УЧРЕЖДЕНИЕ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ им. В.С. Соболева СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ РАН

На правах рукописи

ВЕТРОВ Евгений Валерьевич

ЭВОЛЮЦИЯ ТЕРМОТЕКТОНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ЮГО-ВОСТОЧНОГО АЛТАЯ В ПОЗДНЕМ МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ ПО ДАННЫМ ТРЕКОВОЙ ТЕРМОХРОНОЛОГИИ АПАТИТА

специальность 25.00.03 - геотектоника и геодинамика

диссертация на соискание ученой степени

кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:

д.г-м.н. М.М. Буслов

Москва - 2016

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	6					
ГЛАВА 1. ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ АЛТАЙ: ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ						
И ЭВОЛЮЦИЯ В СОСТАВЕ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО						
СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА (ЦАСП)	13					
1.1. Общее положение						
1.2. Мезозойская эволюция ЦАСП						
1.2.1. Монголо-Охотский Складчатый Пояс	17					
1.2.2. Алтайский регион	18					
1.3. Кайнозойская эволюция ЦАСП						
1.3.1. Индо-Евразийская коллизия	20					
1.3.2. Внутриконтинентальная реактивация Центральной Азии	21					
1.3.3. Горный Алтай	22					
1.4. Стратиграфия кайнозойского выполнения межгорных впадин						
Юго-Восточного Алтая на примере Курайско-Чуйской впадины						
1.4.1. Карачумская свита	26					
1.4.2. Кошагачская свита	27					
1.4.3. Туерыкская свита	28					
1.4.4. Кызылгирская свита	29					
1.4.5. Бекенская свита	30					
1.4.6. Башкаусская свита	30					
1.5. Кайнозойская история развития Юго-Восточного Алтая на примере зоны						
сочленения Курайского хребта и Курайско-Чуйской впадины	32					
1.5.1. Участок Красная Горка	35					
1.5.2. Участок Кызыл-Чин	36					
1.5.3. Участок Туерык	38					
1.5.4 Участок Тотугем	41					
ГЛАВА 2: МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ: ТРЕКОВОЕ ДАТИРОВАНИЕ АПАТИТ	A 47					
2.1. Треки: определение, структура и образование	47					
2.2. Характеристика треков	51					
2.2.1. Близповерхностные треки	51					
2.2.2 Треки в апатите	51					
2.2.3 Площадная и пространственная плотность треков	53					

2.2.4 Скрытые треки	53						
2.3 Наблюдение и идентификация треков							
2.4. Принципы трекового датирования							
2.5. Калибровка метода трекового датирования апатита							
2.5.1. Абсолютное приближение							
2.5.1.1. Урановый монитор распада	61						
2.5.1.2. Металлические мониторы	62						
2.5.1.3 Стеклянные мониторы обогащенные ураном	63						
2.5.2 Возрастные стандарты: ζ – метод							
 2.5.2.1 Принципиальные положения ζ – метода 	65						
2.5.2.2 Возрастные стандарты апатита	68						
2.6. Аналитические процедуры и техника датирования							
2.6.1 Мульти-зерновой метод	70						
2.6.2 Одно-зерновой метод	70						
ГЛАВА 3: ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ ТРЕКОВОГО							
АНАЛИЗА АПАТИТА	74						
3.1 Основные положения отжига треков	74						
3.2 Кинетика стирания, лабораторные эксперименты и закон диффузии	76						
3.3. Экстраполяция на геологическое время	79						
3.4 Отжиг треков в геологических условиях: исследования скважин							
3.5. Модели отжига треков в апатите	83						
3.5.1. Модель отжига Лэсли	83						
3.5.1.1. Развитие модели	84						
3.5.1.2. Тестирование модели Лэсли в геологических условиях	87						
3.5.2 Данные обратного моделирования отжига треков	89						
3.5.3 Модель отжига Кетчема	90						
3.6. Трековый анализ апатита в качестве термохронологического инструмента	91						
3.6.1. Основные аспекты	91						
3.6.2. Концепция температуры закрытия и возрасты охлаждения	94						
3.6.3. Концепция зоны частичного отжига	96						
3.7. Геологическая интерпретация трековых возрастов апатита							
3.7.1. Охлаждение посредством денудации	99						
3.7.2. Понятия: денудация, вывод на поверхность и поднятие в трековой							
термохронологии	101						
3.7.3. Устойчивое состояние изотерм и топография 3	108						

3.7.4 Горизонтальные профили и профили возраст-высота						
ГЛАВА 4. ВИЗУАЛИЗАЦИЯ ТЕРМОТЕКТОНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ПО ДАННЫМ						
ТРЕКОВОГО АНАЛИЗА АПАТИТА						
4.1. Региональные построения по данным трекового анализа апатита						
4.2. Количественное определение длительной денудации						
4.2.1. Предположения и неопределенности						
4.2.1.1. Палеотемпературы, тепловой поток и удельная тепловая						
проводимость	120					
4.2.1.2. Вариации состава	122					
4.2.1.3. Стратегия моделирования						
4.2.2. Изображение в региональном масштабе	124					
4.2.3. Денудационная хронология	126					
4.3. Обзор примеров регионального термотектонического моделирования в мировой						
практике	127					
4.3.1.Восточная окраина Тибетское плато	127					
4.3.1.1. Геологический обзор	128					
4.3.1.2. Характеристики трековых параметров апатита	129					
4.3.1.3. Региональная модель скорости длительного вывода на						
поверхность	132					
4.3.2. Австралийский континент	133					
4.3.2.1. Юго-Восточная Австралия	134					
4.3.2.2. Тасмания	136					
4.3.2.3.Гаулерский кратон	138					
4.3.2.4. Юго-Западная Австралия	139					
4.3.2.5. Кимберлийский блок	140					
ГЛАВА 5. ТЕРМОТЕКТОНИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЮГО-ВОСТОЧНОГО АЛТАЯ	141					
5.1. Стратегия отбора образцов на трековый анализ апатита из пород юго-восточной						
части Горного Алтая	142					
5.2. Результаты трекового датирования апатита: трековые возрасты, средние трековые	5					
длины, термальные истории	145					
5.3. Интерпретация термальных историй						
5.3.1. Позднемезозойско-кайнозойская история формирования						
Курайского хребта	165					
5.3.2. Позднемезозойско-кайнозойская история формирования						
Южно-Чуйского хребта	167					

5.3.3. Позднемезозойско-кайнозойская история формирования Курайской					
впадины	168				
5.3.4. Позднемезозойско-кайнозойская история формирования					
Чаган-Узунского выступа	169				
5.3.5. Позднемезозойско-кайнозойская история формирования					
Чулышманского плато	170				
5.3.6. Мезозойско-кайнозойская история формирования					
Шапшальского хребта.	171				
5.3.7. Региональные скорости денудации для Юго-Восточного Алтая.	171				
5.4. Корреляция геофизических, геологических данных и данных трекового анализа					
апатитов 1					
5.5. Визуализация термотектонических событий Юго-Восточного Алтая					
за последние ~100 млн лет					
Заключение					
Список литературы 1					

введение

Актуальность исследования

Юго-восточная часть Горного Алтая хорошо изучена различными геологическими и геофизическими методами [Девяткин, 1965; Добрецов и др., 1995; Дельво и др., 1995; Новиков и др., 1995; Зыкин, Казанский, 1995; Буслов и др., 1999, 2003, 2013; Гольдин и др., 2003, 2008; Агатова и др., 2008; Деев и др., 2012; Неведрова и др., 2001, 2011, 2014]. Весомый вклад по изучению строения и условий формирования, стратиграфическому расчленению, палеонтологической характеристике кайнозоя и геологической истории Юго-Восточного Алтая был сделан в 60-х годах Г.Ф. Лунгерсгаузеном, О.А. Раковец и Е.В. Девяткиным, разработавшими детальную стратиграфическую схему [Девяткин, 1965]. При этом, несмотря на высокую степень геологической изученности и хорошо обоснованную реконструкцию кайнозойского осадконакопления в межгорных впадинах, до сих пор имеются лишь общие представления об этапах роста и денудации горных сооружений Горного Алтая и их связи с глобальными и локальными процессами горообразования во внутренней части Евразии.

Решение подобных вопросов в настоящий момент в мировой практике основывается, в том числе, на данных трекового анализа апатита. Этот метод позволяет решать широкий диапазон задач: оценка скоростей воздымания горных систем; реконструкция истории заполнения осадочных бассейнов; палеогеографические реконструкции; абсолютное датирование импактитов и вулканитов (при условии отсутствия наложенного термального воздействия) и т.д. [Соловьев, 2008; Lisker et al., 2009]. Основным достижением в развитии метода трекового анализа апатита является совершенствование алгоритмов ДЛЯ моделирования термотектонических процессов, которые направлены на улучшение интерпретации и более точную количественную оценку денудационных процессов. Кроме актуализации алгоритмов для создания термальных историй, которые моделируются при компьютерной обработке первичных аналитических параметров, разработана стратегия представления конечных результатов. Таким образом, современный набор данных трековой термохронологии в сочетании с разработанными алгоритмами позволяют пространственно визуализировать

эволюцию геологических, тектонических и геоморфологических событий в региональном масштабе, а иногда в масштабе континента [Kohn et al., 2005].

В последние десятилетия исследования тектонических процессов в условиях верхней континентальной коры методами низкотемпературной термохронологии, к которым относится метод трекового анализа апатита, вышли на принципиально новый уровень. Экспериментальные исследования кинетики диффузии (и отжига) привели к развитию аналитических, интерпретационных подходов и алгоритмов моделирования [Reiners et al, 2005]. Созданы базы данных, включающие в себя результаты аналитических исследований в региональном масштабе и масштабе континента [Kohn et al., 2002, 2005; Gleadow et al., 2002].

За последние годы усовершенствованы способы представления результатов трекового анализа апатита. Австралийскими термохронологами из Университета Мельбурна (Австралия) предложен алгоритм обработки большого набора аналитических данных. который позволяет моделировать верхнекоровые термотектонические процессы. По этому алгоритму визуализируется динамика фундамента остывания поверхности посредством представления серии изображений распределения палеотемператур с определенным временным интервалом. В таком же формате представляется хронология денудационных событий: на этой серии изображений отображаются объемы денудированных толщ для определенного отрезка времени. Завершающей стадией термотектонического моделирования является реконструкция палеорельефа.

Данный метод исследования востребован при изучении сложно построенных тектонических сооружений внутриконтинентальных горных областей с многоэтапной историей развития, таких как Горный Алтай, и позволяет восстановить хронологию тектонических процессов и реконструировать эволюцию рельефа.

Целью исследований является изучение термотектонических событий юговосточной части Горного Алтая в мезозойско-кайнозойское время по данным низкотемпературной термохронологии апатита.

Для достижения поставленной цели необходимо было решить следующие задачи:

- 1. Провести трековое датирование апатитов из палеозойских пород юговосточной части Горного Алтая.
- Построить тренды термальных историй Курайского, Южно-Чуйского, Шапшальского хребтов, Чаган-Узунского массива, Чулышманского высокогорного плато и основания Курайско-Чуйской впадины Юго-Восточного Алтая.
- Провести количественную оценку скоростей и объемов денудации исследуемой территории за последние ~100 млн лет.
- Построить пространственно-временные модели, отражающие динамику остывания земной поверхности, интегрированную денудационную хронологию, эволюцию рельефа Юго-Восточного Алтая за последние ~100 млн лет.

Методы исследования

Выделение монофракций апатита проводилось в лаборатории изотопноаналитических методов №775 ИГМ СО РАН им. В.С. Соболева. Подготовка образцов, включающая изготовление шашек и травление, осуществлялась в Гентском Университете (Бельгия) на факультете минералогии и петрологии под руководством профессора Йогана Де Гравэ. Облучение образцов проходило путем воздействия термальными нейтронами В реакторе «Тетис» Гентского Университета. Подсчет треков и измерение их длин были проведены с использованием микроскопа Olympus BH-2 (1250-кратное увеличение), оснащенным проходящим и отраженным светом. Для каждого образца было подсчитано около 1000 спонтанных треков как минимум в 20 зернах.

Моделирование термальных историй по данным трекового анализа апатита было проведено при помощи программного обеспечения AFTSolve [Ketcham et al., 2000] и HeFTy [Ketcham et al., 2005]. Пространственно-временные модели, позволяющие визуализировать термотектонические события, были построены с помощью инструментов ArcMap 9.3.

Объектами данного исследования послужили палеозойские, главным образом, магматические породы Юго-Восточного Алтая (Курайского, Южно-Чуйского, Шапшальского хребтов, основания Курайской впадины, Чулышманского плато, Чаган-Узунского выступа).

Фактический материал

В основу работы положен материал, полученный автором в ходе экспедиционных работ 2009-2012 гг. и дополненный образцами научного руководителя М.М. Буслова. Было отобрано более 100 образцов на трековый анализ апатита из пород юго-восточной части Горного Алтая. В работе при интерпретации автором данной работы использовано 46 датировок (около 1100 определений отдельных зерен), построено 32 модели термальных историй. Работы проводились в тесном сотрудничестве с бельгийскими геохронологами Гентского Университета профессором Йоганом Де Гравэ и доктором Стейном Глори.

Результаты аналитических работ, полученные непосредственно автором (9 датировок и 7 моделей термальных историй), уточняют эволюцию формирования Курайского хребта и Чулышманского плато и обеспечивают новыми данными историю формирования Чаган-Узунского выступа.

Научная новизна работы

В диссертационной работе впервые для одного из районов Горного Алтая реализован и апробирован новый подход к анализу и интерпретации регионального набора данных трековой термохронологии апатита. Впервые получены данные термотектонической истории Чаган-Узунского выступа, которые свидетельствуют о существование единого Курайско-Чуйского озерного бассейна с эоцена до позднего неогена. Проведен анализ регионального набора трековых возрастов апатита и средних трековых длин, который позволил выявить области термального воздействия, связанные, главным образом, с современными проявлениями сейсмической активности на территории Юго-Восточного Алтая. Построена пространственно-временная модель денудационной хронологии, по анализу которой, установлены этапы тектонической активности, как отдельных разломных структур, так и региона в целом для позднемезозойского-кайнозойского времени. Реконструирована и визуализирована позднемезозойско-кайнозойская история формирования рельефа Юго-Восточного Алтая.

Практическая значимость работы

Результаты моделирования термотектонических событий Юго-Восточного Алтая могут быть применены при геолого-съемочных и тематических работах, в том числе, при изучении периодов активизации разломных структур, выявлении

этапов пенепленизации, составлении тематических (главным образом, тектонических) карт, реконструкции мезозойско-кайнозойской истории формирования рельефа.

Предложенный в диссертационной работе способ выявления современных тектонически активных областей может быть применен для других территорий Горного Алтая и Центральной Азии в целом и использоваться в хозяйственной деятельности, например, в строительстве при оценке сейсмичности данного региона.

Защищаемые положения:

 Анализ региональных моделей распределения трековых параметров (трековых возрастов апатита и средних трековых длин) позволяет выявить современные тектонически активные области и оценить сейсмические риски в пределах юго-восточной части Горного Алтая.

2. Термальные истории пород основания и горного обрамления Курайско-Чуйской впадины коррелируют с мощностью кайнозойских осадков, выполняющих впадину, и сменой обстановок их седиментации.

3. На основе анализа изменения региональной скорости денудации выявлены три этапа тектонической эволюции юго-восточной части Горного Алтая: 1. позднемеловой – раннепалеогеновой тектонической активизации 2. среднепалеогеновой – ранненеогеновой стабилизации с формированием поверхности выравнивания; 3. неоген-четвертичной тектонической активизации «ступенчатого» характера.

Апробация работы и публикации

Различные положения работы обсуждались на следующих конференциях и совещаниях: международная научная студенческая конференция «Студент и научно-технический прогресс», г. Новосибирск (2012 год); Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту), г. Иркутск, (2013 г, 2015 г); Всероссийский форум «Развитие минерально-сырьевой базы Сибири: от В.А. Обручева, М.А. Усова, Н.Н. Урванцева

до наших дней», г. Томск, 2013 г; III Международная научно-практическая ученых и специалистов памяти академика конференция молодых А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург, 2013 г; V международный симпозиум «Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов», г. Бишкек, 2014 г; XLVI Тектоническое совещание «Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различие, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения», г. Москва, 2014 г; VII Сибирская научно-практическая конференция молодых ученых по наукам о Земле, г. Новосибирск, 2014 г; IV научно-практическая конференция Международная молодых ученых И специалистов памяти академика А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург, 2015 г.

По теме диссертации опубликовано две статьи в реферируемых журналах и одна в продолжающемся издании из списка ВАК и десять тезисов докладов.

Объем и структура диссертации

Диссертация состоит из введения, 5 глав, заключения, списка литературы общим объемом 200 страниц машинописного текста, который иллюстрируется 64 рисунками. Список литературы включает в себя 134 наименования.

Работа выполнена в Лаборатории геодинамики и магматизма №212 ИГМ СО РАН им. В.С. Соболева при поддержке и деятельном участии научного руководителя д.г.-м.н. М.М. Буслова. Трековое датирование территории Горного Алтая в последние 25 лет осуществлялось в рамках совместных российскобельгийских проектов, организованных академиком Н.Л. Добрецовым и профессором Я. Клерксом.

Автор искренне благодарен научному руководителю д.г.-м.н. М.М. Буслову за выбор объектов исследования и предоставленную коллекцию образцов. За огромный вклад в понимание автором методики трекового анализа апатита и поддержку при проведении аналитических работ автор выражает признательность Д.А. Кох, Е.В. Солобоевой, Йогану Де Гравэ, Илин Де Пилсмекер (Гентский Университет, Бельгия). Автор глубоко признателен коллегам лаборатории «Геодинамики и магматизма» (д.г.-м.н. А.Д. Ножкину, д.г.-м.н. И.С. Новикову, к.г.м.н А.В. Котляров, к.г.-м.н С.В. Зиновьеву, А.В. Куликовой, Е.С. Рубановой и др.) за творческую атмосферу и плодотворные обсуждения результатов работы, к.г.-м.н А.В. Травину, к.г.-м.н А.В. Вишневскому, к.г.-м.н И.А. Вишневской, Е.А.

Караковскому за ценные замечания и техническую поддержку при оформлении работы, Д.А. Немущенко, А.В. Медведь, П.Д. Котлеру, Е.И. Михееву за поддержку на стадии обучения.

Особенно хочется поблагодарить за ценные советы и неизменную поддержку на всех этапах исследования д.г.-м.н. Е.Ф. Летникову, к.г.-м.н А.Р. Агатову, к.г.-м.н Р.К. Непоп, к.г.-м.н Ф.И. Жимулева, за неоценимую всестороннюю помощь сотрудников АО «СНИИГГиМС» д.г.-м.н. Г.А. Бабина, к.г.-м.н А.И. Черных. И, конечно, работа не была бы написана без понимания и поддержки любимой семьи.

ГЛАВА 1.

ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ АЛТАЙ: ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ В СОСТАВЕ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

1.1. Общее положение

Горный Алтай представляет собой позднекайнозойский горный пояс, расположенный на сочленении России, Монголии, Китая и Казахстана и кайнозойского формирует северную часть Центрально-Азиатского внутриконтинентального горного сооружения. Он входит в состав Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), который является самой крупной внутриконтинентальной орогенной системой в мире протяженностью более чем 5000 км от Памира и Тянь-Шаня (на северо-запад от Гималаев) до Станового хребта (рис. 1.1.). Пояс состоит из ряда больших и малых тектонических блоков в конфигурации бассейнов и хребтов, создавая характерную блоково-мозаичную структуру [Şengör et al., 1993]. ЦАСП представляет собой коллаж различных фрагментов коры древних океанов и микроконтинентов и располагается между крупными раннедокембрийскими континетальными блоками - Сибирским кратоном, Северо-Китайской и Таримской платформами. Все эти различные по генезису и возрасту блоки были объединены в Евразийскую плиту в течение палеозоя и мезозоя. Аккреция продолжалась в кайнозое в процессе коллизии Индии и Евразии. Эта коллизия двух континентов считается главной движущей силой для современной тектонической реактивации всех частей ЦАСП [Тарропіег, Molnar, 1979]. С другой стороны, существенное воздействие на развитие ЦАСП оказывает активность мантийных плюмов [Добрецов и др., 1995]. Кроме того, некоторые авторы рассматривают эволюцию ЦАСП в качестве изгибания земной коры с характерной длиной волны, которая охватывает всю литосферу [Nikishin et al., 1993]. Изгибание литосферы считается эффектом внутриплитных напряжений сжатия, вызванного продолжительной конвергенцией между Индией и Евразией, что привело к типичной геометрии горных цепей и бассейнов. С этой точки зрения бассейны представляют собой обширные литосферные синклинали, а горные цепи – антиклинали. В любом случае, активная коровая деформация происходит в настоящее время на большой территории между Гималаями и Сибирью, что

привело к так называемой кулисообразной конфигурации составных горных поясов (Памир, Тянь-Шань, Алтай, Саяны и др.) (**рис. 1.1.).**



Рис. 1.1. Топографическая модель, отражающая главные тектонические и структурные элементы Центральной Азии: ИР – Иртышский разлом, ТФР – Таласо-Ферганский разлом, ЗСР – Западно-Саянский разлом [Буслов и др., 2008].

Алтае наиболее В Горном контрастные кайнозойские движения И деформации проявились в его юго-восточной части вблизи границы с Монголией (рис.1.2), где обособились высокогорные Чулышманское плато (Курайско-Чулышманский блок) и Укокское плато (восточная часть Южно-Алтайского блока) и разделяющие их горные хребты (Северо-Чуйский, Южно-Чуйский, Курайский, Шапшальский и другие) [Ветров и др., 2016]. В плейстоцене деформации распространились на северные районы Горного Алтая, где они реализовались в образовании приразломных впадин (например, Телецкого озера) или субширотных тектонических ступеней. Контрастность неотектонических движений на Горном Алтае убывает в северном направлении. В центральной и северной частях Горного Алтая сформировались сводовые поднятия, которые ограничены субширотной зоной разломов, по которой палеозойские образования Горно-Алтайского блока

надвинуты на олигоцен-четвертичные отложения Бийско-Барнаульской впадины с амплитудой до 700 м [Добрецов и др., 1995].



Рис. 1.2. Юго-восточная часть Горного Алтая: фрагмент геологической карты (Лист М-45) третьего поколения 1:1000000 масштаба, под редакцией С.П. Шокальского, 2011.

В строении Юго-Восточного Алтая согласно [Дельво и др., 1995] выделяется три тектонических блока: Южно-Алтайский, Курайско-Чулышманский (Северо-Алтайский) и Шапшальский (Западно-Саянский), которые разделены зонами региональных разломов. Южно-Алтайский блок сложен метаморфическими породами амфиболито-гнейсово-кристаллосланцевого полиметаморфического южно-чуйского комплекса, развиты парагенезисы высокотемпературных метаморфических пород и ультраметаморфических образований андалузитсиллиманитовой фациальной серии с развитием мигматитов [Плотников и др., 2001], которые прорываются гранитоидами среднедевонского рахманского и мезозойского чиндагатуйского интрузивных комплексов. Курайско-Чулышманский метаморфическими блок представлен породами зеленосланцевой, эпидотамфиболитовой амфиболитовой фаций, породам И которые развиты по карагольской свиты и кембрийским флишоидам. В структуре блока присутствуют менее метаморфизованные осадочно-вулканогенные образования в составе венднижнекембрийской карагольской свиты, а также офиолиты актовракского комплекса и существенно базальтовые образования позднерифейского возраста (саратанский метабазальтовый зеленосланцевый комплекс). Породы Курайско-Чулышманского блока прорываются интрузиями габбро-диорит-гранодиоритовой (ранне-среднедевонский каракудюрский комплекс), гранодиорит-гранитовой (среднедевонский кубадринский комплекс) формаций девонского мегакомплекса и гранитовой формации (атуркольский комплекс) каменноугольно-юрского мегакомплекса. Шапшальский блок сложен базальтово-кремнисто-обломочной флишоидной метаморфизованной формацией (венд-нижнекембрийская кремнисто-граувакковой малоабаканская серия). флишоидной формацией (нижнекембрийская кохошская свита), флишоидной терригенной формацией (каратошская свита среднего-верхнего кембрия). Для Шапшальского блока характерна высокая степень гранитизации верхней коры – интенсивная насыщенность ее гранитоидными образованиями девонского мегакомплекса (раннедевонские большепорожский габбро-диорит-гранодиоритовый и джойский гранодиорит-гранитовый комплексы) [Федак и др., 2011].

1.2. Мезозойская эволюция ЦАСП

После герцинского этапа орогении большая часть южного горного обрамления Сибири оставалась на прежнем месте. В пределах континента начался распад Пангеи посредством активности мантийного плюма, что было установлено по пермь-триасовому магматизму (платобазальтам) и процессам образования рифтов [Nikishin et al., 2002]. Юра и ранний мел характеризуются более

локализованными событиями, которые привели к формированию ряда тектонических межгорных впадин, заполненных континентальной молассой, вулканитами и озерными угленосными осадками. В Байкальском регионе эти бассейны связаны с начальными стадиями расширения и открытия Байкальской рифтовой зоны после распада поднятой области, который последовал за компрессионной тектоникой во время Монголо-Охотской орогении [Дельво и др., 1995; Zorin, 1999]. Во время этого континентального расширения различные ядра метаморфических комплексов были выведены на поверхность как результат тектонической денудации. Во время позднего мела-раннего палеогена, периода регионального тектонического равновесия, гумидный климат привел к развитию повсеместного латеритного пенеплена во многих частях Центральной Азии. Это прослеживается в Байкальской области, на территориях современного Тянь-Шаня и Тарима [Дельво и др., 1995; Добрецов и др., 1995]. Также предполагается существование триассового пенеплена, который считается переработанным в угленосных юрских межгорных бассейнах в Алтае-Саянской области ЦАСП [Добрецов и др., 1995]. Западнее (в современных координатах) ЦАСП началось мезозойское развитие Западно-Сибирского бассейна. Рифтогенез в его пределах мог быть связан с началом распадом Пангеи. На востоке продолжалось закрытие Монголо-Охотского океана, что в конечном итоге привело к Монголо-Охотской орогении. На южной окраине Евразии продолжается аккреция благодаря субдукции океанической литосферы Палео-Тетиса. Тектонические блоки. формируя современное Тибетское плато и соседние регионы, столкнулись с составным Евразийским континентом, предшествуя коллизии с Индией в кайнозойское время. В мезозое наименее активный тектонический режим преобладал в регионах Тарима и Тянь-Шаня. Тем не менее, с триаса по среднюю юру появлялись важные эпизодические движения по разломам, которые имели место во всем регионе.

1.2.1. Монголо-Охотский складчатый пояс

Продолжительные субдукционные процессы в пределах Монголо-Охотского океана в конечном итоге привели к полному закрытию океанического бассейна в поздней юре-раннем мелу. Магматические образования активной окраины Сибирского континента дают К-Аг возрасты от триаса до поздней юры. Субдукция

произошла только на активной окраине Сибирского континента, т.к. Северо-Китайская окраина развивалась в виде пассивной окраины во время пермьтриасовой реорганизации плит, маркирующей зарождающийся распад суперконтинента Пангея. Остатки субдуцирующего слэба океанической литосферы распознаются по сейсмической томографии в виде зоны высоких сейсмических скоростей западнее озера Байкал (в современных координатах). Северный Китай был связан с террейнами Центральной Монголии коллизионными событиями с ранней по позднюю пермь, что привело к образованию составного Монголо-Северо-Китайского континента. Коллизия этого Северо-Китайского континента с составным орогенным обрамлением Сибири привела к построению Монголо-Охотского складчатого пояса, который, как считается, похож по стилю и размерам на современный Гималайский ороген [Хаин, Ломизе, 2005]. Главная коллизия по Зорину [1999] ограничивается средней юрой. Во время этой коллизии несколько океанических областей и островных дуг были вовлечены в сооружение орогена. Деформация была ограничена не только коллизионной зоной, но также воздействовала на многие части каледонских и герцинских внутренних областей, достигая даже границы Сибирского кратона в Трансбайкальской области [Zorin, 1999]. Тем не менее, Монголо-Охотское горообразование в большинстве случаев является преобладающим событием в мезозойской истории восточных областей ЦАСП. Напряжения в основном передаются через реактивацию существовавших ранее каледонских и герцинских структур в пределах коры. Далее на восток, разрастание Сибири привело к формированию другого одновременного Верхоянского мезозойского складчатого пояса, который ограничивает докембрийский фундамент Сибирского кратона (рис. **1.4**). Верхоянский складчатый пояс фактически является сутурой, продолжающей Монголо-Охотский складчатый пояс, который протягивается от региона оз. Байкал до современного Охотского моря.

1.2.2. Алтайский регион

Как и многие части ЦАСП, Горный Алтай был подвержен пенепленизации в триасе после прекращения тектонических движений, связанных с закрытием Обь-Зайсанской ветви Палеоазиатского океана в позднем карбоне-перми. Этот период тектонической стабильности был нарушен в юре. Два импульса юрской

тектонической реактивации орогена устанавливаются при изучении мезозойских межгорных бассейнов на территории Горного Алтая по грубообломочным, часто угленосным, молассовым осадочным комплексам. Примеры таких бассейнов Горного Алтая на территории Российской Федерации очень редки, однако, они отмечаются в Монголии и Гоби Алтае. В некоторых из этих бассейнов раннеюрская моласса несогласно перекрывает герцинский фундамент. В других местах эта моласса залегает на красноцветных триасовых останцах. Считается, что первым юрским импульсом следовал менее активный период, за характеризующийся озерными отложениями в мезозойских бассейнах Горного Алтая. Позднеюрское-раннемеловое тектоническое событие отмечается В стратифицированных разрезах горизонтом грубообломочных молассовых отложений. Юрская моласса достигает 1-2 км мощности в нескольких бассейнах [Dobretsov et al., 1996]. Позднее в мелу и палеогене заново образовавшийся юрский ороген был подвержен пенепленизации и накоплением тонкообломочного материала. Седиментологическим свидетельством роста горных сооружений в юре на территории Горного Алтая является накопление осадочных комплексов в крупных бассейнах, граничащих с Алтаем, например, Бийско-Барнаульская и Кузнецкая впадины Западно-Сибирского бассейна на севере, Зайсанский и Джунгарский бассейны на юго-западе и Монгольская депрессия Больших озер на востоке [Dobretsov et al., 1996; Новиков, 2002]. Эти бассейны аккумулировали большую часть эродированного материала, полученного в результате мезозойской денудации Горного Алтая. Мезозойский Кузнецкий бассейн в то время был подвержен очевидным надвиговым движениям вдоль северной границы Алтайских гор и, как считается, расположен непосредственно на севере от мезозойского деформационного фронта Горного Алтая [Новиков, 2002]. В настоящее время реактивированный фронт деформации не распространяется так далеко на север. Юрская тектоническая активность в Алтайском регионе также представлена развитием надвигов и других разломных смещений, магматической активностью и метаморфизмом [Новиков, 2002]. Юрская и раннемеловая активность проявились вдоль более древних палеозойских структур. В данной работе рассматриваются Курайская, Шапшальская, Чарыш-Теректинская разломные зоны, в которых были проявлены сдвиговые смещения в это время [Добрецов и др., 1995]. Мезозойская

реактивация очевидна, но она плохо изучена. Мезозойский режим, очевидно, совпадает с развитием Западно-Сибирского бассейна и Монголо-Охотского орогена, но не ясно, как тектоническая активность на территории Горного Алтая связана с этими событиями. Следует также отметить, что существенное постпермское перераспределение обширных тектонических блоков посредством вращения и сдвиговых смещений [Буслов и др., 2003], вероятно, связано с этими мезозойскими событиями, также как и продолжающаяся аккреция на южной окраине Евразии.

