотоносные кварцевые жилы месторождения Гужумсай в относительно слабо измененных гранитах главной фазы Кошрабадского массива. Средний размер овоидов щелочного полевого шпата 5 см

месторождения кварцевые жилы совпадают по ориентировке с дайками мелкозернистых гранитоидов Кошрабадского массива (см. рис. 4.206). Золотое оруденение в кварцевых жилах связано с сульфидами, которые в основном представлены пиритом и арсенопиритом, но включают также шеелит, сульфиды полиметаллов, теллуриды и стибнит [Рудные месторождения Узбекистана, 2001; Abzalov, 2007]. Обращает на себя внимание тот факт, что зоны изменения в зальбандах жил проявлены крайне незначительно и не превышают нескольких сантиметров (рис. 4.24).

В магматических системах золото, по-видимому, является некогерентным элементом в относительно восстановительных условиях [Thomson et al., 1999]. Это подтверждается тем, что все магматические месторождения золота генетически связаны с ильменитсодержащими интрузиями [Baker et al., 2005], то есть с интрузиями, формировавшимися в относительно восстановительных условиях, что позволяло золоту накапливаться в остаточных расплавах и гидротермальных растворах. Породы Кошрабадской интрузии существенно обогащены золотом относительно кларка, при этом наиболее высокие концентрации золота установлены именно в некоторых поздних лейкократовых дайках (рис. 4.25). Магматическому характеру и особенностям золоторудной минерализации Зармитана посвящена обширная литература [Проскуряков и др., 1979; Тесленко, Польшковский, 1988; Котов, 1993; Teslenko, Polykovskiy, 1994; Бортников и др., 1996; Abzalov, 2007]. Наши данные о геохимической эволюции пород массива лишь дают дополнительные доказательства генетической связи золотого оруденения с Кошрабадской интрузией. По-видимому, магмы, из которых формировались породы интрузии, были первоначально обогащены этим элементом. Восстановительные условия и наличие подходящих комплексообразователей позволили золоту на ранних стадиях кристаллизации не осаждаться, а накапливаться в ходе магматической эволюции.

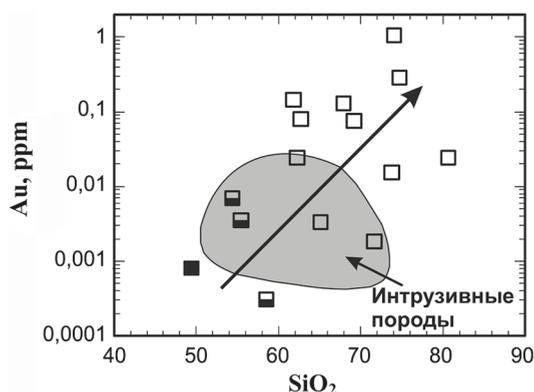


Рис. 4.25. Дайковые серии Кошрабадского массива на диаграмме Au — SiO<sub>2</sub>. Поле концентраций золота в интрузивных разновидностях пород приведено для сравнения по [Юдалевич и др., 1991]. Условные обозначения: см. рис. 4.21

Это обусловило высокие концентрации металла в поздних дайках и в гидротермальных растворах. Внедрение поздних даек и формирование кварцевых жил ограничивалось субширотными разломами и, вероятно, не было значительно оторвано во времени от кристаллизации Кошрабадской интрузии. Отсутствие выраженных ореолов измененных пород в зальбандах рудных жил указывает на то, что процесс их формирования был достаточно быстрым. Осаждение золота при этом могло быть связано с резким понижением температуры гидротермальных растворов или с изменением окислительно-восстановительной обстановки. Для изучения детальной хронологии формирования месторождения необходимы дальнейшие исследования поздних дайковых серий и рудных тел.

В южнотяньшаньском секторе Западного Узбекистана расположено несколько крупных месторождений золота (см. рис. 4.18). Золоторудная минерализация в Южном Тянь-Шане, и Северном Нуратау в частности, в основном размещается в черносланцевых толщах нижнего палеозоя и может быть пространственно связана или не связана с интрузиями гранитоидов. Проблема мантийного или корового источника золота широко обсуждалась в литературе [Рудные месторождения Узбекистана, 2001; Chiaradia et al., 2006]. Мантийный источник не был установлен в породах и рудах месторождений Мурунтау и Зармитан [Graupner et al., 2010], однако региональная ассоциация месторождений с черносланцевыми толщами скорее указывает на коровое происхождение золота. В случае Кошрабадского массива это подтверждается более высокими содержаниями золота в породах главной фазы, которые по геохимическим данным, в отличие от мафических пород, контаминированы

коровым веществом. В то же время расплавы и флюиды мантийного происхождения могли играть роль источников тепла и растворов, необходимых для мобилизации золота из черносланцевых толщ.

#### **4.6.6. Обобщение результатов исследований Кошрабадского массива**

Кошрабадский массив относится к герцинским постколлизийным интрузиям, для которых характерен относительно узкий возрастной интервал формирования 280–295 млн лет, приуроченность к региональным зонам сдвига, наличие разнообразных типов гранитоидов и щелочных пород, формирование которых было сближено во времени и пространстве.

Массив сложен двумя сериями: мафическими породами, кварцевыми сиенитами и гранитами главной фазы. Порфириформные гранитоиды главной фазы содержат овоиды щелочного полевого шпата и представляют собой серию полевошпатовых кумулатов. Мафические породы, локально развитые в центральной части массива, образовались в результате инъекций мафической магмы в еще неконсолидированные породы главной фазы с образованием гибридных пород и разнообразных дайковых серий.

Все породы массива отличаются очень высокой железистостью и присутствием фаялита, что свидетельствует о восстановительной обстановке формирования. Мафические породы являются результатом фракционной кристаллизации щелочно-базальтового мантийного расплава, а граниты главной фазы демонстрируют признаки контаминации коровым веществом. Высокая железистость и повышенные содержания HFSE сближают породы массива с гранитами А-типа.

Данные о геохимической эволюции пород массива подтверждают генетическую связь месторождений золота в пределах массива с магматическим процессом и указывают на возможность накопления золота в остаточных кислых расплавах и на относительно быстрое формирование рудных кварцевых жил в тех же структурах, которые обуславливали внедрение поздних даек.

Формирование разновозрастных, но различных по составу гранитоидных интрузий Северо-Нуратинского хребта объясняется синхронным плавлением различных коровых протолитов в зоне трансформации в результате подъема горячего астеносферного вещества в обстановке растяжения. Циркуляция гидротермальных растворов, вызванная этим процессом, обусловила мобилизацию рудных элементов из пород коры и формирование их промышленных концентраций.

#### **4.6.7. Геодинамические обстановки формирования постколлизионных интрузий Кызылкум-Нуратинского сегмента**

Формирование крупно-амплитудных сдвигов вдоль главных тектонических швов происходило в Тянь-Шане на постколлизионном этапе начиная с раннепермского времени [Laurent-Charvet et al., 2003]. Хребет Северный Нуратау представляет собой структуру растяжения, которая осложняет главную Южно-Тянь-Шаньскую сутуру, проходящую в его северной части (см. рис. 4.17, 4.18). Отличительной особенностью Северного Нуратау являются многочисленные интрузии гранитоидов, существенно отличающиеся друг от друга по составу. Наиболее распространены амфиболсодержащие гранитоиды I-типа, слагающие восточную часть Темиркобукского массива, Актауский массив и другие интрузии Нуратинского хребта. В то же время западная часть Темиркобукского массива сложена двуслюдяными гранатсодержащими гранитами S-типа, которые также закартированы в виде отдельных тел в пределах Актауского и других массивов (см. рис. 4.18). Наконец, геохимические особенности Кошрабадского массива сближают его с A-гранитами. Резкое отличие пород Кошрабадского массива от S- и I-гранитов Темиркобукского массива по относительной железистости иллюстрирует рис. 4.21д. В то же время датирование интрузий Нуратау U-Pb методом по цирконам показало, что они имеют близкие возрасты (см. рис. 4.18), причем S- и I-граниты Темиркобукского массива и граниты Кошрабадского массива образовались практически одновременно 287–281 млн лет назад [Seltmann et al., 2011]. Таким образом, в Северо-Нуратинской структуре проявлены все основные черты герцинского постколлизионного гранитоидного магматизма Тянь-Шаня: относительно узкий возрастной интервал формирования 280–295 млн лет, приуроченность к региональным зонам сдвига, наличие разнообразных типов гранитоидов и щелочных пород, формирование которых было сближено во времени и пространстве [Ненахов, Белов, 1996; Konopelko et al., 2007; 2009; Seltmann et al., 2011]. Для объяснения этих особенностей нами предложена модель [Konopelko et al., 2007], основанная на построениях, выполненных [Teyssier, Tikoff, 1998] для разлома Сан-Андреас в Калифорнии, который является наиболее хорошо изученным современным внутриконтинентальным трансформным разломом. Согласно этой модели (см. рис. 2.22), крупно-амплитудные сдвиги, возникающие на постколлизионном этапе, являются транскоровыми и затрагивают как литосферную мантию, так и астеносферу. Сдвиговые напряжения приводят к возникновению обстановки растяжения и к появлению в основании коры субгоризонтальных зон отрыва. Растяжение вызывает подъем горячего астеносферного материала вдоль зоны сдвига и в субгоризонтальные зоны отрыва. Вещество астеносферы является источником тепла и флюидов, которые могут вызвать плавление в зоне сдвига и в субгоризонтальных зонах в основании коры. Плавление литосферной мантии и различных коровых протолитов

может привести к одновременному появлению расплавов самого различного состава, включая щелочные породы, а также к появлению коровых ячеек циркуляции гидротермальных растворов. При этом внедрение постколлизийных интрузий и формирование рудных месторождений в результате циркуляции гидротермальных растворов могут иметь общую причину, но не быть непосредственно связанными друг с другом, хотя оба процесса контролируются одними и теми же зонами трансформных сдвигов. В дальнейшем расширение зон отрыва в основании коры может привести к деляминации литосферной мантии и вызвать новые импульсы магматизма.

Таким образом, герцинский постколлизийный магматизм и металлогения Северного Нуратау, вероятно, определяются процессами в пределах крупно-амплитудного трансформного сдвига и опережающих его разломов. Мафические породы Кошрабадского массива образовались в результате фракционирования первично мантийного щелочно-базальтового расплава, а гранитоиды главной фазы уже несут признаки ассимиляции корового вещества. Одновременное образование S- и I-гранитов Темиркубукского массива, вероятно, обусловлено синхронным плавлением различных коровых протолитов на разных глубинах вдоль зоны сдвига. Широкое распространение золоторудных проявлений в связи с интрузиями гранитоидов различного состава и за их пределами свидетельствует о том, что постколлизийный магматизм сопровождался интенсивной циркуляцией гидротермальных растворов, которая привела к мобилизации рудных элементов из пород коры и к формированию их промышленных концентраций.

#### **§ 4.7. Геодинамическая модель палеозойской эволюции западного Тянь-Шаня и обстановки формирования гранитоидных серий**

Формирование террейнов современного западного Тянь-Шаня связано с эволюцией нескольких океанических бассейнов, главный из которых получил название Туркестанского океана [Буртман, 2015]. Маркированная офиолитами Южно-Тянь-Шаньская сутура, сформированная в результате закрытия Туркестанского океана в позднем палеозое, протягивается почти на 2000 км на восток в китайский Тянь-Шань. Возрасты офиолитов и надсубдукционных вулканитов указывают на раскрытие Туркестанского океана не позднее кембрия — ордовика [Миркамалов и др., 2012; Куренков, 1983; Куренков, Аристов, 1995] с последующим формированием островной дуги в его северной части [Alexeiev et al., 2016] и, возможно, кратковременного эпизода субдукции на юг в ордовике — силуре [Бухарин и др., 1985; Тектоника..., 1989; Мухин и др., 1991]. Полученный нами возраст офиолитов Султан-Увайса (505 млн лет) не противоречит этому сценарию. Этот раннепалеозойский этап развития Туркестан-

ского океана проиллюстрирован на рис. 4.26 реконструкцией силурийских событий для возраста 425 млн лет. В Гиссарском и Кызылкумо-Нуратинском сегментах Южного Тянь-Шаня имеются также следы более древних неопротерозойских рифтов или небольших океанических бассейнов, главный из которых маркируется Фан-Каратегинским (ягнобским) поясом метабазальтов [Volkova, Budanov, 1999; Koporelko et al., 2015; 2019]. Некоторые участки этих рифтов продолжали заполняться вулканитами до конца ордовика [Worthington et al., 2017]. Однако в большинстве этих структур вулканизм основного состава завершился еще в конце неопротерозоя, после чего вулканиты были перекрыты нижнепалеозойскими черносланцевыми и песчано-глинистыми толщами (такими, как, например, Бесапанская свита), которые в силуре стали частью южной пассивной окраины Туркестанского океана и впоследствии сыграли важную роль при формировании месторождения Мурунтау и других месторождений кызылкумской золоторудной провинции [Kempe et al., 2016].

В это же время, по крайней мере начиная с силура, на северной окраине Туркестанского океана продолжалась субдукция на север под Сырдарьинский континент с образованием активной континентальной окраины, фрагменты которой представлены надсубдукционными магматическими сериями с возрастными 416–429 млн лет в Чаткало-Кураминском блоке Срединного Тянь-Шаня. Предполагается, что в это время Туркестанский океан был еще достаточно широким. В его северной части, вероятно, существовала энсиматическая островная дуга, с которой связаны мантийные габброиды офиолита Тескудук в горах Тамдытау с возрастом 438 млн лет и силурийские вулканиты гор Сангуртау и некоторых других свит в северных Кызылкумах [Бискэ, 1996].

В раннем девоне надсубдукционный магматизм на северной окраине Туркестанского океана прекратился, хотя излияния внутриплитных базальтов во внутренних частях океана еще продолжались [Safonova et al., 2016]. В дальнейшем северная окраина испытала поднятие, эрозию и развивалась в пассивном режиме или превращалась в трансформную границу плит до конца карбона. Таким образом, в среднем девоне обе окраины Туркестанского океана развивались в пассивном режиме и были покрыты карбонатными платформами, как показано на реконструкции для 385 млн лет на рис. 4.26. Однако во внутренних частях южного континента зоны накопления пелагических осадков продолжали существовать до раннего карбона (вашанская и агбасайская свиты), что может свидетельствовать о наличии краевых глубоководных бассейнов (например, Зеравшанского), подчеркивающих сложность строения Гиссарского сегмента. Геодинамическая позиция, в которой формировались среднедевонские островодужные комплексы Султан-Увайса, остается неясной. Как обсуждалось выше, они могли формироваться на северной активной окраине Туркестанского океана или на продолжении уральских островодужных структур.

Согласно палеонтологическим данным [Далимов и др., 2003], которые подтверждены нашими новыми датировками, субдукция на север возобновилась не позднее серпуховского яруса раннего карбона около 320 млн лет назад и превратила Срединный Тянь-Шань, который уже являлся частью палеоказахстанского континента, в активную континентальную окраину, показанную на реконструкции для возраста 315 млн лет на рис. 4.26. Близкие датировки около 320 млн лет получены для метаморфитов ультравысокого давления в зоне Южно-Тянь-Шаньской сутуры и первых надвиговых деформаций в передовом прогибе южной пассивной окраины Туркестанского океана. В то же время во внутренних частях пассивной окраины карбонатная седиментация продолжалась до московского яруса среднего карбона [Бискэ, 1996; Biske, Seltmann, 2010; Alexeiev et al., 2016]. Надсубдукционные карбоновые магматические породы слагают большую часть современной территории Чаткало-Куряминского блока (см. рис. 4.8) и включают целый ряд интрузий, с которыми связаны уникальные медно-порфировые и кварцево-жильные золоторудные месторождения Алмалыкского рудного района [Рудные месторождения Узбекистана, 2001; Golovanov et al., 2005].