1.3. Кайнозойская эволюция ЦАСП

Очевидно, что кайнозойская эволюция Центральной Азии контролируется коллизией и продолжительной конвергенцией и вдавливанием Индии в Евразию. Распределение деформации по всему региону привело к формированию Гималайского горного хребта, поднятию Тибетского плато, экструзивной тектонике вдоль главных сдвиговых разломов и ремобилизация более древних структур внутриконтинентальной части Евразийской плиты.

1.3.1. Индо-Евразийская коллизия

До сих пор существуют разногласия по поводу точного времени столкновения двух континентов: Индии и Евразии. В последние годы достигнут некоторый компромисс, ограничивающий коллизию палеоцен-эоценовым временем 45-55 млн. лет назад [Yin, Harrison, 2000]. Коллизия была диахронной и вряд ли может быть точно ограничена определенным интервалом времени для внутренней зоны. По палеомагнитным данным установлено, что начальное столкновение сопровождалось заметным снижением скорости движения В северном направлении Индийской плиты. Коллизия была вызвана полным закрытием океана Тетис между сходящимися гондванскими континентами Индии, Аравии и Африки с Евразией, что привело к формированию громадной орогенной зоны на южных окраинах Евразии. Индия откололась от Гондваны в среднем мелу BO время зарождающегося открытия Индийского океана. Существуют свидетельства раннего столкновения между Индией и Евразией в мелу-пелеогене ~65 млн. лет назад. Огромный погружающийся слэб Тетиса завел северные зоны Индийской литосферы под Евразию, где она находится и по сей день [Mattauer et al., 1999]. Таким образом, часть Индии поддвинута под Тибет. Обломок плотного и

холодного слэба по мере того, как он погружается в мантию, высвободил менее плотную Индийскую плиту, а эффекты плавучести играли большую роль в росте Тибетского плато. Эффекты этой массивной коллизии согласовываются не только с утолщением коры под Гималаями и Тибетом. Проникновение Индии (возможно, 2600 ± 900 [Patriat, Achache, 1984]) КМ согласно также привело к широкомасштабному проявлению магматизма Юго-Восточной Азии вдоль сдвиговых зон и реактивации активной тектоники в ЦАСП.

1.3.2. Внутриконтинентальная реактивация Центральной Азии

Кайнозойская деформация ЦАСП от Гималайского орогена до внутренних частей Евразии (например, Байкальский рифт) связана с Индо-Евразиатской коллизией [Tapponnier, Molnar, 1979]. Известны даже эффекты дальнего воздействия до Охотского моря [Worrall et al., 1996]. В дополнение к утолщению и магматическим процессам напряжения южной окраины Евразии коры передаются через литосферу Евразии во внутреннюю часть плиты. Передача напряжения осуществляется по ослабленным зонам литосферы, в особенности по сутурам и структурам, которые развивались во время ранней сложной аккреционной истории Центральной Азии. Шовные зоны преимущественно являются субдукционно-аккреционными комплексами, которые присоединились к Евразии в каледонское и герцинское время. Эти зоны были реактивированы, и активная деформация распространяется по Центральной Азии с развитием огромной внутриконтинентальной орогенной системы. Деформация имеет прогрессивно более молодой возраст в северо-восточном направлении. Таким образом, значительное количество признаков конвергенции между Индией и Евразией распределено по всему ЦАСП. Активная деформация имеет место в палеозойских и мезозойских составных террейнах между сходящимся жестким индентером, которым является Индийская плита, и жестким фундаментом Сибирской платформы. Небольшие жесткие блоки в тектоническом мозаичном коллаже Центральной Азии противостояли тектоническим стрессам и оставались относительно недеформированными. Таримская плита является самым ярким таким примером. В этом отношении Тянь-Шань на северной окраине Тарима может быть рассмотрен в качестве продолжения Тибета около Тарима и за его пределами. Начало реактивации Тянь-Шаня считается средне- поздне-миоценовым,

которая последовала за миоценовыми надвиговыми движениями в Тибете и Гималаях. Дальнейшая реактивация в северном направлении в Горном Алтае и Байкальском регионе началась в позднем миоцене-плиоцене [Добрецов и др., 1995].

1.3.3. Горный Алтай

В соответствии с принципом «домино» Горный Алтай представляет собой реактивированную деформационную зону между жесткими Джунгарской и Тувино-Монгольской микроплитами [Добрецов и др., 1995] (рис. 1.5). Сдвиговые движения вдоль главных сдвиговых зон в Горном Алтае, главным образом, левосторонние смещения по Иртышской, Западно-Саянской, Курайской, Телецко-Башкаусской разломным зонам и правосторонние сдвиго-надвиговые смещения по Шапшальской разломной зоне установили современный активный тектонический режим сжатия на территории Горного Алтая [Новиков, 2002]. Кайнозойская деформация в Горном Алтае очевидна в олигоцене и миоцене, но незначительная активность уже фиксируется в поздне-эоценовых осадках. Тем не менее, главная активная деформация ограничивается плиоценом и четвертичным периодом, главным образом вдоль каледонских и герцинских унаследованных структур [Добрецов и др., 1995; Dehandschutter et al., 2002; Новиков, 2002].



Рис. 1.5. Структурное положение Алтая между Джунгарской и Тувино-Монгольской микроплитами [Буслов и др., 1999].

Однако локально кайнозойская тектоническая реактивация вызвала формирование бассейнов фактически параллельно разломным зонам. Эти разломные зоны часто связаны с четвертичными рыхлыми тектоническими брекчиями. Мел-палеогеновая поверхность пенепленизации в Горном Алтае была раздроблена в олигоцене и различные движения по разломам поднимали террейн в сложной блоковой конфигурации [Новиков, 1996; Буслов и др., 1999]. В это время грубообломочные осадки, накапливались которые подтверждают время реактивации. Во время короткого перерыва в тектонической активности в неогене, бассейны в пределах и за пределами развивающегося Алтайского орогена Усиление накапливали тонкообломочный материал. неотектонической реактивации появилось в позднем неогене. Тот факт, что активность все еще продолжается, подтверждается геологическими и геоморфологическими данными [Новиков, 2002]. Геоморфология региона была сформирована в четвертичное время

посредством взаимодействия активной тектоники и климата. Горный Алтай был подвержен главным оледенениям, как это отмечается по многим формам рельефа [Новиков, 1996]. Считается, что в плейстоцене интенсивная тектоническая активность привела к поднятию области до 2000 м в соответствие с геоморфологическими маркерами [Новиков, 1996]. Юго-Восточный Алтай имеет значительное превосходство в высоте рельефа по сравнению с северными областями. Этот тип топографии, возможно, оценивается поздним плиоценом. Кайнозойская история полностью зарегистрирована в осадочном разрезе, который в полной мере представлен в Чуйско-Курайском бассейне в юго-восточной части Горного Алтая [Дельво и др., 1995; Буслов и др., 1999]. Другие Алтайские межгорные впадины, такие как Джулукульская, Бертекская и др., содержат только неогеновые и/или четвертичные отложения.

1.4. Стратиграфия кайнозойского выполнения межгорных впадин Юго-Восточного Алтая на примере Курайско-Чуйской впадины

Разрез кайнозойских отложений подробно описан Е.В. Девяткиным [1965], он был детализирован в более поздних работах [Богачкин, 1981; Зыкин, Казанский, 1995; Лузгин, Русланов, 1992]. Палеогеновые и неогеновые осадки Алтая объединяются В три серии, отчетливо различающиеся по характеру осадконакопления. К первой относится мел-палеогеновая кора выветривания и карачумская свита, образованная продуктами ее переотложения. Ко второй относятся аллювиально-озерные и озерные глинисто-карбонатные и угленосные отложения кошагачской и туерыкской свит. К третьей относятся буроцветные грубообломочные отложения озерно-пролювиально-аллювиального генезиса кызылгирской, бекенской и башкаусской свит, а также буроцветная кора выветривания. В позднем мезозое-раннем палеоцене стабильная тектоническая обстановка в условиях гумидного субтропического климата вызвала интенсивную денудацию и химическое выветривание фундамента, что привело к образованию пенеплена с каолиновыми почвами (коры выветривания) (рис. 1.6).

Мел-палеогеновая кора выветривания сохранилась в погребенном состоянии под кайнозойскими отложениями во впадинах Юго-Восточного Алтая. Она сформировалась на относительно неровном мелкосопочном рельефе с углами наклона поверхности до 15° и относительными превышениями до 300 м.

Формирование коры выветривания в условиях расчлененного рельефа отражается в латеральных неоднородностях ее строения. На возвышенностях древнего рельефа обычно ee базальные горизонты, представленные залегают рыхлыми каолинизированными, но сохранившими свою текстуру исходных палеозойских пород образованиями. В понижениях под неогеновыми породами залегает кора выветривания более полного профиля. Здесь поверх базального горизонта залегают белесые суглинки с конкрециями лимонита, белые каолинизированные суглинки и глины, белые глины, венчают разрез красные и малиновые глины. Мощность коры выветривания в Чуйской впадине в естественных обнажениях и по данным бурения составляет от 3 до 30 м в западной части и до 20 м вдоль южной ее окраины.

система	отдел	подотдел	свита	цвет, крап	литология	мощность, м	соо - валунникиконгломераты
четвертичн.	плейстоцен	йинжин	Башкаусская,N₂²-Q₁		галечники бурые, конгломераты, валунники с линзами и прослоями песка, алеврита глины		- грубообломочные отложения
	оцен	средний верхний				10-350	• • • • • • гравии • • • • салька
ая	пли	нижний	Бекенская, N₂'		алевриты зеленовато-серые, пески мелкозерн. с линзами грубого гравийного плохо сортированного материала	15-120	алевролиты
Неогенов		ве рх н.	Кызылгирская,N,³-N₂		глинистые, песчаные, грубо обломочные коричневые отложения	10- 15	
		средний	Туерыкская, N _i ³³ .		мергели, алевриты тонкозерн карбонатные зеленовато- серые, голубовато-серые, коричневато-серые, светло- серые; линзы известняков, пески, конгломераты	15-170	<u>====</u> : <u></u> -мергели
	Миоцен	нижний	Кошагачская,Ni ¹⁴ аа		глины коричневато-серые, зеленовато-серые, темно- серые, алевролиты, пески, глины, прослои и линзы бурых углей	5-350	- бурые угли
naneo-		in op xervir	Карачумская, Рg ₃ ²⁻³		галька, глины желтоватые, красноватые, белые	3-40	

Рис. 1.6. Стратиграфическая колонка Курайско-Чуйской впадины [Девяткин, 1965; Буслов и др., 1999].

В Сорлукольской впадине описаны отложения коры выветривания мощностью 4-6 м в древних карстовых воронках. Также ее отложения известны в Джулукульской и Самахинской, также Тархатинской впадинах. Останцы коры выветривания еще можно встретить на вершинах гор в виде горизонтальных и плоских слабонаклоненных поверхностей. По этим поверхностям можно достоверно представить амплитуды вертикальных движений в обрамлении Чуйской депрессии.

Эволюция осадконакопления в Чуйской и Курайской впадинах отчетливо контролируется тектоническими импульсами, менявшими седиментационную обстановку. В Чуйской депрессии представлен наиболее полный разрез кайнозойских осадков Горного Алтая, а состав отложений хорошо отражает изменение тектонических и климатических условий. Однако, возраст формаций, представленных в различных публикациях, довольно сильно разнится, поэтому в данной работе используется вариант трактовки, приведенный в статье Буслова с соавторами [Буслов и др., 1999]. Наиболее полные данные по строению, условиям формирования, стратиграфическому расчленению, палеонтологической характеристике кайнозоя впадины и ее геологической истории получены в 60-х годах Г. Ф. Лунгерсгаузеном, О. А. Раковец и Е.В. Девяткиным, разработавшим детальную стратиграфическую схему [Девяткин, 1965].

1.4.1. Карачумская свита

Кайнозойская седиментация началась с переотложения продуктов коры выветривания в карачумской свите. Породы карачумской свиты встречены в Джулукульской впадине – базальные ее горизонты мощностью до 1-2 м; небольшие по площади отложения свиты известны также в Сорлукольской котловине (водораздел рек Чулекташ и Эсконго), Йелдыскельской котловине (Чаган-Узунский горный массив), породы этой свиты вскрыты бурением в Отложения Тархатинской впалине. этой свиты отчетливо ΜΟΓΥΤ быть охарактеризованы как образования делювиально-пролювиального и озерного генезиса. Она представлена двумя фациальными разностями. На пологих склонах плащеобразно залегают субаэральные, преимущественно коричнево-красные каолиновые глины с прослоями и линзами щебнистого плохого материала,

мощностью до 1,5 м. Присутствуют горизонты субтропических ископаемых почв, остатки субтропических растений. Мощность склоновых отложений достигает 40 м. В нижней части коричневато-красные глины фациально замещаются темносерыми оскольчатыми монтмориллонитовыми глинами, переслаивающимися со светло-серыми алевритами и мелкозернистыми песками с конкрециями сидерита, которые были сформированы в мелководном озерном бассейне. Эти алевриты и пески некоторые исследователи выделяют в талдыдюргунскую свиту. Местами нижняя часть свиты залегает почти вертикально, тогда как верхняя субгоризонтально, с угловым несогласием. По строению, внешнему облику и условиям формирования карачумская свита идентична свитам шанд-гол и бэгэр раннего олигоцена в Монголии, и, по-видимому, представляет их возрастной аналог. Несогласие между девонским фундаментом и кайнозойскими отложениями хорошо выражено в западной части Чуйской впадины, вдоль долин рек Кызыл-Чин и Чаган-Узун. Здесь обнажается 200-метровый разрез дислоцированных среднедевонских сланцев и вулканитов, который в верхней части выветрен и превращен в глины. Выветренный горизонт перекрывается тонким слоем известковых галек, а затем хорошо стратифицированными желтоватыми, красноватыми и белыми глинистыми отложениями. Этот выветренный горизонт соответствует по местной стратиграфической шкале позднемеловомупалеоценовому пенеплену. Вышележащий галечный слой и глинистые отложения маркируют внезапное начало вертикальных тектонических движений R карачумское время, приведшее к переработке коры выветривания. В северозападной части впадины мощность карачумских отложений достигает 40 м, здесь же отмечен постепенный переход в вышележащие угленосные отложения. Озерное осадконакопление началось с отложения в мелководном бассейне угленосных отложений кошагачской свиты.

1.4.2. Кошагачская свита

Отложения кошагачской свиты трансгрессивно залегают на склоновых субаэральных и на озерных отложениях карачумской свиты с небольшим размывом или без заметного перерыва в осадконакоплении. Также она перекрывает в разных местах кору выветривания и непосредственно неизмененные породы фундамента. Отложения кошагачской свиты развиты во всех крупных впадинах Юго-

Восточного Алтая – Чуйской, Курайской, Джулукульской, Самахинской. В этих впадинах мощность отложений кошагачской свиты варьирует от 5 до 60 м. Они предполагаются в Бертекской котловине, где найдены обломки окислившихся бурых углей в отложениях морен. Угольные прослои приурочены к бортам впадины, их мощность составляет от 0.1 м до 3.67 м, а по западной периферии до 5-6 метров (Талды-дюргунское угольное месторождение). Мощность отложений в Чуйской впадине составляет 250-350 м в центральной части и уменьшается до 25-30 м в прибортовых зонах. Она сложена преимущественно коричневато-, зеленовато - и темно-серыми глинами, алевритами и тонкозернистыми песками с многочисленными прослоями И линзами бурых углей, приуроченными преимущественно к периферии впадины. В ее центральных частях они не описаны. Иногда среди осадков свиты встречаются сидеритовые конкреции. Осадки кошагачского времени накапливались в заболоченной озерной котловине, т.е., Чуйская впадина испытывала погружение, начиная с позднего эоцена до среднего плиоцена. На существование в это время мелководных озер и болот с зарослями осоки и кипариса по берегам указывают палинологические данные. Отложения этой свиты встречены также в долине Чуи между Курайской и Чуйской впадиной, что говорит о том, что в прошлом эти впадины представляли собой единый бассейн седиментации. В Самахинской, Тархатинской и Джулукульской впадинах отложения этой свиты имеют более грубозернистый состав, мощность их колеблется от 5 до 60 м. Время формирования кошагачской свиты на основании палеоботанических данных можно отнести к раннему-среднему миоцену.

1.4.3. Туерыкская свита

Туерыкская свита локализована в пределах Чуйской и Курайской впадин. Ее отложения также развиты в крупных впадинах горного Алтая, где они согласно залегают на породах кошагачской свиты. Она обычно представлена зеленовато - и голубовато-серыми, светло-И коричневато-серыми очень плотными тонкозернистыми карбонатными алевритами и мергелями. Встречаются линзы известняков. Наличие рассеянного углистого вещества в нижней части свиты свидетельствует преемственности туерыкским временем 0 кошагачского осадконакопления. Это подтверждают палеоботанические И данные, показывающие, что растительность времени образования нижних частей разреза

туерыкской свиты наследует смешанный тип растительности кошагачского времени. У бортов Чуйской впадины в основании свиты встречаются слои более грубозернистого материала – песка, галечника, конгломератов. А в разрезах, прилегающих к Курайскому хребту, часто представлены прослои неокатанных обломков палеозойских пород. Мощность отложений достигает 138 м. В ней обнаружены разнообразные органические остатки – отпечатки листьев, семена, плоды, споры и пыльца растений, раковины моллюсков и остракод, кости рыб и мелких кости млекопитающих, указывающих единичные на среднепозднемиоценовый возраст ее формирования. Закономерности распространения и строения свиты связаны с образованием ее в крупном озерном бассейне, а наличие грубых прослоев с неокатанными обломками в краевых частях бассейна свидетельствует о начальных этапах поднятия Курайского хребта.

Стратиграфия залегающих над туерыкской свитой грубообломочных буроцветных доледниковых отложений считается наиболее дискуссионной. Е.В. Девяткин объединял их в эоплейстоценовую толщу, которую, в свою очередь подразделял на кызылгирскую, бекенскую и башкаусскую свиты. Залегающие с резким несогласием на туерыкских и более древних отложениях породы позднемиоценового и раннеплейстоценового возраста образуют единую серию осадков [Новиков, 2004]. По литологии, залеганию, дислоцированности они резко отличаются как от нижележащих озерных угленосных пород, так и от перекрывающих средне-позднеплейстоценовых сероцветных флювиогляциальных отложений. Среди грубообломочных отложений встречаются редкие озерные фации, представленные глинами и известняками.

1.4.4. Кызылгирская свита

Кызылгирская свита сложена преимущественно желтовато-коричневыми, серыми грубозернистыми песчаными, гравийными и щебнистыми отложениями со слоями (до 5 м) светло-серых, голубоватых, иногда тонкослоистых глин и алевритов. На разных уровнях свиты встречаются пласты строматолитовых известняков, иногда образующие покровы на палеозойских породах. Для грубозернистых фаций характерно сильное обогащение гидроокислами железа. Мощность кызылгирской свиты приближается к 50 м, в ней содержится большое количество остракод, рыб, растений, пресноводных моллюсков. Фауна последних

представлена более чем 70 видами. Характерным свойством кызылгирской малакофауны является наличие в ней близкородственных рядов эндемичных видов. Эти особенности позволяют считать, что она сформировалась в длительно существующем гигантском, возможно, достаточно глубоком озере. Сходные ряды близкородственных рядов описаны в оз. Байкал, также Охрид, Танганьика, Бива, Титикака. Богатство пресноводной фауны, состоящей из теплолюбивых видов, позволяет предполагать, что сформировалась она озерном водоеме низкогорья (до абсолютной высоты 1 км). Наиболее полный разрез красноцветной толщи в целом и кызылгирской свиты в частности наиболее полно представлен по левому борту р. Кызылчин, несколько выше места впадения в нее р. Аккая. Отложения свиты здесь представлены переслаиванием бурых песков, галечников, гравийников с сероголубыми мергелистыми алевритами, мощный базальный горизонт конгломератов, перекрытых слоями ракушечников и строматолитовых известняков. Распределение фаций кызылгирской свиты в пределах Чуйской впадины подчиняется следующим закономерностям: вблизи горных сооружений отлагаются буроцветные грубообломочные пролювиальные отложения значительной мощности (до 30-50 м), В палеодолинах происходит их замещение светлыми песчано-глинистыми прибрежно-дельтовыми и озерными отложениями меньшей мощности (10-15 м), для которых ожелезнение не характерно. Особое значение для определения возраста кызылгирской СВИТЫ имеют остатки, принадлежащие поздним гиппарионам. Что дает возможность рассматривать время ее формирования В конце позднего миоцена – раннего плиоцена.

1.4.5. Бекенская свита

Бекенская свита включает В себя зеленовато-серые алевриты И мелкозернистые пески с линзами более грубого, плохо сортированного гравийного материала, сформированного при усилении тектонической активности. Прежняя единая Чуйско-Курайская впадина была разделена на два погружающихся блока, разграниченных поднимающимся Чаган-Узунским блоком, представляющим собой наклонный горст. Бекенская свита образована ранее-плиоценовыми озерными и озерно-пролювиальными фациями, переходящими ближе к горам в пролювиальнопролювиальные отложения. Вся аллювиальные И толща подвергалась ожелезнению, которое придает ей бурую и серовато-бурую окраску. По мере

удаления от Курайского хребта в отложениях начинают преобладать аллювиальные и озерные фации. Их мощность сокращается до 10-15 м, и они литологически приближаются к озерным фациям кызылгирской свиты. Все это говорит о формировании осадков свиты на фоне продолжающегося роста и расчленения горных сооружений. Мощность свиты достигает 100-120 м.

1.4.6. Башкаусская свита

преимущественно субаэральная Грубообломочная, молассовая толща Чуйской впадины расчленяется на две свиты – красновато – коричневую терекскую и коричнево-желтую башкаусскую, образовавшиеся в различных климатических валунники, условиях. К башкаусской свите относятся бурые галечники, конгломераты и щебни с маломощными прослоями и линзами песка, алеврита и глины (рис. 1.7). Мощность ее во впадине достигает 250-300 м. В обеих свитах много прослоев грубого материала, который можно отнести к фациям временных потоков. С удалением от Курайского хребта характер отложений меняется: они становятся менее грубообломочными, более окатанными и сортированными. Мощность падает до 50-60 м. далее на юг мощность продолжает уменьшаться, она выклинивается, сероцветные плейстоценовые осадки залегают там на озерных неогеновых отложениях. Терекско-башкаусская толща отражает основной этап горообразования юго-восточного Алтая и формирование современного рельефа. Терекские отложения, по-видимому, соответствуют этапу красноцветного субаэрального осадконакопления, проявившегося в Южной Сибири в первой половине позднего плиоцена около 3-2,6 млн лет назад. Этот этап отмечен накоплением красновато-коричневых субаэральных отложений вторушкинской свиты Рудного Алтая и чикойской свиты Западного Забайкалья и Северной Монголии. Образование коричнево-желтых башкаусских отложений, по-видимому, началось около 2,6 млн лет назад. Таким образом, в Курайско-Чуйской впадине отчетливо выделяются карачумская (нижний олигоцен), кошагачская (нижнийсредний миоцен), туерыкская (средний-верхний миоцен), кызылгирская (верхний миоцен-ранний плиоцен). Бекенская (ранний плиоцен), терекская (верхний плиоцен) и башкаусская (верхний плиоцен-нижний плейстоцен) свиты, условия осадконакопления которых свидетельствуют о вовлечении стабильного плато в процесс горообразования [Буслов и др., 1999].



Рис. 1.7. Грубообломочные отложения бекенской и башкаусской свит, часть разреза (фотография автора).

1.5. Кайнозойская история развития Юго-Восточного Алтая на примере зоны сочленения Курайского хребта и Курайско-Чуйской впадины

Собственно, как бассейн накопления кайнозойская Курайско-Чуйская депрессия Горного Алтая образовалась в среднем миоцене-раннем плейстоцене и развивалась под воздействием нескольких последовательных тектонических стадий в условиях общего сжатия [Дельво и др., 1995; Буслов и др., 1999; Новиков, 2004]. Осадконакопление регулировалось периодической активизацией тектонической активности в совокупности с эволюцией климата от субтропического до ледникового межледникового. Допалеогеновая кора выветривания И И плейстоценовые ледниковые отложения документируют эволюцию климата. Периодичность тектонической активности и ориентировка современных полей напряжений контролируется в значительной мере "внешней" тектоникой, связанной с коллизией Индии и Евразии.

Структура депрессии контролируется обновленными, существовавшими ранее системами разломов. Фундамент ее представлен в основном вендкембрийскими (баратальская, балхашская и горно-алтайская серии) и девонскими вулканогенно-осадочными комплексами. Они слагают юго-восточную краевую часть Северо-Алтайского блока, зажатого между Курайской на севере и Чарышско-

Теректинской зонами разломов на юге во время левостороннего перемещения Алтайского блока относительно Саянского. Структурирование фундамента под впадиной происходило в соответствии с двумя последовательными стадиями тектонического сжатия. Первая стадия вызвала главную складчатость девонских толщ с субширотным простиранием осей складок и образованием взбросов и надвигов в додевонском фундаменте. Вторая стадия соответствует левосторонним крупномасштабным сдвиговым перемещениям, активизировавшим прежние взбросы и воздействующим на складчатый девон. Курайская и Чуйская депрессии развивались в зоне наиболее интенсивных дислокаций в области сужений между Курайской и Чарышско-Теректинской зонами разломов. Эти разломы отделяют неметаморфизованный кембрийский и девонский фундамент от метаморфических гнейсов на севере и крупных линз метаморфизованного кембрия на юге. На структурной карте четвертичного периода видно, что главные позднепалеозойские разломы контролировали структуру фундамента и накопление палеогеннеогеновых осадков. Те же зоны разломов были позже реактивированы в позднечетвертичное время, что подтверждается образованием неотектонических структур В ледниковых четвертичных отложениях позднеплейстоценового возраста. Современная геометрия Курайской и Чуйской депрессий напоминает ромбовидные полуграбены, однако ИХ четвертичная структура больше соответствует полному рампу для Курайской впадины и полурампу для западной части Чуйской депрессии. Ромбовидная геометрия унаследована от третичного этапа, который, в свою очередь, контролировался докайнозойским разломным рисунком. Рамповая структура возникла в конце раннего плиоцена, а затем в позднеплиоценовое время была подновлена надвигами и сдвиго-надвигами. С юга на север впадину обрамляют Южно-Чуйский и Сайлюгемский блоки – части древнего тектонического вала субширотного простирания. Об ЭТОМ свидетельствует плавное снижение абсолютных высот в пределах блоков от осевых частей к периферии. Сайлюгемский блок к настоящему времени практически сохранил однородность. Южно-Чуйский блок отделен от Сайлюгемского неотектоническим уступом с вертикальной амплитудой смещения более 600 м. В ходе эволюции исходный вал в его пределах разбит на отдельные блоки, в вершинных поверхностях которых сохранилась тенденция к снижению от центра к

периферии. В отличие от замысловатой в плане южной границы северная граница отличается прямолинейностью и имеет взбросо-надвиговое происхождение. Южная граница практически совпадает с границей распространения кайнозойских отложений, проходящей на высоте около 1900 м. В северной части впадины эти отложения подняты на склоны хребта до отметок 2500 м и участвуют в строении его нижней ступени. Несовпадение геологической границы впадины как бассейна седиментации с орографической границей как отрицательного элемента свидетельствует о разрастании хребта по площади за счет вовлечения в воздымание периферии впадины. Разновозрастные неотектонические структуры указывают на сложную историю формирования Чуйской впадины. Так, ориентация сдвиговых структур Туерыкского участка свидетельствует о юго-западном направлении давления со стороны палеозойских пород Курайского хребта на молодые осадки, при этом молодые палеоген-неогеновые породы образуют клиновидную структуру, сужающуюся к северо-западу. Ориентация надвиговых структур Кызылчинского участка свидетельствует о юго-западном направлении давления со стороны палеозойских пород на молодые осадки. При этом палеогеннеогеновые породы формируют клиновидную структуру, сужающуюся к северозападу. В зоне выклинивания Курайский хребет максимально давил на Чаган-Узунский блок, и здесь сформирована надвиговая структура с деформированными и перетертыми в тектонические глины палеоген-неогеновыми осадками. В результате давления Чаган-Узунский блок поворачивался против часовой стрелки, и в его юго-восточной части (бассейн р. Кызылчин) формируется радиальнолучистая система разломов. Сдвиго-надвиговые структуры Тотугемского участка говорят нам о юго-восточном смещении блока девонских пород Курайского хребта вдоль северо-восточной окраины депрессии по реактивированному позднепалеозойскому разлому. Южное ограничение палеоген-неогеновых отложений с палеозойскими толщами Южно-Чуйского хребта скрыто под позднечетвертичными отложениями. Учитывая, что в открытых местах четко прослеживается унаследованность структуры древнего фундамента, можно предполагать сложное сдвиго-надвиговое строение этой части депрессии. Древний фундамент представлен здесь блоками девонских и кембрийских пород, расположенных в зоне позднепалеозойского Чарышско-Теректинского разлома.

Тектоническая история региона в кайнозое отчетливо прослеживается по морфологии земной поверхности. Поскольку рельеф в эпоху, предшествующую активизации, был выровнен, его фрагменты позволяют определять суммарные относительные перемещения блоков, а также выявлять тектонические нарушения по уступам в рельефе. Фактор выраженности в рельефе зачастую является решающим в определении возраста последнего перемещения по разломам. Остановимся более подробно на особенностях геологического строения отдельных фрагментов этой структуры.

1.5.1. Участок Красная Горка

В приустьевой части р. Туерык и на противоположном от нее берегу р. Чуи расположены выходы кайнозойских пород, образующих денудационные останцы (рис.1.8). Этот участок неоднократно испытывал слабые воздымания на протяжении кайнозоя, одновременно он эпизодически поворачивался против часовой стрелки, раскалываясь на отдельные блоки во время формирования карачумской, туерыкской, кызылгирской свит и в посткызылгирское время. Об этом свидетельствуют дугообразные формы разломов, деформации палеоген – неогеновых пород и перерывы в их осадконакоплении. Вблизи разломных границ во многих местах наблюдаются борозды скольжения и ложкообразные формы отдельности кайнозойских пород, указывающие на сдвиговые и сдвигово сбросовые перемещения. Структурные несогласия обнаружены к западу от Красной Горки на левом берегу р. Чуя внутри карачумской свиты, к востоку от нее на палеозойских образованиях в каждом блоке, ограниченном сдвигами, трансгрессивно залегают различные свиты Чуйской депрессии. Здесь наблюдается стратиграфические контакты: палеозой – карачумская свита, палеозой туерыкская, палеозой – кызылгирская свита, и кызылгирская вита – бекенская об свита. Перечисленные данные свидетельствуют активной тектонике кайнозойского времени в районе Красной Горке. Она расположена в зоне Чарышско – Теректинского разлома и перечисленные условия залегания разновозрастных кайнозойских отложений на палеозойский фундамент характеризуют этапы его реактивации.



Рис.1.8. Геологическая схема участка Красная Горка, по [Буслову и др., 1999].