В раннем карбоне в результате растяжения на южной пассивной окраине Туркестанского океана был заложен Гиссарский рифт, который начал заполняться вулканическими породами, начиная с турнейского, но главным образом в визейском ярусе. Надсубдукционные вулканические и интрузивные серии Гиссарского хребта, включая крупный Гиссарский батолит, могли формироваться в результате относительно кратковременного эпизода субдукции на север в небольшом океаническом бассейне, в который трансформировался Гиссарский рифт в среднем и позднем карбоне [Копорелко et al., 2017]. Однако не исключено, что и Гиссарский рифт, и надсубдукционные магматические серии Гиссарского хребта формировались над падающей на север зоной субдукции на активной северной окраине океана Палеотетис, как показано на реконструкции для возраста 315 млн лет на рис. 4.26. Океан Палеотетис в это время располагался к югу от континентальных масс Южного Тянь-Шаня, но его следы к западу от Памира в настоящее время скрыты под отложениями Афгано-Таджикской депрессии. Этот сценарий также объясняет метаморфизм амфиболитовой фации с возрастом около 345 млн лет, который предшествовал заложению Гиссарского рифта на территории Узбекистана [Миркамалов и др., 2012]. Полученные нами датировки гранитоидов Гиссарского батолита (321–298 млн лет назад) показали, что его формирование началось несколько ранее, чем предполагалось [Расчленение..., 1976; Геологическая карта Казахстана..., 1981] и продолжалось вплоть до постколлизийного этапа развития Южного Тянь-Шаня.

Существовавшие ранее представления о возможном продолжении среднекарбоновой активной окраины в Султан-Увайс отчасти подтверждаются возрастом 311 млн лет, полученным для истемесских гнейсов. По мнению ряда

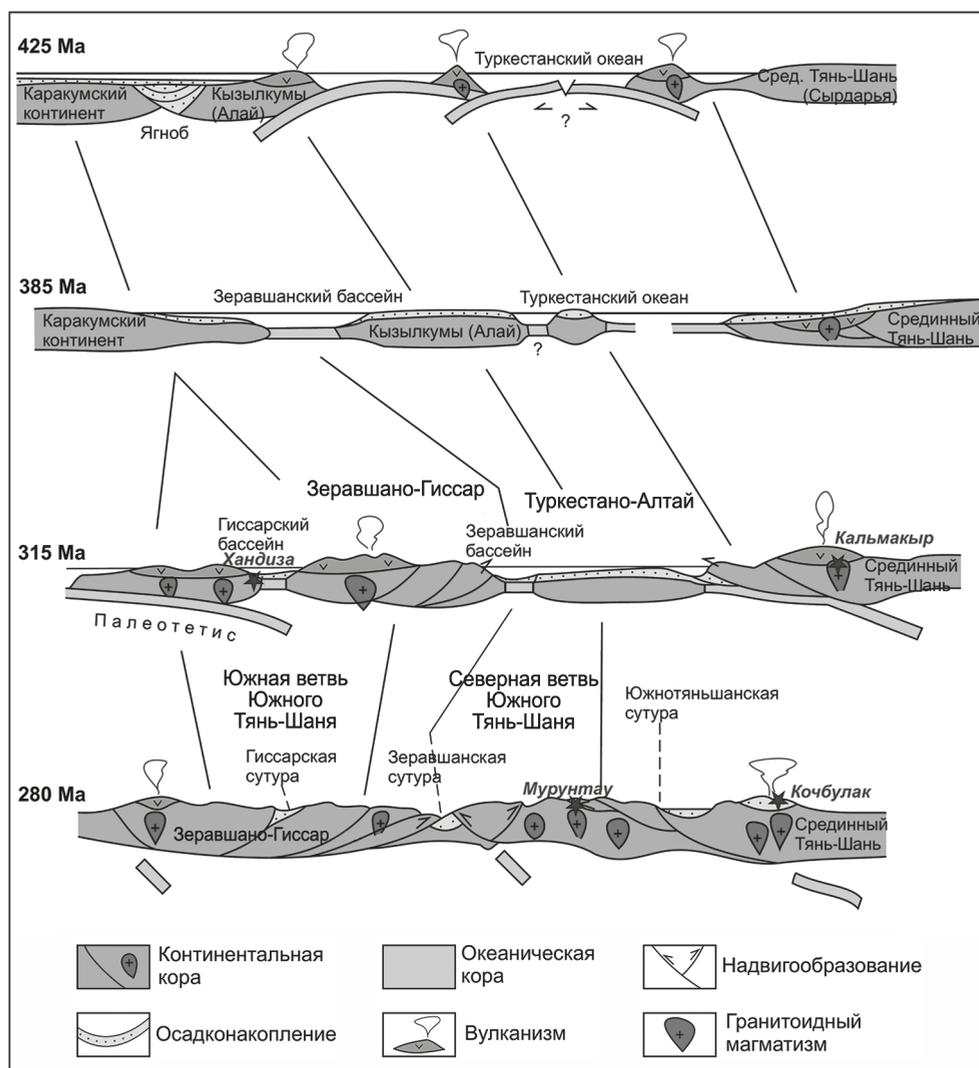


Рис. 4.26. Геодинамическая модель эволюции террейнов западного Тянь-Шаня на территории Узбекистана в палеозое

авторов, например [Савчук и др., 1997], сильный метаморфизм и деформации, характерные для всех допермских образований Султан-Увайса [Стратифицированные..., 2000], могут объясняться преобразованиями девонских островодужных толщ в ходе карбоновых аккреционно-коллизионных процессов.

Окончательное закрытие Туркестанского океана и Гиссарского рифта в ранней перми привело к утолщению континентальной коры в обстановке коллизии и внедрению син- и постколлизионных магматических серий

(реконструкция для возраста 280 млн лет представлена на рис. 4.26). Формирование постколлизийных интрузий в разных террейнах, вероятно, происходило в различных обстановках. Шошонитовый характер постколлизийных серий Чаткало-Кураминского блока может объясняться отрывом слэба на постколлизийной стадии [Konopelko et al., 2017]. Для объяснения интенсивного постколлизийного магматизма Кызылкумо-Нуратинского сегмента была предложена модель деламинации нижней коры и замещения ее материалом астеносферы [Конопелько и др., 2011; Seltmann et al., 2011]. Наконец, сближенное во времени внедрение геохимически контрастных гранитоидов в зоне северонуратинского разлома могло быть результатом одновременного плавления разноглубинных протолитов в зоне транслитосферного сдвига [Конопелько и др., 2011]. Последний сценарий подтверждается тем, что пик образования постколлизийных интрузий (290–280 млн лет назад) совпадает по времени с формированием крупных позднеколлизийных левых сдвигов на южной окраине Палеоказахстана. В конце перми левосторонние сдвиги сменились правосторонними с образованием ряда долгоживущих региональных разломов, одним из которых является Таласо-Ферганский сдвиг [Буслов и др., 2003; Буслов, 2011; Бискэ и др., 2013; Natal'in, Şengör, 2005]. Постколлизийный раннепермский магматизм проявился во всех террейнах Тянь-Шаня. При этом на бывших активных окраинах (в Чаткало-Кураминском блоке Среднего Тянь-Шаня, Гиссарском сегменте Южного Тянь-Шаня и в Султан-Увайсе) постколлизийные серии формировались вслед за надсубдукционными без перерыва во времени и отчасти наследовали геохимическую специализацию последних, а на территории бывших пассивных окраин (в Кызылкумо-Нуратинском сегменте Южного Тянь-Шаня) постколлизийные комплексы внедрились после длительного периода амагматического развития. В некоторых районах Тянь-Шаня (например, в хребте Северный Нуратау) постколлизийные интрузии приурочены к Южно-Тянь-Шаньской сутуре и опережающим ее разломам, тогда как в других террейнах (Кызылкумы, Чаткало-Кураминский блок и, отчасти, Гиссар) внедрение постколлизийных интрузий происходило без очевидной приуроченности к структурным линеаментам. Изотопные составы Nd-Sr-Pb-Hf постколлизийных гранитоидов западного Тянь-Шаня указывают на их коровое или смешанное происхождение, что подтверждает данные, полученные для гранитоидов других районов Тянь-Шаня, которые в основном также характеризуются коровыми мезопротерозойскими источниками [Konopelko et al., 2015; 2017]. В то же время ювенильные мантийные изотопные характеристики и примитивные редкоэлементные составы ряда постколлизийных и более ранних гранитоидов Султан-Увайса и северной части Кызылкумо-Нуратинского сегмента указывают на возможное присутствие в западном Тянь-Шане скрытых под мезокайнозойским чехлом небольших блоков ювенильной палеозойской коры, аналогичных ювенильной коре восточного Казахстана и окрестностей Джунгарской впадины [Jahn et al., 2000].

## Заключение

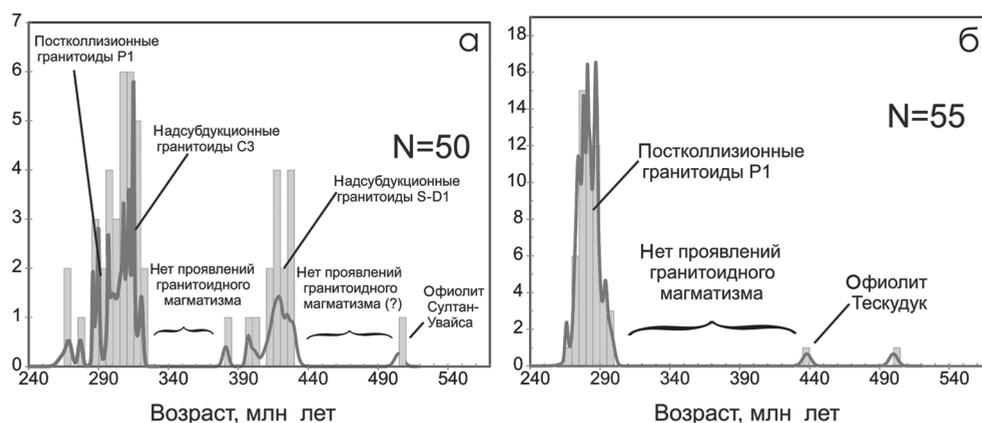
Объектами исследования являлись палеозойские гранитоиды западного Тянь-Шаня. Постколлизийные гранитоиды были изучены в пределах Кызылкумского, Гиссарского, Алайского и Кокшаальского сегментов Южного Тянь-Шаня, сформировавшихся на бывшей южной пассивной окраине Туркестанского океана. Надсубдукционные гранитоиды и переход от субдукционного к постколлизийному магматизму изучен на северной активной окраине Туркестанского океана в Чаткало-Кураминском блоке Среднего Тянь-Шаня и в горах Султан-Увайса. В работе также учтены результаты исследования некоторых верхнепалеозойских массивов Северного Тянь-Шаня, внедрившихся за пределами собственно герцинского складчатого пояса. Были изучены более 70 магматических комплексов. Проанализированы химические составы в более чем 150 пробах пород. Около 60 образцов были датированы по циркону, и примерно в таком же количестве проб был определен изотопный состав Nd, Sr, Hf и Pb. В результате работы впервые удалось с высокой точностью оценить продолжительность эпизодов надсубдукционного и постколлизийного магматизма в различных террейнах Тянь-Шаня. На основе новых данных об изотопно-геохимическом составе и возрастах пород проведена типизация и сериальная геохимическая классификация гранитоидных комплексов в региональном масштабе с реконструкцией геодинамических обстановок их формирования, а также сделаны выводы о генезисе ключевых магматических комплексов и связанного с ними оруденения. По данным изотопного картирования гранитоидов сделаны выводы о возрасте и характере их источников, характеризующих строение континентальной коры главных террейнов западного Тянь-Шаня. Обобщение полученных данных позволило уточнить историю его геологического развития в палеозое и предложить модели, объясняющие вариации состава гранитоидов в различных террейнах.

Наиболее важные выводы можно сформулировать следующим образом.

1. Формирование современного западного Тянь-Шаня связано с эволюцией окраин Туркестанского палеоокеана. Возрасты офиолитов указывают на раскрытие этого океана не позднее кембрия — ордовика, что согласуется

с полученным возрастом офиолитов Султан-Увайса (505 млн лет). В раннем палеозое окраины Туркестанского океана развивались в основном в пассивном режиме, однако в силуре начинается субдукция на север с образованием активной континентальной окраины, фрагменты которой представлены надсубдукционными магматическими сериями в Чаткало-Кураминском блоке Срединного Тянь-Шаня и Султан-Увайсе. В начале силура в северной части Туркестанского океана, вероятно, существовала энсиматическая островная дуга, с которой связаны мантийные габброиды офиолита Тескудук в Кызылкумах с возрастом 438 млн лет. Для 9 из 11 датированных силурийско-раннедевонских магматических пород Чаткало-Кураминского блока установлены возрасты в интервале 414–429 млн лет, и только две интрузии имеют более молодые возрасты 401 и 397 млн лет, близкие к возрасту 382 млн лет, полученному для гранодиорита из Султан-Увайса. В середине девона надсубдукционный магматизм на северной окраине Туркестанского океана прекратился, и в дальнейшем северная окраина испытала поднятие, эрозию и развивалась в пассивном режиме или превратилась в трансформную границу плит до середины карбона. Субдукция на север возобновилась не позднее серпуховского яруса раннего карбона и снова превратила Срединный Тянь-Шань, который уже являлся частью палеоказахстанского континента, в активную континентальную окраину. Возрасты 19 датированных магматических пород Чаткало-Кураминского блока укладываются в интервал 289–320 млн лет. Это свидетельствует о том, что пик надсубдукционного магматизма пришелся на средний и поздний карбон. На возможное продолжение среднекарбоновой активной окраины в Султан-Увайсе указывает возраст 311 млн лет, полученный для деформированных гранитоидов в этом регионе. В раннем карбоне также был заложен Гиссарский рифт на южной пассивной окраине Туркестанского океана. Надсубдукционные магматические серии Гиссарского хребта могли сформироваться в результате относительно кратковременного эпизода субдукции на север в небольшом океаническом бассейне, в который трансформировался Гиссарский рифт в позднем карбоне, или на активной северной окраине находящегося южнее океана Палеотетис. Окончательное закрытие Туркестанского океана и Гиссарского рифта в конце карбона привело к утолщению коры в обстановке коллизии и внедрению постколлизионных интрузий. Многочисленные датировки постколлизионных гранитоидов всех изученных террейнов западного Тянь-Шаня в основном укладываются в относительно узкий возрастной интервал 275–295 млн лет с пиком в диапазоне 280–295 млн лет и совпадают с возрастными постколлизионными интрузиями других районов Тянь-Шаня.

Таким образом, в западном Тянь-Шане выделяются две группы верхнепалеозойских гранитоидов: девон-карбоновые надсубдукционные и раннепермские постколлизионные. Постколлизионные гранитоиды распространены во всех террейнах западного Тянь-Шаня, а надсубдукционные развиты локально



Гистограммы распределения возрастов средне- и позднепалеозойских гранитоидов в различных террейнах западного Тянь-Шаня, иллюстрирующие различия эволюции гранитоидного магматизма на бывших окраинах Туркестанского океана:

а — активной (Чаткало-Кураминский блок, Гиссар и Султан-Увайс); б — пассивной (Кызылкумский, Алайский и Кокшаальский сегменты Южного Тянь-Шаня). Датировки по [Миркамалов и др., 2012; Glorie et al., 2011; Zhang et al., 2013; Dolgoplova et al., 2017; Loury et al., 2018; Konopelko, 2019; Alexeiev et al., 2019]

в Султан-Увайсе, Чаткало-Кураминском блоке и Гиссаре. В Кызылкумском, Алайском и Кокшаальском сегментах Южного Тянь-Шаня, которые в верхнем палеозое являлись пассивными окраинами Туркестанского океана, постколлизийные интрузии внедрились после длительного периода амагматического развития, а в Султан-Увайсе, Чаткало-Кураминском блоке и Гиссаре позднекарбоновые надсубдукционные и раннепермские постколлизийные серии образуют единый временной тренд (см. рис.). Таким образом, в западном Тянь-Шане установлено четыре этапа палеозойского гранитоидного магматизма, связанных с эволюцией Туркестанского палеоокеана: 1) плагиограниты офиолитов с возрастом 438–506 млн лет; 2) надсубдукционные гранитоиды с возрастными интервалами 414–429 и 300–320 млн лет; 3) постколлизийные гранитоиды с возрастом 280–295 млн лет.