1-нерасчлененные четвертичные отложения (Q₂-Q₄), 2-V-€1, 3-красноцветные породы (D₂), 4-карачумская свита, 5-кошагачская свита, 6-туерыкская свита, 7-кызылгирская свита, 8-башкаусская свита, 9-серпентинитовый меланж, 10-сбросы, 11-сдвиги

1.5.2. Участок Кызыл-Чин

Участок Кызыл-Чин также расположен в зоне Чарышско-Теректинского разлома в северо-западной части Чуйской впадины. Он находится в краевой части Чаган-Узунского блока и характеризует динамику его формирования. Ранее разрез кайнозойских отложений в пределах участка детально описывался Е.В.Девяткиным [Девяткин, 1965]. Здесь также исследованы проявления активной тектоники и блоковое перемещение пород по разломам различной морфологии. По возрасту разломы подразделяются на позднепалеогеновые, раннепалеогеновые и
голоценовые. Блоковые перемещения различного времени в зоне Чарышско-Теректинского разлома фиксируются перерывами в осадконакоплении между палеозойскими породами, с одной стороны, и карачумской, кызылгирской и башкаусской свитами, с другой; между кызылгирской и карачумской свитами; между кызылгирской и башкаусской свитами. На рассматриваемом участке не были обнаружены отложения кошагачской и туерыкской свит. Кайнозойские отложения сохранились на восточных, опущенных крыльях блоковых структур. Блоки ограничены преимущественно сбросами и взбросами, реже сдвигами. О свидетельствуют многочисленные малоамплитудные сдвиговых движениях разломы, которые наблюдались по правому берегу р. Кызыл-Чин на границе вендраннекембрийских карбонатно-кремнистых отложений баратальской свиты и среднедевонских красноцветных отложений. Граница является позднепалеозойским разломом субмеридионального простирания, смещенным серией более молодых сдвигов субширотного простирания. Система сдвигов отчетливо выражена В рельефе многочисленными изгибами границы позднепалеозойского разлома и указывает на правостороннее смещение. Судя по возрасту разломов и геометрии блоковых структур, подъем Чаган-Узунского блока происходил постепенно в послетуерыкское время и сопровождался активными движениями в зоне Чарышско-Теректинского разлома в плиоцене – раннем плейстоцене. В позднечетвертичное время восточная часть блока, в том числе и ледниковые отложения, были разделены взбросами субширотного простирания на несколько ступенчатых структур с более приподнятыми южными ступенями. В правом борту р. Кызыл-Чин хорошо видно, что уровень подошвы ледниковых отложений в соседних блоках отличается на 60 м. Такого типа движения, вероятно, хребтов, связаны с ростом Шавлинского, Северо-И Южно-Чуйского расположенных к югу от Чуйской депрессии. Новейшая структура Чуйской депрессии имеет сложное строение, частично обусловленное реактивацией палеозойской структуры. Она может быть охарактеризована как сложно построенный рамп [Буслов и др., 1999], сформированный в зоне сочленения Чарышско-Теректинского и Кубадринского разломов (является частью Курайской зоны разломов).

Общее сжатие по оси северо-восточного простирания активизировало древние разрывные системы в основании отложений Чуйской депрессии, что привело к формированию различно ориентированных локальных зон сжатия и разворотам структур [Thomas et al., 1996]. Произошло также значительное преобразование палеозойского структурного плана за счет формирования разрывов субмеридионального простирания.



Рис. 1.9. Геологическое строение участка Туерык, по [Буслову и др., 1999].

1-нерасчлененные четвертичные отложения (Q₂-Q₄), 2-нерасчлененные терекская и башкаусская свиты, 3-бекенская свита, 4-кызылгирская свита, 5-туерыкская свита, 6-кошагачская свита, 7- V-€1, 8- Рг-меланж, 9-сдвиги, 10-надвиги

1.5.3.Участок Туерык

Туерыкский участок расположен в долине р. Туерык, протекающей по югозападному склону Курайского хребта и примыкающей к ней части Чуйской впадины. В левом борту р. Туерык при выходе из Курайского хребта во впадину неогеновые отложения образуют крупную антиклинальную складку с более

обнаженным северным крылом (рис. 1.9, 1.10). Ядро складки сложено кошагачской свитой. Она представлена переслаивающимися светло-серыми и сероватокоричневыми глинами, песками и алевролитами. В нижней части видимого разреза свиты встречаются прослои и линзы бурых углей, имеющих углы падения от 0 до 30°. К северу углы падения слоев кошагачской свиты становятся более крутыми и на контакте с туерыкской свитой достигают 45-55°. Переход между кошагачской и туерыкской свитой постепенный. Туерыкская свита состоит из голубовато – серых карбонатных глин и аргиллитов общей мощностью около 70 м. Она без видимых несогласий перерывов И перекрывается коричнево-желтым галечником кызылгирской свиты. Галечники вверх по разрезу сменяются гравием, а затем слоем мощностью около 1 м серых мергелистых глин. Мощность кызылгирской свиты в этой части впадины составляет всего 10-12 м. На глинах кызылгирской свиты залегают плохо сортированные и слабоокатанные брекчии бекенской свиты, вверх по разрезу сменяются молассовыми ритмично-слоистыми которые отложениями. Мощность цикла составляет от долей метра до первых метров. В основании циклов обычно встречаются горизонты валунных конгломератов, которые сменяются вверх по разрезу галечниками, затем гравелитами. Завершают ритмы песчаники с плитчатыми блоками палеозойских пород, ориентированных по слоистости, или красноцветные мелкозернистые песчаники и глины. Гальки и валуны также обычно ориентированы по длинной оси согласно слоистости. Состав обломочного материала В целом соответствует венд-нижнекембрийским вулканогенно-осадочным И магматическим породам балхашской свиты, нижнекембрийским терригенно-карбонатным породам курайской свиты И девонским cepo-И красноцветным осадочным породам. Перечисленные палеозойские породы широко представлены только в Курайском хребте. Из них девонские красноцветы в коренном залегании распространены только на его северном склоне и не встречаются на южном. Мощность бекенской свиты здесь превышает 120 м. Слои бекенской свиты погружаются в сторону палеозойских образований Курайского хребта. Слоистость нарушена малоамплитудными надвигами, образующими систему плоскостей, повторяющихся через несколько десятков сантиметров – первых метров; азимут падения 20-340° и углы падения 10-40°.



Рис 1.10. Надвигание палеозойских пород Рz Курайского хребта на кайнозойские осадки Чуйской впадины (район р. Туерык)

Деформации характерны только для бекенской свиты. Они не были отмечены в перекрывающих ее терекских и башкаусских отложениях, проявились до формирования верхнеплиоценовой толщи и фиксируют начальный этап надвигания палеозойских пород Курайского хребта на палеоген – неогеновые отложения Чуйской депрессии. Ранние надвиги, перекрытые осадками терекско – башкауской свиты, проявлены внутри палеозойских пород в основании Курайского хребта. вулканогенных балхашской Внутри пород свиты наблюдается брекчия. Терекско-башкаусская тектоническая толща сложена плохо сортированными валунниками, галечниками, гравием с прослоями и линзами буроцветных песков, алевритов, глин. В основании башкаусской свиты залегает не выдержанный по мощности горизонт валунников. Осадки этой толщи образуют мульду в предгорьях Курайского хребта. Характер контакта базального горизонта валунников с нижележащей бекенской свитой постепенно меняется по мере удаления от Курайского хребта в сторону Чуйской впадины. Вблизи хребта он имеет четкое угловое несогласие, постепенно сглаживающееся в южном направлении.

Осадки северного крыла мульды залегают стратиграфически на палеозойских образованиях и круто погружаются на юг под углами в 60-70°. На северное крыло мульды выше по склону Курайского хребта надвинуты палеозойские породы. Надвиг хорошо выражен в рельефе протяженным крутым тектоногенным уступом, по которому проходит граница Чуйской впадины и Курайского хребта. Ориентация надвиговых структур Туерыкского участка свидетельствует о юго-западном направлении давления со стороны Курайского хребта на кайнозойские осадки. При этом палеоген-неогеновые породы формируют клиновидную структуру, сужающуюся к северо-западу. В зоне выклинивания Курайский хребет максимально давил на Чаган-Узунский блок, и здесь сформирована надвиговая структура с деформированными и перетертыми неоген – палеогеновыми осадками. В результате давления Чаган-Узунский блок поворачивается против часовой стрелки, и в его юго-восточной части (бассейн р. Кызылчин) формируется радиально-лучистая система разломов.

1.5.4. Участок Тотугем

Тотугемский участок расположен на границе Курайского хребта и Чуйской впалины. Его изучение имеет большое значение ДЛЯ установления стратиграфической последовательности отложений Чуйской депрессии и динамики развития горного обрамления. Ha тотугемском участке наблюдается трансгрессивное налегание озерных кошагачских отложений на субаэральные склоновые отложения карачумской свиты, которые залегают здесь в опрокинутом виде (рис.1.11). В левом борту долины тотугема последовательность отложений (снизу вверх) такова:

 Нижняя часть кошагачской свиты – переслаивание бурых и серых углей (мощностью до нескольких десятков сантиметров), серых и серо-зеленых глин, песчаников с обломками плохо окатанных пород венда-кембрия и девона. Угол погружения слоев 90-70° на север, видимая мощность 30-40 м. Элементы микродеформации указывают на правосторонне смещение по сдвигу.

- Переходная пачка пород, состоящая из тонко переслаивающихся бурых углей (мощностью до нескольких десятков сантиметров), серых песчаников, красных и желтых глин, песчаников, гравеллитов, имеет мощность 3-5 м.
- 3. Карачумская свита представляет собой переслаивающиеся пестроцветные (красные, бордовые, серые и желтые) каолиновые очень плотные глины, песчаники, гравеллиты. Среди них встречаются редкие неокатанные обломки палеозойских пород Курайского хребта (темно-серые известняки, песчаники и алевролиты среднего-верхнего девона, также раннепалеозойские магматические породы таджилинского комплекса и балхашской свиты). Местами среди перечисленных осадков встречаются сползшие в бассейн крупные плоские глыбы палеозойских пород. Слои пестроцветных отложений и пластины палеозойских пород погружаются на север под углами 70-90°.
- 4. Горизонт крупнообломочной брекчии, гравеллитов и песчаников с красновато-коричневым глинистым цементом. Состав обломков соответствует палеозойским породам, залегающим выше по склону. Мощность горизонта составляет около 2-3 м. Граница с палеозойскими породами неровная. Молодые отложения не деформированы и не содержат следов тектонического воздействия. Внутри горизонта вниз по разрезу наблюдается смена валунных конгломератов гравеллитами, а затем и песчаниками. Углы падения слоев крутые, достигают 80-90°, падение слоев на север.
- 5. Палеозойские породы сложной структуры, в которых тектонические пластины сероцветных девонских пород и габбро-плагиогранитов таджилинского комплекса разделены зонами меланжа мощностью до десятков метров. В них блоки плотных магматических пород сцементированы перетертыми породами девона. Девонские отложения в пластинах смяты в складки. Простирание осей складок и зон меланжа в целом северо-восточное.
- Палеозойская структура перекрыта терекско-башкаусской толщей, состоящей из глин и песчаников бурого цвета, в которых неравномерно

распределены плоские обломки девонских сероцветных пород. Мощность башкаусской свиты 100-120 м, углы погружения слоев 40-60° на север.

7. Девонские сероцветные породы, тектонически залегающие на башкаусской свите. Угол погружения поверхности контакта 40-60° на северо-восток. Вблизи контакта башкаусские отложения брекчированы и пронизаны жилками карбонатного материала. В них наблюдаются зеркала и борозды скольжения, свидетельствующие о надвиговой природе контакта. Девонские породы, в свою очередь, перекрыты отложениями башкаусской свиты. Слоистость в них погружается на северо-восток под углами 40-60°. Отложения образуют обширные выходы, слагая плато на девонском фундаменте. С севера-востока они ограничены уступом, маркирующим сдвиговую зону, в котором обнажаются девонские породы (рис.1.11). Описанная последовательность напластования осадков Чуйской депрессии в разрезе левого борта Тотугема и их контакта с палеозойскими породами позволяет рассматривать ее как стратиграфически опрокинутую.







Рис. 1.11. Участок Тотугем:

1 - Геологическая схема участка Тотугем (по Буслову, 1999 с дополнениями автора): 1-Венд-кембрийские базальты,

2- нижнедевонскиедиориты, 3-палеозойский фундамент(D₂),

4- карачумская свита, 5- кошагачская свита, 6-бекенская свита,

7- башкаусская свита, 8-нерасчлененные четвертичные отложения

(Q2-4), 9-сдвиги, 10- надвиги, 11-речная система

2 - Геологический разрез участка Тотугем (составлен автором)

3 - Фото выхода пластин позднедевонских брекчированных

красноцветных пород и девонских диоритов в районе р. Тотугем

В этом случае горизонт брекчий (пачка 4) является базальным образованием склоновых отложений, выше которого в стратиграфическом разрезе залегает красноцветная моласса (пачка 3) карачумской свиты. Через переходную зону (пачка 2) склоновые отложения карачумской свиты трансгрессивно перекрываются породами кошагачской свиты. Структура тотугемского участка состоит из нескольких блоков, ограниченных правосторонним сдвигом. Правосторонний сдвиг с амплитудой смещения кайнозойских слоев почти в 300 м отчетливо картируется в обнажениях долины р. Тотугем. По простиранию на северо-восток он переходит во фронтальный надвиг. В 1.5 км на юго-восток от тотугемского участка над надвигом расположена антиклинальная складка, выполненная отложениями кошагачской свиты. Ось складки имеет юго-восточное простирание, согласное простиранию слоистости кайнозоя тотугемского участка. Северовосточное крыло складки имеет углы наклона 30-40°, тогда как юго-западное – залегает более круто, с углами 60-70° и осложнено взбросом. На антиклинальную структуру надвинуты отложения терекско-башкаусской толщи.

Во время максимального роста Курайского хребта (поздний плиоцен- ранний плейстоцен) формируются три типа структур: 1) надвиговые, 2) валообразные на фронте напора и 3) сдвигово- надвиговые. Надвиговые структуры наиболее широко проявлены в основании курайского хребта, в зоне столкновения его с Чаган-Узунским блоком. Валообразная структура наблюдается в междуречье р. Тотугем и Туерык. Ee ядро состоит преимущественно магматических ИЗ пород таджилинского комплекса, ограниченных с северо-запада и северо-востока сдвигами. С юга они имеют опрокинутый стратиграфический контакт с кайнозойскими отложениями Чуйской депрессии, местами осложненные Сдвигово-надвиговые структуры распространены в бассейне р. надвигами. Тотугем и к северо-востоку от нее. Они свидетельствуют о малоамплитудном правостороннем перемещении блока девонских пород Курайского хребта вдоль северо-восточной окраины депрессии ПО реактивированному крупному позднепалеозойскому разлому. Южная граница палеоген-неогеновых отложений с палеозойскими толщами перекрыта позднечетвертичными осадками. Учитывая, что в открытых местах прослеживается унаследованность структуры древнего фундамента, можно предположить сложное сдвигово-надвиговое строение этой

части депрессии. Древний фундамент представлен разнородными блоками девонских и кембрийских пород, расположенных в зоне позднепалеозойского Чарышско-Теректинского сдвига. Поскольку рельеф в эпоху, предшествующую тектонической активизации, был выровнен, его фрагменты позволяют определять суммарные относительные перемещения блоков, а также выявлять тектонические нарушения по уступам. В целом можно заметить полное совпадение результатов выделении новейших разломов, как при ПО геологическим, так И ПО геоморфологическим данным [Новиков, 2004]. Проведенные исследования, охватившие пограничные области кайнозойского бассейна седиментации и его горное обрамление, позволили благодаря хорошей обнаженности и слабому эрозионному расчленению исходной тектонической структуры выявить основные закономерности строения кайнозойских тектонических границ, разделяющих неотектонические блоки первого порядка (хребты и впадины).

ГЛАВА 2: МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ: ТРЕКОВОЕ ДАТИРОВАНИЕ АПАТИТА

2.1. Треки: определение, структура и образование

Радиоактивные изотопы характеризуются энергетически нестабильными атомными ядрами. Для достижения более выгодного энергетического состояния ядра распадаются на стабильные дочерние изотопы, выбрасывая ядерные частицы. Этот процесс называется радиоактивным распадом. Специфический тип ядерного распада называется *расшеплением* (fission). В этой ядерной реакции ядра распадаются на два дочерних фрагмента, которые обычно нестабильны и, в свою очередь, распадаются далее до изобары путем β-распада. Расщепление происходит только с тяжелыми ядрами у которых атомный номер $Z \ge 90$ и атомная масса $A \ge$ 230. Обычно реакция ассиметрична, т.е. распадающееся ядро разделяется на два различных (разная масса и атомный номер) фрагмента. Ядерный распад происходит спонтанно из-за внутренней нестабильности в самом ядре, а также в процессе облучения или бомбардировки определенными субъядерными частицами. Каждая реакция расщепления дает несколько нейтронов и большое количество энергии (~ 200 МэВ). Значительная часть этой энергии (~ 170 МэВ) является кинетической энергией отделившихся частиц. Так как обе частицы несут большой положительный заряд, Кулоновская сила отталкивает их друг от друга в противоположном направлении с большой скоростью. Эта скорость превышает орбитальную скорость электронов, поэтому частицы, вылетающие в среду, частично лишены своих электронов. Когда распадающиеся ядра (²³⁸U например) включены в состав твердого вещества (*детектора*), например в виде рассеянного элемента в кристаллической решетке, разлетающиеся фрагменты создают узкую зону деформаций вдоль своих траекторий. Эта зона называется треком распада (fission track). В эпицентре трека кристаллическая решетка полностью разрушается и переходит в аморфное состояние, хотя классическая модель для описания образования трека распада (модель иглы ионного разрыва) описывает трек распада как разреженную зону [Fleischer et al., 1975]. В соответствии с большим количеством моделей, трек распада по существу является непрерывной структурой, хотя так же предлагаются альтернативные (дискретная структура) модели.

Упрощенная модель образования скрытых треков распада известна как теория иглы ионного разрыва [Fleischer et al., 1975]. Эта модель предполагает, что заряженные частицы после распада вызывают ионизацию своего пути в диэлектрической твердой среде, создавая, при этом, набор положительных ионов в кристаллической решетке, которые, в свою очередь, выталкивают ионы один за другим в интерстициальные позиции, оставляя ряд вакансий. Последующий стресс кристаллической решетки сглаживается эластичной релаксацией (**Рис. 2.1**). Хотя эта теория в настоящее время оспаривается физиками, она все еще широко используется в основных статьях и учебниках о трековом анализе [Wagner, Van den haute, 1992].



Рис. 2.1. Упрощенная схема формирования трека в соответствии с теорией иглы

ионного взрыва [Fleischer et al., 1975]. Ядро ²³⁸U расщепляется, испуская два высокоэнергетичных фрагмента через кристаллическую решетку. Ионизация, Кулоновские силы и последующая эластичная релаксация создают постоянный след повреждений решетки – трек вдоль прямой траектории каждого из фрагментов.

Начальная скорость фрагментов после расщепления - это функция от их кинетической энергии, унаследованной от реакции распада. По мере продвижения частиц через детектор их энергия и, следовательно, скорость падает из-за взаимодействия с твердой средой. Потеря энергии или линейный ее перенос вдоль траектории (-dE/dx) называется *останавливающей силой* среды. Дистанция, на

которую продвинулась частица, называется *амплитудой*. Векторы амплитуд обоих фрагментов начинаются в точке кристаллической решетки, где находился материнский атом, и образуют единый линейный след.

В зависимости от энергии частиц распада и типа детектора, длина треков варьирует от, менее чем, 1 мкм до нескольких мм. Толщина треков достигает нескольких нм (субмикроскопического масштаба). Такие треки, невидимые в обычном оптическом микроскопе, называются *скрытыми треками (latent tracks)*. Скрытые треки можно увидеть только в электронном микроскопе с высоким разрешением (Рис. 2.2). Тем не менее, как и в случае любого дефекта кристаллической решетки, треки формируют зону, которая легко поддается воздействию кислоты. Травление скрытых треков подходящими химическими реагентами за определенное время и при выбранной температуре проявляет их, делает возможным наблюдение под обычным оптическим микроскопом.

	Относительная	Время	Спонтанное
Изотоп	распространенность	полураспада	расщепление
	(по отношению к ²³⁸ U)	(в годах)	(в годах)
²³² Th	4*	1.40×10^{10}	1.0×10^{21}
²³⁴ U	5.44×10 ⁻⁵	2.46×10 ⁵	1.5×10^{16}
²³⁵ U	7.25×10 ⁻³	7.04×10^{8}	1.0×10 ¹⁹
²³⁸ U	1	4.47×10 ⁹	8.2×10^{15}

Таблица 2.1.: Распространенность, время полураспада спонтанно расщепляющихся природных изотопов по [Wagner, Van den haute, 1992]. *Среднее по геохимии.

Треки распада в минералах земной коры по происхождению являются земными, и никак не космогенными [Fleischer et al., 1975]. В природе индукционный распад происходит в крайне редких случаях (рудные отложения урана Окло [Loss et al., 1988]). Поэтому треки, обнаруженные в минералах, являются результатом только спонтанных распадов. Более того, из таблицы 2.1, видно, что почти все треки, наблюдаемые в минералах, появились из-за распада 238 U. Другие природные изотопы имеют слишком низкое распределение или слишком большое время полураспада, чтобы образовать значимое количество треков в сравнении с 238 U.



Рис. 2.2. Скрытый трек в апатите Дюранго, наблюдаемый в высоко разрешающий электронно-трансмиссионный микроскоп (Wang et al., 1999).



Рис. 2.3. Временная шкала применения трекового метода как функция от содержания урана в образце по [Wagner, Van den haute, 1992].

Анализ геологических образцов с возрастом от тысяч миллионов лет, вплоть до археологических стекол из современной истории человечества возможен в зависимости от содержания урана в образце и термальной стабильности треков в исследуемом материале. Область применения метода ограничена, с одной стороны, высоким содержанием урана в материале и его возрастом, с другой стороны, метод невозможно применить, когда содержание урана очень низкое. В результате получается малая плотность треков, которую, во-первых, очень сложно вычислить, а во-вторых, неопределенность результата слишком велика. С другой стороны, когда возраст образца и содержание урана слишком большие, метод также не работает из-за того, что невозможно различить отдельные треки (их очень много и они перекрывают друг друга). Для быстрого и эффективного подсчета треков в апатите наиболее благоприятна плотность от 10^5 до 10^7 треков/см² (**рис. 2.3**).

2.2. Характеристика треков

2.2.1. Близповерхностные треки

Для наблюдения треков под оптическим микроскопом был разработан метод *травления*. Химическое травление – самый распространенный метод для обнаружения треков в трековом анализе. Минерал подвергается воздействию химического реагента, который атакует как поверхность минерала, так и дефекты кристалла. Таким дефектом является трек распада и, следовательно, хорошо травится, как и все дефекты кристаллической решетки. Сечение трека увеличивается по всей его длине, пока не станет видимым под оптическим микроскопом. Концы треков не травятся, реагент, в основном, не в силах проявить всю амплитуду фрагмента распада. Вследствие этого, протравленная часть трека короче, чем сумма амплитуд двух частиц. Это называется *дефицитом амплитуды* [Fleischer et al., 1975].

Протравленные треки в кристаллах имеют сложные формы из-за анизотропного характера детектора. В основном, скорость травления вдоль трека (V_t) выше, чем общая скорость травления неповрежденной поверхности (V_b). В результате, протравленные треки имеют форму иглы.

Радиальное увеличение канала трека делает возможным его обнаружение. В точке выхода трека на поверхность, на некоторых кристаллах процесс травления создает ямку с характерной геометрией, которая отражает симметрию кристалла и кристаллографическую ориентировку поверхности травления. В этом случае протравленный трек имеет воронкообразную форму. Именно этот оставшийся канал является настоящей диагностической частью трека. Более того, состав и концентрация химического реагента влияют на форму и проявление треков.

2.2.2 Треки в апатите

Апатит Ca₅(PO₄)₃(F, Cl, OH) – самый распространенный минерал, используемый для трекового анализа и, следовательно, его свойства и поведение в качестве трекового хронометра наиболее хорошо изучены. Самая

распространенная фаза твердых растворов апатита - фторапатит [McConnell, 1973]. К тому же, апатит является обычным акцессорным минералом во многих породах (в основном от 0.1 до 1 % в большинстве кислых магматических пород) за исключением известковистых осадков. Уран является обычным рассеянным элементом, который замещает Са в кристаллической решетке (от 1 до 100 ppm) апатита.

Метод стал полезным геотермохронометром в изучении термотектонической истории пород, основываясь на низкотемпературной стабильности треков в апатите. В трековом анализе могут использоваться другие минералы, такие как, циркон, сфен и природные стекла. Диаметр скрытых треков в апатите от 5 до 10 нм, в то время как, длина наблюдаемых треков в среднем 16 мкм [Gleadow et al., 1986]. Однако, основываясь на теоретических предположениях Jonckheere [1995], длина индуцированных скрытых треков может достигать 20 мкм.



Рис. 2.4. Травленые спонтанные треки в апатите (увеличение 1250х). Условия травления: 2.5% HNO₃ при 20°С в течение 70 секунд.

Для проявления треков в апатите в качестве реагента используется HNO_3 кислота. В зависимости от ее концентрации (от 0.5 до 65%) апатит травят в течение 10 - 80 секунд, в основном при температуре 20 - 30°C. Пример протравленного апатита приведен на рисунке 2.4.

2.2.3 Площадная и пространственная плотность треков

Площадная плотность треков, пересекающих поверхность (ρ ; трек/см²), находится в зависимости от плотности скрытых треков в пространстве (трек/см³ = N_f) и, следовательно, от распавшихся атомов в единице объема апатита. Математическое отношение между N_f и ρ было получено [Fleischer et al., 1975] (Рис 2.5).



Рис. 2.5. При распаде ядра 238 U (в точке о) в кристаллической решетке образуется трек с длиной $1 = 2R_1 (R_1 - длина одного фрагмента)$. Если ядро U находится на расстоянии z ($z \le R_1$) под поверхностью детектора, то поверхность детектора пройдут только те треки, у которых верхние концы располагаются в серой зоне сферы с радиусом R_1 .

Предположение заключается в том, что 1) уран распределен в детекторе в гомогенном виде, 2) не существует предпочтительной ориентировки треков, 3) длина треков постоянна. Расщепляющийся нуклид в точке O (рис 2.5) порождает скрытый трек длиной $l=2R_1$ (R_1 представляет среднюю дистанцию, пройденную, фрагментами распада в изучаемом детекторе). Выражение $l=2R_1$ является упрощением, так как расщепление в основном процесс несимметричный вследствие того, что фрагменты имеют различные массу и скорость, что приводит к различным амплитудам. Но, принимая выражение $l=2R_1$, треки определяют сферу с радиусом R_1 с центром в точке O. Если N_f это площадная плотность треков, то

 $N_f dz$ – количество расщепленных нуклидов в тонком слое, толщиной dz, на расстоянии z ($\leq R_l$) от данной поверхности. В этом случае треки, расположенные под углом $\theta \geq \arcsin(z/R_l)$ пересекают поверхность. Вероятность P(z) того, что трек имеет угол наклона $\geq \theta$, выражается отношением площади сферы над рассмотренной поверхностью детектора к площади полусферы над позицией O расщепленного нуклида.

Следовательно:

$$P(z) = 2\pi R_1 h / 2\pi R_1^2 = R_1 (R_1 - R_1 \sin\theta) / R_1^2 = (1 - \sin\theta)$$
 2.1

Таким образом, количество треков, пересекающих поверхность, равно $(1-\sin\theta)N_f dz$, а площадная плотность скрытых треков ρ_1 :

$$\rho_1 = \int_0^{R_1} (1 - \sin\theta) N_f dz = \int_0^{R_1} N_f (1 - z/R_1) dz$$
 2.2

Это интегральное выражение дает простое отношение между площадной и объемной плотностями треков:

$$\rho_1 = N_f R_1 / 2$$
 или $\rho_1 = N_f 1 / 4$ 2.3

Это выражение относится к внешней поверхности минерала, под которой образуются треки. Причем, только нижней полусфере. Это, так называемая, 2*π*-геометрия (в соответствии с углом твердого вещества). Внутренняя поверхность (полированная часть кристалла апатита, например) пересекается треками, образованными с обеих сторон (4*π*-геометрия). В этом случае получим:

$$\rho_1 = N_f R_1 = N_f 1/2$$
 2.4

Выражения (1.3) и (1.4) можно переписать в следующем виде:

$$\rho_1 = g N_f R_1 = g N_f V 2$$
 2.5

Где g это параметр, относящийся к геометрии; g = 1 при 4*π*- и g = 0.5 при 2*π*геометрии.

Как было показано ранее, плотность травленых треков (ρ_e) не равна плотности скрытых треков (ρ_l). Главной причиной этого является дефицит

амплитуды. Более того, нужно иметь в виду эффект травления и ввести в формулу для ρ_e *параметр* эффективности травления (η) [Green, Durrani, 1978]. Этот параметр можно определить как отношение треков, проявившихся при определенном времени травления к скрытым трекам, пересекающим данную поверхность. Этот параметр зависит от изучаемого материала. Для анизотропных детекторов, таких как минералы, не может быть дано простое выражение η . И, наконец, плотность травленых треков можно записать так:

 $\rho_{\rm e} = \rho_{\rm l} \eta = g N_{\rm f} R_{\rm e} \eta = g N_{\rm f} l_{\rm e} \eta / 2$ 2.6

 R_e – возможная длина травления треков, равная $l_e = 2R_e$.

2.2.4 Скрытые треки

Иногда травятся треки, которые не пересекают поверхность. Они расположены полностью внутри кристалла. Их травление происходит, когда реагент (кислота) проникает в полость через другие треки или трещины, пересекающие скрытые треки (рис. 2.6). В результате, вся длина трека проявляется, и эти *скрытые треки (confined tracks)* являются идеальными для измерения длин треков. Скрытые треки называются TINTs (Track IN Track, «трек в треке») или TINCLEs (Track IN CLEavage, «трек в трещине»), в зависимости от того, каким образом до них добрался реагент [Bhandari et al., 1971]. Скрытые треки используются в трековом анализе для измерений длин треков. Распределение длин треков (около 100 штук на образец) используется в трековом методе как термохронологический инструмент.



Рис. 2.6. Пример скрытых треков в кристалле апатита. Они протравлены по всей своей длине из-за того, что реагент проник в них через трещины в кристалле или через треки, пересекающие поверхность. Фото предоставил Johan De Grave.

В принципе, наклонные скрытые и пересекающие поверхность треки могут быть использованы для анализа их длин, хотя в настоящее время все исследования основаны на горизонтальных скрытых треках [Laslett et al., 1987]. В образцах с малым количеством зерен или в образцах с малой плотностью треков тяжело или невозможно посчитать приемлемое количество горизонтальных треков и построить их распределение. В экспериментах, где есть потребность в большом количестве треков, образец можно облучить фрагментами распада ²⁵²Сf источника. Эти распавшиеся фрагменты образуют множество треков, увеличивающих возможность проявления скрытых треков в образце. В зависимости OT продолжительности, интенсивности и расстояния от образца до источника количество скрытых треков увеличится и проявится больше «треков в треке». Повторная полировка облученной поверхности обычно удаляет эти треки и восстанавливает образец [Donelick, Miller, 1991].

2.3 Наблюдение и идентификация треков

Протравленные прямые трековые каналы ограниченной длины не показывают предпочтительной ориентировки. Дислокации и другие дефекты, напротив, в основном, располагаются группами или параллельно друг другу и чаще имеют изогнутую форму. В некоторых случаях трудно отличить треки от дислокаций и других поверхностных дефектов. Поэтому идентификация треков степени субъективным является В некоторой фактором с некоторыми меняющимися параметрами, связанными с оборудованием и исследователем. Это подтверждено межлабораторными исследованиями на стандартных материалах [Van den haute, Chambaudet, 1990], во время которых появлялась значительная разница в плотностях треков. Исследователи треков придерживаются позиции считать только те треки, которые идентифицируются с уверенностью. Из-за этого можно слегка недооценить плотность треков. Будет целесообразным признать и оценить это поведение, вводя факторы наблюдения или эффективности наблюдения $q \leq 1$, хотя вычислить их значения сложно, все зависит от исследователя и приборов для наблюдения [Wagner, Van den haute, 1992]. Q-фактор качестве определить отношения, подсчитанным можно В конкретным исследователем в конкретных условиях наблюдения, площадной плотности треков к ее истинной существующей площадной плотности травленых треков. Вкратце, мы можем подобрать выражения для плотности травленых треков (раздел

2.2.3; уравнение 2.6) через наблюдаемую плотность:

$$\rho_{\rm e} = g N_{\rm f} R_{\rm e} \eta q \qquad 2.7$$

Параметр пр определялся Jonckheere и Van den haute [2002] как эффективность подсчета треков.

2.4. Принципы трекового датирования

Метод трекового анализа основан на том факте, что спонтанные треки накапливаются в данном минерале со временем. Если мы знаем константу полураспада ²³⁸U и концентрацию урана в образце, то возраст всегда можно вычислить. Первая дискуссия по поводу фундаментального уравнения возраста

была у Pierce и Walker [1963]. Далее идет обсуждение этого уравнения в работе [Wagner, Van den haute, 1992].

Для того, чтобы получить фундаментальное выражение возраста для трекового метода сначала рассмотрим уравнение радиоактивного распада родительского изотопа. Уравнение определяется тем, что скорость распада пропорциональна числу родительских ядер (N_P) за время t:

$$dN_{\rm P}/dt = -\lambda N_{\rm P}$$
 2.8

 λ – константа распада (млн лет⁻¹), которая является отношением числа единичных распадов, которые произошли в единицу времени (год, млн лет) к числу материнских изотопов. (N_p)₀ - изначальное количество изотопов во время t = 0; после интегрирования уравнения 2.8 получаем:

$$N_{\rm P} = (N_{\rm P})_0 e^{-\lambda t}$$
 или $(N_{\rm P})_0 = N_{\rm P} e^{\lambda t}$ 2.9

Количество стабильных дочерних ядер (N_D) $N_D = (N_P)_0$ - N_P , или:

$$N_{\rm D} = N_{\rm P}(e^{\lambda t} - 1) \tag{2.10}$$

Уравнение для систем изотопного датирования так же может быть применено для трекового датирования, где ²³⁸U является родительским изотопом, который распадается путем радиоактивного расщепления. Каждая реакция распада порождает трек, таким образом, трек можно рассматривать как новый стабильный дочерний изотоп. ²³⁸U преимущественно образует ²⁰⁶Pb во время α - и β – распада. Суммарная константа распада (λ_U) ²³⁸U складывается из постоянных расщеплений (λ_f) и α (λ_α): $\lambda_U = \lambda_\alpha + \lambda_f$. Таким образом, если ²³⁸N представляет концентрацию ²³⁸U на сегодняшний день, тогда количество спонтанных треков (N_s) в единице объема равно:

$$N_{\rm S} = (\lambda_{\rm f}/\lambda_{\rm U})^{238} N(e^{\lambda_{\rm U}t} - 1)$$
2.11

Из-за того, что λ_{α} по величине в несколько раз больше чем λ_f , будет справедливо утверждать, что $\lambda_U = \lambda_{\alpha}$ и тогда решение предыдущего уравнения (для t) можно записать:

$$t = \lambda_{\alpha}^{-1} \ln[(\lambda_{\alpha}/\lambda_{f})(N_{S}/^{238}N) + 1]$$
2.12

Для измерений текущей концентрации ²³⁸U (²³⁸N) можно использовать несколько физических методов, но для трекового анализа, как обнаружилось, эквивалентом является процедура, основывающаяся на подсчете треков под микроскопом. Во время облучения образца в ядерном реакторе с точно известным (т.е. экспериментально измеренным) воздействием (ф) термальных нейтронов, ядра ²³⁸U, находящиеся в образце, начинают распадаться. Эти вызванные реакции расщепления создают индуцированные треки, которые также можно подсчитать. Количество индуцированных треков в единице объема равно $N_i = {}^{235}N\sigma\phi$, где σ относится к утвержденному эффективному сечению ²³⁵U для термальнонейтронных индуцированных расщеплений. Параметр о можно принять постоянным для конкретной реакции, высвобождающей определенное количество нейтронной энергии. Он может быть определен как отношение количества нейтронов, которые приводят к распаду ²³⁵U, за единицу времени к суммарному нейтронному воздействию φ , которому был подвержен образец. Сечение выражается в барнах (b) $1b = 10^{-24}$ см. Термальное нейтронное воздействие (ϕ_{th}) это поток термальных нейтронов (ϕ_{th} , специфический для каждого реактора) умноженный на время облучения (t_{irr}), т.е. $\phi_{th} = \phi_{th} t_{irr}$, в случае если величина потока остается постоянной на протяжении всего времени облучения. Нейтронное воздействие - это величина, которую можно очень точно померить; за очень редкими исключениями (отложения Окло в Габоне) отношение ²³⁵U/²³⁸U в природе постоянно (I = $7,2527 \times 10^{-3}$ [Cowan, Adler, 1976]). Таким образом, количество индуцированных треков в единице объема образца равно $N_i = {}^{238}NI\sigma\varphi$ и, следовательно, уравнение 2.12 можно переписать как:

$$t = \lambda_{\alpha}^{-1} \ln[(\lambda_{\alpha}/\lambda_{f})(N_{S}/N_{i}) I\sigma \phi + 1]$$
2.13

Таким образом, определение трекового возраста последовательно сводится к измерению отношения N_s/N_i и воздействия термальных нейтронов. Подсчет треков под оптическим микроскопом включает в себя определение площадной плотности треков. Теоретическое отношение между плотностями треков на поверхности и объеме:

$$\rho_{s,i} = g_{s,i} N_{s,i} (R_e)_{s,i} \eta_{s,i} q_{s,i}$$
2.14

Индекс «s» соответствует спонтанным трекам а «i» - индуцированным. Следовательно, отношение (N_s/N_i) в уравнении 2.13 можно записать как:

$$\frac{N_s}{N_i} = \frac{\rho_s g_i R_{e,i} \eta_i q_i}{\rho_i g_s R_{e,s} \eta_s q_s}$$
2.15

После этого можно выделить два параметра:

$$G = g_i / g_s$$
 2.16

$$Q = \frac{R_{e,i}\eta_i q_i}{R_{e,s}\eta_s q_s}$$
 2.17

Геометрическое (G) отношение соотносит геометрические параметры регистрационных геометрий спонтанных и индуцированных треков. Он может равняться 0.5, 1.0 и 2.0. На практике, в зависимости от используемой процедуры 0.5 (метод внешнего детектора) или 1.0 (популяционный метод). Процедурный параметр (Q-фактор) объединяет несколько эффектов. Он включает в себя фактор наблюдения, зависящий от исследователя и оптики в микроскопе. Он также содержит параметры травления (эффективность и время травления), т.е. Q – фактор также зависит от условий травления использованных для проявления как спонтанных, так и индуцированных треков. И, наконец, он включает длину травления фрагментов расщепления и, следовательно, вдобавок ко всему, Q фактор зависит от дефицита амплитуды. Более того, Q-фактор зависит от геометрии наблюдения спонтанных и индуцированных треков, особенно при использовании метода внешнего детектора, от различных дефицитов амплитуд в минерале и внешнем детекторе [Jonkheere, Van den haute, 2002]. Установление точного значения Q зависит от опыта и персональной калибровки. В заключении, основное уравнение для трекового возраста:

$$t = \lambda_{\alpha}^{-1} \ln[(\lambda_{\alpha}/\lambda_{f})(\rho_{s}/\rho_{i}) QGI\sigma\phi + 1]$$
2.18

Узнать возраст по этому уравнению возможно, если плотность треков посчитана под оптическим микроскопом, точно измерено воздействие термальных нейтронов и известен Q – фактор.

Оставшиеся параметры уравнения возраста следующие:

 $\lambda_{\alpha} = 1.55125 \text{ x } 10^{-10} \text{a}^{-1} \qquad [\text{Steiger, Jäger, 1977}]$ $\lambda_{f} = 8.46 \text{ x } 10^{-17} \text{a}^{-1} \qquad [\text{Galliker et al., 1970}]$ $I = 7/2527 \times 10^{-3}$ [Steiger, Jäger, 1977]

 $\sigma = 570.8 \text{ b}$ [Wagner, Van den haute, 1992]

Значения λ_α и I общеприняты. Величины двух других констант вызывают споры в широких кругах.

2.5. Калибровка в методе трекового датирования апатита

2.5.1 Абсолютное приближение

Абсолютное приближение основывается на прямом и точном определении термального нейтронного воздействия (ϕ_{th}), которому были подвержены образцы апатита во время облучения. Облучение образца создает треки ²³⁵U, которые косвенным образом определяют концентрацию ²³⁸U. Если мы адаптируем константу распада для ²³⁸U, трековый возраст может быть посчитан моментально с величиной 8.46 ± 0.06 x 10⁻¹⁷a⁻¹. Точное определение ϕ_{th} получается при совместном облучении мониторов и образцов. Используются различные типы мониторов.

2.5.1.1 Урановый монитор распада

Один из методов определения термального нейтронного воздействия (ф_{th}) заключается в использовании урановых мониторов. Этот метод очень трудоемкий и поэтому не всегда используется для трекового датирования. Значения ϕ_{th} , полученные с использованием совместно облученных металлических и урановых мониторов, хорошо соотносятся. Калибровка урановыми мониторами использует Al-U сплавы по аналогии с металлическими мониторами (Au-Al или Co-Al сплавы). На самом деле урановые мониторы можно рассматривать как активационные металлические мониторы. В экспериментах De Corte et al. [1995] урановые мониторы были обогащены ²³⁵U (93.22 атомных %). Во время облучения в реакторе термальные нейтроны заставляют ядра ²³⁵U расщепляться с определенной скоростью (R). Именно эта скорость R предоставляет наиболее прямую оценку ф_{th}. Индуцированное расщепление ²³⁵U создает нестабильные изотопы (такие как ⁸⁸Kr, ⁸⁸Rb, ¹³⁴I...) которые испускают γ – излучение во время распада. Основанные на их распаде энергия и интенсивность характерных у – пиков выбранных нуклидов анализируются на γ – спектрометре после облучения. Обнаруженные характерные γ – пики дали оценку количества распавшихся ядер ²³⁵U. Это значение находиться в прямой зависимости от ϕ_{th} . Из всех исследованных атомов ^{91m}Y, ⁹⁵Zr, ⁹⁹Mo, ¹⁴⁰Ba, ¹⁴⁰La, ¹⁴²La дали наилучшие результаты.

Скорость распада урана (R), определенная с помощью металлических мониторов R_{metal} (раздел 1.7.1.2), и значение, измеренное на γ – спектрометре, как было показано, имеют отличную сходимость. De Corte et al. [1995] получили отношение $R/R_{metal} = 0.997 \pm 0.006$ и показали, что менее трудоемкое приближение с металлическими мониторами также точно и является более практичным способом оценки термального нейтронного воздействия в течение облучения.

2.5.1.2 Металлические мониторы

Другой способ получения абсолютного приближения это использование активационных металлических мониторов. Эти мониторы (обычно Au и Co в форме фольги или проволоки) активированные во время облучения имеют γ – активность как функцию от нейтронного воздействия, которому они подверглись. Металлические мониторы дают точные скорость распада и воздействия нейтронов. Проволока или фольга легированы Al для устранения эффекта экранирования. Приближение требует точной информации о составе нейтронного потока в терминах термальных и эпитермальных нейтронов и хорошо откалиброванное измерительное оборудование. Если эти необходимые условия выполнены, то калибровка ϕ_{th} с использованием металлических мониторов становиться хорошим методом, и дает корректировку для определения трекового возраста [Van den haute et al., 1988].

Могут быть использованы только те мониторы, для которых известны важные ядерные параметры. На практике, только Au и Co (в меньшей степени Mn) заслуживают внимания. Дополнительное преимущество использования Au и/или Co заключается в том, что оба они моноизотопны и их распад происходит по простой схеме. Cu, использовавшаяся ранее, не удовлетворяет точным требованиям. Таким образом, ее больше нельзя использовать для абсолютных измерений ϕ_{th} [Van den haute et al., 1988]. Cu до сих пор используется для определения относительных значений воздействия и для определения радиального или продольного градиента потока [Wagner, Van den haute, 1992]. Нейтронная бомбардировка в реакторе вызывает (n, γ) реакции в вышеупомянутых

металлах:

¹⁹⁷Au (n,
$$\gamma$$
)¹⁹⁸Au $t_{1/2} = 2.696$ день $E\gamma = 411.8$ кеВ
⁵⁹Co (n, γ) ^{60(m)}Co $t_{1/2} = 5.271$ год $E\gamma = 1173.2$ кеВ и 1332.5 кеВ

Измерение γ – активности металлических мониторов на γ – спектрометре дает значение термального нейтронного воздействия. В принципе, использование Au или Co отдельно друг от друга достаточно для оценки термального нейтронного воздействия, но рекомендуется совместное использование этих двух мониторов, которое осуществляет контроль внутренней устойчивости метода [Van den haute et al., 1988].

2.5.1.3 Стеклянные мониторы обогащенные ураном

Для уменьшения сложности абсолютного приближения были произведены стеклянные мониторы обогащенные ураном. Первая партия таких мониторов была произведена Национальным Бюро Стандартов (NBS) США (теперь NIST, Национальный Институт Стандартов и Технологий). Было сделано четыре серии стеклянных мониторов (SRM961 и SRM964) с различным содержанием урана (500, 50, 1 и 0.02 ppm) и несколько экземпляров облучено в реакторе NBS. Термальное нейтронное воздействие контролировалось Au и Co беспримесной фольгой [Carpenter, Reimer, 1974]. Облученные стекла были распределены вдоль необлученных образцов (SRM610-611, SRM 612-613, SRM614-615 и SRM616-617 соответственно; два ряда по толщине стеклянных дисков, первый – диски 3 мм, второй – 1 мм) с идентификационными номерами.

Совместное облучение образцов и не облученных стеклянных мониторов дало возможность подсчитать неизвестное ϕ_{th} после сравнения между плотностью индуцированных треков в мониторе (ρ_{UN}) и плотностью индуцированных треков в уже облученном стекле (ρ_{GL}) и травления в одинаковых условиях:

$$\phi_{\rm UN} = \frac{\phi_{\rm GL} \,\rho_{\rm UN}}{\rho_{\rm GL}} \tag{2.19}$$

Подсчет индуцированных треков будет верным, если, либо стекло (после травления), либо мусковитовый внешний детектор (после травления) находятся в тесном контакте со стеклом во время облучения. Подсчет треков во внешнем детекторе имеет преимущество в том, что то же самое стекло можно использовать в последующих облучениях.

NBS-SRM стекла имеют несколько недостатков: калибровка воздействия при помощи Au и Co уже облученных стекол по видимому несостоятельна, Cu, как оказалось, неудовлетворительный монитор, U обеднен ²³⁵U, стекла содержат значительные концентрации Th и других (к примеру редкоземельные) элементов. Поэтому новая партия SRM стекол (SRM962a и SRM963a) была произведена как замена для SRM962 и SRM963. Тем не менее, эти стекла имеют недостатки предыдущих партий стекол.

Другие стекла были распространены компанией Coning Glassworks: первая серия U1-U7 более недоступная и вторая - CN1 (40 ppm U), CN2 (35 ppm U), CN5 (12 ppm U), CN6 (1 ppm U). Остальные стекла этой серии (CN3 и CN4) обогащены Th. Стекла этой серии содержат природный уран и уже доказали свое использование в трековом датировании.

Основные исследования SRM и CN стеклянных мониторов освещены в работе [De Corte et al., 1995].

В сотрудничестве с Институтом Справочных Материалов и Измерений (IRMM) Европейской Комиссии (Ingelbrecht) De Corte and Van den haute разработали новые сертифицированные стеклянные мониторы обогащенные U (IRMM-540). Огромное внимание было уделено избеганию недостатков предыдущих мониторов [De Corte et al., 1998]. Эти стекла были произведены специально для трекового датирования, в то время как другие предназначались для других целей. Стеклянные мониторы IRMM-540 имеют гомогенно распределенное сертифицированное содержание урана [De Corte et al., 1998] 13.9 ± 0.5 ppm и природное изотопное отношение ${}^{235}U/{}^{238}U = 7.277 \pm 0.007 \text{ x } 10^{-3}$. Концентрация элементов, таких как Th и REE, ниже предела обнаружения различных Стекла **IRMM-540** использованных аналитических методов. состоят ИЗ облученного стеклянного диска, мусковитового внешнего детектора (который был присоединен к уже облученному диску) и двух необлученных стеклянных дисков. Термальное нейтронное воздействие, которому подвергались облученные части IRMM-540 мониторов, имеет сертифицированное значение $1.070 \pm 0.011 \text{ x } 10^{17} \text{ cm}^{-2}$ [De Corte et al., 1998].

Стекла IRMM-540 больше не производятся, но работы над их заменителями продвинулись далеко вперед. Две партии стекол специально для трекового

датирования уже в процессе разработки. Они будут иметь номинальное содержание U на уровне 15 ppm (IRMM-540R) и 55 ppm (IRMM-541) и природное отношение изотопов урана. Мониторы будут аналогичны партии IRMM-540 по строению, из трех дисков (один облучен) и мусковитового внешнего детектора [Derbyshire et al., 2001].

2.5.2 Возрастные стандарты: С – метод

2.5.2.1 Принципиальные положения ζ – метода

Было проведено межлабораторное исследование калибровок базирующихся на анализе возрастных стандартов Green [1985].

Если образец с неизвестным возрастом (t_u) облучить вместе со стандартом, который имеет известный возраст (t_s), то они оба подвергнутся одинаковому термальному нейтронному воздействию, если исключить возможный малый градиент. Уравнения возраста для них выглядят так:

$$t_{\rm U} = \lambda_{\alpha}^{-1} \ln[(\lambda_{\alpha}/\lambda_{\rm f})(\rho_{\rm s}/\rho_{\rm i})_{\rm U} \, Q G I \sigma \phi_{\rm th} + 1]$$
 2.20
И

$$t_{s} = \lambda_{\alpha}^{-1} ln[(\lambda_{\alpha}/\lambda_{f})(\rho_{s}/\rho_{i})_{s} QGI\sigma\varphi_{th} + 1]$$
 2.21

Для образца и стандарта, находящихся в одинаковых условиях травления и наблюдения, параметр Z при данных условиях облучения (при определенном ϕ_{th}) выглядит так:

$$Z = QI\sigma \phi_{th} / \lambda_f$$
 2.22

Следует упомянуть, что в уравнение (2.22) включен фактор Q, которого не было в первоначальном выражении, полученном Green [1985].

Уравнения 2.21 и 2.22 можно переписать в следующем виде:

$$t_{\rm U} = \lambda_{\alpha}^{-1} \ln[\lambda_{\alpha} (\rho_{\rm s}/\rho_{\rm i})_{\rm U} \,\mathrm{G}\,\mathrm{Z} + 1]$$
2.23

И

$$t_{\rm S} = \lambda_{\alpha}^{-1} \ln[\lambda_{\alpha} (\rho_{\rm s}/\rho_{\rm i})_{\rm S} \, \mathrm{GZ} + 1]$$
 2.24

или:

$$Z = \frac{e^{\lambda_{\alpha} t_{\rm S}} - 1}{\lambda_{\alpha} (\rho_{\rm s} / \rho_{\rm i})_{\rm S} G}$$
 2.25

Подстановка уравнения 2.25 в 2.23 дает t_u без необходимости знания величин λ_f и σ и необходимости считать ϕ_{th} . Параметр Z имеет размерность времени. Z находится в зависимости от нейтронного воздействия и не может быть использован для других видов облучения. Более того, как показало вхождение Q фактора в выражение через Z, Z-параметр зависит от условий травления и наблюдения. Следовательно, значение Z, полученное одним исследователем не может применяться другими.

Более разработанная практичная альтернатива вышла из ζ-метода [Green, 1985]. Он также основывается на анализе возрастных стандартов и на совместном облучении с обогащенными U мониторами (SRM, U,CN или IRMM). В этом случае калибровочный фактор (ζ-фактор) определяется вне зависимости от облучения.

Стандарты трекового возраста данного минерала (например, апатит) облучаются вместе со стеклянным монитором. Образующиеся треки можно подсчитать в самом стекле или во внешнем детекторе, который присоединен к стеклу BO время облучения. Плотность индуцированных треков (ρ_d) пропорциональна термальному нейтронному воздействию (ф_{th} = Bp_d), где В коэффициент пропорциональности, выражающийся в нейтронах на трек. Величина В зависит от типа стеклянного дозиметра, особенно от содержания U, от условий травления и наблюдения, используемых каждым исследователем. Уравнение возраста для стандарта возраста, облученного совместно со стеклом можно записать так:

$$t_{s} = \lambda_{\alpha}^{-1} \ln[(\lambda_{\alpha}/\lambda_{f})(\rho_{s}/\rho_{i})_{s} QGI\sigma B(\rho_{d})_{s} + 1]$$
2.26

Аналогичным способом, как это было сделано для Z-фактора, теперь определим калибровочный фактор ζ:

$$\zeta = QI\sigma B / \lambda_f$$
 2.27

получаем:

$$t_{\rm S} = \lambda_{\alpha}^{-1} \ln[\lambda_{\alpha} (\rho_{\rm s}/\rho_{\rm i})_{\rm S} \, \mathrm{G}\zeta(\rho_{\rm d})_{\rm S} + 1]$$
2.28

или,

$$\zeta = \frac{e^{\lambda_{\alpha} t_{\rm S}} - 1}{\lambda_{\alpha} (\rho_{\rm s} / \rho_{\rm i})_{\rm S} \, \mathrm{G}(\rho_{\rm d})_{\rm S}} \tag{2.29}$$

Калибровочный фактор ζ выражается в см² и включает обсуждаемые параметры Q, σ и λ_f . Это фактор, используемый только индивидуальным исследователем. Величина В подразумевает, что ζ варьирует в зависимости от концентрации U в используемом стеклянном дозиметре. Другой вывод о Qфакторе, заключенном в уравнении для ζ предполагает, что величина ζ также зависит от исследуемого минерала. В итоге, значения ζ варьируют у различных исследователей, экспериментального оборудования и условий, исследуемых минералов и стеклянных дозиметров [Green, 1985].

Также были обнаружены небольшие вариации ζ-фактора для стандартов возраста одного минерала [Green, 1985], возможно по причине отличающихся условий травления связанных с вариациями в составе. Средневзвешенное значение ζ-фактора называется *средневзвешенное значение зета образца* или SWMZ. Когда их усредняют для различных возрастных стандартов (используя при этом одни и те же стеклянные дозиметры и основные условия) получают *общее взвешенное значение зета* OWMZ. Большинство публикующихся значений ζ являются OWMZ, так как точная калибровка вовлекает в процессе нескольких экспериментов как можно большее количество стандартов для данного минерала.

Трековый возраст неизвестного образца после совместного облучения со стеклянным дозиметром определяется по следующему уравнению:

$$t_{\rm U} = \lambda_{\alpha}^{-1} \ln[\lambda_{\alpha} (\rho_{\rm s}/\rho_{\rm i})_{\rm U} \, \mathrm{G}\zeta(\rho_{\rm d})_{\rm U} + 1]$$
2.30

В этом уравнении $(\rho_d)_u$ представлена плотность индуцированных треков стеклянного дозиметра, облученного вместе с образцом. Облучение дозиметра может отличаться от облучения(й) возрастного стандарта, из которого было посчитано значение ζ . Оно также может быть интерполированной величиной, вычисленной по нескольким стеклам в облучаемом пакете.

Трековое датирование использует ζ -калибровочный метод совместно с методом внешнего детектора, что дает результаты сравнимые и воспроизводимые на межлабораторном уровне. Это помогло вывести трековый метод из тупиковой ситуации, получившейся из-за проблем с λ_f и ϕ_{th} и вывело метод на его современный уровень с широким спектром применения в геологии. Нужно заметить, что базирование на стандартах возраста связывает калибровку с другими изотопными системами, делая трековый метод зависимым от других методов

датирования. Также необходимо иметь в виду, что трековый возраст апатита, даже если стандарты подобраны аккуратно, может не являться возрастом образования породы, как это определяется в других изотопных системах. Более того, ζ-фактор нужно рассматривать как предварительную калибровочную систему, играющую роль своего рода «мусорной корзины», содержащей в себе мало известные или понимаемые параметры и идеи. Подстановка ζ-фактора нацелена на выведенные константы, которые должны быть одобрены и опускает параметр, зависящий только от процедурных аспектов [Wagner, Van den haute, 1992]. Трековый анализ может работать на основе процедурного фактора (Q) в сочетании с методом внешнего детектора, при измерении абсолютного ф_{th}.

2.5.2.2 Возрастные стандарты апатита

При ζ-приближении возраст неизвестного образца определяется относительно рекомендуемого стандарта возраста. Таким образом, очень важным является то, что в качестве возрастного стандарта минеральный образец должен отвечать следующим условиям: 1) породы, из которых взят стандарт, должны быть хорошо изучены; 2) минерал должен быть гомогенным по трековому возрасту (кристаллы только одной популяции возраста); 3) возраст пород должен быть однозначно определен как по стратиграфии, так и по независимым изотопным датировкам; 4) эти независимые датировки должны отвечать образованию минерала, а не какому-либо другому позднему геологическому событию; 5) не должно быть никаких поправок на отжиг треков. Более того, стоит настоять на еще одном критерии: 6) плотность спонтанных треков должна быть не слишком высокой, не слишком низкой и не должно быть никакой неоднородности в распределении урана.

Стандарты возраста возможны только для ограниченного количества минералов. Для апатита Трековой Рабочей Группы IUGS Комиссии по Геохронологии признаются два стандарта. Первый – апатиты туфов «Каньона Рыб» (Fish Canyon), вулканические туфы олигоцена Колорадо, США [Green, 1985; Wagner, Van den haute, 1992]. Их возраст был определен ⁴⁰Ar/³⁹Ar (биотит) на уровне 27.9 ± 0.5 Ma. Он был успешно изучен в межлабораторном исследовании и успешно использовался с начала внедрения метода ζ-калибровки [Green, 1985].

Второй стандарт – Дюранго апатит из мартитового рудного тела Третичной группы пород Carpintero, Cerro de Mercado, Мексика [Fliescher, 1975; Green, 1985; Wagner, Van den haute, 1992]. К-Аг исследования дали возраст пород группы Carpintero 31.4 ± 0.5 Ma [Green, 1985]. В отличие от «Каньона Рыб» апатиты Дюранго достигают длины 1.5 см и имеют хорошие кристаллы призматического облика.

Третий – Mount Dromedary - апатиты мелового кварцевого монцонитового комплекса, Новый Южный Уэльс, Австралия [Green, 1985], также иногда используются как предполагаемый стандарт, хотя он и не принят как таковой [Jonckheere et al., 2000]. Его возраст 98.8 ± 0.6 млн лет получен из биотита Rb-Sr датированием [Williams et al., 1982].

Были сделаны анализы апатитов из фонолитовых туфов щелочного вулканического комплекса Kaiserstuhl около Фрайбурга (Германия), чтобы выяснить, могут ли они использоваться как стандарт. 40 Ar/ 39 Ar возраст, равный 16.2 \pm 0.4 млн лет, хорошо соотноситься с первыми трековыми возрастами и даже с (U/Th)-Не датировками, полученными по этому материалу [Link et al., 2003].

2.6. Аналитические процедуры и техника датирования

В полном объеме особенности аналитических процедур изложены в ряде paбot [Fliescher et al., 1975; Gleadow, 1986; Wagner, Van den haute, 1992].

Отличие между различными процедурами, главным образом, основывается на том, как определяется плотность индуцированных треков. Когда характеристики травления и/или наблюдения индуцированных треков отличаются от наблюдения спонтанных треков, то процедурный фактор $Q \neq 1$. Эти процедуры эффективно используются для приближения калибровок возрастных стандартов. Абсолютное приближение работает только для процедур, в которых принимается $Q \approx 1$. Существующие процедуры можно разделить на две группы: *мульти-зерновые методы,* в которых плотность треков усредняется у большого количества (популяции) зерен с одной стороны и с другой стороны – *одно-зерновые методы,* где отношение плотностей треков и, следовательно, возраст можно определить для каждого зерна в отдельности. Примером последнего может послужить, так

называемый, метод внешнего детектора, который был использован для датировки апатитов в этой работе. Поэтому эта процедура рассмотрена более детально.

2.6.1 Мульти-зерновой метод

В мульти-зерновом или популяционном методе [Wagner, 1968] образец делится на две части, одна из которых остается для подсчета плотности спонтанных треков (ρ_s) а другая для плотности индуцированных треков (ρ_i). Здесь традиционно выделяются два метода. Первый – метод вычитания, в котором часть образца с индуцированными треками облучается и травится. Статистический подсчет представленной популяции дает суммарную плотность треков ($\rho_s + \rho_i$). Часть образца спонтанных треков дает р. Вычитанием получаем р. Но, безусловно, более важная мульти-зерновая процедура это популяционный метод. В этой процедуре часть образцов для подсчета р_i нагревается определенное время перед облучением. Этот нагрев отжигает скрытые спонтанные треки. Таким образом, травление после облучения проявляет только индуцированные треки. Таким образом, ρ_s и ρ_i измеряются напрямую из разных частей образца. Для обоих методов можно сказать, что $Q \approx 1$, по крайней мере, если отжиг образца в популяционном методе не влияет на свойства травления (чего обычно не происходит в случае апатита). Геометрический фактор в этом случае равен $G = g_i/g_s$ = 1/1 = 1.

2.6.2 Одно-зерновой метод

Как было упомянуто ранее, в одно-зерновом методе ρ_s/ρ_i определяется для каждого зерна индивидуально. Это имеет огромное значение, если образцы имеют зерна с гетерогенностью урана, если есть зерна с различным возрастом (обычно для детритовых пород) или если просто не достаточно зерен.

Первый пример этого класса методов это *метод повторного травления*. В этом случае спонтанные треки травятся перед облучением образца. А индуцированные треки проявляются в процессе травления поле облучения. Разделение, которое не всегда возможно, между двумя типами треков делается на основе их размера, так как спонтанные треки имеют большие размеры из-за повторного травления.

Второй пример – *метод повторной полировки*. В этом случае спонтанные треки травятся, и определяется их плотность. После этого образец еще раз полируют, удаляя слой травленых и подсчитанных спонтанных треков. После облучения и травления образец еще раз считают. На этот раз плотность треков будет результатом как спонтанных, так и индуцированных треков. Вычитание плотности спонтанных треков, подсчитанная до облучения, дает плотность индуцированных треков.

Метод внешнего детектора [Price, Walker, 1963] является наиболее используемым методом в трековой геохронологии на сегодняшний день. Он успешно используется в сочетании с техникой ζ-калибровки. Индуцированные треки регистрируются, проявляются и считаются во внешнем детекторе (ED), в то время как спонтанные треки считаются на внешней полированной травленой поверхности минерала. Во время облучения внешний детектор располагается в тесном контакте с поверхностью минерала, содержащей спонтанные треки (рис. 2.7). Внешний детектор не должен содержать уран для того, чтобы треки, находящиеся во внешнем детекторе, были произведены из образца.