2. Палеозойские гранитоиды западного Тянь-Шаня отличаются разнообразием состава. Проведенная на основе новых данных о химическом составе и возрастах пород типизация гранитоидных серий в региональном масштабе показала, что их состав определяется геодинамическими обстановками формирования и особенностями строения фундамента различных террейнов Тянь-Шаня. Как показано в главе 4, силурийско-раннедевонские и карбоновые надсубдукционные гранитоиды, изученные в Чаткало-Кураминском блоке, Гиссаре и Султан-Увайсе, образуют дифференцированную серию с вариацией составов от габбро до гранита. Эти породы относятся к высококальциевой известково-щелочной серии (I-типу) и характеризуются фракционированными спектрами распределения REE с отрицательными Eu аномалиями и отчет-

ливым обогащением литофильными элементами и отрицательными аномалиями высоkozарядных катионов на мультикатионных диаграммах. Эти признаки типичны для магматических серий активных континентальных окраин андийского типа, в которых мантийные расплавы взаимодействуют и смешиваются с веществом континентальной коры. Исключение составляют гранитоиды Султан-Увайса, обладающие редкоэлементными составами, близкими к мантийным. Раннепермские постколлизийные гранитоиды в основном относятся к шошонитовой и высококалиевой щелочно-известковой серии. Шошонитовые гранитоиды наиболее характерны для Чаткало-Кураминского блока. Наличие мафических пород в надсубдукционных и шошонитовых комплексах указывает на мантийный источник. Раннепермские гранитоиды Алайского и Кызылкумского сегментов Южного Тянь-Шаня отличаются разнообразием составов, что связано с неоднородностью строения фундамента этих террейнов. Как показано в главе 3, интрузии Алайского сегмента сложены четырьмя геохимически контрастными сериями пород, включающими гранитоиды I-типа, шошонитовые гранитоиды, высокоглиноземистые граниты, близкие к S-типу, а также щелочные породы и карбонатиты. Все эти серии пород свойственны также Кызылкумскому сегменту, однако его особенностью является наличие в северной части Кызылкумов нескольких интрузий плагиогранитов, отличающихся относительно примитивными редкоэлементными составами. Фундамент Кокшаальского сегмента, представленный мощным докембрийским основанием Таримского кратона, определяет большую однородность постколлизийных интрузий, сложенных гранитами щелочной и щелочно-известковой серий (см. главу 2). Наиболее дифференцированные разновидности кокшаальских гранитов представлены оловоносными литий-фтористыми топазсодержащими лейкогранитами с высокими концентрациями летучих, литофильных элементов и высоkozарядных катионов. Внедрение гранитов происходило одновременно с щелочными сиенитами и мафическими породами толеитовой серии, которые образуют с гранитами бимодальную ассоциацию. Граниты Кокшаала характеризуются умеренной глиноземистостью и резко обогащены железом по отношению к магнию, что сближает их с гранитами рапакиви и позволяет классифицировать как граниты А-типа. Таким образом, в региональном масштабе вариации состава палеозойских гранитоидов западного Тянь-Шаня контролируются геодинамической обстановкой их формирования и строением фундамента: магматические серии активных окраин, распространенные в Чаткало-Кураме, Гиссаре и Султан-Увайсе, представлены надсубдукционными гранитоидами известково-щелочной серии (I-граниты) и постколлизийными шошонитовыми гранитоидами. Особенности постколлизийного магматизма пассивных окраин определяются строением фундамента: в Кокшаале, построенном на докембрийском основании, преобладают А-граниты, для Алая и Кызылкумов, где фундамент более гетерогенный, имеет место ассоциация гранитоидов I-, S- и А-типов.

3. Изучение изотопного состава Nd, Sr, Pb и Hf в верхнепалеозойских гранитоидах позволило сделать выводы о возрасте и характере их источников, определяющих строение континентальной коры изученных террейнов западного Тянь-Шаня. Большинству проанализированных раннепермских гранитов Кокшаальского и Алайского сегментов Южного Тянь-Шаня, расположенных в восточной части изученного региона, присущи коровые изотопные составы Sr-Nd-Pb-Hf с отрицательными значениями  $\epsilon\text{Ndt}$  (от  $-3$  до  $-7$ ) и  $\epsilon\text{Hft}$  (от  $-5,0$  до  $0$ ), а их Nd и Hf модельные возрасты в диапазоне 1,0–1,4 млрд лет указывают на происхождение из смешанных источников со значительной долей мезопротерозойских или более древних коровых субстратов. Надсубдукционным и постколлизийным гранитоидам Чаткало-Кураминского блока и Гиссара присущи коровые или смешанные изотопные составы Sr-Nd-Pb-Hf с несколько большими вариациями значений  $\epsilon\text{Ndt}$  (от  $-5,1$  до  $+0,7$ ) и  $\epsilon\text{Hft}$  (от  $-5,6$  до  $+3$ ) по сравнению с гранитами Алая и Кокшаала. Модельные возрасты большинства гранитоидов Чаткало-Кураминского блока и Гиссара в диапазоне 1,02–1,6 млрд лет свидетельствуют об их происхождении из мезо-неопротерозойской континентальной коры, что подтверждается присутствием ксеногенных неопротерозойских цирконов. Более широкие вариации значений  $\epsilon\text{Hft}$  и  $\epsilon\text{Ndt}$  в карбоновых и пермских гранитоидах по сравнению с силурийскими гранитами могут указывать на их происхождение из смешанных источников, возможно с некоторым участием мантийного вещества. Изотопные составы раннепермских гранитоидов Кызылкумо-Нуратинского сегмента варьируют в широких пределах, однако большинство проб характеризуется коровыми изотопными составами с отрицательными или близкими к нулю величинами  $\epsilon\text{Ndt}$ . Эта черта объединяет их с гранитоидами других террейнов Тянь-Шаня и свидетельствует о происхождении за счет мезо-неопротерозойской коры, что подтверждается древними модельными возрастными в диапазоне 1,22–1,47 млрд лет. В то же время некоторые постколлизийные гранитоиды Кызылкумов имеют примитивные изотопные и редкоэлементные составы. К ним относятся тоналиты интрузии Бокалы, в которых установлены мантийные изотопные составы Nd, Sr и Hf, а также плагиогранит из интрузии Шурук. Все изученные породы Султан-Увайса обладают мантийными изотопными составами. Анализ изотопного состава Sr и Nd был сделан только в одной пробе, но три пробы, в которых был исследован изотопный состав Hf в цирконах, также определяются положительными значениями  $\epsilon\text{Hf}$  (от  $+11,0$  до  $+14,3$ ) и Hf модельными возрастными в диапазоне 0,48–0,67 млрд лет. Несколько более низкое, но также положительное значение  $\epsilon\text{Hf}$  ( $+5,45$ ) установлено в пробе истемесского гнейса. Единственный проанализированный постколлизийный гранит Султан-Увайса из интрузии Актау с возрастом 277 млн лет также характеризуется высоким значением  $\epsilon\text{Hf}$  ( $+11,04$ ) и представляет собой достаточно редкий для Тянь-Шаня пример постколлизийной интрузии, вероятным источником которой являлись ювенильные протолиты мантийного происхождения.

Выявленные особенности изотопного состава палеозойских гранитоидов западного Тянь-Шаня позволяют сделать вывод о том, что источником гранитоидов большинства террейнов этого региона являлась неопротерозойская или более древняя континентальная кора. Гранитоиды, источником которых являлась островодужная кора, выявлены в Султан-Увайсе и северных Кызылкумах. Такие фрагменты ювенильной островодужной коры обнаружены в западном Тянь-Шане впервые.

4. С учетом изложенных в главе 1 представлений о механизмах формирования постколлизионных комплексов на основе полученных результатов были созданы геодинамические модели, объясняющие вариации состава постколлизионных гранитоидов в разных террейнах западного Тянь-Шаня. В Чаткало-Кураминском блоке, который в девоне и карбоне представлял собой активную окраину Туркестанского океана, раннепермские постколлизионные магматические комплексы наследуют геохимические особенности надсубдукционных магм и обладают всеми признаками, типичными для шошонитовых серий. Наличие мафических пород в шошонитовых комплексах указывает на мантийный источник, однако геохимические особенности мафитов свидетельствуют о том, что этот мантийный источник, вероятно, был обогащен литофильными элементами в результате мантийного метасоматоза и/или мантийно-корового взаимодействия. Ряд авторов [Hawkesworth et al., 1995; Feldstein, Lange, 1999; и др.] предположили, что обогащенные литофильными элементами и легкими REE шошонитовые расплавы, которые формировались в постколлизионной обстановке, но по редкоэлементному составу напоминают серии активных окраин, могли формироваться из материала мантийного клина, обогащенного несовместимыми элементами в ходе предыдущих эпизодов субдукции. В этом сценарии нагрев и плавление ранее обогащенного мантийного клина может происходить в результате отрыва или отката слэба на постколлизионной стадии [Van Hunen, Miller, 2015]. Для объяснения происхождения геохимически контрастных постколлизионных серий Алайского и Кызылкумо-Нуратинского сегментов Южного Тянь-Шаня предложена модель деламинации нижней коры [Конопелько и др., 2011; Seltmann et al., 2011]. Согласно этой модели, деламинация нижней коры и замещение ее материалом астеносферы привели к образованию геохимически контрастных постколлизионных магматических серий в результате взаимодействия поднимающегося горячего вещества астеносферной мантии с различными коровыми протолитами. Еще одна модель, объясняющая происхождение постколлизионных комплексов, приуроченных к зонам региональных сдвигов, характерных для Кокшаальского сегмента и Нуратинских гор в южной части Кызылкумов, основана на построениях, сделанных для разлома Сан-Андреас в Калифорнии [Teyssier, Tikoff, 1998]. В рамках этой модели крупноамплитудные сдвиги, возникающие на постколлизионном этапе, являются транскоровыми и затрагивают как литосферную мантию, так и астеносферу. Сдвиговые напряжения

приводят к возникновению обстановки растяжения и к появлению в основании коры субгоризонтальных зон отрыва. Растяжение вызывает подъем горячего астеносферного материала вдоль зоны сдвига и в субгоризонтальные зоны отрыва. Вещество астеносферы является источником тепла и флюидов, которые могут вызвать плавление в зоне сдвига и в субгоризонтальных зонах отрыва в основании коры. Плавление различных коровых протолитов может привести к одновременному формированию расплавов различного состава. При этом одновременное образование щелочных расплавов и карбонатитов могло происходить в результате взаимодействия горячего вещества астеносферы с древней сублитосферной мантией докембрийских палеоконтинентов, участвующих в коллизии. Таким образом, постколлизийные гранитоиды формировались в различных геодинамических обстановках. Образование шошонитовых серий Чаткала-Курамы связано с отрывом слэба. Становление интрузий Нуратинских гор и Кокшаала связано с подъемом вещества астеносферы в зонах региональных сдвигов. Неоднородное строение фундамента Кызылкумов и Алая способствовало деламинации нижней коры и замещению ее материалом астеносферы.

# Список литературы

## *Опубликованные источники*

- Абдуазимова З. М., Ахбер Л. Я., Старцев О. А., Чукаров Е. В. Первые находки ордовикских граптолитов в Северном Нуратау (Южный Тянь-Шань) // ДАН СССР. 1969. Т. 187, № 8. С. 1115–1119.
- Абдуазимова З. М., Журавлева З. А., Селедцов Е. И. Биостратиграфия верхнего докембрия юга Букантау // Узбек. геолог. журн. 1982. № 3. С. 23–27.
- Абдуазимова З. М., Козарь Н. А., Хайрулина Т. И. Новые данные о кембрийских и ордовикских отложениях южных склонов Туркестанского хребта // ДАН ТаджССР. 1983. Т. XXVI, № 10. С. 641–644.
- Абдуллаев Р. Н., Сургутанова Д. М., Рахимов А. Д. Нижне-среднеордовикские кремнисто-сланцевые отложения гор Мальгузар // Узбек. геолог. журн. 1987. № 3. С. 57–61.
- Апаяров Ф. Х. Кумыштагская интрузия как возрастной репер в Таласском Алатау (Северный Тянь-Шань) // Экологические проблемы освоения минерально-сырьевых ресурсов гор Тянь-Шаня. Бишкек, 2002. С. 67–71.
- Апаяров Ф. Х. Раннедевонские интрузивные образования Северного Тянь-Шаня // Природные ресурсы (Министерство природных ресурсов Киргизской республики). 2010. № 1. С. 14–21.
- Апаяров Ф. Х., Киселев В. В., Захожая И. Г., Лепехина Е. Н., Пресняков С. Л. Новые данные о возрасте интрузий центральной части Киргизского и Джумгалского хребтов (Северный Тянь-Шань) // Материалы Междунар. конф., посвященной 100-летию юбилею акад. М. М. Адышева «Развитие наук о Земле в Кыргызстане: состояние, проблемы и перспективы». Бишкек, 2015. С. 31–35.
- Аристов В. А., Чернышук В. П. Новые данные по стратиграфии кремнистых отложений Южного Тянь-Шаня // ДАН СССР. 1984. Т. 275, № 2. С. 417–421.
- Атлас моделей рудных месторождений Узбекистана / под ред. И. Б. Турамуратова. Ташкент, 2010.
- Ахмедов Н. А. Основные черты размещения золотого оруденения одного из месторождений Средней Азии // Узбек. геолог. журн. 1978. № 4. С. 70–72.
- Ахмедов Н. А. Перспективы алмазности Нуратинского региона // Основные проблемы геологии и развития минерально-сырьевой базы Республики Узбекистан: Тр. ИМР. Кн. 1. Ташкент, 1997. С. 96–97.

- Ахмедов Н. А. Разрывные нарушения на одном из рудных полей Западного Узбекистана и их отношение к золотому оруденению // Узбек. геолог. журн. 1985. № 4. С. 13–15.
- Бакиров А. Б. Тектоническая позиция метаморфических комплексов Тянь-Шаня. Фрунзе, 1978.
- Бакиров А. Б., Киселев В. В., Королев В. Г. Новые данные по стратиграфии палеозоя восточной части хребтов Уланского и Нарынтоо // Материалы по геологии Тянь-Шаня. Фрунзе, 1961. Вып. 1. С. 23–41.
- Бакиров А. Б., Котов В. В. Эклогитоносные метаморфические формации — показатели зон сочленения древних континентов // Докембрий и нижний палеозой Тянь-Шаня. Фрунзе, 1988. С. 4–25.
- Бертман Э. Б. Вертикальная зональность и ярусность оруденения на месторождениях золота Западного Узбекистана // Узбек. геолог. журн. 1976. № 6. С. 7–12.
- Бертман Э. Б. Золоторудные формации жильных месторождений (минералого-геохимические характеристики и принципы типизации). Ташкент, 1990.
- Бертман Э. Б. Минералого-геохимические парагенезисы и зональность месторождения Мурунтау // ДАН УзССР. 1975. № 5. С. 45–47.
- Бискэ Ю. С. Нижний палеозой Южной Ферганы: структурная позиция, стратиграфия, геологическая история // Вестн. Ленингр. ун-та. 1987. Сер. 7. Вып. 1, № 14. С. 3–11.
- Бискэ Ю. С. О палеогеографической и структурной позиции некоторых известняковых разрезов Южного Тянь-Шаня // Вопросы стратиграфии. Л., 1979. Вып. 2. С. 103–112.
- Бискэ Ю. С. Островные дуги в палеозойской истории Южного Тянь-Шаня // Геотектоника. 1991. № 2. С. 41–46.
- Бискэ Ю. С. Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. СПб., 1996.
- Бискэ Ю. С. Сланцевый меланж Майдана и тектонические покровы Южной Ферганы // Вестн. Ленингр. ун-та. 1983. Вып. 1, № 6. С. 40–45.
- Бискэ Ю. С., Конопелько Д. Л. Насколько коллизионным является коллизионный магматизм? (Тянь-Шань в позднем палеозое) // Проблемы геодинамики и минерагении Восточно-Европейской платформы. Воронеж, 2002. С. 257–258.
- Бискэ Ю. С., Конопелько Д. Л., Зельтманн Р. Геодинамика позднепалеозойского магматизма Тянь-Шаня и его обрамления // Геотектоника. 2013. № 4. С. 1–21.
- Бискэ Ю. С., Конопелько Д. Л., Шергина Ю. П., Кузнецов Л. В., Рублев А. Г. Возраст и обстановки формирования герцинских гранитоидов Кокшаальского сектора Южного Тянь-Шаня // Вестник Санкт-Петербургского университета. 1996. Сер. 7. Вып. 4. С. 58–72.
- Бискэ Ю. С., Поршняков Г. С., Зубцов С. Е. Герциниды Атбаши-Кокшаальского района Южного Тянь-Шаня. Л., 1985.
- Бискэ Ю. С., Усманов Р. Р. Тектонические покровы в «седиментационных мульдах» Северного Нуратау // Вестн. Ленингр. ун-та. 1981. Сер. 7. Вып. 24. С. 5–11.
- Бискэ Ю. С., Шилов Г. Г. Строение северной окраины Таримского массива в восточно-кокшаальском секторе Тянь-Шаня // Геотектоника. 1998. № 2. С. 51–59.
- Богдецкий В. Н. Петрологические особенности формирования Сонкульского габбро-диорит-гранодиоритового комплекса // Петрология и рудоносность магматических формаций Тянь-Шаня. Фрунзе, 1987. С. 121–144.