Треки во внешнем детекторе происходят от ядер 235 U, расположенных не глубже R₁ под поверхностью минерала (где R₁ – длина одного индуцированного расщепившегося фрагмента). Иногда в качестве внешнего детектора используются пластиковые пластинки, но для большинства геологических задач используется слюда с низким содержанием урана. Слюда, будучи природным минералом, и, следовательно, анизотропным детектором в отличие от полимерных детекторов, более предпочтительна по причине того, что характеристики регистрации более схожи с таковыми у исследуемого минерала [Gleadow et al., 1986]. Нужно заметить, что, с другой стороны, обращение, подготовка, присоединение и хранение пластиковых пластинок намного проще. Пример травленых треков в листочке мусковита показан на рис. 2.8.



Рис. 2.7. Схема подготовленного образца для метода внешнего детектора (ED). Апатит зафиксирован в эпоксидной смоле, а его внешняя поверхность отполирована и протравлена. Таким образом, проявляются спонтанные треки от распада 238 U пресекающие эту поверхность кристалла. После этого присоединяется внешний детектор ED (чаще всего мусковит). Образец облучается термальными нейтронами, которые индуцируют распад 235 U. Травление внешнего детектора проявляет индуцированные треки, которые пересекли его поверхность.

Структура апатит/внешний детектор влечет за собой геометрическую коррекцию $g_s = 1 (4\pi$ - геометрия) и $g_i = 0.5 (2\pi$ - геометрия) и, следовательно, G – $g_i/g_s = 0.5$ (уравнение 2.16). Также справедливо, что для метода внешнего детектора Q \neq 1. По причине того, что многие характеристики изучаемого минерала отличаются от таковых у детектора.

Для каждого исследователя можно подсчитать специфический Q-фактор для пары апатит/мусковит, используя имеющееся экспериментальное оборудование. В этом случае персональный калибровочный фактор своего рода аналог ζ-фактора.


Рис.2.8. Треки в мусковитовом внешнем детекторе после травления 40% HF при 25°C в течении 30 минут.

Если принять значение $\lambda_f = 8.46 \times 10^{-17} a^{-1}$ для константы распада ²³⁸U, то метод внешнего детектора можно эффективно использовать в паре с приближением абсолютной калибровки. В этой работе трековые возрасты представлены как традиционные ζ-возрасты.

ГЛАВА 3: ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ ТРЕКОВОГО АНАЛИЗА АПАТИТА

3.1 Процесс отжига треков: основные положения

Радиационное повреждение вдоль распавшегося фрагмента создает метастабильное состояние материи, которое при наличии внешних факторов со временем восстанавливается. Этот процесс называется *стиранием* треков и приводит к уменьшению длины протравленных треков. Сегментация треков, приводящая к появлению *нетравящихся точек*, предшествует окончательной стадии стирания треков [Green et al., 1986]. Существование этих нетравящихся точек может служить индикатором, модели продольных и точечных параметров треков [Dartyge et al., 1981].

Из-за линейной зависимости между длиной (амплитудой травления треков) и площадной плотностью треков в минералах, стирание треков вызывает уменьшение плотности треков (рис. 3.1) и, как следствие, бесспорное уменьшение трекового возраста [Green, 1988]. Это отношение 1:1 является точным до определенной степени стирания ($1/l_0 = \rho/\rho_0 = 1.0$ до 0.65). Температура является главным контролирующим фактором процесса стирания [Gleadow et al., 1983]. Для определения термального эффекта в образце измеряются длины треков, и строится их распределение [Gleadow et al., 1986]. Это распределение вместе с трековым возрастом представляют собой мощный инструмент в термохронологии, по которому реконструируются температурные и временные условия пород. Особенно если учесть тот факт, что апатит чувствителен к низким температурам (ниже 150°С до комнатной температуры), трековый метод важен для исследования истории денудации горных цепей или истории погружения осадочных бассейнов. Применение трекового метода это главное достижение последних двух десятилетий, но оно было бы невозможным без понимания термальной стабильности треков в апатите.

Внешними факторами, которые влияют на стирание треков, являются гидростатическое давление [Wendt et al., 2002], стрессовое напряжение, пластическая деформация, ионное облучение, но наиболее существенным является температура. Объединяя температуру и время стирания, говорят об *отжиге* треков.

Отжиг треков обсуждался сразу после разработки трекового метода [Fleischer et al., 1965].

Что бы лучше понять отжиг треков, было проведено большое количество изохронных (когда время стирания остается постоянным и проводятся измерения при различных температурах) и изотермальных (когда температура постоянна и эксперименты проводятся при различных временных интервалах отжига) экспериментов. Исследователями были предложены различные модели стирания треков.



Рис. 3.1 Линейная зависимость между уменьшением длины треков и уменьшением их плотности для индуцированных треков апатитов из различных источников [Green, 1988].

Общепринятым считается вклад диффузионного процесса при восстановлении повреждений кристаллов и стирании треков. Диффузия способна стереть треки даже при комнатной температуре при наличии определенного времени. Скорость диффузии сильно возрастает при высокой температуре из-за того, что добавленная к системе термальная энергия повышает энергию активации диффузии атомов кристаллической решетки, которые перемещаются на свои обычные позиции.

Так как фрагменты расщепления вызывают наибольшее воздействие на кристаллическую решетку в центральной части трека (там, где был атом урана), плотность дефектов уменьшается к концам трека. При отжиге уменьшается плотность дефектов, и увеличивающаяся часть поврежденных каналов становится непригодной для травления. Критический порог травления, в первую очередь, достигается на концах трека и, следовательно, отжиг вызывает прогрессивное укорочение треков с обоих концов [Green et al., 1986].

3.2 Кинетика стирания: лабораторные эксперименты и закон диффузии

Степень отжига выражается через уменьшение длины треков (1) или их плотности (ρ) по отношению к первоначальным значениям l_0 и ρ_0 соответственно. Другими словами, уменьшение длины ($r = l/l_0$) или плотности ($r = \rho/\rho_0$) является мерой степени отжига треков. В случае отсутствия отжига ($l = l_0$ или $\rho = \rho_0$) сохранность треков равна 100% или r = 1. Когда отжиг прогрессирует, треки исчезают, и сохранность уменьшается пока отжиг не пройдет до конца, и в этом случае сохранность r = 0 (0%). В ранних исследованиях треков параметр ρ использовался для описания сохранности треков, в то время как в последних работах предпочтительно используется 1 потому, что подсчет $r = l/l_0$ быстрее и точнее чем $r = \rho/\rho_0$. Более того, уменьшение длины, как полагают, является прямым следствием отжига, тогда как уменьшение плотности треков является вторичной реакцией, которая зависит от уменьшения длины.

Как описано ранее, проведены лабораторные эксперименты с сохранением постоянной температуры (T), т.е. *изотермальные* эксперименты, и постоянного времени (Δt), т.е. *изохронные* эксперименты. Результаты этих экспериментов представлены на Аррениусовском графике с логарифмической шкалой времени и линейной шкалой абсолютной температуры (log $\Delta t - T^{-1} - 10^3 T^{-1}$) (**рис. 3.2**). Из-за линейной зависимости между этими параметрами отжига линии одинаковой степени сохранности прямые на Арренисуовском графике. Эта линейная зависимость доказана эмпирическим путем.

В ранних исследованиях отжиг треков рассматривался как диффузионный процесс с небольшой долей кинетики. Основываясь на этом предположении, линейная зависимость была продемонстрирована на Аррениусовской диаграмме [Märk et al., 1973].



Рис. 3.2. Пример Аррениусовской диаграммы, полученной для лабораторных экспериментов отжига (серая область на а и b) с продолжением на масштабы геологического времени (а). а – Расходящийся график Аррениуса на основе ρ/ρ_0 параметра отжига [Wagner, Reimer, 1972]. b – Параллельный график Аррениуса на основе $1/l_0$ параметра отжига [Green, 1985].

В основном, первоочередная реакция может быть записана так:

$$dn/dt = -\alpha n$$

3.1

Где n определяется концентрацией, в этом случае количеством перемещенных атомов в решетке апатита. Константа пропорциональности α зависит от температуры в соответствии с уравнением:

$$\alpha = \alpha_0 e^{\frac{-E_\alpha}{kT}}$$
 3.2

В котором α₀ рассматривается в качестве специфической резонансной частоты материала, E_a – активационная энергия диффузионного процесса; T – абсолютная

температура (в Кельвинах), k – постоянная Больцмана (8.616х10⁻⁵ эВ/К). При интегрировании выражения 3.1 (при постоянной Т, т.е. изотермальный отжиг) получаем:

$$n = n_0 e^{-\alpha t}$$
 3.3

Где n_o является концентрацией перемещенных атомов решетки апатита до отжига. Объединение уравнений 3.2 и 3.3 дает:

$$n = n_0 e^{-\alpha_0 e^{\frac{-E_\alpha}{kT}}} t$$
3.4

или

$$\ln t = \frac{E_a}{kT} + \ln \left[-\ln \left(\frac{n}{n_0} \right) \right] - \ln \alpha_o$$
 3.5

В этом уравнении линейная зависимость между lnt и T⁻¹ очевидна. В случае для уменьшения плотности треков мы можем предположить аналогичную зависимость, как и в 3.3 для описания процесса отжига:

$$\rho/\rho_0 = e^{-\alpha t} \tag{3.6}$$

И

$$\ln t = \frac{E_a}{kT} + \ln \left[-\ln \left(\frac{\rho}{\rho_0}\right) \right] - \ln \alpha_o$$
 3.7

При введении l/l_o параметра уравнения 3.6 и 3.7 становятся:

$$1/1_0 = e^{-\alpha t}$$

И

$$\ln t = \frac{E_a}{kT} + \ln \left[-\ln \left(\frac{1}{l_0}\right) \right] - \ln \alpha_o$$
3.9

Описание отжига треков на ранней стадии развития трекового анализа с помощью кинетики первого порядка пытались сделать в основном австрийские ученые [Märk et al., 1973]. Тогда было бурное обсуждение активационной энергии (E_a) диффузионного процесса. Если она рассматривалась как константа [Märk et al., 1973], то линии одинакового уменьшения треков были бы прямыми и параллельными на Аррениусовском графике. С другой стороны, считалось, что E_a увеличивается вместе со степенью отжига, вызывая расходящийся пучок линий одинаковой степени уменьшения треков на графике Appeнuyca [Wagner, Reimer, 1972].

Первый простой закон экспоненциальной диффузии для трекового отжига (уравнение 3.6) признан неправильным для описания лабораторных данных и их использования. Группа Австрийских ученых [Bertel, Märk, 1983] обобщили свою модель через суммирование серии экспонент:

$$\rho \triangleleft = \sum_{j=1}^{n} \rho_{j} e^{-\alpha_{j} t}$$

$$3.10$$

Эта мульти-экспоненциальная модель подходила для их данных (полученных по апатитам Дюранго) лучше, чем простой экспоненциальный закон. Для апатитов массива Арморикан (Франция) было получено похожее уравнение [Chaillou et al., 1981].

Однако в современной литературе физическая модель кинетики первого порядка, на которой были сделаны первые оценки, рассматривается как неправильная и слишком упрощенная для описания комплексного процесса отжига треков. В настоящее время уравнение, описывающее отжиг треков, основывается на опыте и не имеет никаких физических параметров.

3.3. Экстраполяция на геологическое время

Линейная зависимость, выраженная в уравнениях 3.5, 3.7 и 3.9 облегчает экстраполяцию лабораторных результатов на геологическую временную шкалу. Этого достаточно, что бы просто продлить прямые линии на Аррениусовской диаграмме до масштаба геологического времени, которое на порядки больше, чем время отжига, использовавшееся в лаборатории. Таким образом, допускается, что отжиг в природе проходит также как и в лаборатории. Также необходимо точно знать, происходит ли расхождение на Аррениусовской диаграмме и если да, то в каких пределах.

Вопрос о параллельности линий или о их расхождении на графике Аррениуса был полностью изучен [Green et al., 1985]. В этой работе использовалось $1/1_0$ отношение, которое, как упоминалось выше, более точное, чем ρ/ρ_0 отношение по сравнению с использовавшимся в более ранних исследованиях. Еще одним аргументом в пользу параметра уменьшения длины является то, что он представляет более фундаментальное свойство процесса отжига как процесса, так

как уменьшение длины треков и вызывает уменьшение плотности треков. Выведено заключение, что при проведении экспериментов по отжигу на эталонных зернах апатита (например, апатита Дюранго) достигается параллельность или почти параллельность на Аррениусовской диаграмме (**рис. 3.2**) [Green et al., 1985]. При использовании нескольких различных зерен график выражает легкое или даже хорошо заметное расхождение, что объясняется наложением нескольких узких диаграмм Аррениуса со своим значением активационной энергии. Эти диаграммы и активационные энергии представляют вариацию составов зерен апатита. Это наблюдение дало начало более широкому исследованию эффекта химического состава апатита в трековом анализе. Стало ясно, что химический состав апатита имеет значимое влияние на характеристики отжига в рассматриваемом апатите.



Рис. 3.3. Влияние состава апатита (содержание Cl) на характеристики отжига и, следовательно, на возраст апатитов бассейна Отвэй (Австралия). Возраст осадконакопления показан черным, а состав апатитов Дюранго для сравнения – серым [Green et al., 1986].

Как было сказано выше, общий кристаллохимический состав апатита – Ca₅(PO₄)₃(OH,F,Cl). В зависимости от одновалентного катиона в структуре апатита мы имеем гидроксиапатит (OH⁻), фторапатит (F⁻) или хлорапатит (Cl⁻). Первая

разновидность редка в природе. Фторапатит чаще всего встречающийся тип апатита [McConnel, 1973]. К примеру, наиболее используемый стандарт апатита Дюранго имеет отношение Cl/(Cl+F) равное ~ 0.12 [Carlson et al., 1999]. Хлорапатиты бывают в роли породообразующих минералов, но чаще всего они являются членами рядов твердых растворов имеющих характерное Cl/F или Cl/(Cl + F) отношение. Отмечено, что трековые возраста по обогащенным хлором апатитам из вулкано-осадочных пород бассейна Отвэй (Otway) в Австралии ближе соответствуют реальному возрасту осадконакопления (**рис. 3.3**), что привело к выводу о большей устойчивости хлорапатитов к отжигу, чем фторапатитов [Green et al., 1986]. Этот факт подтвержден лабораторными исследованиями. Добавочный фактор, который имеет влияние на отжиг треков, состоит в том, что процесс отжига сам по себе процесс неоднородный [Green et al., 1986, 1988; Donelick, 1991].

3.4 Отжиг треков в геологических условиях: исследования скважин

Перенося результаты с лабораторных исследований отжига на геологическую шкалу, напрямую может быть рассмотрен линейный характер прямых одинакового уменьшения треков на Аррениусовской диаграмме. Несмотря на это, очень важно изучить поведение отжига апатитов в реальных геологических условиях. Образцы апатита из скважинных кернов являются идеальным объектом для этой цели. В земной коре температура повышается с глубиной. Средний геотермический градиент равен 25 – 30°С/км. Таким образом, образцы с глубоких частей скважины должны показывать большую степень отжига и иметь меньшее значение средней длины треков и, следовательно, меньшую плотность треков. Кажущийся трековый возраст апатита будет уменьшаться с глубиной. Первые исследования [Naeser, 1981], протестировавшие и подтвердившие эти гипотезы, были проведены по образцам скважин Америки (Eielson в Аляске; Los Almos Borehole, New Mexico и Coso в Калифорнии). Вскоре процесс отжига был исследован на вулкано-кластических породах из скважин бассейна Отвэй (Otway) Южной Виктории, Австралия [Gleadow et al., 1983]. Эти работы показали, что кажущийся возраст начинает отчетливо уменьшаться после 60°С и, примерно до 125°С, потом он достигает нулевого значения. Средняя длина скрытых треков также постепенно уменьшается с повышением температуры вниз по скважине.

Более того, все исследования скважин подтвердили правомерность переноса лабораторных данных на геологические условия и геологическое время.

В частности, изучение скважин подтвердило, что отжиг в геологических условиях происходит в температурном пределе, предсказанном экстраполяцией лабораторных моделей [Naeser, 1981]. В результате, расхождение первоначальных вееров отжига на Аррениусовской диаграмме было скорректировано и уменьшено. Данные ранних исследований скважин были подтверждены полным изучением 4 км скважины KTB (Kontinentale Tiefbohrung der Bundesrepublik Deutschland) фундамента Варискан Богемского массива в Германии [Coyle et al., 1997]. Трековые данные из этой скважины имеют уменьшающийся тренд (**рис. 3.4**) вниз по скважине в сторону увеличения температуры в земной коре. Это уменьшение начинается с ~ 60°C. Трековые возрасты уменьшаются, пока совсем не исчезают полностью при ~ 120 - 125°C.

Даже при низких комнатных температурах происходит залечивание треков, которое называется эйджинг (ageing) по [Gleadow et al., 1983]. Также были обнаружены уменьшенные длины треков: средняя трековая длина равна 14.6 ± 0.1 мкм В апатитах скважины глубоководного бурения, которые имели низкотемпературную историю [Vrolijk et al., 1992]. Эти образцы были взяты из мелового вулкано-кластического осадочного разреза (Восточно-Мариинский бассейн). Моделирование теплового потока и история осадконакопления на океаническом дне показывает, что апатиты никогда не подвергались воздействию температуры выше 16 – 21°С после охлаждения пород в течении 96 млн лет. Это также является доказательством уменьшения длины треков, и, следовательно, показывает, что при определенном времени, при низких температурах, происходит отжиг. То же самое замечено в стандартах апатитового возраста Дюранго.



Рис. 3.4. Уменьшение кажущегося возраста треков с глубиной в 4000 м скважине КТВ (Германия; [Wagner, Van den haute, 1992]. Более или менее постоянный возраст охлаждения в районе 65 млн лет наблюдается в верхней части керна, до ~ 60°С (это зона полной сохранности). Уменьшение трекового возраста до нуля происходит при ~ 120°С, начиная с 60°С (маркируя, так называемую, зону частичного отжига).

3.5. Модели отжига треков в апатите

3.5.1. Модель отжига Лэсли.

В этой модели используется более точное $r = 1/l_0$ для описания экспериментов по отжигу апатитов Дюранго с одинаковым составом в лаборатории [Green et al., 1986]. Исследование показало несколько недостатков модели отжига существовавшей в то время. Как было упомянуто, скважинные данные показали, что химический состав апатита играет важную роль в поведении отжига и, что широкое веерообразное расхождение линий одинаковой сохранности на диаграмме Аррениуса должно быть исследовано снова. Более того, стало очевидно, что процесс отжига сам по себе более сложный, чем думали ранее и что его невозможно описать через простой диффузионный процесс и кинетику первого порядка [Green, 1988]. Поэтому, как уже упоминалось, простой или мультиэкспоненциальный законы (уравнения 3.6 или 3.10) рассматриваются как чрезмерное упрощение реальности. Модель развитая далее [Laslett et al.,1987] учитывает все новые находки и признана представительной для данных отжига. Эта модель эмпирическая и не основывается на предшествующих теоретических предположениях.

3.5.1.1. Развитие модели

Прямые линии одинаковой степени отжига или одинаковой сохранности на диаграмме Аррениуса могут быть представлены в общей форме:

 $\ln(t) = A + BT^{-1}$ 3.11

Где A и B константы для данной r. Как объяснялось, использованный здесь параметр устойчивости $r = 1/l_0$ и является функцией от ln(t) и обратному значению абсолютной температуры:

$$r = f\{ln(t), T^{-1}\}$$
 3.12

Как описано в [Green et al., 1985] можно ожидать параллельность или легкое расхождение на диаграмме Аррениуса. В предыдущем случае все линии отжига имеют одинаковый наклон и В одинаковая для всех г. Параметр А может быть рассмотрен как единая функция от г:

$$A(r) = ln(t) - BT^{-1}$$
 3.13

Выражение 2.13 ограничивается фактом, что если t = 0 и T = 0, то отжига не происходит и наблюдается полная сохранность, т.е. r = 1. Функция A(r) должно иметь форму $\ln(1 - r)$ и, следовательно, их параллельная модель может быть записана как:

$$\ln(1-r) = c_0 + c_1 \ln(t) + c_2 T^{-1}$$
3.14

Где c_0 , c_1 и c_2 являются константами которые должны определяться на основе опытного и численных экспериментов путем подстановки имеющихся данных [Green et al., 1985]. Параметризация уравнения 3.14 правомерна, только если t выражено в секундах и T – в градусах Кельвина. Таким образом, получается: ln(1-r) = $3.87 + 0.219[ln(t) - 19270T^{-1}]$ 3.15 Уравнение 2.14 дает общую форму параллельной модели отжига, тогда как уравнение 2.15 дает численную модель после схождения развернутых данных по отжигу апатита [Green et al., 1986]. Схождение этих данных статистически очень хорошее, с множественным коэффициентом корреляции 96.7%. В случае слегка расходящегося графика Аррениуса наклон линий одинаковой степени сохранности представлен параметром В в выражении 2.11, который должен варьировать вместе со степенью отжига и, следовательно, быть функцией от г. С учетом этого, уравнение 2.9 переписывается как:

$$\ln(t) = A(r) + B(r)T^{-1}$$
 3.16

Дальнейшее развитие расходящейся модели вовлекает предположение о том, что линии сходятся в некой точке (t_o, T_o) в которой мы можем записать выражение для A:

$$A(r) = \ln(t_0) - B(r)T^{-1}$$
 3.17

В ранних экспериментах, затрагивающих отжиг треков в минералах, построение расходящегося графика Аррениуса, было уже показано [Dakowski et al., 1974], так что упомянутое выше предположение правомерно.

Решая уравнения 2.18 и 2.19 для A(r) и B(r) получаем:

$$A(r) = \frac{[TT_0 \ln(t) - T_0 T\ln(t_0)]}{T - T_0}$$
3.18

И

$$B(r) = \frac{[TT_0 \ln(t_0) - T_0 T\ln(t)]}{T - T_0}$$
3.19

Параметр $T_0^{-1} = -3.1 \times 10^{-6}$ К и, следовательно, находится около нулевой отметки абсолютной температуры (0 К). Это дает соответствующее значение $\ln(t_0) = -28.27$ на графике Аррениуса [Laslett et al., 1987]. Принимая это во внимание, уравнения 3.18 и 3.19 можно упростить и выражение 3.16 переписать как:

$$B(r) = T[ln(t) + 28.27]$$
 3.20

Подстановка и статистический анализ экспериментальных данных дает общую форму эмпирической численной модели степенного изменения.

$$\frac{\left\{\left[\frac{1-r^{\alpha}}{\alpha}\right]^{\beta}-1\right\}}{\beta} = c_0 + c_1 T[\ln(t) + c_2]$$
3.21

Вновь, c_0 , c_1 и c_2 , а также степени α и β являются константами которые должны определяться подстановкой имеющихся данных отжига. Аналогичной подстановкой в данные [Green et al., 1986], как и для параллельной модели, получаем:

$$\frac{\left\{\left[\frac{1-r^{2.7}}{2.7}\right]^{0.35}-1\right\}}{0.35} = -4.87 + 0.000168T[\ln(t) + 28.12]$$
3.22

Таким образом, после подстановки, уравнение 3.22 дает численную расходящуюся модель отжига Лэсли. Статистическая сходимость этих данных с этой моделью очень хорошая, и даже лучше, чем параллельная модель Лэсли, с множественным корреляционным фактором 98.0%. Был сделан вывод, что прямолинейная расходящаяся модель, описанная уравнением 3.24, дает адекватное выражение данных по отжигу имеющихся треков [Laslett et al., 1987]. Продолжение этих моделей на геологические масштабы представлено на **рис. 3.5**. Очевидно, что очень малые различия в лабораторных масштабах времени увеличиваются при экстраполяции. Расхождение так же может быть артефактом, вызванным существованием небольших химических отличий состава [Laslett et al., 1987]. Также нужно отметить, что кристаллическая решетка апатита сама по себе состоит из нескольких соединенных атомов. Следовательно, может существовать разница между диффузией сдвинутых атомов кальция и фосфора. Усложняющим фактором, вдобавок, является то, что отжиг треков в апатите и в кристаллах анизотропный [Green, Durrani, 1977].



Рис. 3.5. Параллельная и расходящаяся диаграммы Аррениуса полученные из модели отжига [Laslett et al., 1987].

3.5.1.2. Тестирование модели Лэсли в геологических условиях

Модель отжига треков Лэсли основывается на данных изотермального отжига в апатите. Эта модель была расширена [Duddy et al., 1988] для работы с отжигом, в котором температура изменяется со временем.

Модель отжига описывает отжиг треков как функцию g(r) от времени и температуры, как показано в уравнении 3.25:

$$g(r) = \frac{\left\{ \left[\frac{1 - r^{2.7}}{2.7} \right]^{0.35} - 1 \right\}}{0.35} = -4.87 + 0.000168[1 n(t) + 28.12]$$
 3.25

В терминах эквивалентного времени (**рис. 2.5**), t_{eq} и r_i могут быть подсчитаны из уравнений 2.12 и 2.25:

$$\ln(t_{eq}) = -28.12 + \left[\frac{g(r_{i-1} + 4.87)}{0.000168T_i}\right]$$
3.26

И

$$r_{i} = 2\sqrt[3]{1 - 0.3\sqrt[5]{1 + 0.35\{-4.87 + 0.000168T_{i}[\ln(t_{eq} + \Delta t_{i}) + 28.12]\}}}$$
3.27

Лабораторные эксперименты по нагреванию и охлаждению предсказали уменьшение длины треков на основе концепции эквивалентного времени [Duddy et al., 1988]. Статистическая сходимость между предсказанной и наблюдаемой длиной скрытых треков очень хорошая (**рис. 3.6**). Используя концепцию эквивалентного времени, была расширена модель Лэсли из изотермальной модели отжига треков в апатите в модель, способная предсказать отжиг треков в апатите в условиях меняющейся температуры [Duddy et al., 1988].



Рис. 3.6. Иллюстрация проверки экспериментальных данных трековых длин апатита с изменением температуры [Laslett, Galbraith, 1996].

Таким образом, модель Лэсли способна предсказать среднюю длину скрытых треков апатита для образца, при условии того, что известна история отжига для этого образца. Эта модель была протестирована для реальной геологической ситуации, таким образом, были сделаны оценки термальной истории природных образцов. Нужно отметить, что для лабораторных экспериментов на основе модели Лэсли для подсчета 1/1₀ использовались длины индуцированных треков. В геологических образцах исследуются длины спонтанных треков. Хотя есть мнение, что это не имеет никакого влияния на уравнение [Green, 1988].

Используя описанную модель и соответствующую термальную историю для образцов апатита, был предсказан кажущийся трековый возраст, средняя длина скрытых треков и распределение длин для этой особенной термической истории. Показана правомерность метода, с использованием, так называемых, нетронутых апатитов вулканитов и фундамента [Gleadow et al., 1986], при использовании данных бассейна Отвэй [Gleadow, Duddy, 1981; Gleadow, 1983]. Также были использованы эксперименты нагрева, охлаждения и повторного нагрева для того, чтобы получить и предсказать бимодальное распределение длин треков [Gleadow et al., 1986]. Таким образом, было показано, что возможна реконструкция термической истории прямым моделированием трековых данных. В основе этого лежит количественное изотермальное описание отжига треков [Laslett et al., 1987], а также подразделение кривой термической истории на временные интервалы постоянной температуры и использование концепции эквивалентного времени [Duddy et al., 1988]. Небольшие расхождения в наблюдаемых и моделируемых данных объясняются вариациями состава апатита. При данном моделировании используются апатиты Дюранго (имеющие Cl/(Cl+F) отношение около 0.1), данные отжига [Green et al., 1986]. Апатиты из геологических обстановок в основном попадают в область составов, отражающую серии твердых растворов между хлорапатитом и фторапатитом. Учитывая этот факт, смоделированные результаты в работе [Green et al., 1989] отлично коррелируются с независимо определенными термическими историями.

3.5.2 Данные обратного моделирования отжига треков

Было разработано программное обеспечение для реконструкции термальных историй пород с использованием данных трековых длин и возраста. Первые программы были способны выполнять прямое моделирование [Green et al., 1989]. Прямое моделирование включает в себя обеспечение программой разумной геологической термальной историей (T-t-данные) для исследуемого образца. Затем, программа предсказывает трековые данные для данной термальной истории, используя специальные уравнения модели. Методом проб и ошибок, для улучшения термальной истории, предоставленной пользователем, используется подбор наблюдаемых и предсказанных данных и реконструируется более детально. Обратное моделирование трековых данных, т.е. реконструкция неизвестных термальных историй на основе наблюдений треков является еще более мощным инструментом в термохронологии, и в начале 90-х был открыт первый метод [Jonkheere, 1992].

Стохастический инверсионный метод для оценки информации термальной истории, содержащейся в синтезированных трековых данных и сгенерированных прямым моделированием известной термической истории, был описан в работе [Corrigan, 1991]. Концепция метода не зависит от особенностей использованной модели отжига, но проблема обращена на непрерывную форму меняющейся температуры T(t). Природа ряда данных (данные возраста и длины треков) нелинейная, не определяющаяся и связана с неопределенностью, характеризующей метод трекового анализа. Как следствие, решение термальной истории не будет уникальной, цель обратного моделирования заключается в уменьшении диапазона термальных историй, совместимых с набором данных. Это сделано с помощью, так называемого, симулированного приближения отжига [Kirkpatrick et al., 1983]. Это численный метод, который основывается на введении разумного допущения ожидаемой термальной истории. Алгоритм пересчитывает предсказанные трековые данные и получающуюся кривую термальной истории, пока не достигнет хорошего статистического соответствия с введенными наблюдаемыми данными возраста и длины треков. Это делается с использованием традиционной статистики степени согласия, такой как, например, подсчет χ^2 . Из-за свойственной неуникальности решений одни и те же трековые данные могут дать несколько допустимых термальных историй, таким образом, вместо индивидуальной кривой термальной истории считаются границы наиболее вероятных термальных историй. Результатом является контурный график вероятностной плотности пространства времятемпература совместимой с предоставленными трековыми данными, которые могут быть интерпретированы как оценка вероятностного распределения температуры в момент времени. На основе обратного алгоритма было разработано несколько компьютерных моделирующих программ для обратной реконструкции термальной истории [Willet, 1999].

3.5.3 Модель отжига Кетчема

Кетчем с соавторами [Ketcham et al., 1999] получили эмпирическую мультикинетическую модель отжига треков и предложили программное обеспечение для моделирования термальной истории AFTSolve [Ketcham et al., 2000], HeFTy [Ketcham et al., 2005] на основе общирных данных по апатитам с разным химическим составом [Carlson et al., 1999]. Рассматривались несколько

аспектов отжига треков, такие как, химический состав [Carlson et al., 1999], кристаллографическая ориентировка треков [Donelick et al., 1991] и отжиг треков при комнатной температуре [Vrolijk et al., 1992]. Хотя и было открыто ранее то, что состава апатита и кристаллографической ориентировки эффекты играют значительную роль в отжиге треков в апатите, модель Кетчема [Ketcham et al., 1999] является первой моделью, учитывающей эти эффекты. Модель способна одновременно определять различные популяции, т.е. апатиты с различной кинетикой отжига. Эта характеристика может быть оценена с использованием специального кинетического параметра. Несмотря на то, что статистические тесты [Green et al., 1986] и графические программы можно использовать для определения различных возрастных популяций, эта мультикинетическая модель различает разные кинетические популяции. Эта модель определяет и использует специфические кинетические параметры образца для моделирования трековых вместо использования монокинетической модели. основанной данных на поведении при отжиге одного стандартного образца, к примеру, Дюранго. Таким образом, информация, содержащаяся в каждой кинетической подгруппе, может быть решена отдельно. Это повышает качество реконструкции термальной истории, с одной стороны, и, с другой стороны, не дает возможности того, что две или более отдельных подгруппы смешаются и ухудшат свои индивидуальные данные. Несомненно, это очень важно для изучения кластических апатитов в осадочных породах, но так же для выявления образцов кристаллических пород с апатитами различных кинетических популяций [O'Sullivan, Parrish, 1995].