- Богдецкий В. Н.* Сонкульский интрузивный комплекс и связь с ним полезных ископаемых: автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Ташкент, 1983.
- Бортников Н. С., Прокофьев В. Ю., Раздолина Н. В.* Генезис золото-кварцевого месторождения Чармитан (Узбекистан) // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. С. 238–257.
- Брежнев В. Д.* Заложение палеозойской геосинклинали в западной части Южного Тянь-Шаня (на примере Нуратау-Туркестанского региона) // Соотношение геологических процессов в палеозойских складчатых сооружениях Средней Азии. Фрунзе, 1981. С. 147–153.
- Брежнев В. Д.* О возрасте и строении фундамента Тарима // Докл. РАН. 1994. Т. 334, № 5. С. 607–610.
- Брежнев В. Л.* Раннегеосинклинальные формации и стадии развития Джангджирской зоны герцинид Южного Тянь-Шаня // Тр. Всесоюз. науч.-исслед. геолог. ин-та. Л., 1976. Т. 224. С. 88–105.
- Буров В. Г., Пуркин М. М., Христов Е. В., Христова М. П.* Суртекинская интрузия щелочных пород. Центральный Тянь-Шань // Зап. Киргиз. отд. ВМО. 1965. Вып. 5. С. 39–49.
- Буртман В. С.* Геология и механика шарьяжей. М., 1973.
- Буртман В. С.* Структурная эволюция палеозойских складчатых систем (варисциды Тянь-Шаня и каледониды Северной Европы). М., 1976. (Сер.: Труды ГИН. Вып. 289).
- Буртман В. С.* Тектоника и геодинамика Тянь-Шаня в среднем и позднем палеозое // Геотектоника. 2015. № 4. С. 67–85.
- Буртман В. С.* Тянь-Шань и Высокая Азия. Тектоника и геодинамика в палеозое. М., 2006.
- Буртман В. С., Клишевич В. Л.* О варисских шарьяжах в Южной и Северной Фергане // Геотектоника. 1971. № 1. С. 103–117.
- Буртман В. С., Клишевич В. Л., Котова Л. Н., Куренков С. А., Назаров Б. Б., Чернышук В. П.* Новые данные о палеозойском океане в Южной Фергане // ДАН СССР. 1977. Т. 237, № 3. С. 668–671.
- Буртман В. С., Молдаванцев Ю. Е., Перфильев А. С., Шульц С. С. (мл.).* Океаническая кора варисцид Урала и Тянь-Шаня // Советская геология. 1974. № 3.
- Буслов М. М.* Тектоника и геодинамика центрально-азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 1. С. 66–90.
- Буслов М. М., Ватанабе Т., Смирнова Л. В., Фудживара И., Ивата К., де Граве И., Семаков Н. Н., Травин А. В., Кирьянова А. П., Кох Д. А.* Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 1–2. С. 49–75.
- Бухарин А. К., Масленникова И. А., Новикова Т. Н., Кузичкина Ю. М.* О возрасте кремнисто-карбонатных образований Кызылкумов // Новые данные по геологии Узбекистана и смежных территорий. Ташкент, 1987. С. 44–53.

- Бухарин А. К., Масленникова И. А., Пятков А. К. Домезозойские структурно-фациальные зоны Западного Тянь-Шаня. Ташкент, 1985.
- Бухарин А. К., Пяновская И. А., Пятков А. К. Положение Кызылкумов в системе палеозойских структур Тянь-Шаня и Урала // Сб. науч. тр. Главгеол. УзССР и ТашПИ. Ташкент, 1964. Вып. 4. С. 21–28.
- Гранитоиды восточной части Южного Тянь-Шаня / Э. Б. Байбулатов, К. Д. Боконбаев, С. Е. Сабельников, Л. И. Соломович. Фрунзе, 1973.
- Гарьковец В. Г. Литологические и геолого-структурные условия размещения золотого оруденения кызылкумского типа // ДАН СССР. 1975. Т. 222, № 1. С. 193–196.
- Гарьковец В. Г. О закономерностях строения и развития магнетитового пояса Среднего Тянь-Шаня // Узбек. геолог. журн. 1970. № 5. С. 24–32.
- Гарьковец В. Г. О некоторых чертах различия Урала и Тянь-Шаня и о свидетельствах направленного развития Урало-Тяньшаньского складчатого пояса. К проблеме связи Урала и Тянь-Шаня. Алма-Ата, 1969.
- Геодинамика Тянь-Шаня / Т. Н. Далимов, И. Н. Ганиев, Л. В. Шпотова, М. Х. Кадыров. Ташкент, 1993.
- Геологическая карта Казахстана и Средней Азии м-ба 1:1 500 000 / под ред. Н. А. Афоничева, Н. Г. Власова. Л., 1981.
- Геологическая карта Кыргызской ССР. М-б 1:500 000 / под ред. Б. Т. Турсунгазиева, О. В. Петрова. СПб., 2008.
- Геологическая карта Таджикской ССР и прилегающих территорий. М-б 1:500 000. С приложениями / под ред. Н. Г. Власова, Ю. А. Дьякова. Л., 1984.
- Геологическая карта Узбекистана. М-б 1:500 000 / под ред. Т. Ш. Шаякубова. Ташкент, 1998.
- Геология оловорудных месторождений Восточной Киргизии / А. Б. Павловский и др. М., 1977.
- Герман Л. Л., Будянский Д. Д. Заспреди́нговый магматизм: геодинамическая модель // ДАН СССР. 1990. Т. 314, № 6. С. 1467–1471.
- Гесь М. Д. Магматизм и геодинамическая эволюция каледонского орогена Тянь-Шаня // Тектоника Азии. М., 1997. С. 64–66.
- Гесь М. Д. Террейнова структура и геодинамическая эволюция каледонид Тянь-Шаня. Бишкек, 2008.
- Гесь М. Д., Селиверстов К. В. Геодинамика, магматическая и металлогеническая зональность окраины Палеотетиса (Чаткальский регион Тянь-Шаня) // Геология рудных месторождений. 1995. Т. 37, № 2. С. 132–142.
- Голованов И. М. Геолого-промышленные типы коренных месторождений золота Узбекистана // Геология и минеральные ресурсы. 2000. № 1. С. 18–30.
- Голованов И. М. Меднорудные формации западного Тянь-Шаня. Ташкент, 1978.
- Голованов И. М. Металлогеническое районирование медного оруденения Узбекистана // Зап. Узбек. отд. ВМО. Вып. 29. Ташкент, 1976. С. 129–137.
- Голованов И. М. Сопоставление комплексных прогнозно-поисковых моделей золото-кварцевого (Мурунтау) и золото-медно-порфирикового (Кальмакыр) типов месторождений // Тез. докл. конф. «Состояние и проблемы совершенствования мето-

- дики локального прогнозирования рудных месторождений»: Тр. ИМР. Ташкент, 1999. С. 44–49.
- Голованов И. М., Каримов Х. К., Базарбаев Э. Р. Геодинамическая карта домезозойских образований Республики Узбекистан масштаба 1 : 500 000 — основа для металлогенических построений // Тез. докл. конф. «Основные проблемы геологии и развития минерально-сырьевой базы Республики Узбекистан»: Тр. ИМР. Кн. 2. Ташкент, 1997. С. 42–54.
- Голованов И. М., Кузнецов Ж. Н., Титова А. П. Итоги геологоразведочных работ на рудные полезные ископаемые и перспективы развития сырьевой базы // Тр. САИГИМС. Ташкент, 1991. С. 61–93.
- Голованов И. М., Лузановский А. Г., Вировец В. В. Рудоносность осадочных формаций западного Тянь-Шаня // Доклады советских геологов на 28-й сессии Международного геологического конгресса. Вашингтон, 1989. С. 113–121.
- Голованов И. М., Николаева Е. И., Кажихин М. А. Комплексная прогнозно-поисковая модель медно-порфировой формации. Ташкент, 1988.
- Голованов И. М., Цой А. В., Рахубенков А. Т. Кварц алмалыкских медно-порфириновых месторождений (элементы-примеси, декрептометрия, термолюминесценция) // Зап. Узбек. отд. ВМО. Вып. 27. Ташкент, 1974. С. 70–76.
- Далимов Т. Н., Ганиев И. Н. Зональность магматизма в Чаткало-Кураминском регионе (девон, средний карбон) // Узбек. геолог. журн. 1994. № 3. С. 23–34.
- Далимов Т. Н., Ганиев И. Н. Эволюция и типы магматизма западного Тянь-Шаня. Ташкент, 2010.
- Далимов Т. Н., Ганиев И. Н., Ишбаев К. Д. Чаткало-Кураминская горячая точка и история эволюции магматизма // Геология и минеральные ресурсы. 2003. № 5. С. 3–14.
- Далимов Т. Н., Ганиев И. Н., Юдалевич З. А., Диваев Ф. К. Магматизм // Геология и полезные ископаемые Республики Узбекистан. Ташкент, 1998. С. 192–345.
- Дженчураева А. В. Стратиграфия и фораминиферы среднекаменноугольных отложений северных склонов Туркестано-Алая. Фрунзе, 1979.
- Дженчураева А. В., Ненахов В. М. Стратиграфия верхнего палеозоя приосевой части Алайского хребта // Бюл. МОИП. Отд. геолог. 1986. Т. 61, вып. 3. С. 54–66.
- Дженчураева Р. Д. Геодинамика, металлогения и рудогенез (на примере Тянь-Шаня и прилегающих территорий). Бишкек, 2010.
- Дженчураева Р. Д. Палеозойская история геодинамического развития Тянь-Шаня и его металлогения // Минерагения и перспективы развития минерально-сырьевой базы. Алматы, 1999. С. 81–100.
- Дженчураева Р. Д. Скарны Срединного Тянь-Шаня. Фрунзе, 1983.
- Довжиков А. Е. Тектоника Южного Тянь-Шаня (геологические условия формирования палеозойских складчатых структур). М., 1977.
- Довжиков А. Е., Иванов Г. В., Кнауф В. В. Структурное положение и возраст зеленосланцевых толщ Южного Тянь-Шаня // Советская геология. 1984. № 3. С. 71–76.
- Довжиков А. Е., Кнауф В. В., Шванов В. Н. Геологические особенности метаморфических и переходных к ним зон на территории Южного Тянь-Шаня // Вестн. Ленингр. ун-та. 1981. № 12, вып. 2. С. 41–48.

- Додонова Т. А. Магматические формации Киргизии // Тр. Упр. геолог. КиргССР. Фрунзе, 1974.
- Додонова Т. А., Помазков К. Д., Помазков Я. К. Эндогенные геологические формации Киргизии: в 3 т. Т. 1: Магматические формации. Фрунзе, 1984.
- Иваников В. В., Ненахов В. М., Рублев А. Г., Абакумова Л. Н., Кузнецов Л. В., Хрестенков П. А. Новые данные о возрасте гранитоидных и щелочных интрузий Туркестано-Алая (по данным К-Аг датирования) // Вестн. Ленингр. ун-та. 1990. Сер. 7. Вып. 4, № 38. С. 85–90.
- Израилева Р. М. Магматические формации Киргизии // Происхождение и эволюция магматических формаций в истории земли. Новосибирск, 1986. С. 153–155.
- Киселев В. В. Уран-свинцовая (по цирконам) геохронология магматических проявлений Северного Тянь-Шаня // Проблемы геологии и географии в Кыргызстане / под ред. А. Б. Бакирова, А. Н. Диких. Бишкек, 1999. С. 21–33.
- Клишевич В. Л. Зональное расчленение нижнего и среднего девона Советского Тянь-Шаня по тентакулитам // Стратиграфия нижнего и среднего девона: в 2 т. Т. 2. Л., 1973. С. 137–142.
- Клишевич В. Л. К вопросу об амплитуде шарьяжей в Алайском хребте (Тектонические структуры района Охны) // Вестн. Ленингр. ун-та. 1978. № 6. С. 7–15.
- Клишевич В. Л. О тектоническом покрове в горах Мальгузар (Южный Тянь-Шань) // ДАН СССР. 1986. Т. 290, № 1. С. 176–180.
- Конопелько Д. Л., Бискэ Г. С., Куллеруд К., Зельтманн Р., Диваев Ф. К. Кошрабадский гранитный массив в Узбекистане: петрогенезис, металлогения и геодинамическая обстановка формирования // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 12. С. 1987–2000.
- Конопелько Д., Бискэ Г., Беляцкий Б., Эклунд О., Зельтманн Р. Геохронология и геохимия герцинских постколлизийных гранитоидных комплексов восточной части Южного Тянь-Шаня // Геология и геоэкология. Исследования молодых: в 2 т. Т. 1: Геология, петрология и геохронология, экология / под ред. Ф. П. Митрофанова. Апатиты, 2002. С. 61–62.
- Костицын Ю. А. Rb-Sr система пород и минералов месторождения Мурунтау: автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1991.
- Костицын Ю. А. Rb-Sr-изотопные исследования месторождения Мурунтау. Магматизм, метаморфизм и рудообразование // Геохимия. 1996. № 12. С. 1123–1138.
- Костицын Ю. А. Рубидий-стронциевые изотопные исследования месторождения Мурунтау. Датирование рудных жил изохронным методом // Геохимия. 1993. № 9. С. 1308–1319.
- Котельников В. И. Геологическая карта Туркестанского, Алайского и Ферганского хребтов с прилегающими территориями (Южный Тянь-Шань). Масштаб 1:500 000. Объяснительная записка. Л., 1987.
- Котельников В. И. Некоторые вопросы истории формирования герцинской структуры Туркестанского и Алайского хребтов // Тектоника и стратиграфия палеозойских и мезозойских толщ Южного Тянь-Шаня и Памира. Л., 1976. С. 69–88.
- Котов Н. В. Внутренняя структура некоторых приразломных гранитоидных интрузий, их камерное пространство и локализация золотого и серебряного оруденения (Южный Тянь-Шань) // Геология: в 2 ч. Ч. 1. М., 1993. С. 270–275.

- Котов Н. В., Порицкая Л. Г. Обобщенная генетическая модель накопления золота в золотосульфидных рудно-метасоматических образованиях в черносланцевых толщах // Геология и геофизика. 1990. Т. 31, № 11. С. 49–57.
- Котов Н. В., Порицкая Л. Г. Особенности геологического строения, минеральные ассоциации метасоматитов и вопросы генезиса золоторудного месторождения Мурунтау (Центральные Кызылкумы) // Зап. ВМО. № 4. М., 1991. С. 59–69.
- Куренков С. А. Тектоника офиолитовых комплексов Южного Тянь-Шаня. М., 1983.
- Куренков С. А., Аристов В. А. О времени формирования коры Туркестанского палеоокеана // Геотектоника. 1995. № 6. С. 22–31.
- Куренков С. А., Перфильев А. С. Ранние стадии развития Туркестано-Алайских палеотектонических структур // Раннегеосинклинальные формации и структуры. М., 1987. С. 137–149.
- Куренков С. А., Перфильев А. С., Печерский Д. М., Аристов В. А., Бураков К. С., Диденков А. Н., Коптева В. В., Кошкин А. В., Симонов В. А., Тихонов Л. В. Повторный спрединг в офиолитах Алайского хребта (Южный Тянь-Шань) // Внутриплитные явления в земной коре. М., 1988. С. 71–102.
- Курчавов А. М., Котов А. Б., Сальникова Е. Б., Ковач В. П., Толкачев М. Д., Исмаилов Х. К., Гранкин М. С., Долгань Ф. В. Первые U-Pb и Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам девонского вулканического пояса Казахстана // Петрология. 2007. № 5. С. 547–551.
- Ларин А. М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб., 2011.
- Лобковский Л. И., Никишин А. М., Хаин В. Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М., 2004.
- Лутц Б. Г., Фельдман М. С. Палеозойский магматизм хребта Султануиздаг (Узбекистан): геодинамическая интерпретация // Геотектоника. 1992. № 4. С. 64–74.
- Мамаджанов Ю. М. Абсарокиты Адрасманской вулканической депрессии в Чаткало-Кураминской зоне (Срединный Тянь-Шань) // Насущные проблемы геологии и сейсмологии Таджикистана. Душанбе, 2011. С. 72–77.
- Мамаджанов Ю. М. Геодинамика и металлогения шошонит-латитового магматизма Срединного Тянь-Шаня. Душанбе, 2004.
- Метаморфические формации Узбекистана / под ред. А. А. Маракушина. Ташкент, 1977.
- Миркамалов Р. Х., Абдуллаев Г. С., Миркамалов Х. Х. Перспективы нефтегазоносности палеозоя западной части Южного Тянь-Шаня // Геология нефти и газа. 2013. № 1. С. 78–84.
- Миркамалов Р. Х., Ванесян Г. А., Чирикин В. В. Структура домезозойского комплекса западной части Северо-Нуратинского хребта // Геология и минеральные ресурсы. 2014. № 5. С. 34–46.
- Миркамалов Р. Х., Диваев Ф. К., Селтманн Р., Конопелько Д. Л. Геодинамическая эволюция магматизма и связанного с ним оруденения западного Тянь-Шаня на территории Узбекистана // Геология и минеральные ресурсы. 2018. № 1. С. 3–15.
- Миркамалов Р. Х., Чирикин В. В., Хан Р. С., Харин В. Г., Сергеев С. А. Результаты U-Pb (SHRIMP) датирования гранитоидных и метаморфических комплексов Тянь-Шаньского складчатого пояса (Узбекистан) // Вестник Санкт-Петербургского университета. 2012. Сер. 7. Вып. 1. С. 3–25.

- Мирходжаев И. М., Хорват В. А., Булатова Л. Ш. Формации метасоматитов на золоторудных месторождениях Средней Азии // Тр. ТашПИ. Вып. 81. Ташкент, 1972. С. 30–34.
- Мирходжаев И. М., Хохлов В. А., Головин В. Е., Корчевская Ю. Г. Перспективы металлоносности докембрийских толщ Западного и Южного Тянь-Шаня. Металлогения орогенных этапов развития Тянь-Шаня // Тез. докл. IX Всесоюз. металлоген. совещ. Ташкент, 1979. С. 207–208.
- Морозов Ю. А. Структура и кинематическая эволюция области сочленения Урала и Южного Тянь-Шаня (хребет Султан-Увайс) // Геотектоника. 2001. № 6. С. 32–55.
- Мухин И. А., Каримов Х. К., Савчук Ю. С. Палеозойская геодинамика Кызылкумов. Ташкент, 1991.
- Мухин П. А. Возраст и направление движения масс при шарьировании метаморфических толщ Центральных Кызылкумов // Геолого-структурные условия формирования эндогенных месторождений Средней Азии и вопросы их оценки. Ташкент, 1976. С. 74–79.
- Мухин П. А., Каримов Х. К. Новая модель геодинамики и металлогении Средней Азии (Ч. 1. Палинспастические реконструкции позднего докембрия и палеозоя) // Узбек. геолог. журн. 1989. № 5. С. 29–34.
- Мухин П. А., Савчук Ю. С., Колесников А. В. Положение «Мурунтауской линзы» в структуре метаморфических толщ Южного Тамдытау (Центральные Кызылкумы) // Геотектоника. 1988. № 2. С. 64–72.
- Мухин П. А., Толоконников А. В., Асадулин Э. Э. Условия накопления до девонских отложений Южного Тамдытау (Центральные Кызылкумы) по петрохимическим данным // Узб. геол. журн. 1985. № 6. С. 58–63.
- Мухин П. А., Фадеичева Л. П., Доморяд А. В. Геолого-петрографические особенности спрединговых зон среднего палеозоя Кызылкумов // Геология и геодинамика Кызылкумо-Туркестанского региона: Тр. САИГИМС. Ташкент, 1989. С. 51–53.
- Ненахов В. М., Белов С. И. Основные черты интрузивного магматизма Туркестано-Алая // Вестник Санкт-Петербургского университета. 1996. Сер. 7. Вып. 1. С. 84–89.
- Особенности изучения и геологического картирования коллизионных гранитоидов / В. М. Ненахов, В. В. Иваников, Л. В. Кузнецов, Ю. Н. Стрик. М., 1992.
- Павловский А. Б., Бурова Т. А., Митрофанов Н. П. Прогнозно-геологические модели месторождений и их прикладное значение (черные, цветные, легирующие металлы, энергетическое и нерудное сырье). Оловянные руды. М., 2010.
- Павловский А. Б., Грекулова Л. А., Лугов С. Ф. Минеральное сырье. Олово. М., 1998.
- Пак А. И. Некоторые особенности структурных условий размещения месторождений Косманачи-Мурунтауского рудного поля // Узбек. геолог. журн. 1994. № 4. С. 39–42.
- Пак С. Н. О геолого-структурном единстве золоторудных полей Центральных Кызылкумов // Узбек. геолог. журн. 1990. № 5. С. 34–37.
- Пак С. Н. Факторы локализации, критерии прогнозирования и поисков месторождений золота в черносланцевых толщах Центральных Кызылкумов (на примере Амантайтауского рудного поля): автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Фрунзе, 1991.

- Перчук Л. Л., Омеляненко Б. И., Шинкарев Н. Ф. Фазы и фации щелочных интрузивов бассейна реки Ходжа-Ачкан (Алайский хребет) в связи с вопросом их генезиса // Изв. АН СССР. Сер. геолог. 1961. № 12. С. 13–23.
- Помазков К. Д. О роли тектонических структур в размещении герцинских интрузий Северного Тянь-Шаня // ДАН СССР. 1958. Т. 122, № 5. С. 892–895.
- Помазков Я. К. Возраст интрузивных пород Туркестано-Алая // Изв. АН КиргССР. 1982. № 5. С. 26–28.
- Помазков Я. К. Щелочные интрузивные формации в структурах Тянь-Шаня (геология и рудоносность): автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук, Фрунзе, 1988.
- Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент, 1938.
- Поршняков Г. С. Герциниды Алая и смежных районов Тянь-Шаня. Л., 1973.
- Поршняков Г. С. О тектонической позиции известняков со «смешанной» фауной в среднем карбоне Алая // Вопросы региональной геологии. Л., 1968. С. 44–52.
- Поршняков Г. С. Тектонические структуры палеозоя Южно-Ферганского сурьмяно-ртутного пояса // Уч. зап. САИГИМС. Ташкент, 1961. С. 29–48.
- Поршняков Г. С. Типы разрезов среднего палеозоя и надвиговые структуры северного склона Алайского хребта // Тр. Упр. геологии и охраны недр при Совете министров КиргССР. М., 1960. № 1. С. 43–55.
- Поршняков Г. С. Этапы формирования тектонических структур различных сегментов герцинид Южного Тянь-Шаня // Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М., 1983. С. 66–73.
- Поршняков Г. С., Котов Н. В., Кольцов А. Б., Ваганов П. А., Захаревич К. В., Зубцов С. Е., Донских А. В., Нестеров А. Р., Порицкая Л. Г. Геологическая позиция и петролого-геохимические особенности золоторудных метасоматитов в черносланцевых толщах. Владивосток, 1991.
- Поярков Б. В. Некоторые вопросы условий образования девонских отложений Южной Ферганы // Геологический сборник Львовского геологического общества. 1969а. Вып. 12.
- Поярков Б. В. О методике выделения региональных стратиграфических подразделений (свит) // Бюл. МОИП. Отд. геолог. 1974. Т. XXIV, № 5. С. 5–12.
- Поярков Б. В. Стратиграфия и фораминиферы девонских отложений Тянь-Шаня. Фрунзе, 1969б.
- Проскураков А. Н., Хренов В. А., Пащикова Л. Б. О физико-химических параметрах рудообразующих растворов на Чармитанском золоторудном месторождении // Тр. ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. Вып. 449. Новосибирск, 1979. С. 147–157.
- Пучков В. Н., Иванов И. С., Христов Е. В. Новые данные по стратиграфии вулканогенно-кремнистого типа разреза Иньльчекского хребта // Изв. АН КиргССР. 1985. № 6. С. 10–14.
- Пучков В. Н., Христов Е. В., Иванов К. С., Миколайчук А. В. Новые данные о возрасте зеленосланцевых толщ Южного Тянь-Шаня // ДАН СССР. 1987. Т. 294. № 2. С. 435–438.
- Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана / под ред. Р. Б. Баратова. Душанбе, 1976.

- Рахматуллаев Х. Р.* Рудные формации и глубинные ярусы оруденения позднеорогенного этапа развития герцинид (на примере Южного Тянь-Шаня). Ташкент, 1992.
- Риненберг Р. Е.* Новые данные по биостратиграфии силура Ферганского хребта (по граптолитам). Новосибирск, 1973. (Сер.: Тр. ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. Вып. 47).
- Риненберг Р. Е.* Стратиграфия силурийских отложений Южного Тянь-Шаня по граптолитам // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60, вып. 1. С. 73–79.
- Риненберг Р. Е., Бискэ Ю. С., Солошенко И. И.* Новые находки верхнего ордовика в Туркестано-Алае (Южный Тянь-Шань) // Известия АН КиргССР. 1987. № 2. С. 82–83.
- Риненберг Р. Е., Ждан А. В.* Стратиграфическое положение силурийской глыбовой толщи в Туркестано-Алае (Южный Тянь-Шань) // Каледониды Тянь-Шаня. Фрунзе, 1987. С. 139–146.
- Риненберг Р. Е., Чернышук В. П.* Типовой разрез палеозойских эффузивно-карбонатно-кремнистых отложений Южной Ферганы // Изв. АН СССР. Сер. геолог. 1981. № 11. С. 144–147.
- Рифтогенез в развитии палеозойских складчатых областей / Р. Н. Абдуллаев, Т. Н. Далимов, П. А. Мухин, Р. Н. Базарбаев. Ташкент, 1989.
- Розен О. М., Федоровский В. С.* Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры. М., 2001. (Сер.: Тр. ГИН РАН. Вып. 545).
- Руб М. Г., Павлов В. А.* Рудоносные гранитоидные комплексы Сарыджазского района // Петрология и рудоносность природных ассоциаций горных пород. М., 1982. С. 158–180.
- Рудные месторождения Узбекистана / под ред. И. М. Голованова. Ташкент, 2001.
- Сабдюшев Ш. Ш., Усманов Р. Р.* Тектонические покровы, меланж и древняя океаническая кора в Тамдытау (Западный Узбекистан) // Геотектоника. 1971. № 5. С. 27–36.
- Савчук Ю. С.* Кольцевые структуры Средней Азии — поверхностное отражение глубинной флюидодинамики // Геотектоника. 1992. № 2. С. 47–57.
- Савчук Ю. С.* Направления и проблемы геодинамических исследований домезозойского фундамента в Узбекистане // Geologiya va mineral resurslar. 1999. № 1. С. 14–20.
- Савчук Ю. С.* Структурные условия размещения золотого оруденения и строение рудных тел месторождения Мурунтау: автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Алма-Ата, 1987.
- Савчук Ю. С.* Субдукционно-гидротермальное рудообразование и металлогеническая зональность (на примере Кызылкумов) // Минералого-геохимические критерии поисков месторождений полезных ископаемых в рудных районах Тянь-Шаня: Тр. ИМР. Ташкент, 1990. С. 93–106.
- Савчук Ю. С., Миркамалов Р. Х., Ванесян Г. А., Воронов О. А.* Геодинамические обстановки палеозоя гор Султан-Увайс (Узбекистан) // Геотектоника. 1997. № 5. С. 57–71.
- Савчук Ю. С., Мухин П. А., Мецерькова Л. В.* Позднепалеозойский андезитоидный магматизм и рудные формации Кызылкумов с позиции тектоники плит // Геотектоника. 1991. № 4. С. 70–87.

- Селиверстов К. В., Гесь М. Д.* Петрохимические особенности магматитов и основные параметры среднекаменноугольной-раннепермской субдукции Туркестанского палеоокеана // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. С. 1471–1475.
- Соломович Л. И.* Герцинский интрузивный магматизм Кыргызстана (геодинамика, петрогенезис, рудоносность): дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Бишкек, 1997.
- Соломович Л. И., Трифонов Б. А.* Ассоциация гранитов рапакиви, щелочных пород и карбонатитов в Тянь-Шане (Юго-Восточная Киргизия) // Зап. ВМО. Ч. СХІХ, вып. 6 (427). М., 1990. С. 49–59.
- Соломович Л. И., Трифонов Б. А.* Петролого-геохимическая эволюция позднепалеозойских гранитов рапакиви в Тянь-Шане // Геохимия магматических и метаморфических образований Тянь-Шаня. Фрунзе, 1989. С. 128–149.
- Стратиграфический словарь Узбекистана / под ред. З. М. Абдуазимова. Ташкент, 2001.
- Стратиграфический словарь фанерозоя Таджикистана (Северный, Центральный и Юго-Западный Таджикистан) / А. А. Ашуров и др. Душанбе, 2012.
- Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии: в 2 кн. / под ред. К. О. Осмонбетова, В. И. Кнауфа, В. Т. Королева. Фрунзе, 1982.
- Стратифицированные и интрузивные образования Узбекистана / под ред. Н. А. Ахмедова. Ташкент, 2000.
- Тектоника западного Тянь-Шаня / А. К. Бухарин и др. М., 1989.
- Тесленко Г. С., Полюковский В. С.* Температурные условия формирования золотосодержащих пегматитов Кошрабадского интрузива (Северный Нуратау) // Зап. Узбек. отд. ВМО. Вып. 41. Ташкент, 1988. С. 101–103.
- Трифонов Б. А., Соломович Л. И.* Геологическое строение и рудно-магматическая зональность Сарыджазского оловорудного района // Геология рудных месторождений. 1993. Т. 35, № 1.
- Троицкий В. И.* Геодинамическая эволюция Заравшанского палеоокеанического бассейна и его окраин в палеозое // Вестн. Нац. ун-та Узбекистана. 2007. № 1. С. 15–26.
- Троицкий В. И.* Геодинамическое районирование палеозойских структур Тянь-Шаня и Памира // Вестн. Нац. ун-та Узбекистана. 2005. № 1. С. 5–19.
- Ушаков В. Н.* Геолого-генетическая модель вольфрамового оруденения Западного Узбекистана // Geologiya va mineral resurslar. 1999. № 2. С. 25–30.
- Ушаков В. Н.* Металлогения вольфрама Западного Узбекистана. Ташкент, 1991.
- Ушаков В. Н.* Перспективы Центральных Кызылкумов на вольфрам // Тез. докл. конф. «Основные проблемы геологии и развития минерально-сырьевой базы Республики Узбекистан»: Тр. ИМР. Ташкент, 1997. С. 89–91.
- Фор Г.* Основы изотопной геологии. М., 1989.
- Формационный анализ гранитоидов Западного Узбекистана / под ред. Э. П. Изоха. Новосибирск, 1975. (Сер.: Тр. Ин-та геологии и геофизики. Вып. 220а).
- Хаин В. Е., Тычков С. А., Владимиров А. Г.* Коллизионный орогенез: модель отрыва субдуцированной пластины океанской литосферы при континентальной коллизии // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 1. С. 5–16.
- Хамрабаев И. Х.* Важнейшие аспекты современных проблем петрогенезиса и рудогенезиса // Geologiya va mineral resurslar. 2000. № 2. С. 3–11.