3.6. Трековый анализ апатита в качестве термохронологического

инструмента

3.6.1. Основные аспекты

После проведения лабораторных исследований отжига треков и развития модели трекового отжига, была предпринята попытка экстраполировать результаты на геологические условия в масштабе геологического времени, а также применить эти результаты для развития инструмента термохронологии, основанного на трековом анализе. Было установлено, что анализ трековых длин является мощным инструментом для реконструкции термальных историй.

Характер распределения трековых длин, средняя трековая длина и стандартное отклонение дают информацию о термальной истории образца. Прогрессивный отжиг приводит к укорочению средних трековых длин и влияет на распределение трековых длин, делая его шире, что увеличивает стандартное отклонение. Это было показано как для апатитов, отжигаемых в лабораторных условиях, так и для образцов глубоких скважин [Green et al., 1986]. Установлено, что свежие новообразованные треки в апатите обладают узким симметричным распределением (**рис. 3.7, a**) со значением порядка 16,3 мкм и отклонением до 0,9 мкм [Gleadow et al., 1986]. Первоначальные образцы вулканического типа, т.е. все апатиты, быстро охлажденные после их формирования (подобно вулканическим апатитам), никогда не были подвержены термальным событиям и также показывают узкое симметричное распределение (**рис. 3.7,6**), но с более короткими средними длинами около 14,0-15,7 мкм и стандартным отклонением 0,8-1,3 мкм.



Рис. 3.7. Распределения трековых длин в апатите: а – свежие новообразованные треки; б – распределение для «ненарушенных» треков апатитов вулканического типа; в – «ненарушенные» апатиты типа фундамента; г – бимодальное распределение; д – распределение смешанного типа [Gleadow et al., 1986].

Первоначальные апатиты фундамента характеризуются медленным охлаждением, которое отражает стабильные тектонические условия, например, для фундамента кратона, неподверженные термальным событиям. Интрузивные и метаморфические породы, медленно охлажденные до температур поверхности, наиболее распространенные представители этого типа. Апатиты, извлеченные из этого типа пород, имеют несколько более широкое распределение длин треков (**рис. 3.7,в**) асимметричного характера (в результате того, что старые треки образовались при переходных температурах между полным отжигом и полным сохранением), со средней трековой длиной 12,5-13,5 мкм и стандартным отклонением 1,3-1,7 мкм. Смешанное распределение (**рис. 3.7**, **д**) является характеристикой апатитов с явным отпечатком теплового воздействия. В таком случае треки апатитов накапливались в течение двух (или более) событий. Когда эти группы треков, определяющие отдельные события, неразличимы, они формируют смешанное распределение со средними трековыми длинами главным образом < 11,5 мкм и стандартным отклонением около 2,0 мкм. Апатиты со смешанным распределение длин имеют искаженный трековый возраст и не несут никакой геологической информации. Когда смешанные возрасты раскладываются на две определенные группы, получается бимодальное распределение (**рис. 3.7**, **г**), для которого типично среднее значение трековых длин <13 мкм и стандартное отклонение > 2 мкм. Эти смешанные распределения распространены в осадочных апатитах.

Единичный трековый возраст апатита во многих случаях может быть интерпретирован различными способами, но распределение длин треков апатита позволяет ограничить значение кажущегося возраста. **Рис. 3.8** дает обзор диаграмм средней трековой длины в сравнении со средним отклонением [Gleadow et al., 1986].



Рис. 3.8. Поля взаимоотношения средних трековых длин (l_m) и стандартного отклонения (σ) для апатитов из пород фундамента (темно-серое поле), аптитов осадочных бассейнов (светло-серое поле) и данные лабораторного отжига апатитов Дюранго (поле промежуточного серого цвета) [Gleadow et al., 1986].

Достижения в области методологии трекового анализа, касающиеся изучения длины треков, подтвердили и уточнили два важных аспекта в трековой термохронологии. Это, в первую очередь, концепция температуры закрытия и вовторых, концепция зоны частичного отжига.

3.6.2. Концепция температуры закрытия и возрасты охлаждения

Температура закрытия трековой системы апатита, связанная со стабильно охлаждающейся изотопной системой, определяется как температура, полученная в отметке кажущегося возраста. Был разработан численный метод для расчета температуры закрытия трековой системы [James et al., 1986]. Большинство геологических высокотемпературное И низкотемпературное систем имеют положение. В высокотемпературном положении дочерние продукты (в данном случае, треки) не могут накапливаться, т.к. диффузия (в данном случае, отжиг треков) В терминах трековой при этих температурах также высока.

термохронологии этот высокотемпературный порог определяется минимальной температурой полного отжига в геологическом масштабе. В низкотемпературном положении потеря дочерних продуктов (отжиг И укорочение треков) незначительна, а накопление или сохранение треков является полным. Это низкотемпературное состояние определяется, чтобы установить, когда был достигнут температурный порог полного сохранения. Фактически для случая трекового анализа, т.к. отжиг продолжается даже при поверхностных температурах [Vrolijk et al., 1992], полное сохранение в геологических условиях не достигается. Поэтому температура полного сохранения определяется как температура, выше которой скорость отжига явно увеличивается [Wagner et al., 1992]. Также существует переходное состояние между двумя крайними членами, которое отмечается частичной потерей дочерних продуктов (отжигом и укорочением треков). Температура закрытия располагается в пределах этой транзитной зоны. В связи с этим трековое датирование можно рассматривать как инструмент для получения возраста охлаждения, т.е. времени, прошедшего с начала охлаждения минерала (апатита) ниже определенной температуры закрытия. Следует также отметить, что температура полного отжига, полного сохранения и температура закрытия не являются постоянными, а отличаются в зависимости от скорости охлаждения: чем выше эта скорость, тем выше температуры полного отжига, полного сохранения и закрытия системы. Т.к. апатит в природных условиях может пройти несколько этапов термальных событий в верхней части земной коры, эти образцы не характеризуются одной скоростью остывания. Температура закрытия для трекового датирования определяется как температура, при которой 50% треков сохраняются, 50% треков отжигаются [Wagner et al., 1977]. Для нормальных постоянных скоростей охлаждения около 10 °С/млн лет перечислено несколько значений температур закрытия, цитированные в литературе для апатита, и предложено значение 100 ± 20 ⁰C [Wagner et al., 1992]. Вагнер также цитирует значения для температур полного сохранения и температур полного отжига для апатита. Эти значения зависят от состава (более конкретно, свойств отжига) апатита и его скорости охлаждения. В общем, для наиболее представительного типа апатитов (фторапатита) и при нормальной скорости охлаждения принято, что температура полного сохранения около 60 ⁰C, а температура полного отжига около

120-125 ^оС. Эти значения подтверждены данными исследований апатита из скважин (**рис. 3.4**). В общем, трековые данные апатита дают информацию палеотемператур до 125 ^оС [Gleadow et al., 1986]. Благодаря этим низким температурам земной коры, трековый анализ стал важным инструментом в низкотемпературной термохронологии.

3.6.3. Концепция зоны частичного отжига

Между ограничениями температур полного отжига и полного сохранения существует переходная зона, в которой треки находятся в частично стабильном состоянии, т.е. они образуются и сохраняются, но подвержены влиянию температуры и, следовательно, укорачиваются. В геологических условиях, в верхней стабильной земной коре эти состояния температуры отражаются тремя четкими глубинными зонами. Как известно, по геотермальному градиенту температура увеличивается с увеличением глубины. Это приводит к тому, что в зоне верхней коры треки рассматриваются как стабильные и полностью сохраненные. Это называется зоной полного сохранения (Total Retention Zone, TRZ) или зоной полной стабильности. Эта зона ограничена температурой поверхности сверху и изотермой на глубине, соответствующей температуре полного сохранения, как представлено в предыдущем разделе (~60 °C для апатита). Благодаря этому сохранению, плотность треков из образцов в пределах этой зоны будет увеличиваться со временем. Нижняя кора, ограниченная сверху изотермой, соответствующей температуре полного отжига (~120 °C для апатита), является зоной полного отжига (Total Annealing Zone, TAZ). Накопление треков в этой зоне не является безусловным. Разрез коры между двумя крайними членами (температурами полного сохранения и полного отжига) называется зоной частичного отжига или зоной частичной стабильности (Partial Annealing Zone, PAZ) [Wagner, 1972]. Изотерма температуры закрытия трековой системы апатита располагается где-то в центральной части разреза зоны частичного отжига.

Зона частичного отжига ограничена изотермами ~60 0 C и ~120 0 C. C учетом нормального геотермального градиента ~30 0 C/км, эта зона соответствует интервалу глубин между 2 и 4 км в верхней коре (**рис. 2.9**).



Рис. 3.9. Потенциальные варианты охлаждения и трековые возрасты апатита пород, охлажденных через зону частичного отжига: 1 -быстрое охлаждение, которое приводит к трековому возрасту события охлаждения; 2 -медленное охлаждение; 3 -умеренный тепловой отпечаток, вернувший апатиты в зону частичного отжига без стирания существующих треков, что приводит к не имеющим особого геологического значения смешанным возрастам; 4 -интенсивный термальный эффект, полностью, перезагрузивший трековую систему апатита. Температура закрытия находится в зоне частичного отжига, в районе отметки в 100 ^оC [Wagner, 1981].

Следовательно, кажущиеся трековые возрасты апатита будут датировать время, за которое образец прошел через зону частичного отжига, а более конкретно, изотерму температуры закрытия трековой системы. Т.к. в зоне частичного отжига треки частично укорачиваются, то трековый возраст уменьшается и на самом деле датирует не время, в которое были достигнуты

нижние температуры зоны частичного отжига. Этот факт повлиял на использование концепции эффективной температуры закрытия трековой системы апатита, которая соответствует изотерме сохранения 50% треков в стабильной коре. Эти 50% привели к тому, что температура закрытия трековой системы апатита в зоне частичного отжига составляет ~ 90 ⁰C для скоростей охлаждения ~ 10 ⁰С/млн лет. Возраст охлаждения, полученный таким способом, может быть интерпретирован с помощью знания точной истории охлаждения образца по мере того, как образец проходил зону частичного отжига, а также с помощью информации, которая ограничивается распределением трековых длин. Независимая геологическая информация о термальной истории является большой помощью, но она может быть не всегда доступна. В связи с этим были предложены четыре модели охлаждения [Wagner, 1981; рис. 3.9].

1. В первом случае быстрого охлаждения через зону частичного отжига апатита, может быть определен возраст формирования апатита, когда апатит кристаллизуется из расплава как, например, вулканический апатит, который используется в тефрохронологии. В целом этот случай будет датировать событие быстрого охлаждения, которое отвечает за самое молодое движение апатита от нижней границы зоны частичного отжига через всю эту зону (**рис. 3.9**, случай 1). Быстрое охлаждение предполагает незначительное количество частично отожженных треков. Эти образцы дадут неразрушенный вулканический тип распределения трековых длин [Gleadow et al., 1986].

2. Во втором случае апатит охлаждается медленно через зону частичного отжига, большое количество треков частично отжигается и время, когда апатит пересек изотерму температуры закрытия трековой системы, дает возраст охлаждения апатита (**рис. 3.9**, случай 2). Эта термальная история будет соответствовать основному типу распределения трековых длин, что типично для пород фундамента, где охлаждение может быть вызвано, например, денудацией вышележащих слоев.

3. Третий вариант: образец испытал короткое термальное событие, которого было не достаточно для полной перезагрузки трекового термохронометра, но отпечаток теплового воздействия приведет к смешанным возрастам и бимодальному распределению трековых длин (рис. 2.9, случай 3). Это термальное

событие может быть связано с осадочным или тектоническим проседанием, циркуляцией горячих потоков или даже взрывом от падения метеорита [Gleadow et al., 1986b].

4. В четвертом случае термальное событие достаточно интенсивное и может перезапустить трековый термохронометр апатита полностью посредством отжига всех ранее существующих треков и, следовательно, стиранием первоначальной термальной записи образца. Если охлаждение после термального события достаточно быстрое, то будет получен возраст термального события (рис. 2.9, случай 4). Если за этим событием следует медленное охлаждение, то датируется возраст охлаждения как показано во втором случае. Т.к. выше описанные концепции зависят от скоростей охлаждения и режима отжига апатита, нет определенной температуры закрытия, при которой треки в апатите начинают сохраняться. Но для более или менее линейных систем охлаждения, эффективная температура закрытия трековой системы апатита 100 ± 20 ⁰C [Wagner et al., 1992]. Для более сложных систем охлаждения, концепция зоны частичного отжига формирует прочную основу для интерпретации данных трекового анализа апатита. В этой работе используется зона частичного отжига, ограниченная изотермами 120°С и 60°С, хотя существует диапазон значений 120-140°С для ограничения высоких температур и $40-70^{\circ}$ C для ограничения низких температур [Wagner et al., 1992].

3.7. Геологическая интерпретация трековых возрастов апатита 3.7.1. Охлаждение посредством денудации

Если пренебречь возможностью наличия смешанного возраста, то трековый возраст апатита представляет собой возраст охлаждения минерала и, следовательно, вмещающей его породы. Значение трекового возраста дает непосредственную оценку средней скорости остывания исследуемого образца:

$$u_{c} = (T_{C} - T_{o})t_{AFT}^{-1}$$
 3.28

Где T_C это эффективная температура закрытия при возрасте охлаждения t_{AFT} и T_o это температура современной поверхности. При исследовании орогенных систем, тектоническое поднятие считается главной предпосылкой охлаждения, но причиной охлаждения оно само по себе не является, - термальная структура столба

вертикального профиля породы остается прежней. Именно денудация поднятой массы пород нарушает изотермы и вызывает охлаждение. Эта денудация может быть эрозионного и тектонического происхождения. Однако поднятие не обязательно означает непосредственную денудацию и наоборот [Summerfield, Brown, 1998]. Тем не менее, когда есть основания полагать, что поднятие вызвано денудацией с сопоставимой скоростью и обеспечивает постоянный геотермальный градиент (dT/dx), скорость поднятия (ux) может оцениваться по формуле:

$$u_x = u_c (dT/dx)^{-1}$$

3.29



Рис. 3.10. Иллюстрация взаимосвязи между поднятием, денудацией и охлаждением столба пород верхней земной коры относительно уровня моря [Summerfield, Brown, 1998].

В этом случае трековый возраст будет маркировать поднятие столба породы при прохождении через изотерму температуры закрытия. В масштабе геологического времени, временной шаг между поднятием и поднятием вызванным денудацией с последующей релаксацией изотерм (рис. 3.10), может быть значительным. Даже когда В исследуемом регионе нет независимого геологического контроля возраста события поднятия, считается корректным интерпретация трековых возрастов в терминах «поднятие», «охлаждение» и С события «денудация». другой стороны, нагревания могут быть интерпретированы как тектоническое погружение, связанное со сбросовыми движениями или как проседание в условиях осадочного бассейна в результате накопления осадков. Так как исследуемая область, рассматриваемая в данной работе, расположена в активном орогенном поясе, то интерпретация данных трекового анализа апатита будет особым образом направлена на реконструкцию процессов денудации и охлаждения, которые обусловлены тектоническими движениями.

3.7.2. Понятия: денудация, вывод на поверхность и поднятие в трековой термохронологии

Ранее было установлено, что возрасты охлаждения по трекам апатита, даже полученные в активных горных регионах, не могут быть автоматически интерпретированы в качестве непосредственного результата тектонического поднятия. Также было рассмотрено несколько случаев с ускоренной денудацией. Эти эпизоды ускоренной денудации геологически одновременны с тектоническими событиями вертикального поднятия.

Термин *поднятие* (*uplift*) относится к противоположному смещению пород или поверхности в соответствии с гравитационным вектором в неподвижной системе отсчета: геоида Земли, или, к примеру, среднего уровня моря, который дает корректировку эвстатическим изменениям. В тектоническом контексте, поверхность – это промежуток между породой и воздухом (или водой), площадью по меньшей мере 10^3 - 10^4 км² [England, Molnar, 1990]. Поднятие поверхности и поднятие породы относится, соответственно, к вертикальному смещению земной поверхности или породы относительно геоида или среднего уровня моря. Поднятие породы (rock uplift) может быть вызвано тектоническими силами или изостазией. Поднятие поверхности (surface uplift) определяется изменениями в средней высоте поверхности на обширной территории $(10^3 - 10^4 \text{ кm}^2)$. Смещение пород относительно поверхности называется выводом на поверхность (exhumation) [England, Molnar, 1990; Abbott et al., 1997] или денудацией (denudation) [Summerfield, 1998]. Brown, Термин денудация является наиболее предпочтительным В трековой термохронологии. Иногда происходит дифференциация между этими двумя терминами: денудацию связывают с вертикальной компонентой смещения породы относительно поверхности, а вывод на поверхность рассматривают как вектор в контексте действующего движения массы пород (рис. 3.11).



Рис. 3.11. Различие между вектором эксгумации (Е) и вектором денудации (D). Денудация это вертикальное движение пород относительно поверхности. Вектор эксгумации может быть наклонен относительно поверхности за счет смещения, к примеру, по надвигу [Summerfield, Brown, 1998].

Поднятие поверхности - это главный параметр, измеряемый для извлечения информации о тектонических силах, действующих в горных поясах [England, Molnar, 1990; Abbott et al., 1997]. Термин *тектоническое поднятие (tectonic uplift)* используется тогда, когда движущая сила вертикальных движений имеет тектоническое происхождение. В большинстве случаев тектоническое поднятие является следствием утолщения коры с горизонтальным укорочением, которое контролируются скоростями движения тектонических плит [Harrison, 1994]..В самом большом масштабе движение плиты проявляется за счет циркуляции и конвекции в мантии [England, Molnar, 1990]. Эти плотностные неоднородности компенсируются изостатически, а полученные латеральные вариации среднего значения вертикального нормального стресса на вертикальную плоскость называются *движущей силой (driving force)* [England, Molnar, 1990].

Измеренное поднятие породы содержит в себе измерение изменения в вертикальном положении определенной точки относительно фиксированного уровня. Оно может быть произведено, например, с помощью данных GPS. Возраст охлаждения, измеренный с помощью геотермометра, такого как трековый анализ апатита, с другой стороны дает информацию о времени денудации, когда породы двигались относительно поверхности через изотермы в коре. Эти относительные движения также могут произойти за счет тектонического поднятия, но возможны и другие объяснения. Например, базовый уровень моря, непосредственно зависящий от климата, снижается за счет смены дренажа или эвстатического импульса.

Возможны также обширные тектонические движения и опускание блоков (**рис. 3.12**). Однако непосредственное измерение скоростей тектонического поднятия поверхности может быть получено только в редких случаях [Abbott et al., 1997].

Денудация влечет за собой удаление материала поверхности посредством климатической или тектонической эрозии (erosion). Удаление материала поверхности подразумевает удаление массы из корового сегмента литосферы, вызывающее нарушение плотностного равновесия, которое затем компенсируется изостатическим откликом. Однако это не обязательно приводит к тому, что средняя высота поверхности отклонится от изостатически сбалансированного уровня. Тем не менее, скорости денудации ничего не говорят о скоростях поднятия поверхности [England, Molnar, 1990]. Более того, большие абсолютные высоты – не основной указатель высоких скоростей эрозии. Ключевую роль в этом вопросе играет разность в высотах, рассмотренная на определенном горизонтальном отрезке (рельефе). Рельеф главным образом зависит от флювиального или гляциального вреза и, следовательно, также связан с климатом [Sugai, Ohmori, 1999]. С другой стороны, изменение рельефа в комбинации с изостатическим откликом может вызвать, так называемое, изостатическое поднятие горных вершин (рис. 3.13). К примеру, именно этот процесс отвечает за 20-30% поднятия пиков в Гималайском орогене [Montgomery, 1994]. Изостатическая компонента обусловлена эрозионной разгрузкой определенного столба пород, и во многих случаях может быть связана с речным врезом, который, в свою очередь, является отражением климатических изменений, вызванных иногда и ростом самого орогена [Hartshorn et al., 2002].



Рис. 3.12. Поднятие и денудация в вертикальной системе отчета (в произвольных единицах измерения): а – начальное положение двух тектонических блоков, б - поднятие и денудация одного блока относительно фиксированной системы отсчета, в – опускание базового уровня, что приводит к денудации соседнего блока, г – растяжение (к примеру, рифтообразование) может привести к изменению базового уровня и денудации обоих блоков, д – дифференциальное поднятие (к примеру, структура горста и грабена) приводит к различным базовым уровням и дренажу внутренних частей поднятых блоков [Summerfield, Brown, 1998].



Рис. 3.13. Изостатическое поднятие вершин хребтов в ответ на врез долин: а – начальное положение литосферного столба с коровым материалом, имеющим плотность ρ_c , и мантийной секцией с плотностью ρ_m , H_i – начальная высота над уровнем моря, б – врез долин (ΔE) понижает среднюю высоту до H_o , но вершины хребтов растут выше H_i за счет изостатического отклика (I), в – кроме того эрозия, которая не изменяет рельеф, понижает как среднюю высоту, так и вершины хребтов [Montgomery, 1994].

Вычисление вклада изостатической реакции возможно по [Brown, 1991]:

 $\Delta \mathbf{H} = \mathbf{U}\mathbf{t} + \mathbf{I} + \Delta \mathbf{E}$

3.30

разность абсолютной высоты ΔН представляет между начальным положением (до тектонического поднятия) и современным положением (после тектонического поднятия). Ut это вектор тектонического поднятия. перпендикулярный к начальному уровню моря (геоиду), который имеет значение, направленное вверх. положительное Ι _ ЭТО составляющая изостатической реакции, также положительного значения направленного вверх. ΔE это вектор денудации, который имеет положительное значение, направленное вниз. Начальные и современные высоты могут быть измерены относительно уровня моря, но могут проявиться эвстатические импульсы (колебания уровня моря) (рис. 3.14). Однако компонента тектонического поднятия может быть определена лишь при наличии независимых данных о начальной средней высоте поверхности,

например, по ограничениям палеоботанических данных или наличием морского разреза отложений под исследуемыми породами [Brown, 1991].



Рис. 3.14. Взаимосвязь между тектоническим поднятием (U_T), денудацией (ΔE) и изостатическим откликом (I). H_o - современная высота поверхности (3) по отношению к современному уровню моря (2). H_i – палеовысота столба породы по отношению к палеоуровню моря (1). ΔH – разница высот между палеоповерхностью и современной поверхностью, ΔH_{sl} – изменение уровня моря [Brown, 1991].

Дальнейшее усложнение модели возникает вследствие того, что многие из процессов, описанных выше, находятся в сложном динамическом взаимодействии; широкомасштабное поднятие поверхности, например, может вызвать климатические изменения, которые в свою очередь изменят скорости эрозии и, следовательно, скорости денудации. Показательная иллюстрация этого факта – поднятие Тибетского плато, вызвавшее резкое изменение модели атмосферной

циркуляции в Азии, приведшее к влажному муссонному климату в Юго-восточной Азии и аридным условиям в Центральной Азии.

Горные пояса, что очевидно, представляют собой поднятые поверхности земной коры. Они могут достигать больших абсолютных значений средних высот, если есть определенный временной шаг между коровым поднятием и ответной денудацией. В этом отношении орогены могут проявлять различную морфологическую чувствительность в более широком диапазоне, что указывает на более длительные промежутки времени между поднятием и денудационным ответом, т.к. наиболее крупные их части сливаются [Summerfield, Brown, 1998]. С другой стороны, главные тектонические события часто следуют за региональными эпизодами ускоренной эрозии [Braun, 2002].



Рис. 3.15. Изотопные системы различных минералов, используемые в низкотемпературной термохронологии. Прямоугольные поля показывают температуры закрытия этих систем по [Brent et al., 2005] с дополнениями автора.

Достаточно очевидно, что тектоническая интерпретация данных трекового датирования апатита в терминах «поднятие» и «горное построение» (рост гор) это непростая процедура и должна включать рассмотрение дополнительных геологических данных. Кроме того, данные трекового датирования апатита являются полезным инструментом, применимым в различных областях наук о Земле, связанных с климатом, эволюцией ландшафта и оценкой тектонических рисков, что является перспективным приложением данных трекового анализа апатита в качестве термохронометра [Burbank, Anderson, 2000]. **Рис. 3.15** демонстрирует место трекового термохронометра апатита в низкотемпературной термохронологии. \

3.7.3. Устойчивое состояние изотерм и топография

Термохронометры, подобные трековым часам, будут давать возраст охлаждения, т.е. время, в которое столб породы двигался в коре относительно начала отсчета. Определяется время, когда эти породы прошли определенный порог сохранения – изотерму температуры закрытия. Термальный отсчет – это набор изотерм в пределах коры, который описывается геотермальным градиентом относительно верхней границы, фиксирующей земную поверхность, которая описывается топографией поверхности. Во время периода относительного тектонического покоя и эрозионной стабильности, топография поверхности имеет региональную длину волны и такую амплитуду, что даже низкотемпературные стабильные изотермы в коре относительно параллельны к поверхности. Трековые возрасты апатита будут уменьшаться с увеличением глубины через зону частичного отжига апатита до тех пор, пока не будет получен нулевой трековый возраст около изотермы в 120°C. Трековые возрасты апатита затем, как правило, отображают профиль зоны частичного отжига. Согласно [O'Sullivan, Brown, 1998] значительное влияние на положение изотерм по отношению к этой поверхности может оказать охлаждение поверхности, что может существенно повлиять на трековые возрасты апатита. Например, миоценовое похолодание климата объясняет данные охлаждения по трековому анализу апатита, которые были получены из образцов Аляски [O'Sullivan, Brown, 1998]. Таким образом, независимо ОТ корректности интерпретации, имеется существенная чувствительность структуры низкотемпературных изотерм в разрезе верхней коры.
Однако, когда ситуация нестабильна и, следовательно, нет баланса между эрозией и движениями пород (возможный эффект тектонической активности, например), нарушение топографии окажет существенное влияние на положение изотерм [Stuwe et al., 1994]. Развитие топографии будет нарушать изотермы посредством диффузионной адвекции тепла. Это термальное нарушение за счет конечной топографии будет экспоненциально уменьшаться с глубиной [Braun, 2002] будет наиболее воздействовать И, следовательно, сильно на низкотемпературные изотермы. Они будут следовать за топографией поверхности в «растекшемся» виде (растянутые под холмами и горными вершинами и сжатые под ложем долины), в то время как более глубокие изотермы в коре сохраняют свою плоскую форму (рис. 3.16).



Рис. 3.16. Схема топографии по [Braun, 2002], которая была создана событием поднятия (U), связанным с активной эрозией, с высотой z_0 и температурой поверхности T_s . Поднятие нарушит изотермальную структуру коры, особенно низкотемпературных изотерм T_L (на глубине z_1), которые последуют за топографией поверхности. Под вершинами (y₁) изотермальная структура будет растянута по сравнению с нормальной ситуацией (y₀), а под долинами (y₂) изотермы уплотняются. Высокотемпературные изотермы (T_H) в земной коре (на глубине z_2) остаются неизменными. Вертикальный профиль образцов на трековый анализ апатита (черные точки) будет перпендикуляром к изотермам.

Очевидно, что эти особенности имеют немаловажное значение при интерпретации данных трекового датирования апатита. В особенности при его использовании в качестве низкотемпературного термохронометра в быстро разрушающихся горных областях. Графики возраста относительно высоты или глубины могут дать завышенные оценки скорости денудации [Stuwe et al., 1994; Braun, 2002]. Считается, что чувствительность наклона в графиках возраст-высота к относительному изменению рельефа является функцией длины волны топографии и скорости изменения поверхности рельефа [Braun, 2002]. Также при моделировании было установлено, что эффект нарушения для данных трекового датирования апатита (нарушение изотермы 100⁰C) стал существенным (до 1 км) для скоростей денудации выше, чем 500-1000 м/млн лет, а также для топографии с амплитудами, превышающими 3 км и длинами волн выше 20 км [Stuwe et al., 1994].

3.7.4 Горизонтальные профили и профили возраст-высота

В термотектоническом применении метода трекового анализа апатита, отбор образцов производится на обширной территории – предпочтительно вдоль горизонтальных профилей и перпендикулярно региональным структурам. Эта стратегия отбора образцов может дать различные трековые возрасты, даже если образцы отбирались на более или менее одинаковых высотах. Различные трековые возрасты могут быть интерпретированы как результат дифференциальной денудации, возможно, связанной с разнонаправленными движениями вдоль определенной разломной зоны. Альтернативное же объяснение таких данных основывается на региональных вариациях в геотермальном палеоградиенте (**рис. 3.17**).

Профиль возраст-высота (или возраст-глубина) является не менее полезным инструментом в трековой термохронологии. Обычно, геологический возраст увеличивается с глубиной в случае, когда и стратиграфический возраст увеличивается с глубиной (принцип суперпозиции). Тем не менее, трековые возрасты из пород фундамента во многих случаях ведут себя наоборот; они уменьшаются с глубиной или увеличиваются с высотой, т.к. зерна апатита, которые располагаются выше в колонке горных пород, охлаждаются раньше, чем апатиты с более низких уровней.

Следовательно, этот тренд может быть отчетливо получен в вертикальных (глубинных или высотных) профилях. В трековой термохронологии лучше всего стратегии двойного отбора, а именно отбору следовать образцов как вертикального, так и горизонтального профилей. Вертикальный профиль может быть отобран из глубокой скважины или это может быть высотный профиль, где существуют большие разности высот на относительно коротком расстоянии по горизонтали, гарантирующий, что все образцы принадлежат одному и тому же тектоническому блоку.



Рис. 3.17. Вариации трекового возраста апатита по горизонтальным профилям: а – различия в возрасте вызваны дифференциальной денудацией, связанной с движениями вдоль разломов, б - различия в возрасте вызваны различием в геотермальном градиенте.



Рис. 3.18. Денудационный профиль на графике зависимости трекового возраста апатита от высоты (а). В случае быстрого охлаждения (б) наклон (θ) будет более крутым (почти вертикальным). Пересечение с осью времени дает возраст формирования (t_f). (в) Когда кора в термальном спокойствии (тектонический и денудационный покой), проявляется профиль зоны частичного отжига; верхняя часть графика будет отображать зону полной стабильности для треков.