- Хамрабаев И. Х., Хорват В. А. и др. К характеристике вольфрамовой минерализации на золоторудном месторождении Чармитан в Западном Узбекистане // *Узбек. геолог. журнал*. 1973. № 1. С. 3–11.
- Христов Е. В. Новые данные о возрасте и тектонической позиции палеозойских отложений горного массива Хан-Тенгри // *ДАН СССР*. 1989. Т. 306, № 1. С. 166–168.
- Христов Е. В. О находке докембрийских отложений в хребте Кокшаал-тоо // *Изв. АН КиргССР. Отд. физ.-техн. наук*. 1990. № 3. С. 104–107.
- Христов Е. В. О структурном положении Атбашинского метаморфического комплекса // *ДАН СССР*. 1981. Т. 257, № 6. С. 1437–1439.
- Христов Е. В., Миколайчук А. В. О догеосинклинальном основании коры Ферганско-Кокшаальских герцинид // *Геотектоника*. 1983. № 3. С. 76–86.
- Христов Е. В., Миколайчук А. В., Козырев В. И. Строение и состав офиолитов Северо-Восточной Ферганы // *Изв. АН СССР. Сер. геолог.* 1986. № 2. С. 45–58.
- Христов Е. В., Христова М. П. Структурное положение и особенности строения офиолитов восточной части Южно-Тянь-Шаньского пояса // *Геотектоника*. 1978. № 5. С. 72–82.
- Шаякубов Т. Ш. Геология и рудоносность палеозойских вулканогенных формаций Южного Узбекистана. Ташкент, 1978.
- Шаякубов Т. Ш. Минерально-сырьевая база Республики Узбекистан и проблемы ее развития // *Geologia va mineral resurslar*. 1999. № 1. С. 2–7.
- Шаякубов Т. Ш. Эволюция геологических представлений и развитие минерально-сырьевой базы Республики Узбекистан // *Тр. ИМР. Ташкент*, 1996. С. 4–16.
- Шванов В. В. Формационно-стратиграфические комплексы среднего палеозоя Зеравшано-Гиссарской и Восточно-Алайской зон Южного Тянь-Шаня // *Литология и палеогеография*. Вып. II. Л., 1976. С. 75–90.
- Шванов В. Н. Песчаный флиш Туркестанского хребта — формационный и литолого-палеогеографический анализ // *Вестн. Ленингр. ун-та*. 1985. № 7. С. 11–22.
- Шинкарев Н. Ф. Верхнепалеозойский магматизм Туркестано-Алая. Л., 1966.
- Шульц С. С. (мл.) Геологическое строение зоны сочленения Урала и Тянь-Шаня. М., 1972.
- Шульц С. С. (мл.) Модель формирования структуры Кызылкумского геодинамического полигона // *Геодинамические реконструкции: методическое руководство*. Л., 1991. С. 96–120.
- Эз В. В. Проблема сочленения Урала и Тянь-Шаня в свете результатов изучения хребта Султануиздаг // *Общие вопросы тектоники. Тектоника России*. М., 2000. С. 624–627.
- Эз В. В. Урало-тяньшаньская дуга — единый пояс или результат сближения плит? Геофизика на рубеже веков // *Избранные труды ученых ОИФЗ РАН*. М., 1999. С. 107–223.
- Юдалевич З. А., Ганзеев А. А., Диваев Ф. К., Ронкин Ю. Л. Особенности внутреннего строения, возраст и оруденение Кошрабадского интрузива (Южный Тянь-Шань). Строение и динамика литосферы Тянь-Шаня // *Тр. САИГИМС. Ташкент*, 1991. С. 33–61.

- Юдалевич З. А., Сандомирский Г. Т., Ляшенко Г. К. Кошрабадский массив — пример формирования рапакиви в Южном Тянь-Шане // Докл. АН СССР. 1973. Т. 211, № 2. С. 452–455.
- Яговкин А. В. История развития и схема тектоники герцинид Южного Тянь-Шаня и Куэнь-Луня // Проблемы тектоники земной коры. Вып. 1. Иркутск. 1973. С. 204–241.
- Яговкин А. В. Сокращенные разрезы среднего палеозоя Восточно-Алайского хребта и южных склонов Алая // Вопросы стратиграфии палеозоя. Л., 1969. С. 57–70.
- A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms / R. W. Le Maitre et al. Oxford, 1989.
- Abzalov M. Zarmitan granitoid-hosted gold deposit, Tian Shan belt, Uzbekistan // Economic Geology. 2007. Vol. 102. P. 519–532.
- Alexeiev D. V., Biske Yu. S., Djenchuraeva A. V., Kröner A., Getman O. F. Late Carboniferous (Kasimovian) closure of the South Tianshan Ocean: No Triassic subduction // Journal of Asian Earth Sciences. 2019. Vol. 173. P. 54–60.
- Alexeiev D. V., Kröner A., Hegner E., Rojas-Agramonte Y., Biske Yu. S., Wong J., Geng H. Y., Ivleva E. A., Mühlberg M., Mikolaichuk A. V., Liu D. Middle to Late Ordovician arc system in the Kyrgyz Middle Tianshan: from arc-continent collision to subsequent evolution of a Palaeozoic continental margin // Gondwana Research. 2016. Vol. 39. P. 261–291.
- Andersson U. B., Eklund O., Fröjdö S., Konopelko D. 1.8 Ga Magmatism in the Fennoscandian shield; lateral variations in subcontinental mantle enrichment // Lithos. 2006. Vol. 86. P. 110–136.
- Atwater T. Implications of plate tectonics for the Cenozoic evolution of western north America // Geological Society of America Bulletin. 1970. Vol. 81. P. 3513–3536.
- Baker T., Pollard P. J., Mustard R., Mark G., Graham J. L. A comparison of granite-related tin, tungsten, and gold-bismuth deposits: Implications for exploration // Society of Economic Geologists Newsletter. 2005. Vol. 61. P. 5–17.
- Bea F. The sources of energy for crustal melting and the geochemistry of heat-producing elements // Lithos. 2012. Vol. 153. P. 278–291.
- Bea F., Montero P., Zinger T. The nature and origin of the granite source layer of Central Iberia: evidence from trace element, Sr and Nd isotopes, and zircon age patterns // Journal of Geology. 2003. Vol. 111. P. 579–595.
- Biske Yu. S. Geology and evolution of the Central Asian orogenic belt in Kazakhstan and the western Tianshan // The Central Asian orogenic belt. Geology, evolution, tectonics and models / ed. by A. Kroner. Stuttgart, 2015. P. 6–49.
- Biske Yu. S., Seltmann R. Paleozoic Tian-Shan as a transitional region between the Rhenic and Urals-Turkestan oceans // Gondwana Research. 2010. Vol. 17. P. 602–613.
- Black R., Lameyre J., Bonin B. The structural setting of alkaline complexes // J. Afr. Earth Sci. 1985. Vol. 3. P. 5–16.
- Black R., Latouche L., Liégeois J. P., Caby R., Bertrand J. M. Pan-African displaced terranes in the Tuareg shield (central Sahara) // Geology. 1994. Vol. 22. P. 641–644.
- Black R., Liégeois J. P. Cratons, mobile belts, alkaline rocks and continental lithospheric mantle: the Pan-African testimony // J. Geol. Soc. (London). 1993. Vol. 150. P. 89–98.
- Blichert-Toft J., Chauvel C., Albarède F. Separation of Hf and Lu for high-precision isotope analysis of rock samples by magnetic sector-multiple collector ICP-MS // Contrib. Mineral. Petrol. 1997. Vol. 127. P. 248–260.

- Bonin B.* A-type granite ring complexes: mantle origin through crustal filters and the anorthosite-rapakivi magmatism connection // *Petrology and Geochemistry of Magmatic Suites of Rocks in the Continental and Oceanic Crusts* / ed. by D. Demaiffe. Bruxelles, 1996. P. 201–217.
- Bonin B.* Do coeval mafic and felsic magmas in postcollisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal sources? A review // *Lithos*. 2004. Vol. 78. P. 1–24.
- Bonin B.* From orogenic to anorogenic environments: evidence from associated magmatic episodes // *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 1988. Vol. 68. P. 301–311.
- Bonin B.* From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoid suites after a major orogenesis // *Geol. J.* 1990. Vol. 25. P. 261–270.
- Bonin B.* Ring complex granites and anorogenic magmatism. London, 1986.
- Bonin B., Azzouni-Sekkal A., Bussy F., Ferrag S.* Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic setting // *Lithos*. 1998. Vol. 45. P. 45–70.
- Brown M.* The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens // *Earth-science reviews*. 1994. Vol. 36. P. 83–130.
- Burtman V.S.* Structural geology of the Variscan Tien Shan // *American Journal of Science*. 1975. Vol. 275 (A). P. 157–186.
- Cantagrel J.M., Didier J., Gourgaud A.* Magma mixing: origin of intermediate rocks and “enclaves” from volcanism to plutonism // *Phys. Earth Planet. Intern.* 1984. Vol. 35. P. 63–76.
- Carroll A.R., Graham S.A., Chang E.Z., McKnight C.* Sinian through Permian tectonostratigraphic evolution of the northwestern Tarim basin, China // *Paleozoic and Mesozoic tectonic evolution of central Asia: From continental assembly to intracontinental deformation* / M. S. Hendrix, G. A. Davis (eds). Boulder, 2001.
- Charvet J., Shu L.S., Laurent-Charvet S.* Paleozoic structural and geodynamic evolution of eastern Tianshan (NW China): welding of the Tarim and Junggar plates // *Episodes*. 2007. Vol. 30 (3). P. 162–186.
- Chen J., Zhou T., Xie Z., Zhang X., Guo X.* Formation of positive (Ndt) granitoids from the Alatau Mountains, Xinjiang, China, by mixing and fractional crystallization: implication for Phanerozoic crustal growth // *Tectonophysics*. 2000. Vol. 328. P. 53–67.
- Chenin P., Picazo S., Jammes S., Manatschal G., Müntener O., Karner G.* Potential role of lithospheric mantle composition in the Wilson cycle: a North Atlantic perspective // *Geological Society, London, Special Publications*. 2018. Vol. 470, no. 6. <https://doi.org/10.1144/SP470.10>
- Chiaradia M., Konopelko D., Seltmann R., Cliff R.* Lead isotope variations across terrane boundaries of the Tien Shan and Chinese Altay // *Mineralium Deposita*. 2006. Vol. 41. P. 411–428.
- Clemens J.D., Stevens G.* Melt segregation and magma interactions during crustal melting: Breaking out of the matrix // *Earth-science reviews*. 2016. Vol. 160. P. 333–349.
- Coticelli S., Peccerillo A.* Petrology and geochemistry of potassic and ultrapotassic volcanism from Central Italy: inferences on its genesis and on the mantle source evolution // *Lithos*. 1992. Vol. 28. P. 221–240.

- Couzinié S., Laurent O., Moyen J.-F., Zeh A., Bouilhol P., Villaros A. Post-collisional magmatism: Crustal growth not identified by zircon Hf-O isotopes // *Earth and Planetary Science Letters*. 2016. Vol. 456. doi: 10.1016/j.epsl.2016.09.033
- Davies J.H., Blanckenburg F. von. Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens // *Earth and Planetary Science Letters*. 1995. Vol. 129. P. 85–102.
- De Boorder H., Zeylmans van Emmichoven M. From Urals to Altaids — Structural Continuity? // CERCAMS-6 Workshop of IGCP-473 “Mineral Deposits of the Urals”. London, 2005. [ftp://ftp.geog.uu.nl/pub/posters/2005/From\\_Urals\\_to\\_Altai-structural\\_continuity\\_2005.pdf](ftp://ftp.geog.uu.nl/pub/posters/2005/From_Urals_to_Altai-structural_continuity_2005.pdf) (дата обращения: 20.09.2019).
- De Grave J., Glorie S., Ryabinin A., Zhimulev F., Buslov M. M., Izmer A., Elburg M., Vanhaecke F., Van den Haute P. Late Palaeozoic and Meso-Cenozoic tectonic evolution of the southern Kyrgyz Tien Shan: Constraints from multi-method thermochronology in the Trans-Alai, Turkestan-Alai segment and the southeastern Ferghana Basin // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2012. Vol. 44. P. 149–168.
- De Paolo D.J. Age dependence of the composition of continental crust as determined from Nd isotopic variations in igneous rocks // *Earth and Planetary Science Letters*. 1988. Vol. 59. P. 263–271.
- De Paolo D.J. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic // *Nature*. 1981. Vol. 291. P. 193–196.
- De Paolo D.J., Linn A. M., Schubert G. The continental crustal age distribution: methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to the southwestern U.S. // *J. Geophys. Res.* 1991. Vol. 96. P. 2071–2088.
- Dewey J.F. Extensional collapse of orogens // *Tectonics*. 1988. Vol. 7. P. 1123–1139.
- Dewey J.F., Bird J.M. Mountain belts and the new global tectonics // *J. Geophys. Res.* 1970. Vol. 75. P. 2625–2647.
- Dewey J.F., Burke K. Tibetan, Variscan and Precambrian basement reactivation: products of continental collision // *J. Geol.* 1973. Vol. 81. P. 683–692.
- Dolgoplova A., Seltmann R., Armstrong R., Belousova E., Konopelko D. Crust-mantle interaction in the formation of Kalmakyr and Muruntau ore giants, Uzbekistan // CERCAMS-16 Workshop and Final Conference of IGCP-592 “One billion years of crustal growth from Altaids to SW Pacific”. London, 2016. P. 14.
- Dolgoplova A., Seltmann R., Konopelko D., Biske Yu. S., Shatov V., Armstrong R., Belousova E., Pankhurst R., Koneev R., Divaev F. Geodynamic evolution of the western Tien Shan, Uzbekistan: Insights from U-Pb SHRIMP geochronology and Sr-Nd-Pb-Hf isotope mapping of granitoids // *Gondwana Research*. 2017. Vol. 47. P. 76–109.
- Eby G.N. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis // *Lithos*. 1990. Vol. 26. P. 115–134.
- Eklund O., Konopelko D., Rutanen H., Fröjdö S., Shebanov A.D. 1.8 Ga Svecofennian post-collisional shoshonitic magmatism in the Fennoscandian shield // *Lithos*. 1998. Vol. 45. P. 87–108.
- Feldstein S.N., Lange R.A. Pliocene potassic magmas from the Kings River region, Sierra Nevada, California: evidence for melting of a subduction modified mantle // *Journal of Petrology*. 1999. Vol. 40 (8). P. 1301–1320.

- Fernandez M., Marzan I., Correia A., Ramalho E.* Heat flow, heat production, and lithospheric thermal regime in the Iberian Peninsula // *Tectonophysics*. 1998. Vol. 291. P. 29–53.
- Filippova L. B., Bush V. A., Didenko A. N.* Middle Paleozoic subduction belts: the leading factor in the formation of the Central Asia fold and thrust belt // *Russian Journal of Earth Sciences*. 2001. Vol. 3. P. 405–426.
- Frost B. R., Barnes C. G., Collins W. J., Arculus R. J., Ellis D. J., Frost C. D.* A geochemical classification for granitic rocks // *Journal of Petrology*. 2001. Vol. 42 (11). P. 2033–2048.
- Frost B. R., Frost C. D.* A geochemical classification for feldspathic igneous rocks // *Journal of Petrology*. 2008. Vol. 49. P. 1955–1969.
- Frost C. D., Frost B. R.* High-K, iron-enriched rapakivi-type granites: the tholeiite connection // *Geology*. 1997. Vol. 25. P. 647–650.
- Glorie S., De Grave J., Buslov M. M., Zhimulev F. I., Stockli D. F., Batalev V. Y., Izmer A., Van den haute P., Vanhaecke F., Elburg M.* Tectonic history of the Kyrgyz South Tien Shan (Atbashi-Inylchek) suture zone: the role of inherited structures during deformation-propagation // *Tectonics*. 2011. Vol. 30, TC6016. <https://doi.org/10.1029/2011TC002949>
- Glorie S., Jepson G., Konopelko D., Mirkamalov R., Meeuws F., Gilbert S., Gillespie J., Collins A. S., Xiao W., Dewaele S., De Grave J.* Thermochronological and geochemical footprints of post-orogenic fluid alteration recorded in apatite: implications for mineralisation in the Uzbek Tian Shan // *Gondwana Research*. 2019. Vol. 71. P. 1–15.
- Golovanov I. M., Seltmann R., Kremenetsky A. A.* The porphyry Cu-Au/Mo deposits of Central Eurasia: 2. The Almalyk (Kal'makyr-Dalnee) and Saukbulak Cu-Au porphyry systems, Uzbekistan // *Super Porphyry Copper & Gold Deposits: A Global Perspective* / ed. by T. M. Porter. Vol. 2. Adelaide, 2005. P. 513–523.
- Golovko A. V., Kaminsky F. V.* The shoshonite-absarokite-picrite Karashoho pipe, Uzbekistan: an unusual diamond deposit in an atypical tectonic environment // *Economic Geology*. 2010. Vol. 105. P. 825–840.
- Graupner T., Niedermann S., Rhede D., Kempe U., Seltmann R., Williams C. T., Klemd R.* Multiple sources for mineralizing fluids in the Charmitan gold(-tungsten) mineralization (Uzbekistan) // *Mineralium Deposita*. 2010. Vol. 45. P. 667–682.
- Griffin W. L., Pearson N. J., Belousova E., Jackson S. E., van Acherbergh E., O'Reilly S. Y., Shee S. R.* The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2000. Vol. 64. P. 133–147.
- Haapala I., Rämö O. T., Flindt S.* Comparison of Proterozoic and Phanerozoic rift-related basaltic-granitic magmatism // *Lithos*. 2005. Vol. 80. P. 1–32.
- Hawkesworth C., Dhuime B., Pietranik A., Cawood P., Kemp T., Storey C.* The generation and evolution of the continental crust // *Journal of the Geological Society*. 2010. Vol. 167. P. 229–248.
- Hawkesworth C., Turner S., Gallagher K., Hunter A., Bradshaw T., Rogers N.* Calcalkaline magmatism, lithospheric thinning and extension in the basin and range // *J. Geophys. Res.* 1995. Vol. 100 (b7). P. 10271–10286.
- Heinhorst J., Lehmann B., Ermolov P., Serykh V., Zhurutin S.* Paleozoic crustal growth and metallogeny of Central Asia: evidence from magmatic-hydrothermal ore systems of Central Kazakhstan // *Tectonophysics*. 2000. Vol. 328. P. 69–87.

- Howell D. G. Tectonics of suspect terranes: mountain building and continental growth. London; New York, 1989.
- Howell D. G., Jones D. L., Schermer E. R. Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region: Principles of terrane analysis // Tectono-stratigraphic terranes of the Circum-Pacific region. Houston, 1985. P. 3–31.
- Hu A., Jahn B.-M., Zhang G., Chen Y., Zhang Q. Crustal evolution and Phanerozoic crustal growth in northern Xinjiang: Nd isotopic evidence. Part I. Isotopic characterization of basement rocks // Tectonophysics. 2000. Vol. 326. P. 15–51.
- Irvine T. N., Baragar W. R. A. A guide to chemical classification of the common volcanic rocks // Canadian Journal of Earth Sciences. 1971. Vol. 8. P. 523–548.
- Isacks B., Oliver J., Sykes L. R. Seismology and the new global tectonics // J. Geophys. Res. 1968. Vol. 73, no. 18. P. 5855–5899.
- Jahn B.-M., Wu F., Chen B. Massive granitoid generation in Central Asia: Nd isotope evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic // Episodes. 2000. Vol. 23. P. 82–92.
- Jenchuraeva R. J. Tectonic setting of porphyry-type mineralization and hydrothermal alteration in Paleozoic island arcs and active continental margins, Kyrgyz Range (Tien Shan), Kyrgyzstan // Mineralium Deposita. 1997. Vol. 32. P. 434–440.
- Jepson G., Glorie S., Konopelko D., Gillespie J., Danišik M., Evans N. J., Mamadjanov Y., Collins A. S. Thermochronological insights into the structural contact between the Tian Shan and Pamirs, Tajikistan // Terra Nova. 2018a. Vol. 30. P. 95–104.
- Jepson G., Glorie S., Konopelko D., Gillespie J., Danišik M., Mirkamalov R., Mamadjanov Y., Collins A. S. Low-temperature thermochronology of the Chatkal-Kurama terrane (Uzbekistan-Tajikistan): Insights into the Meso-Cenozoic thermal history of the western Tian Shan // Tectonics. 2018b. Vol. 37 (10). P. 3954–3969.
- Jepson G., Glorie S., Konopelko D., Khudoley A., Mirkamalov R., Danišik M., Collins A. S. The Mesozoic thermotectonic evolution of the western Tian Shan (Kazakhstan, Uzbekistan, Tajikistan) // The 16th International Conference on Thermochronology, Germany. Conference Abstracts. 2018d. P. 98.
- Jepson G., Glorie S., Konopelko D., Mirkamalov R., Danišik M., Collins A. S. The low-temperature thermo-tectonic evolution of the western Tian Shan, Uzbekistan // Gondwana Research. 2018c. Vol. 64. P. 122–136.
- Jiang C., Li Y., Zhang P., Ye S. Petrogenesis of Permian basalt on the western margin of the Tarim Basin, China // Geol. Geofiz. 2006. Vol. 47 (2). P. 232–241.
- Jiang C., Zhang P., Lu D., Bai K., Wang Y., Tang S., Wang J., Yang C. Petrology, geochemistry and petrogenesis of the Kalpin Basalts and their Nd, Sr and Pb isotopic compositions // Geological Review. 2004. Vol. 50 (5). P. 492–500.
- Jones D. L., Howell D. G., Coney P. J., Monger J. W. H. Recognition, character, and analysis of tectonostratigraphic terranes in western North America // Accretion tectonics in the circum-Pacific region: Proceedings of the Oji International Seminar on Accretion Tectonics, Japan, 1981: Advances in Earth and Planetary Sciences / M. Hashimoto, S. Uyeda (eds). Tokyo, 1983. P. 21–35.

- Kaislaniemi L.M.* Dynamic modelling of post-collisional magmatism: Doctoral thesis. Durham, 2015. [http://etheses.dur.ac.uk/10970/1/thesis\\_corrected.pdf?DDD15+](http://etheses.dur.ac.uk/10970/1/thesis_corrected.pdf?DDD15+) (дата обращения: 20.09.2019).
- Käßner A., Ratschbacher L., Pfänder J.A., Hacker B.R., Sonntag B., Khan J., Stanek K.P., Zack G., Gadoev M., Oimahmadov I.* Proterozoic–Mesozoic history of the Central Asian orogenic belt in the Tajik and southwestern Kyrgyz Tian Shan: U–Pb,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , and fission-track geochronology and geochemistry of granitoids // *Geological Society of America Bulletin*. 2017. Vol. 129. P. 281–303.
- Kempe U., Graupner T., Seltmann R., de Boorder H., Dolgoplova A., Zeylmans van Emmichoven M.* The Muruntau gold deposit (Uzbekistan): a unique ancient hydrothermal system in the southern Tien Shan // *Geosci. Front.* 2016. Vol. 7. P. 495–528.
- Kempe U., Seltmann R., Graupner T., Rodionov N., Sergeev S.A., Matukov D.I., Kremetsky A.A.* Concordant U–Pb SHRIMP ages of U-rich zircon in granitoids from the Muruntau gold district (Uzbekistan): timing of intrusion, alteration ages, or meaningless numbers // *Ore Geol. Rev.* 2015. Vol. 65. P. 308–326.
- Kirkland C.L., Smithies R.H., Taylor R.J.M., Evans N., McDonald B.* Zircon Th/U ratios in magmatic environs // *Lithos*. 2015. Vol. 212–215. P. 397–414.
- Konopelko D.* Early Permian alkaline intrusions of western Tien Shan: a termination of Hercynian post-collisional magmatism? // *Magmatism of the Earth and related strategic metal deposits*. 2019. Vol. 36. P. 140–143.
- Konopelko D., Apayarov F.* Triassic thermal event in the western Tien Shan // *The 16th International Conference on Thermochronology. Quedlinburg*, 2018. P. 44.
- Konopelko D., Biske G., Seltmann R., Eklund O., Belyatsky B.* Post-collisional granites of the Kokshaal Range, Southern Tien Shan, Kyrgyzstan: age, petrogenesis and regional tectonic implications // *Lithos*. 2007. Vol. 97. P. 140–160.
- Konopelko D., Biske G., Seltmann R., Kiseleva M., Matukov D., Sergeev S.* Deciphering Caledonian events: timing and geochemistry of the Caledonian magmatic arc in the Kyrgyz Tien Shan // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2008. Vol. 32. P. 131–141.
- Konopelko D., Biske G., Seltmann R., Petrov S.V., Lepekhina E.* Age and petrogenesis of the Neoproterozoic Chon-Ashu alkaline complex, and a new discovery of chalcopyrite mineralization in the eastern Kyrgyz Tien Shan // *Ore Geology Reviews*. 2014. Vol. 61. P. 175–191.
- Konopelko D., Biske Yu. S., Kullerud K., Ganiev I., Seltmann R., Brownscombe W., Mirkamalov R., Wang B., Safonova I., Kotler P., Shatov V., Sun M., Wong J.* Neoproterozoic South Tien Shan–Karakum basement metamorphosed in the early Carboniferous: New geochronological results from Baisun and Kyzylkum, Uzbekistan // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2019. Vol. 177. P. 275–286.
- Konopelko D., Eklund O.* Timing and geochemistry of potassic magmatism in the eastern part of the Svecofennian domain, NW Ladoga Lake Region, Russian Karelia // *Precambrian Research*. 2003. Vol. 120. P. 37–53.
- Konopelko D., Klemd R.* Deciphering protoliths of the (U)HP rocks in the Makbal metamorphic complex, Kyrgyzstan: geochemistry and SHRIMP zircon geochronology // *European Journal of Mineralogy*. 2016. Vol. 28 (6). P. 1233–1253.

- Konopelko D., Klemd R., Mamadjanov Y., Hegner E., Knorsch M., Fidaev D., Kern M., Sergeev S. Permian age of orogenic thickening and crustal melting in the Garm Block, South Tien Shan, Tajikistan // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2015. Vol. 113. P.711–727.
- Konopelko D., Kullerud K., Apayarov F., Sakiev K., Baruleva O., Ravna E., Lepekhina E. SHRIMP zircon chronology of HP-UHP rocks of the Makbal metamorphic complex in the Northern Tien Shan, Kyrgyzstan // *Gondwana Research*. 2012. Vol. 22. P.300–309.
- Konopelko D., Mao J., Du A., Piatkov A., Biske G., Seltmann R. Re-Os age of molybdenite from the Sarytau tungsten deposit and timing of Hercynian events in the Bukantau mountains, central Kyzylkum, Uzbekistan // *Problems of Ore Deposits and maximizing the prospecting efficiency* / ed. by N. A. Akhmedov. Tashkent, 2003. P.379–380.
- Konopelko D., Seltmann R., Apayarov F., Belousova E., Izokh A., Lepekhina E. U-Pb-Hf zircon study of two mylonitic granite complexes in the Talas-Fergana fault zone, Kyrgyzstan, and Ar-Ar age of deformations along the fault // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2013. Vol. 73. P. 334–346.
- Konopelko D., Seltmann R., Biske G., Lepekhina E., Sergeev S. Possible source dichotomy of contemporaneous post-collisional barren I-type versus tin-bearing A-type granites, lying on opposite sides of the South Tien Shan suture // *Ore Geology Reviews*. 2009. Vol. 35. P.206–216.
- Konopelko D., Seltmann R., Biske G., Matukov D., Sergeev S. Hercynian magmatism in the Tien Shan: new SHRIMP ages and metallogenic implications // *Proceedings of the IGCP-486 and IGCP-473 Joint Workshop on Porphyry and Epithermal Deposits of the Chatkal-Kurama Region*. Tashkent, 2006. P.29–35.
- Konopelko D., Seltmann R., Mamadjanov Y., Romer R. L., Rojas-Agramonte Y., Jeffries T., Fidaev D., Niyozov A. A geotraverse across two paleo-subduction zones in Tien Shan, Tajikistan // *Gondwana Research*. 2017. Vol. 47. P.110–130.
- Konopelko D., Wilde S. A., Seltmann R., Romer R. L., Biske Yu. S. Early Permian intrusions of the Alai range: Understanding tectonic settings of Hercynian post-collisional magmatism in the South Tien Shan, Kyrgyzstan // *Lithos*. 2018. Vol. 302–303. P.405–420.
- Kovalenko V. I., Yarmolyuk V. V., Kovach V. P., Kotov A. B., Kozakov I. K., Salnikova E. B., Larin A. M. Isotope provinces, mechanisms of generation and sources of the continental crust in the Central Asian Mobile Belt: geological and isotopic evidence // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2004. Vol. 23. P.605–627.
- Laurent-Charvet S., Charvet J., Monie P., Shu L. S. Late Paleozoic strike-slip shear zones in eastern central Asia (NW China): new structural and geochronological data // *Tectonics*. 2003. Vol. 22, no. 2. P.1009–1034.
- Le Fort P. Manaslu leucogranite: a collision signature of the Himalaya. A model for its genesis and emplacement // *J. Geophys. Res.* 1981. Vol. 86. P.10545–10568.
- Le Pichon X. Sea-floor spreading and continental drift // *J. Geophys. Res.* 1968. Vol. 73. P.3661–3697.
- Leloup P. H., Kienast J.-R. High-temperature metamorphism in a major strike-slip shear zone: the Ailao Shan-Red River, People's Republic of China // *Earth and Planetary Science Letters*. 1993. Vol. 118. P.213–234.

- Liégeois J. P.* Preface — some words on the post-collisional magmatism. *Lithos*, 1998. Vol. 45. P. 15–17.
- Liégeois J. P., Black R.* Alkaline magmatism subsequent to collision in the Pan-African belt of the Adrar des Iforas (Mali) // *Alkaline Igneous Rocks*. Vol. 30. London, 1987. P. 381–401.
- Liégeois J. P., Black R.* Petrology and Rb-Sr geochronology of the Late Pan-African calc-alkaline — alkaline transition in the Adrar des Iforas (Mali): Upper Precambrian crustal accretion // *African Geology*. Musée Royal de l’Afrique Centrale / J. Klerkx, J. Michot (eds). Tervuren, 1984. P. 115–145.
- Liégeois J. P., Navez J., Hertogen J., Black R.* Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization // *Lithos*. 1998. Vol. 45. P. 1–28.
- Lithotectonic terrane map of Alaska (West of the 141st Meridian): U. S. Geological Survey Map MF-1874-A, 1 sheet, scale 1:2,500,000 / D. L. Jones, N. J. Silberling, P. J. Coney, G. Plafker. [S.l.], 1987.
- Loury C., Rolland Y., Lanari P., Guillot S., Bosch D., Ganino C., Jourdon A., Petit C., Gallet S., Monié P., Riel N.* Permian charnockites in the Pobeda area: Implications for Tarim mantle plume activity and HT metamorphism in the South Tien Shan range // *Lithos*. 2018. Vol. 304–307. P. 135–154.
- Ludwig K. R.* Isoplot/Ex, Version 2.05: A geochronological toolkit for Microsoft Excel // *Spec. Pub. Berkeley*. 1999. Vol. 43.
- Mao J., Konopelko D., Seltmann R., Lehmann B., Chen W., Wang Y., Eklund O., Usabaliev T.* Postcollisional age of the Kumtor gold deposit and timing of Hercynian events in the Tien Shan, Kyrgyzstan // *Economic Geology*. 2004. Vol. 99. P. 1771–1780.
- Marotta A. M., Fernandez M., Sabadini R.* Mantle unrooting in collisional settings // *Tectonophysics*. 1998. Vol. 296. P. 31–46.
- Maxson J., Tikoff B.* Hit-and-run collision model for the Laramide orogeny, western United States // *Geology*. 1996. Vol. 24 (11). P. 968–972.
- McKenzie D. P.* Speculation on the consequences and causes of plate motions // *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 1969. Vol. 18. P. 1–32.
- Meyer M., Klemd R., Hegner E., Konopelko D.* Subduction and exhumation mechanisms of ultra-high and high-pressure oceanic and continental crust at Makbal (Tianshan, Kazakhstan and Kyrgyzstan) // *Journal of Metamorphic Geology*. 2014. Vol. 32. P. 861–884.
- Meyer M., Klemd R., Konopelko D.* High-pressure mafic oceanic rocks from the Makbal Complex, Tianshan Mountains (Kazakhstan & Kyrgyzstan): Implications for the metamorphic evolution of a fossil subduction zone // *Lithos*. 2013. Vol. 177. P. 207–225.
- Middlemost E. A. K.* Naming materials in the magma/igneous rock system // *Earth-Science Reviews*. 1994. Vol. 37. P. 215–224.
- Molnar P.* Continental tectonics in the aftermath of plate tectonics // *Nature*. 1988. Vol. 335. P. 131–137.
- Morrison G. W.* Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association // *Lithos*. 1980. Vol. 13. P. 97–108.