Создание графика трекового возраста относительно высоты при исследовании орогена во многих случаях даст линейный тренд увеличивающегося возраста с увеличением высоты. Наклон данной кривой является прямой оценкой скорости денудации в исследуемой области за временной интервал, определенный по трековому анализу апатита. К сожалению, данные трекового датирования апатита могут дать завышенные оценки скорости в случаях, которые обсуждалось в

Имеющийся (который предыдущем разделе. геотермальный градиент предполагается постоянным) может быть связан со скоростью охлаждения. Такой денудационный профиль развивается в ходе стабильной денудации вертикального столба горной породы (рис. 3.18, а). Трековые часы начинают идти, когда порода проходит через изотерму температуры закрытия трековой системы апатита, посредством чего эта изотерма отмечается на постоянной глубине. При быстром событии охлаждения, график скорости охлаждения будет показывать крутой наклон для вертикального профиля трекового возраста. Когда наклон достаточно крут, иначе говоря, когда охлаждение достаточно быстрое, может быть получена почти вертикальная линия на графике возраст-высота (рис. 3.18, б). Отрезок с временной осью в этом случае будет близок к событию охлаждения апатита, то есть к возрасту быстрого охлаждения [Gleadow et al., 1986]. После события быстрого охлаждения обычно следует период стабильности и при отсутствии последующего охлаждения или денудации, иначе говоря, когда регион термотектонически стабилен, может получиться типичный профиль зоны частичного отжига. Характерная его черта – более крутая верхняя часть более или менее постоянного возраста и менее крутой нижний отрезок под перегибом, стремящийся к нулевому трековому возрасту апатита (рис. 3.18, в). Зона частичного отжига ограничена на профиле нулевым трековым возрастом и перегибом.

Изменения режима, вызванные термальными событиями, будут воздействовать на возрастной профиль, и, соответственно, будут развиваться более сложные тренды. В некоторых случаях эти изменения могут все еще давать ценную термохронологическую информацию. В работе [Wagner, Van den haute, 1992] дан обзор полученных графиков возраст-высота при различных возможных сочетаниях термальных событий. Этот обзор имеет особый интерес применительно к данному исследованию. В первую очередь это случай «поднятого профиля зоны частичного отжига». Обозначение «поднятие» применительно к данным трекового охлаждения следует применять с осторожностью, т.к. на самом деле именно денудация вызывает охлаждение при постоянных геотермальных условиях. «Поднятый профиль зоны частичного отжига» создается в двухстадийной истории охлаждения (рис. 3.19). Первая стадия – это стадия термотектонической стабильности, которая

позволяет развиваться типичному профилю зоны частичного отжига (рис. 3.18, в). Bo вторую стадию появляются события охлаждения, что приводит К возникновению новой зоны частичного отжига в коре и смещению профиля прежней зоны частичного отжига вверх по отношению к новой, современной зоне. Это относительное перемещение вверх фактически является смещением коровой изотермной структуры, связанной с термальными и/или тектоническими событиями. В случае тектоники, денудация, возможно, стимулируется относительным поднятием поверхности, которое может отвечать за охлаждение. Несмотря на то, что наблюдается «поднятый профиль зоны частичного отжига», подразумевается, что денудации недостаточно, чтобы удалить весь разрез прежнего профиля зоны частичного отжига и, следовательно, необходимо несколько эпизодов поднятия поверхности. В зависимости от степени денудации, интенсивности и времени начала более молодого события охлаждения, могут быть получены нижние оценки остаточной зоны частичного отжига. Породы с апатитами, располагающиеся на границе между прежней зоной частичного отжига и зоной полного отжига (имеющей нулевой трековый возраст во время, когда были прежние условия полного отжига) в настоящее время, в современных условиях, способны сохранять треки. Затем они локализуются в современной зоне частичного отжига или даже в зоне полной стабильности. Нулевой трековый возраст, адаптированный к новым условиям, будет достигнут в апатитах ниже по колонке по отношению к начальным апатитам с нулевым трековым возрастом. Таким образом, возможно определение двух интервалов зоны частичного отжига (сохранившийся и современный) на графике возраст-высота, каждый из них ограничен перегибом в тренде (рис. 3.19).

Каждый участок графика возраст-высота будет соответствовать определенному этапу общей истории охлаждения и, следовательно, образцы из этих участков будут иметь характерные распределения трековых длин.



Рис. 3.19. Верхний график: профиль трековый возраст апатита – высота [Gleadow, et al, 1986] из образцов Трансантарктических гор. Очевидный перегиб, наблюдаемый около 50 млн лет назад, разделяет график на нижнюю крутую часть и верхнюю более пологую часть. Верхняя часть является нижней секцией «поднятого профиля зоны частичного отжига», нижняя часть отражает событие быстрого охлаждения около 50 млн лет назад. Нижний график: теоретическая концепция «поднятого профиля зоны частичного отжига» [Wagner, Van den haute, 1992].

Основа остаточной зоны частичного отжига наблюдалась в образцах апатита из Трансантарктических гор (**рис. 3.19**) [Gleadow, et al., 1986]. Профили возраствысота содержат нижнюю более крутую часть, начинающуюся около 50 млн лет назад, которая характеризуется узким распределением трековых длин (около 14 мкм), и верхнюю более пологую часть с широким распределением трековых длин и средней длиной порядка 12-13 мкм. Нижняя секция интерпретируется как

кайнозойская денудация, вызванная поднятием Трансарктического фундамента. Считается, что верхняя часть показывает характерные признаки остаточной зоны частичного отжига апатита со смешанными возрастами и распределениями длин. Перегиб между сегментами интерпретируется как основание остаточной зоны частичного отжига апатита и приближение начала «поднятия» Трансарктических гор [Gleadow, Fitzgerald, 1990]. В общем, перегиб в тренде показывает приблизительное время, в которое началось охлаждение [Brown, 1991]. Позднее эти «поднятые профили зоны частичного отжига» были также распознаны и описаны в других областях (таких как Аляска [Fitzgerald et al., 1995] и Пиренейский ороген [Fitzgerald et al., 1999]).

ГЛАВА 4. ВИЗУАЛИЗАЦИЯ ТЕРМОТЕКТОНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ПО ДАННЫМ ТРЕКОВОГО АНАЛИЗА АПАТИТА

Термохронология, а именно использование радиометрических методов датирования, чувствительных к температуре для реконструкции временнотемпературных историй пород, играет важную роль в установлении граничных условий ряда геологических процессов. Различные глубины в пределах земной коры характеризуются различными температурными режимами и процессами. В условиях верхней коры, температура может быть использована в качестве индикатора глубины, так что реконструированные истории охлаждения показывают запись движения пород по направлению к поверхности. Часть этого процесса, охватывающая температурный диапазон самых верхних уровней земной коры (150-200 °C), имеет основание для применения низкотемпературной термохронологии в решении междисциплинарных проблем. В последние 50 лет интерес к этой области исследований постоянно растет. Быстрому ее развитию отчасти способствуют достижения в аналитических методах, количественном моделировании, увеличение значимости и точности радиоизотопных датировок [Gleadow et al., 2002]. Одним из наиболее перспективных направлений является определение пространственно-временных характеристик поверхностных процессов и характера тектоники верхних километров земной коры с использованием низкотемпературной термохронологии В комбинации с дополнительными методами структурного анализа, геоморфологического, количественного моделирования и исследованиями распределения космогенных изотопов [Ehlers, 2005].

Один ИЗ самых разработанных И наиболее чувствительных низкотемпературных методов термохронологии, доступных для реконструкции таких историй в верхних 3-5 км континентальной коры, на временных интервалах от миллионов до сотен миллионов лет, - это трековая термохронология апатита, $120 \, {}^{0}C.$ Как которая отвечает за температуры ниже И ДЛЯ других термохронологических методов, трековый анализ апатита имеет в основе метод геологического датирования, в котором сохранение продуктов радиоактивного распада чувствительно к высоким температурам. Наблюдение за степенью, до которой система датирования остается закрытой по отношению к сохранению

дочерних продуктов, позволяет определить историю экспозиции до высоких температур в определенных геологических условиях. Во многих случаях такие термохронометры приводят к кажущимся возрастам, которые редко связаны со временем начала работы системы. Эти кажущиеся возрасты отражают запись термальных и тектонических процессов, которые контролируют эволюцию обстановок и отражают результат длительной денудации земной поверхности, а не возрасты первоначального образования или осадконакопления вовлеченных пород. В большинстве случаев, полученные кажущиеся трековые возрасты являются «смешанными» возрастами, которые отражают некоторый интегрированный результат низкотемпературной термальной истории коры. Только изредка удается напрямую датировать особое дискретное геологическое событие, включая быстрое охлаждение. Поэтому, значимость региональных трековых моделей апатита не всегда очевидна и неспециалисты, по-видимому, находят эти данные нескладными и трудными для интерпретации ввиду неспособности достаточно полно и жоступно представить применение этих результатов. В этой главе показано, какими способами может быть визуализирован большой набор региональных данных трекового датирования апатита, полученный ИЗ пород фундамента, где традиционные стратиграфические индикаторы, использующиеся ЛЛЯ реконструкции региональной фанерозойской тектоники и истории вывода на поверхность, В значительной степени отсутствуют. Такая визуализация обеспечивает установление пространственных связей и временных различий, количественной оценки охлаждения и коровой денудации для определенного региона.

4.1. Региональные построения по данным трекового анализа апатита

Важное следствие отжига треков в том, что трековые возрасты постепенно уменьшаются от наблюдаемых значений вблизи земной поверхности до кажущегося нулевого значения на глубине, где треки не сохранились. Глубина до основания зоны трекового отжига будет зависеть от геотермального градиента и свойств отжига исследуемых апатитов. Форма профиля трековых возрастов апатита, которая может быть получена в области сильно расчлененного рельефа или из глубокой скважины, будет отражать термальную историю пород, так как

они охладились через зону отжига. Такие профили будут различны для различных стилей термальных историй.

Значимость таких вертикальных построений в том, что они содержат значительно больше информации, чем отдельные единичные образцы. Благодаря смешанным геометрическим взаимосвязям, которые образцы имеют между собой, большей части случаев они имеют параллельные термальные истории. В Альтернативный подход, подходящий для быстрой интерпретации большого набора региональных данных образцов из обнажений, это последовательное моделирование термальных историй для всех образцов. Использование трековых параметров (таких как, трековый возраст, средняя трековая длина, распределение трековых длин) пространственно согласуется с термальными историями для различных образцов. Результаты моделирования пространственно интерполируются для воссоздания тренда эволюции палеотемпературы индивидуальных образцов за определенные временные интервалы.

4.2. Количественное определение длительной денудации

Информация термальных историй по трекам в апатите может быть связана с термальным эффектом, вызванным тепловым потоком (например, связанным с образованием рифта), с локализованным магматизмом, потоком горячих флюидов или денудацией земной поверхности. Однако, термальное моделирование позволило установить, что прямой термальный эффект рифтинга вряд ли будет значительным в пределах обстановки верхней коры (около 10 км) [Gallagher et al., 1994, Brown et al., 1994]. Движение гидротермальных флюидов в перекрывающих отложениях или подводящих структурных каналах в фундаменте в некоторых случаях может повлиять на трековую модель, но обычно эти явления носят весьма локальный характер [Gleadow, Brown, 2000; Gleadow et al., 2002]. Проявления магматизма также достаточно локальны, и в подавляющем большинстве случаев не носят регионального масштаба. Следовательно, большая часть охлаждения в приповерхностных условиях контролируется тектонической И эрозионной денудацией. Таким образом, принципиальное предположение В термотектоническом моделировании заключается В TOM, ЧТО количество денудированного материала и модель тектонических смещений вызывают различия в кажущихся трековых возрастах на земной поверхности. Следовательно, данные

трекового датирования апатита могут быть использованы для реконструкции региональной денудационной модели [Gallagher, Brown 1999].

4.2.1. Предположения и неопределенности 4.2.1.1. Палеотемпературы, тепловой поток и удельная тепловая проводимость

Оценки длительной денудации осуществляются конвертированием термальных историй (обычно оценки имеют погрешность до 10 °C для палеотемпературы в любой имеющейся точке) с учетом теплового потока и температур поверхности в прошлом, также как и удельной тепловой проводимости эродированного материала [Gallagher, Brown, 1999; Brown, 2002]. Градиенты палеотемператур оцениваются по вертикальным профилям (где это возможно) для определения времени моделируемого максимума палеотемператур до начала охлаждения [Brown et al., 1994]. Однако, в большинстве случаев доступны только образцы с земной поверхности, по которым трудно с достаточной точностью ограничить геотермальные градиенты в прошлом и оценить удельную тепловую проводимость удаленного разреза. Характерные региональные геотермальные градиенты могут быть извлечены из глобального набора данных теплового потока. Эти данные предполагают, что диапазон температурных градиентов В докембрийском и палеозойском фундаменте относительно ограничен (со средним значением 20-30 ⁰С/км), и что существенные аномалии обычно локализованы. В осадочных бассейнах, где удельная тепловая проводимость обычно ниже, геотермальные градиенты могут быть более изменчивыми, и метод трекового анализа апатита может быть использован для оценки термального градиента в прошлом.



Рис.4.1. Графики длительной денудации для Тасмании (а и б) и Западной Индии (в и г). Графики а и б отражают эффекты постоянного в пространстве и времени теплового потока (60 mW·m⁻²) и постоянного во времени, но непостоянного времени теплового потока. Использование различных BO параметров теплового потока приводит к различиям в значениях скоростей денудации, но без значительных изменений во временном режиме периодов ускоренной денудации. Эффекты на денудационную хронологию использования начальных трековых длин 16,3 мкм и 14,5 мкм показаны на графиках в и г [Kohn et al., 2005].

Результаты, полученные с использованием модели постоянного теплового потока, в отличие от пространственно различающегося современного теплового потока, показывают, что время эпизодов повышенной денудации существенно не отличается, хотя их магнитуда может быть разнообразной (**puc.4.1**) [Kohn et al., 2002]. Это предположение наряду с другими (такими как постоянная удельная тепловая проводимость эродированного разреза, температура поверхности и градиент палеотемпературы) явно ограничивает точность оценок скоростей

длительной денудации, которая рассматривается только в качестве первого приближения [Brown, Summerfield, 1997].

Если палеогеотермальные градиенты повышаются во время специфического периода денудации при сравнении с современными периодами денудации, то действительная магнитуда денудации должна быть ниже. Для представленных в этой главе примеров не рассматриваются варианты изменения теплового потока в зависимости от времени, следовательно, подобных ограничений нет, но они могут появляться в некоторых исключительных случаях, к примеру, на рифтовых окраинах. Однако, как упоминалось ранее, влияние вариаций теплового потока связанного с рифтом, как правило, незначительно на рифтовых флангах, где были отобраны некоторые образцы (Юго-Западная Австралия, Южная и Восточная Африка) и как ожидается, оно будет еще меньше где-либо в другом месте [Kohn et al., 2002].

4.2.1.2. Вариации состава

Свойства отжига треков апатита изменяются в связи с длительностью нагревания, химическим составом [Green et al., 1985] и минералогическими особенностями [Carlson et al., 1999]. Температура полного отжига для апатитов, богатых хлором, например, существенно выше (110-150^oC) по сравнению с температурами для более распространенных апатитов, богатым фтором – 90-100^oC [Green et al.,1985]. Несмотря на то, что хлор оказывает, предположительно, наиболее мильный эффект, нельзя исключать значимость влияния рассеянных элементов (включающих редкие земли) [Barbarand et al., 2003].

Обычно для такого типа исследований отбираются породы из ограниченного композиционного ряда (преимущественно граниты и гранодиориты), апатиты в этих породах содержат главным образом фтор. Анализ представительного набора зерен на электронном микроскопе с энерго-дисперсионным спектрометром (главным образом, <0,2% хлора по выборке) и количественное рассмотрение растворения апатита показывают, что скорость травления трека и размер протравленного выхода коррелируется с содержанием хлора [Barbarand et al., 2003]. Зерна с быстрым травлением, как правило, имеют крайние показатели состава и, следовательно, показывают различные свойства отжига. Такие зерна как правило исключаются из выборки анализа треков апатита.

4.2.1.3. Стратегия моделирования

Для получения скоростей денудации принята модель отжига Лэсли [Laslett et al.,1987]. При применении первоначальной формулировки модели, используя начальную трековую длину 16,3 мкм, отсутствие низкотемпературного отжига позволяет выявить этапы охлаждения в геологическом прошлом [Kohn et al., 2002]. Средние треков спонтанного деления ИЗ быстро охлажденных длины геологических образцов редко превышают 14,5-15 мкм, в то время как средние длины из неотожженных индуцированных треков обычно 16,3=/-0,9 мкм [Gleadow et al., 1986; Green, 1988]. Начальные длины индуцированных треков не являются постоянными в течение короткого времени, и может произойти отжиг при комнатной температуре [Donelick et al., 1991]. Отсюда очевидно то, что предполагаемые начальные трековые длины сами по себе являются переменными, то есть неотожженные треки могут иметь длину отличную от 16,3 мкм. Длины треков спонтанного деления могут быть существенно короче (до 10%), чем длины индуцированных треков, полученные в лабораторных условиях [Ketcham et al., 1999]. Как следствие, модель Лэсли [Laslett et al., 1987], основанная на лабораторном определении начальных длин не предсказывает значительный отжиг при температуре ниже, чем 50-60 ^оС. Т.к. модель, откалиброванная для редуцированных треков, существенно зависит от предполагаемых начальных трековых длин, было проведено сравнение эффектов двух значений начальных трековых длин, к примеру, 16,3 и 14,5 мкм на моделируемых примерах термальных историй двух различных регионов (рис.3.1). Первое значение предполагается для индуцированных треков, второе значение согласуется с максимальным значением, полученным ИЗ спонтанных треков В образцах с земной поверхности. Предполагается, что эти треки прошли незначительную постформационную термальную обработку. В рассматриваемой модели региональной денудации используется второе значение. Общепризнано, что оно является отклонением от начальной длины (16,3 мкм) на котором основывается модель Лэсли [Laslett et al., 1987], и что необходимы дальнейшие уточнения и обработка начальных оценок трековых длин для выявления параметров отжига.

4.2.2. Изображение в региональном масштабе

Технологическая схема, показывающая различные возможные входные и выходные данные, которые могут быть использованы в термотектоническом моделировании для изображения термальной истории, оценок денудации и палеотопографии показана на рис 4.2. С помощью комбинации информации о денудации с данными цифровой модели рельефа возможно моделирование эволюции палеотопографии. Палеотопография оценивается помощью с последовательного вычитания количества материала, удаленного денудацией, в определенный период времени на текущей поверхности с учетом изостатического равновесия. Оценка основывается на использовании принципа региональной гибкой изостазии, в которой используется модель тонкой плиты с эффективной эластичной мощностью 25 KM. Реконструированные оценки палеовысот необходимо интерпретировать с особой осторожностью, т.к. они отражают только пассивный ответ на денудационную разгрузку и не отображают возможные сопутствующие эпизоды тектонического поднятия, падение уровня моря относительно современной земной поверхности или эффекты локальной деформации и/или надвигообразования [Kohn et al., 2005].

Погрешности и неопределенности при моделировании будут нарастать по мере продвижения по алгоритму. Главным образом такие неопределенности касаются теплового потока в геологическом прошлом, удельной тепловой проводимости, температур земной поверхности, термального равновесия в коре при переводе температуры в глубину/денудацию и изостатической компоненты при расчете палеовысот. С учетом этих неопределенностей, реконструируется набор изображений для отдельных промежутков времени, в которых смоделированная температура остается в пределах зоны отжига треков апатита.



Рис. 4.2. Алгоритм термотектонического моделирования по [Kohn et al., 2002; Gleadow et al., 2002].

Полученные результаты индивидуальных термальных трендов представляются в виде последовательных изображений для временных отрезков, которые при комбинировании в компьютерную анимацию показывают, как температура, денудация и высота пород современной поверхности изменяется в течение их прохождения в верхней коре (**рис. 4.3**) [Gallagher, Brown 1999; Kohn et al., 2002].

Несмотря на то, что такие изображения необходимы для визуализации термальной истории для большого набора региональных данных, они могут рассматриваться только в качестве грубых оценок, т.к. процесс моделирования и интерполяции удаляет некоторые детали, которые могут быть получены в ходе интерпретации термальных историй отдельных образцов [Kohn et al., 2005].



Рис. 4.3. Схема пространственного представления регионального набора данных термальных историй в виде серии изображений по [Kohn et al., 2005].

4.2.3. Денудационная хронология

Термальные и денудационные истории, выведенные из данных трекового датирования апатита объединяются посредством представления результатов в виде пространственно интегрированной истории скоростей денудации. В то время как результаты индивидуальных термальных историй подчеркивают детальные аспекты историй охлаждения отдельных образцов, региональное представление количественно оценивает среднюю денудационную скорость в качестве функции времени по множеству образцов. Этот подход позволяет реконструировать денудационную хронологию для каждого образца и использует интерполяцию методом ближайшего соседа для того чтобы создать пространственную сетку денудации для каждого временного шага. Эта сетка затем пространственно интегрируется на последующих временных отрезках для получения региональной денудационной хронологии. Такая схема удовлетворяет полученным данным и использует взвешивание, основанное на пространственном распространении данных точек для выполнения интерполяции. Этот метод не нуждается в сглаживании и освобождает от общей проблемы неопределенных характеристик в интерполируемом поле.

Один ИЗ способов представления результатов ЭТО объединение пространственных данных о денудации для каждого временного интервала чтобы рассчитать усредненную скорость денудации в виде функции времени. На рис. 4.1. представлена денудационная хронология как для грубо объединенных оценок, так и для пяти сглаженных точек (за 10 млн лет). Сглаживание (пространственное усреднение) выполнено несмотря на то, что могут появиться дискретные короткие эпизоды охлаждения (посредством выведенной денудации). В таком случае существует некоторая неопределенность времени, которая не вовлекается в процесс интерполяции/интеграции. Следовательно, амплитуда такого быстрого охлаждения/денудации не может быть такой же высокой, как подразумевается при грубых оценках (рис. 4.16-г). Сглаженные кривые служат для подчеркивания неявных неопределенностей.

4.3. Обзор примеров регионального термотектонического моделирования в мировой практике

С использованием стратегии моделирования по результатам трекового анализа, представленного ранее, зарубежными исследователями получены термотектонические реконструкции для территорий Тибетского плато [Deng et al., 2013], Канадского щита, Южной и Восточной окраин Африканского континента [Kohn et al., 2005], Австралийского континента [Kohn et al., 2002; Gleadow et al., 2002]. Далее в качестве примера применения термотектонического моделирования в мировой практике рассмотрены результаты, полученные для Тибетского плато и Австралии.

4.3.1.Восточная окраина Тибетское плато

Данные трекового анализа апатита мезозойских пород Сихуанского бассейна демонстрируют дифференциальное поднятие и эксгумацию. Они отображают начало обширной эксгумации в масштабах бассейна, которая вызвана ростом восточной окраины Тибетского плато. Региональное моделирование по трековым

параметрам апатита с определением скорости денудации предполагает прогрессивное изменение от центральной части бассейна к юго-западной. Эти модели предполагают продолжительное стабильное поднятие и процесс вывода на поверхность всего бассейна, контролирующиеся структурами фундамента [Deng et al., 2013].

4.3.1.1. Геологический обзор

Сихуанский бассейн находится на западной окраине Янгтского блока. За свою геологическую историю бассейн был подвержен многофазовым тектоническим движениям, произошедшим в различные временные периоды. Севернее бассейна Квинлинский ороген испытал затяжной этап горообразования и, как считается, прошел двухфазную коллизию вдоль сутурных зон Шангдан и Мианлу в среднем палеозое и во время среднего - позднего триаса [Zhang et al., 2001]. Коллизия Северо-Китайского и Южно-Китайского блоков вдоль сутурной зоны Мианлу оказала глубокое влияние на развитие Сихуанского бассейна [Li et al., 2007], и на весь Янгтский блок в целом. Во время средней юры Сихуанский бассейн в своей северной части развивался как типичный форленд [Li et al., 2007]. Бассейн характеризуется слабой деформацией с горизонтальным залеганием слоев или с незначительным выклиниванием, в отличие от сильно деформированных окружающих его областей. Незначительные деформации, вызванные радиальными структурами, проявляются в центре бассейна [Liu et al., 2012]. Считается, что они являются результатом прогрессивного северо-западного распространения внутриконтинентальной деформации в Южном Китае с позднего триаса по мел [Yan et al., 2009]. В соответствии со стратиграфией и петрологией, геологическая эволюция Сихуанского бассейна может быть разделена на две главные стадии: 1. стадия окраины континента, контролируемая накоплением осадков карбонатной последовательности платформы с позднего докембрия – раннего кембрия по средний триас; 2. стадия, характеризующаяся наличием форлендовых бассейнов перед складчатыми поясами и накоплением континентальных осадков до 5 км мощностью с позднего триаса по четвертичное время. Однако, многофазные тектонические движения предопределили сложную тектоническую и осадочную историю эволюции бассейна. Тектонические события отчетливо выявляются региональными несогласиями. С триаса по раннюю юру движение Индийской

преобразованию плиты привело к морского накопления осадков на континентальное. Во время кайнозоя Сихуанский бассейн претерпел значительное поднятие и эрозию, в это время отложение кайнозойских пород было особенно бассейна. С помощью ограничено в южной части низкотемпературной термохронологии было показано, что событие основной эрозии имело место 40 млн лет назад, когда, по меньшей мере, 1,3 км осадков были эродированы [Deng et al., 2013].

4.3.1.2. Характеристики трековых параметров апатита

Региональные распределения трековых возрастов и средних трековых длин для апатита показаны на **рис. 4.4** и **4.5**. Большая часть трековых возрастов, расположенных в юго-восточной части Сихуанского бассейна, имеют возрасты, древнее чем 60 млн лет (**рис.4.4**). В центральной – северо-западной части бассейна проявляется «вложенное ядро» с возрастом древнее, чем 120 млн лет. Подобная ситуация с пространственно вложенной возрастной зоной наблюдается в стабильно эксгумированных орогенах [Willett, Brandon, 2002]. Кроме того, трековые возрасты апатита уменьшаются в юго-западном направлении, а самые молодые возрасты (моложе 15 млн лет) определены для юго-западной части бассейна. Некоторые из этих молодых возрастов апатита также связаны с относительно большими значениями средних трековых длин, указывая на то, что кажущиеся возрасты отражают стадию



Рис. 4.4. Региональное распределение трековых возрастов апатита пород фундамента Сихуанского бассейна (восточная окраина Тибетского плато) [Deng et al., 2013].



Рис. 4.5. Региональное распределение средних трековых длин для пород фундамента Сихуанского бассейна (восточная окраина Тибетского плато) [Deng et al., 2013].

быстрого охлаждения в позднем кайнозое. Вдоль восточной части бассейна появляется несколько дисперсных центров относительно молодых возрастов. Большая часть трековых длин апатитов короче 13 мкм, за исключением нескольких образцов в южной части бассейна (**рис. 4.5**). Это указывает на то, что Сихуанский бассейн испытал относительно медленное охлаждение за длительный период. В общем, длины треков апатита прогрессивно увеличиваются на юго-восток, а самые длинные из них наблюдаются в юго-западной части бассейна. Существует две отчетливые области относительно высоких значений трековых длин (>13 мкм) в юго-западной части Сихуанского бассейна. Они достаточно четко разделены горными хребтами. Тем не менее, вдоль восточной части бассейна протягивается пояс с северо-восточным простиранием с трековыми длинами 10,5-11,5 мкм, что указывает на длительное пребывание в зоне частичного отжига.



Рис. 4.6. Количественная модель скорости вывода на поверхность (эксгумации) пород фундамента Сихуанского бассейна (восточная окраина Тибетского плато) [Deng et al., 2013].

4.3.1.3. Региональная модель скорости длительного вывода на

поверхность

Региональное распределение скорости эксгумации показано на рис. 4.6. Показано, что большая часть Сихуанского бассейна имеет скорости эксгумации менее чем 0,4 мм/год. Явного различия в скорости эксгумации между «вложенным» ядром в центральной и северо-западной частях бассейна по отношению к другим областям не отмечается. Однако существует прямое увеличение в юго-западном направлении, где скорость от 0,1 мм/год в северной и северо-восточной частях бассейна увеличивается до 1,0 мм/год в юго-западной части Сихуанского бассейна. Аналогично отображается трековый возраст апатита (рис. 4.4), несколько дисперсных центров относительно высокой скорости эксгумации представлены вдоль восточной части бассейна. Смоделированные скорости вывода пород на поверхность 50-100 м/млн лет в северо-западной части бассейна аналогичны скоростям 30-120 м/млн лет, которые были получены по эмпирической взаимосвязи индекса стока и скорости эрозии [Deng et al., 2013]. Несмотря на потенциально сложный характер дифференциальной денудации в масштабе бассейна, скорость эксгумации, смоделированная по трековым возрастам в Сихуанском бассейне, длительное время держится на определенном уровне, достигая средних значений в кайнозое. Региональная модель трековых параметров апатита и скорости эрозии показывает прогрессивное увеличение трековых длин в юго-западном направлении, более молодой возраст и увеличение в скорости эксгумации. Такие данные могут быть интерпретированы как демонстрация длительного постоянства в средней скорости эксгумации по всему Сихуанскому бассейну, с увеличением скорости на юго-запад. В качестве альтернативного и, возможно, более логичного объяснения в пользу самых высоких скоростей югозападной части является недавнее увеличение скорости эксгумации по сравнению с большей частью бассейна, а не разница во всем диапазоне. Несколько особенностей приводят к модели недавнего изменения в эксгумации. Во-первых, Сихуанский бассейн характеризуется наличием докембрийского «реологически сильного» фундамента без литосферных разломов в бассейне. Во-вторых, топография бассейна контролируется низкогорным рельефом с обнажениями В-третьих, примерно однотипных толщ. неотектоническая активность,

проявляющаяся в землетрясениях, имеет место по всей юго-западной окраине Сихуанского бассейна, особенно вдоль граничных разломов. И в последнюю очередь, трековые данные апатита в масштабе бассейна показывают увеличение возраста в юго-западном направлении, достигая 15 млн лет с увеличением средних значений трековых длин до 13,5 мкм. Это указывает на то, что позднекайнозойское быстрое охлаждение и эксгумация на юго-западной окраине бассейна должны быть связаны с ростом восточной части Тибетского плато [Deng et al., 2013].

4.3.2. Австралийский континент

Австралийскими исследователями выполнено построение пространственно интегрированной модели денудационной хронологии для ключевых террейнов Австралии (**рис.4.7**) [Kohn et al., 2002]. Отдельные эпизоды обширной денудации появились в ответ на изменения в дренажной системе, изменениях базисного уровня и/или эти эпизоды связаны с эффектами дальнего действия, полученных в результате внутриплитного сжатия или тектонических процессов на окраинах плиты. Тектонические процессы Австралийского континента главным образом связаны с историей распада Гондванского суперконтинента в позднепалеозойское время [Kohn et al., 2002]. Термотектоническое моделирование по данным трекового анализа апатита хорошо применимо для пород фундамента, В которых традиционные стратиграфические индикаторы, используемые для реконструкции региональной фанерозойской структурной и тектонической эволюции, по большей части отсутствуют. Хронология региональных денудационных событий смоделирована для областей Юго-Восточной Австралии, Тасмании, Гаулерского кратона, Юго-Западной Австралии, блока Кимберли (**рис.4.8**) [Kohn et al., 2002; Gleadow et al., 2002; Kohn et al., 2005].





4.3.2.1. Юго-Восточная Австралия

Хронология интегрированной денудации для Юго-Восточной Австралии указывает на скорости до 10 м/млн лет на протяжении большей части перми и триаса. Скорость денудации увеличивается от раннего мела, резко поднимается в позднем мелу и достигает пика в 40 м/млн лет в раннем эоцене, постепенно уменьшаясь до наших дней. Результаты трекового анализа апатита указывают на то, что с конца позднедевонского – раннемелового горообразования породы в Юго-Восточной Австралии записывают отдельные эпизоды ускоренной денудации (**рис.4.8**). За последние более чем 300 млн лет,



Рис. 4.8. Результаты термо-тектонического моделирования для Австралийского континента [Kohn et al., 2002; Gleadow et al., 2002].