- Müller D., Rock N. M. S., Groves D. I. Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic settings: a pilot study // *Mineralogy and Petrology*. 1992. Vol. 46. P. 259–289.
- Nabelek P. I., Russ-Nabelek C., Denison J. R. The generation and crystallization conditions of the Proterozoic Harney Peak leucogranite, Black Hills, South Dakota, USA: petrologic and geochemical constraints // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1992. Vol. 110. P. 173–191.
- Nakamura N. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1974. Vol. 38. P. 757–775.
- Natal'in B. A., Şengör A. M. C. Late Palaeozoic to Triassic evolution of the Turan and Scythian platforms: the pre-history of the Palaeo-Tethyan closure // *Tectonophysics*. 2005. Vol. 404. P. 175–202.
- Nenakhov V. M., Kuznetsov L. V., Khrestenkov P. A. Geological excursions in Turkestan-Alai (Southern Tien-Shan). Guidebook: International Symposium “Granites and Geodynamics”. [S. l.], 1991.
- Nurtaev B., Kharin V., McCann T., Valdivia-Manchego M. The north Nuratau fault zone, Uzbekistan — structure and evolution of a Palaeozoic suture zone // *J. Geodyn.* 2013. Vol. 64. P. 1–14.
- Pearce J. A. Sources and settings of granitic rocks // *Episodes*. 1996. Vol. 19. P. 120–125.
- Pearce J. A., Harris N. B., Tindle A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *Journal of Petrology*. 1984. Vol. 25, no. 4. P. 956–983.
- Pickering K. T., Koren T. N., Lytochkin V. N., Siveter D. J. Silurian — Devonian active-margin deep-marine systems and paleogeography, Alai Range, Southern Tien Shan, Central Tien Shan, Central Asia // *Journal of Geological Society*. 2008. Vol. 165. P. 189–210.
- Pin C., Binon M., Belin J. M., Barbarin B., Clemens J. D. Origin of microgranular enclaves in granitoids: equivocal Sr-Nd evidence from Hercynian rocks in the Massif Central (France) // *J. Geophys. Res.* 1990. Vol. 95. P. 17821–17828.
- Rämö O. T., Haapala I. One hundred years of Rapakivi Granite // *Mineralogy and Petrology*. 1995. Vol. 52. P. 129–185.
- Roberts N. M. W., Spencer C. J. The zircon archive of continent formation through time // *Geological Society, London, Special Publication*. 2014. Vol. 389. P. 197–225.
- Romer R. L., Hahne K. Life of the Rhenish Ocean: scrolling through the shale record // *Gondwana Research*. 2010. Vol. 17. P. 236–253.
- Romer R. L., Heinrich W., Schröder-Smeibidl B., Meixner A., Fischer C.-O., Schulz C. Elemental dispersion and stable isotope fractionation during reactive fluid flow and fluid immiscibility in the Bufa del Diente aureole, NE-Mexico: evidence from radiographies and Li, B, Sr, Nd, and Pb isotope systematics // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2005. Vol. 149. P. 400–429.
- Rubatto D. Zircon trace element geochemistry; partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism // *Chemical Geology*. 2002. Vol. 184. P. 123–138.
- Safonova I., Biske G., Romer R. L., Seltmann R., Simonov V., Maruyama S. Middle Paleozoic mafic magmatism and ocean plate stratigraphy of the South Tianshan, Kyrgyzstan // *Gondwana Research*. 2016. Vol. 30. P. 236–256.

- Scherer E., Munker C., Mezger K. Calibration of the lutetium-hafnium clock // *Science*. 2001. Vol. 293. P. 683–687.
- Sederholm J. J. On migmatites and associated pre-Cambrian rocks of southwestern Finland. Part III: The Aland Islands // *Bulletin de la Commission géologique de Finlande*. 1934. Vol. 107. P. 1–68.
- Seltmann R., Konopelko D., Biske G., Divaev F., Sergeev S. Hercynian postcollisional magmatism in the context of Paleozoic magmatic evolution of the Tien Shan orogenic belt // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2011. Vol. 42. P. 821–838.
- Seltmann R., Porter T. M., Pirajno F. Geodynamics and metallogeny of the central Eurasian porphyry and related epithermal mineral systems: a review // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2014. Vol. 79. P. 810–841.
- Seltmann R., Shatov V., Yakubchuk A. Mineral Deposits Database and Thematic Maps of Central Asia, Scale 1 : 1,500,000 million: ArcGIS 10.x package. Explanatory Notes, NHM. London, 2015.
- Solomovich L. I. Postcollisional magmatism in the South Tien Shan Variscan Orogenic Belt, Kyrgyzstan: Evidence for high-temperature and high-pressure collision // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2007. Vol. 30. P. 142–153.
- Solomovich L. I., Trifonov B. A. Postcollisional granites in the South Tien Shan Variscan Collisional Belt, Kyrgyzstan // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2002. Vol. 21 (1). P. 7–21.
- Soloviev S. G. Late Paleozoic subalkaline potassic (shoshonite-latitude) magmatism in central Tien-Shan // *Int. Geol. Rev.* 1993. Vol. 3 (3). P. 288–304.
- Soloviev S. G. Rare earth and other trace elements in rocks of W-bearing magmatic complexes of the Southern Tien-Shan // *Geochem. Int.* 1998. Vol. 36 (12). P. 1133–1146.
- Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geological Society, London, Special Publications*. 1989. Vol. 42. P. 313–345.
- Sylvester P. J. Post-collisional strongly peraluminous granites // *Lithos*. 1998. Vol. 45. P. 29–44.
- Taymaz T., Yilmaz Y., Dilek Y. The Geodynamics of the Aegean and Anatolia: Introduction // *Geological Society, London, Special Publications*. 2007. Vol. 291. P. 1–16.
- Tectono-stratigraphic terranes of the Circum-Pacific region / ed. by D. G. Howell. Houston, 1985.
- Tera F., Wasserburg G. A response to a comment on U-Pb systematics in lunar basalts // *Earth and Planetary Science Letters*. 1973. Vol. 19. P. 213–217.
- Tera F., Wasserburg G. U-Th-Pb systematics on lunar rocks and inferences about lunar evolution and age of the Moon // *Proceedings of the 5<sup>th</sup> Lunar Scientific Conference*. *Geochim. Cosmochim. Acta Suppl.* 1974. Vol. 5, no. 2. P. 1571–1599.
- Teslenko G. S., Polykovskiy V. S. Magmatic-fluid evolution and gold deposition in Koshrabad pluton, Uzbekistan: geologic and fluid inclusion evidence // *Program and Abstracts. Fifth Biennial Pan-American Conference on Research on Fluid Inclusions, Instituto de Investigaciones Electricas. Cuernavaca*, 1994. P. 106.
- Teyssier C., Tikoff B. Strike-slip partitioned transpression of the San Andreas Fault system: a lithospheric-scale approach // *Geological Society, London, Special Publications*. 1998. Vol. 135. P. 143–158.

- Thompson J. F. H., Sillitoe R. H., Baker T., Lang J. R., Mortensen J. K.* Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces // *Mineralium Deposita*. 1999. Vol. 34. P. 323–334.
- Titus S. J., Medaris L. G., Wang H. F., Tikoff B.* Continuation of the San Andreas fault system into the upper mantle: Evidence from spinel peridotite xenoliths in the Coyote Lake basalt, central California // *Tectonophysics*. 2007. Vol. 429. P. 1–20.
- Van Hunen J., Miller M. S.* Collisional Processes and Links to Episodic Changes in Subduction Zones // *Elements*. 2015. Vol. 11. P. 119–124.
- Volkova N. I., Budanov V. I.* Geochemical discrimination of metabasalt rocks of the Fan-Karategin transitional blueschist/greenschist belt, South Tianshan, Tajikistan: seamount volcanism and accretionary tectonics // *Lithos*. 1999. Vol. 47. P. 201–216.
- Vrublevskii V. V., Morova A. A., Bukharova O. V., Konovalenko S. I.* Mineralogy and geochemistry of Triassic carbonatites in the Matcha alkaline intrusive complex (Turkestan-Alai Ridge, Kyrgyz Southern Tien Shan), SW Central Asian Orogenic Belt // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2017. Vol. 153. P. 252–281.
- Whalen J. B., Currie K. L., Chappel B. W.* A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1987. Vol. 95. P. 407–419.
- Wilde A. R., Layer P., Mernagh T., Foster J.* The giant Muruntau gold deposit: geologic, geochronologic, and fluid inclusion constraints on ore genesis // *Economic Geology*. 2001. Vol. 96. P. 633–644.
- Williams H. M., Turner S. P., Pearce J. A., Kelley S. P., Harris N. B. W.* Nature of the Source Regions for Post-collisional, Potassic Magmatism in Southern and Northern Tibet from Geochemical Variations and Inverse Trace Element Modelling // *Journal of Petrology*. 2004. Vol. 45 (3). P. 555–607.
- Wilson J. T.* Did the Atlantic close and then reopen? // *Nature*. 1966. Vol. 211. P. 676–681.
- Worthington J. R., Kapp P., Minaev V., Chapman J. B., Mazdab F. K., Ducea M. N., Oimahmadov I., Gadoev M.* Birth, life, and demise of the Andean — syn-collisional Gissar arc: Late Paleozoic tectono-magmatic-metamorphic evolution of the southwestern Tian Shan, Tajikistan // *Tectonics*. 2017. Vol. 36, no. 10. doi: 10.1002/2016TC004285
- Wu F., Jahn B., Wilde S., Sun D.* Phanerozoic crustal growth: U-Pb and Sr-Nd isotopic evidence from the granites in northeastern China // *Tectonophysics*. 2000. Vol. 328. P. 89–103.
- Zartman R. E., Doe B. R.* Plumbotectonics: the model // *Tectonophysics*. 1981. Vol. 75. P. 135–162.
- Zhang C. L., Zou H. B.* Permian A-type granites in Tarim and western part of Central Asian Orogenic Belt (CAOB): Genetically related to a common Permian mantle plume? // *Lithos*. 2013. Vol. 172–173. P. 47–60.

#### Фондовые источники

- Апаяров Ф. Х.* Геологическое доизучение м-ба 1 : 200 000 на приграничной территории в западной части Киргизского хребта в 2003–2006 гг.: Отчет Редакционной партии по геологическому доизучению м-ба 1 : 200 000 в пределах листов К-42-ХII,

- К-42-XVII, К-43-VII, К-43-XIII, К-43-XIV, проведенному в 2003–2006 гг. СКГЭ. Бишкек, 2007 // Фонды Министерства геологии Киргизской Республики.
- Геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 Сарыджазской площади: Отчет Отгукской партии о работах в 1980–1985 гг. / В. А. Грищенко и др. Бишкек, 1985 // Фонды Министерства геологии Киргизской Республики.
- Геологическое строение и полезные ископаемые Аtdжайляуской площади // Окончательный отчет о геологической съемке м-ба 1 : 25 000, проводившейся в 1965–1967 гг. / В. А. Иордан и др. Фрунзе (Бишкек), 1967 // Фонды Министерства геологии Киргизской Республики.
- Геологическое строение и полезные ископаемые Иньльчекской площади: Окончательный отчет о геологической съемке м-ба 1 : 25 000, проводившейся в 1964–1966 гг. / Г. Е. Игнатов и др. Фрунзе (Бишкек), 1966 // Фонды Министерства геологии Киргизской Республики.
- Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Сох-Аксу // Отчет Куруксайской партии по геологической съемке и поискам м-ба 1 : 50 000, проведенным в 1979–1983 гг. / В. М. Ненахов и др. Ош, 1985 // Фонды Южно-Киргизской геологической экспедиции.
- Геология и полезные ископаемые территории листов К-44-51 и К-44-63 (северной части): Отчет Восточно-Терской поисково-съёмочной партии по работам 1951–1953 гг. / В. И. Кнауф и др. Фрунзе (Бишкек), 1954 // Фонды Министерства геологии Киргизской Республики.
- Замалетдинов Т. С., Трегубов В. Д.* Глубинное прогнозно-геодинамическое картирование на Киргизском геодинамическом полигоне: Отчет Геодинамической партии за 1989–1994 гг. Бишкек, 1994 // Фонды Министерства геологии Киргизской Республики.
- Изучение распределения во времени и пространстве петрогенетических типов гранитоидов Тянь-Шаня: Научный отчет лаборатории петрологии ИГ АН Киргизской ССР / С. Д. Туровский и др. Фрунзе (Бишкек), 1988 // Фонды Института геологии Национальной академии наук Киргизской Республики.
- Легенда интрузивного магматизма Туркестано-Алая // Отчет тематического отряда Тенгизбайской ПСП по работам 1983–1986 гг. / В. М. Ненахов и др. Ош, 1988 // Фонды Южно-Киргизской геологической экспедиции.
- Магматизм Туркестанского, Алайского и Юго-Восточной части Ферганского хребтов (в пределах Киргизской ССР): Окончательный отчет петрологической партии по работам 1970–1972 гг. / Т. А. Додонова и др. Фрунзе (Бишкек), 1976 // Фонды Министерства геологии Киргизской Республики.
- Отчет о результатах поисковых работ м-ба 1 : 50 000 на южном склоне Алайского хребта, проведенных Текеликской партией в 1975–1979 гг. / П. В. Зайд, В. И. Савельева, В. С. Насатович, В. М. Ненахов. Ош, 1981 // Фонды Южно-Киргизской геологической экспедиции.

Научное издание

*КОНОПЕЛЬКО Дмитрий Леонидович*

ПАЛЕЗОЙСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ  
ЗАПАДНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Редактор *И. М. Кудрявина*  
Корректор *А. С. Яшина*  
Компьютерная верстка *Ю. Ю. Тауриной*  
Обложка *Е. Р. Куныгина*

Подписано в печать 17.07.2020. Формат 70×100<sup>1</sup>/<sub>16</sub>.  
Усл. печ. л. 15,925. Тираж 1000 экз. Print-on-Demand. Заказ №

Издательство Санкт-Петербургского университета.  
199004, С.-Петербург, В.О., 6-я линия, 11.  
Тел./факс +7(812)328-44-22  
[publishing@spbu.ru](mailto:publishing@spbu.ru)



[publishing.spbu.ru](http://publishing.spbu.ru)

Типография Издательства СПбГУ. 199034, С.-Петербург, Менделеевская линия, д. 5.

**Книги и журналы СПбГУ** можно приобрести

по издательской цене

в интернет-магазине: **[publishing.spbu.ru](http://publishing.spbu.ru)**

и

в сети магазинов **«Дом университетской книги»**, Санкт-Петербург:

Менделеевская линия, д. 5

6-я линия, д. 15

Университетская наб., д. 11

наб. Макарова, д. 6

Таврическая ул., д. 21

Петергоф, ул. Ульяновская, д. 3

Петергоф, кампус «Михайловская дача»,

Санкт-Петербургское шоссе, д. 109.

Справки: +7(812)328-44-22, [publishing.spbu.ru](http://publishing.spbu.ru)

Книги СПбГУ продаются в центральных книжных магазинах РФ,  
интернет-магазинах **[amazon.com](http://amazon.com)**, **[ozon.ru](http://ozon.ru)**, **[bookvoed.ru](http://bookvoed.ru)**,

**[biblio-globus.ru](http://biblio-globus.ru)**, **[books.ru](http://books.ru)**, **[URSS.ru](http://URSS.ru)**

В электронном формате: **[litres.ru](http://litres.ru)**