такие эпизоды проявлялись в поздней перми – раннем триасе (265-230 млн лет), среднем мелу (100-85 млн лет) и палеоцене – среднем эоцене (60-45 млн лет) [O'Sullivan et al., 1995,1998]. Охлаждение от поздней перми до раннего триаса в Новом Южном Уэльсе и Виктории (**рис. 4.7**) отражает денудационный ответ дальнего действия, связанный с горообразованием Хунтер-Боуэн. Эта реакция появляется в результате сжатия при горообразовании в Новом Южном Уэльсе либо из-за ослабления субдукционной системы вдоль северо-восточной окраины континента. Прекращение субдукции в позднем мелу вместе с деформациями в обстановке сжатия (90-95 млн лет) связано с инверсией вдоль восточной окраины континента. Кроме того, южнее в это время начали формироваться рифтовые окраины. Раннее позднемеловое охлаждение распознавалось в некоторых областях Виктории, Новом Южном Уэльсе и Квинсленде. Вероятно, этот эпизод связан с денудацией километрового масштаба в некоторых юго-восточных горных местностях, следующей за началом континентального расширения вдоль восточной

границы Австралии 96 млн лет назад в результате подныривания плиты под рифт. Другая версия заключается в том, что инверсия и сжатие проявились в то время изза прекращения субдукции вдоль восточной окраины Австралии, которая формировала часть восточной конвергентной окраины Гондваны. Вероятнее всего, любые наблюдаемые эффекты охлаждения получены из денудации, связанной с опусканиями базового уровня океана, которые связаны с рифтообразованием в бассейне Бас-Гипслэнд к югу и Тасманском море на востоке (**рис. 4.7**) [Kohn et al., 2002]. В кайнозое внутриплитные напряжения приводят к значительным деформациям. Эти стрессы и наблюдаемые денудационные фазы тесно связаны с общей плитной тектоникой, действующей на Австралийскую плиту. Начало быстрого спрединга в Южном океане, который привел к окончательному разделению Австралии и Антарктики в среднем эоцене, связан со значительной глобальной плитной перестановкой. Время этой перестановки, приписываемой к глобальному перераспределению стрессов в ответ на начало континентальной коллизии вдоль Альпийско-Гималайского горного пояса, совпадает с крутым изгибом В островной океанической Гавайско-Императорской цепи и С формированием значительного количества нефтегазоносных ловушек В Гибслэндском бассейне. Следующее тектоническое событие сопоставимой значимости – это коллизия вдоль северной границы Австралийской плиты, т.к. она двигалась в северном направлении в кайнозойское время. Северный передовой край континента был вовлечен в субдукцию уже в палеоцене. Следовательно, эпизод раннекайнозойской денудации проявился В ответ на главную тектоническую реактивацию, вызванную трансмиссией стрессов сжатия границы плиты в течение времени главного перераспределения плит. Как отмечено выше, западная Виктория выделяется как зона относительного спокойствия. Денудационная хронология для этой области показывает весьма умеренные скорости начиная с триаса, что отчетливо отличает ее от соседней Юго-Восточной Австралии [Kohn et al., 2002].

4.3.2.2. Тасмания

Денудационная хронология для Тасмании (**рис.4.8**) показывает стабильное увеличение скоростей денудации в раннемеловое время от 10 м/млн лет до максимального пика в 30 м/млн лет в среднем палеоцене – среднем эоцене и далее

уменьшение до настоящих дней. Эта история, главным образом, связана с эффектами тектонических процессов в области рифтов вокруг Тасмании, которая формировалась во время мезозойского и кайнозойского распада Гондваны. Денудация, связанная с этими тектоническими процессами, отражается только в отложениях прибрежной части Тасмании, т.к. расстояние между Тасманией и ее соседними рифтами минимально из-за очень узких континентальных шельфов. Существует только очень ограниченный сохранившийся разрез посткарбоновых пород Тасмании. Он включает относительно маломощный пермь-триасовый разрез (1-1,5 км мощностью), прорываемый обширными среднеюрскими (170-180 млн лет) долеритовыми силлами. Результаты трекового анализа апатита указывают на то, что Тасмания испытала два значительных эпизода охлаждения во время раннего мела и от палеоцена до среднего эоцена. Первый эпизод во время среднего мела (110-90 млн лет) характеризуется ускоренным охлаждением на большей части внутри Тасмании, острове Фурнокс и Королевских островах (рис.4.7). Важно то, что в нескольких местах в восточной Тасмании, пермь-триасовые осадки прорываются юрскими долеритами, и дают возрасты трекового датирования апатита, указывающие на быстрое среднемеловое охлаждение, начиная с палеотемператур выше 95°C. Этот эпизод охлаждения, который появился вскоре после внедрения долеритовых силлов предполагает, что широко распространенное внедрение долеритовых силлов не оставило значительного термального отпечатка во вмещающих породах. Тем не менее, сделаны выводы о том, что 1. долериты внедрялись на более глубоких уровнях, чем предварительно предложенный на основании термометрических индикаторов и неопределенном термальном градиенте, и что все перекрывающие отложения были последовательно удалены, начиная со среднего мела; 2. высокоуровневые долериты были глубоко погребены верхнеюрскими до раннемеловых осадочными отложениями (более 2,5-4 км), которые перекрывали большую часть Тасмании до начала среднемелового рифтогенеза. Среднемеловое охлаждение проявилось в ответ на денудацию километрового масштаба, за которым следует динамический наклон плиты из-за субдукции в позднем мелу. Обширное охлаждение, реконструируемое на палеоцен - среднезоценовое время ограничивается восточными и западными береговыми областями и Фурнокскими островами. Считается, что этот этап охлаждения мог

соответствовать денудационной фазе в ответ на значительный раннеэоценовый спрединг в Адарском прогибе и южнее, который связан с началом корового растяжения и формированием рифтового бассейна. Ускоренный спрединг в Южном океане в среднем эоцене также играет важную роль в увеличении скорости денудации, особенно вдоль западной Тасмании, для которой была характерна транстенсивная обстановка. Время двух береговых денудационных эпизодов также согласуется с накоплением мощных позднемеловых-среднекайнозойских отложений, которые расположены в открытом море в западной части Тасманской системы бассейнов [Kohn et al., 2005].

4.3.2.3.Гаулерский кратон

Гаулерский кратон (рис. 4.7), формирует главный структурный блок в центральной части Южной Австралии и состоит из пород, которые были сформированы И деформированы В позднем apxee, палеопротерозое И мезопротерозое. Денудационная хронология для всего кратона (рис.4.8) показывает достаточно однородную скорость денудации – до 10 м/млн лет за последние 300 МЛН лет, с незначительным увеличением скорости В перми-триасе И незначительным пиком в юре. Эта модель отражает достаточно ограниченный диапазон трековых параметров апатита, измеренных для пород кратона, за исключением самых молодых возрастов, наблюдаемых вдоль северной окраины бассейна Полда и в северной части кратона, севернее Гаулерских хребтов (рис. 4.7) [Gleadow et al., 2002]. Незначительное пермь-триасовое увеличение в скорости денудации похоже на эпизод регионального охлаждения, который известен в Восточной Австралии. Однако охлаждение в Гаулерском кратоне связано с новым циклом эрозии, т.к. рифты начали открываться в Гондване южнее Южной Австралии и западнее Уилгарнского и Пилбарского кратонов (рис.4.7). Небольшой позднеюрский пик, возможно, связан с первой фазой главного рифтообразования вдоль Южно-Австралийской окраины. Образование разломов и растяжение во время позднего мезопротерозоя и неопротерозоя действовали на Гаулерский кратон и формировали осадочные бассейны. Ориентированный с запада на восток бассейн Полда является результатом этого растяжения. Самые молодые трековые возрасты апатита (в возрасте 35 млн лет), измеренные вдоль северной окраины бассейна, обусловлены разными степенями охлаждения, которые связанны с

реактивацией более древних разломов бассейна и последующей эрозией во время растяжения и разделения Австралии и Антарктики. Относительно молодые раннемеловые возрасты апатита, записанные к северу от Гаулерских хребтов в северной части блока, возможно, не связанны с денудацией, а вызваны горячими флюидами в прежней вышележащей осадочной покрышке Еромаганского бассейна, которая перекрывает эту область [Gleadow et al., 2002].

4.3.2.4. Юго-Западная Австралия

Юго-Западная Австралия включает юго-западный Уилгарнский кратон, Олбани-Фрейзерский мобильный пояс и Лейвинский комплекс (рис. 4.7). Денудационная хронология (рис.4.8) показала отчетливо увеличивающиеся скорости денудации от самых крайних рубежей карбона, достигая плато при 20-25 м/млн лет в поздней перми – средней юре. Затем скорости денудации падают до 10 м/млн лет к раннему мелу, и показывают очевидное раннекайнозойское увеличение пиком В 20 м/млн лет перед падением до относительно с низких позднекайнозойских скоростей денудации [Kohn et al., 2005]. Независимое доказательство В пользу регионального позднепалеозойского-мезозойского охлаждения/денудации подтверждается исследованиями ИЗ ограниченных разломами бассейнов Колли, Вилга и Бойап, расположенных в пределах Уилганского кратона. Длительная денудационная история, полученная по данным трекового анализа апатита из пород фундамента этих регионов, возможно, связана с историей осадконакопления в соседнем Пертском бассейне (рис. 4.7). Пертский бассейн. отделенный ОТ Уилгарнского кратона дарлинским разломом, формировался в течение нескольких растянутых во времени событий в связи с распадом Гондваны, которые привели к образованию Австралийско-Индийского рифта. Распад достиг высшей степени в раннем мелу и также вызвал взбрососдвиговую деформацию и разворот бассейна. Бассейн развивался во время двух главных рифтовых циклов: раннепермского и юрско-раннемелового. Осадочное выполнение бассейна достигает мощности до 15 км, с возрастным диапазоном от ордовика до четвертичного периода, хотя большая часть выполнения является пермь-раннемеловой [Kohn et al., 2002].

4.3.2.5. Кимберлийский блок

Протерозойские породы Кимберлийского блока (рис. 4.7) содержат протерозойский кимберлийский бассейн и два пересекающих складчатых пояса – Холс Грик и ороген Короля Леопольда. Модель денудационной хронологии (рис. 4.8) аналогична Юго-Западной Австралии, где она показывает увеличенные скорости денудации с позднего карбона, достигая плато до 15 м/млн лет на большей части триаса - раннего мела. Главным образом, денудационные скорости во время позднего мела, показывают явное раннекайнозойское увеличение, прежде чем упасть до более низких значений в конце кайнозоя. Термохронологические исследования треков апатита и космогенных изотопов пород из поверхности Давенпортских хребтов однозначно подтверждают, что поверхность фундамента была погребена и после выведена на поверхность во время мезозойского и кайнозойского времени. Денудация, реконструированная в Кимберлийском блоке, и седиментация в прилегающих бассейнах отражают позднекарбоновый распад киммерийских континентальных блоков, отделившихся от северо-западной окраины, которая в настоящее время сохранилась в Азии. Вероятно, в результате этого распада, вдоль северо-западной оконечности Австралии сформировался краевой морской бассейн, развивающийся на фоне расхождения Австралии и Индии, который начался с окраины Западной Австралии в позднепалеозойское время [Kohn et al., 2005].

ГЛАВА 5. ТЕРМОТЕКТОНИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЮГО-ВОСТОЧНОГО АЛТАЯ

В настоящей главе представлены результаты трекового анализа апатита пород юго-восточной части Горного Алтая, интерпретация полученных результатов и визуализация термотектонических событий Юго-Восточного Алтая.

Трековый возраст апатита отражает термальную историю, а не время формирования пород [Соловьев, 2008], поэтому для выявления возраста деформаций, периода формирования поверхностей пенепленизации и этапов тектонического поднятия необходим анализ термальных историй, в построении которых используются данные трекового возраста апатита и данные распределения средних трековых длин. Для данного исследования лишь в отдельных случаях возможна интерпретация трекового возраста апатита в качестве датирования геологического процесса, в таких случаях значение средней длины треков в апатите должно быть более 14 мкм [Gleadow et al., 2002], чтобы гарантировать отсутствие эффекта отжига и омоложение трекового возраста. Тем не менее, рассмотрение регионального распределения трековых возрастов апатита и регионального распределения средних трековых длин необходимо для того, чтобы проследить зоны термального воздействия на анализируемые породы. Такие термальные воздействия могут быть связаны как с длительным нахождением пород в зоне частичного отжига (как в случае с Тибетским плато) [Deng et al., 2013], так и с результатом наложенных термальных процессов (как в случае с Юго-Западной Австралией [Gleadow et al., 2002]).

Термальные истории пород отражают динамику вывода на поверхность пород. По наклону трендов термальных историй определяется скорость денудации, которая дает количественную оценку тектоническому режиму на определенном отрезке времени. Термальные истории для сложнопостроенных тектонических областей могут быть различны даже в пределах отдельных орографических единиц и тектонических блоков высокого ранга, поэтому необходим региональный анализ термальных трендов в соответствии с геологическими данными. Для этого используется алгоритм термотектонического моделирования, предложенный австралийскими исследователями и успешно использующийся в мировой практике [Gleadow et al., 2002; Kohn et al., 2002; Kohn et al., 2005].

5.1. Стратегия отбора образцов на трековый анализ апатита из пород юговосточной части Горного Алтая

Реконструкция позднемезозойско-кайнозойской эволюции юго-восточной части Горного Алтая основываются на термотектоническом развитии Южно-Алтайского, Курайско-Чулышманского и Западно-Саянского блоков (рис.5.1), разделенных зонами активных разломов. Они сформировались в результате реактивации региональных поднепалеозойских разломных структур (Чарышско-



Рис.5.1. Схема неотектонического районирования Горного Алтая. Условные обозначения: 1 - кайнозойские впадины, 2 - позднепалеозойские региональные сдвиги, 3 - вторичные разломы, 4 -положение территории исследования, 5 - государстенная граница Россия-Монголия [Ветров и др., 2016].

Теректинской, Курайской, Телецко-Башкаусской и Шапшальской). Образцы для трекового анализа апатитов отбирались, главным образом, из палеозойских магматических и метаморфических пород (**рис. 5.2, табл.5.1**).

Образцы из пород Чулышманского плато Курайско-Чулышманского блока отобраны вдоль профиля, ориентированного с запада на восток, в интервале высот 1300-2500 м. Курайский хребет, ограничивающий блок с юга, был опробован вдоль осевой части в интервале высот 2170-3024 м. Южно-Чуйский хребет, ограничивающий с севера Южно-Алтайский блок, анализировался по образцам пород, отобранных в интервале высот 2700-3500 м. Чаган-Узунский выступ, являющийся продолжением Северо-Чуйского хребта и зафиксировавший особые термотектонические события, опробован на высоте около 2000 м.



Рис. 5.2. Места отбора проб на трековый анализ.

Примечание: цифры в белых квадратах соответствуют порядковым номерам проб в табл. 5.1.

Таблица. 5.1. Координаты места отбора образцов на трековый анализ апатита и их состав:1-37 – из коллекции М.М.Буслова:1-7 [De Grave et al., 2007], 8-17 [De Grave et al., 2008], 18-37 [Glorie et al., 2012], 38-46 – авторские образцы

No	Образец	Широта	Долгота	Абс. Выс., м	Привязка	Порода
1	Al-235	49 ⁰ 44'06"	88 ⁰ 05'50"	3490	Джанкольский перевал	пегматит
2	Al-239	50 ⁰ 16'31"	88 ⁰ 04'25"	2720	Ильдугемский перевал	милонит
3	A1-240	50 ⁰ 16'00"	88 ⁰ 04'00''	2440	Ильдугемский перевал	гранодиорит
4	GA-09	50 ⁰ 43'00"	89 ⁰ 15'17"	2240	г. Марикбаши	гнейс
5	GA-12	50 ⁰ 45'50"	89 ⁰ 18'10"	2785	г. Трехглавая	гранодиорит
6	GA-13	50 ⁰ 45'11"	89 ⁰ 19'28"	2500	г. Трехглавая	гранодиорит
7	GA-20	50 ⁰ 37'54"	89 ⁰ 14'18"	2015	р. Узун-Уюк	гранит
8	CHU-01	51 ⁰ 05'30"	87 ⁰ 49'50"	1350	Чулышманское плато	гранит
9	GA-06	50 ⁰ 32'21"	88 ⁰ 09'23"	1365	Чулышманское плато	гнейс
10	GA-07	50 ⁰ 36'21"	88 ⁰ 49'11"	1630	Чулышманское плато	габбро
11	GA-08	50 ⁰ 35'25"	88 ⁰ 59'58"	1870	Чулышманское плато	гнейс
12	GA-15	50 ⁰ 35'57"	88 ⁰ 51'10"	1585	Чулышманское плато	гнейс
13	GA-16	50 ⁰ 35'30"	88 ⁰ 51'04"	1720	Чулышманское плато	амфиболит
14	GA-18	50 ⁰ 35'26"	88 ⁰ 47'50"	1635	Чулышманское плато	гнейс
15	GA-19	50 ⁰ 36'49"	88 ⁰ 45'03"	1300	Чулышманское плато	гнейс
16	GA-21	50 ⁰ 33'48"	88 ⁰ 33'32"	2325	Чулышманское плато	диабаз
17	GA-23	50 ⁰ 32'57"	87 ⁰ 47'30"	1580	Чулышманское плато	гранит
18	G07-02	49 ⁰ 54'47"	87 ⁰ 56'51"	2810	Южно-Чуйский хребет	гранит
19	G07-06	49 ⁰ 54'48"	87 ⁰ 57'01"	2753	Южно-Чуйский хребет	диорит
20	KU-57	50 ⁰ 09'00"	88 ⁰ 53'25"	3000	долина р. Кокоря	кислый туф
21	KU-52	50 ⁰ 08'50"	88 ⁰ 53'30"	2830	долина р. Кокоря	кварцевый порфир
22	KU-43	50 ⁰ 06'18"	88 ⁰ 30'52"	2557	п-к Ортолык	тоналит
23	B-07-29	50 ⁰ 8'29''	88 ⁰ 24'49"	2760	Курайский хребет	тоналит
24	KU-84	50°12'18"	88 ⁰ 20'10"	3024	Чаган-Узун	диорит
25	KU-66	50 ⁰ 12'28"	88 ⁰ 10'25"	2170	долина р. Тыбтугом	диорит
26	KU-58	50 ⁰ 10'11"	87 ⁰ 52'52"	1564	р. Чуя	кислый туф
----	----------	------------------------	-------------------------	------	-------------------------	--------------
27	KU-59	50 ⁰ 09'31"	87 ⁰ 49'14"	1680	р. Ак-тру	гранит
28	KU-42	50 [°] 26'13"	87 ⁰ 41'23"	2514	р. Чибитка	ортогнейс
29	KU-41	50 [°] 27'20"	87 ⁰ 40'29"	2157	р. Чибитка	ортогнейс
30	KU-71	50 ⁰ 30'11"	87 ⁰ 39'23"	2033	Кубадринский перевал	диорит
31	CHU-02	50 ⁰ 32'57"	87 ⁰ 47'32"	1585	р. Кубадру	гранит
32	KU-69	50 ⁰ 35'07"	87 ⁰ 46'03''	1609	юг Улагана	ортогнейс
33	KU-70	50 [°] 34'56"	87 ⁰ 46'15"	1614	юг Улагана	гранодиорит
34	KU-68	50 [°] 34'11"	87 ⁰ 47'16"	1630	юг Улагана	ортогнейс
35	KU-82	50 ⁰ 35'08"	88 ⁰ 02'23"	1711	р. Малый Улаган	габбро
36	KU-83	50 ⁰ 35'08"	88 ⁰ 02'23"	1711	р. Малый Улаган	гранитоид
37	KU-79	50 ⁰ 32'26"	88 ⁰ 10'56"	1425	восток Саратана	гранит
38	HKAM-38	50°05.294′	89°02.718′	2118	Курайский хребет	метатурбидит
39	HKAM-84	50°32.283′	88°10.533′	1385	Улаганское плато	гранит
40	HKAM-157	50°54′54.1″	88°13′37.3″	692	Чулышманское плато	милонит
41	HKAM-159	50°29′40.8″	87°38′19.3″	2048	Улаганское плато	гнейс
42	B-10-14	50°14′22.2″	87°57′00″	1586	Курайский хребет	песчаник
43	B-12-48	50°35′2.09″	88°1′33.62″	1410	Улаганское плато	ортогнейс
44	B-11-105	49°56.649"	089°01.823"	2088	Чуйская впадина	песчаник
45	B-11-110	50°06.967"	088°19.994"	2005	Чаган-Узунский блок	тоналит
46	KU-73	50°07'36.7	088°50'38.7	2538	Курайский хребет	фельзит

5.2. Результаты трекового датирования апатита: трековые возрасты, средние трековые длины, термальные истории

Трековое датирование апатитов проведено в Гентском Университете (Бельгия) по стандартной методике [De Pelsmaeker et al., 2015]. Апатит (80-250 µm) был выделен при помощи плотностных и магнитных методов, а также вручную. Затем апатит был залит в эпоксидную смолу, отполирован и продатирован методом внешнего детектора. Спонтанные треки травились в 2.5% HNO₃ (70 сек, при температуре 23 °C) и после облучения индуцированные треки в мусковитовом детекторе выявлены при помощи 40% HF (40 мин., при температуре 25°C). Шашки с зернами апатита, покрытые внешним детектором (мусковитом), были облучены реакторе «Тетис» термальными нейтронами В Гентского Университета. Нейтронный поток (~2 х 10¹⁵ см⁻²) был отслежен Au(0.1%)-Al и Co(1.0%)-Al активационными металлическими мониторами. Подсчет треков и измерения длин были проведены с использованием микроскопа Olympus BH-2 (1250кратное увеличение), оснащенным проходящим и отраженным светом. Для каждого образца было подсчитано в среднем около 1000 спонтанных треков в 20 зернах. Индуцированные треки были подсчитаны с помощью способа смены позиции [Jonckheere et al., 2003]. Трековые возрасты апатита были откалиброваны с применением традиционного ζ-приближения. Было использовано средневзвешенное значение зеты 253.1 ± 2.4 а.см² (стандарты Durango и Fish Canyon Tuff; стеклянный дозиметр IRMM-540). Стандарты, упакованные вместе со стеклами и Au и Co-Al фольгой, были размещены с постоянным интервалом в пакете для облучения, чтобы определить и ввести поправку на аксиальный градиент нейтронного потока и для интерполяции значений плотности индуцированных треков в стеклянном дозиметре для отдельных образцов. Там, где было измерено 100 скрытых треков при помощи это было возможно, дополнительной рисовальной трубки и цифрового планшета с курсором- точкой. Моделирование термальной истории по данным трекового анализа апатита было проведено при помощи программного обеспечения AFTSolve и HeFTy [Ketcham et al., 2000; Ketcham et al., 2005]. Результаты аналитических процедур приведены в табл. 5.2 и на рис. 5.3, 5.5.

Таблица.5.2. Результаты трекового анализа апатита (а - количество проанализированных зерен; b - ρ_s , ρ_i , ρ_d - плотности спонтанных, индуцированных треков и индуцированных треков на внешнем детекторе, представленные в 10^5 треков на см²; с - N_s, N_i, N_d – количество спонтанных, индуцированных треков и индуцированных треков на внешнем детекторе; d – вероятность постоянного соотношения ρ_s/ρ_i в датируемых зернах; е – трековые возрасты апатита, представленные в млн лет; f – данные трековых длин апатита: средняя трековая длина (l_m) со стандартным отклонением (σ), полученные из измерений количества (n) естественных горизонтальных ограниченных треков.

N⁰	Образец	n_1^{a}	$\rho_{s}(\pm 1\sigma)^{b}$	N _s ^c	$\rho_i(\pm 1\sigma)^b$	N _i ^c	$\rho_d(\pm 1\sigma)^b$	N _d ^c	$P(\chi 2)^{d}$	$t(\zeta), e$	l _m , ^f	n ^f	$\sigma^{\rm f}$
1	Al-235	30	2,175 (0,055)	1580	1,263 (0,042)	912	4,133 (0,080)	2633	0,36	99,6±4,7	13,8	100	1,7
2	Al-239	50	1,219 (0,032)	1486	0,683 (0,024)	832	3,315 (0,083)	1614	1,00	77,9±4,0	11,2	51	2,2
3	Al-240	30	1,657 (0,026)	3937	0,950 (0,020)	2257	3,934 (0,111)	1259	1,00	87,9±3,5	13,5	100	1,3
4	GA-09	30	2,009 (0,068)	862	0,992 (0,046)	457	4,054 (0,080)	2595	0,99	97,5±6,0	-	-	-
5	GA-12	30	3,433 (0,100)	1188	1,407 (0,063)	503	4,049 (0,079)	2592	0,30	132,6±7,6	-	-	-
6	GA-13	30	2,846 (0,078)	1332	0,872 (0,043)	408	3,851 (0,083)	2169	0,99	157,2±9,6	13,4	100	1,4
7	GA-20	20	1,197 (0,031)	1532	0,588 (0,021)	753	4,024 (0,079)	2576	0,76	105,6±5,2	14,1	100	1,4
8	CHU-01	30	1,841 (0,075)	601	1,216 (0,061)	397	3,293 (0,082)	1603	0,52	82,4±5,8	11,8	32	2,3
9	GA-06	60	0,800 (0,029)	768	0,310 (0,018)	298	4,068 (0,080)	2604	1,00	130,8±9,3	13,9	65	2
10	GA-07	50	1,283 (0,041)	1001	0,550 (0,027)	429	3,854 (0,083)	2171	1,00	114,8±7,2	14,0	100	1,4
11	GA-08	20	3,904 (0,109)	1296	2,084 (0,079)	691	4,058 (0,080)	2597	0,99	97,4±5,1	13,3	65	1,8
12	GA-15	30	0,918 (0,038)	582	0,309 (0,023)	179	4,044 (0,079)	2588	0,99	152,7±13,5	-	-	-
13	GA-16	35	0,873 (0,035)	619	0,352 (0,022)	262	4,039 (0,079)	2585	1,00	123,6±9,5	-	-	-
14	GA-18	30	4,899 (0,085)	3307	2,609 (0,062)	1761	3,844 (0,083)	2165	1,00	91,4±3,5	13,6	100	1,4
15	GA-19	50	2,698 (0,062)	1865	1,463 (0,046)	1011	4,034 (0,079)	2582	0,98	100,4±4,5	14,0	100	1,5
16	GA-21	25	1,338 (0,047)	795	0,706 (0,034)	429	4,019 (0,079)	2572	1,00	97,3±6,2	13,0	30	1,7
17	GA-23	30	0,964 (0,028)	1157	0,463 (0,020)	555	3,833 (0,82)	2159	0,99	104,4±5,9	14,2	100	1,5
18	G07-02	13	6,410 (0,298)	464	2,904 (0,201)	208	3,889 (0,101)	1492	0,91	118,0±10,4	-	-	-
19	G07-06	20	25,470 (0,860)	900	16,930 (0,690)	597	3,882 (0,093)	1738	0,55	82,0±4,9	13,94	52	1,43
20	KU-57	12	5,427 (0,290)	350	4,161 (0,258)	261	4,043 (0,103)	1501	0,27	69,1±6,0	-	-	-
21	KU-52	25	10,718 (0,321)	1115	7,881 (0,274)	828	3,999 (0,079)	2559	0,92	72,2±3,7	13,18	62	1,2
22	KU-43	9	10,803 (0,482)	502	7,668 (0,403)	363	3,853 (0,092)	2462	0,64	73,7±5,5	13,74	37	0,96
23	B-07-29	30	4,714 (0,194)	593	3,776 (0,167)	510	3,879 (0,078)	2482	0,85	62,9±4,1	-	-	-
24	KU-84	16	15,781 (0,310)	2530	11,590 (0,268)	1852	3,841 (0,083)	2460	0,62	72,2±2,8	12,72	97	1,78
25	KU-66	9	6,678 (0,356)	352	5,112 (0,312)	269	3,947 (0,079)	2526	0,65	61,9±5,2	-	-	-
26	KU-58	16	7,683 (0,321)	572	6,226 (0,291)	457	3,938 (0,078)	2520	0,78	57,1±3,8	12,21	30	1,07
27	KU-59	20	5,679 (0,288)	388	4,569 (0,257)	316	3,942 (0,078)	2523	0,97	63,5±5,0	-	-	-
28	KU-42	35	5,277 (0,154)	1173	3,567 (0,127)	794	3,965 (0,079)	2538	0,92	82,5±4,3	13,53	91	1,18
29	KU-41	14	8,320 (0,358)	541	5,207 (0,278)	330	3,962 (0,079)	2535	0,37	88,9±6,6	-	-	-
30	KU-71	20	6,369 (0,274)	539	4,481 (0,226)	392	3,982 (0,079)	2548	0,86	78,0±5,5	13,03	31	1,28
31	CHU-02	20	7,094 (0,235)	908	4,141 (0,180)	530	3,833 (0,082)	2159	0,97	87,0±5,2	14,03	100	1,55
32	KU-69	25	20,260 (0,370)	3006	12,389 (0,288)	1845	3,973 (0,079)	2543	0,52	83,7±3,2	14,02	100	1,02
33	KU-70	20	20,251 (0,422)	2299	14,770 (0,359)	1696	3,977 (0,079)	2545	0,06	73,2±2,9	13,37	100	1,1
34	KU-68	30	13,179 (0,308)	1828	9,560 (0,261)	1343	3,969 (0,079)	2540	0,06	73,8±3,2	13,10	100	1,29
	•		•		•								•

35	KU-82	6	13,507 (0,694)	379	8,472 (0,554)	234	3,990 (0,079)	2554	0,28	83,2±7,2	-	-	-
36	KU-83	15	11,366 (0,381)	889	7,162 (0,305)	551	3,993 (0,079)	2555	0,96	80,8±4,8	13,53	37	1,27
37	KU-79	30	10,885 (0,245)	1976	5,623 (0,175)	1029	3,875 (0,078)	2480	0,92	98,6±4,5	13,66	49	1,04
38	HKAM- 38	45	5,059 (0,132)	1466	3,820 (0,115)	1107	3,149 (0,067)	2186	0,2730	86,8±4,6	12,68	34	1,41
39	HKAM- 84	34	4,681 (0,146)	1025	3,083 (0,119)	675	3,125 (0,067)	2186	0,9960	95,8±5,8	13,84	32	1,48
40	HKAM- 157	27	5,475 (0,177)	952	3,537 (0,143)	615	3,108 (0,066)	2186	0,1187	100,2±6,2	12,89	57	1,33
41	HKAM- 159	18	2,148 (0,136)	249	2,260 (0,140)	262	3,084 (0,066)	2186	0,9769	66±6,3	14,26	23	1,33
42	B-10-14	14	3,227 (0,189)	291	2,218 (0,157)	200	3,068 (0,066)	2186	0,9527	91±8,9	13,03	21	1,49
43	B-12-48	12	1,889 (0,156)	146	1,462 (0,138)	113	3,049 (0,071)	1842	0,9172	81,8±10,7	13,08	24	1,64
44	B-11-105	1	2,639 (0,640)	17	2,174 (0,581)	14	3,024 (0,070)	1842	-	72,4±26,3	-	-	-
45	B-11-110	13	1,935 (0,152)	162	2,305 (0,166)	193	3,001 (0,070)	1842	0,7259	50,8±5,7	12,89	25	1,76
46	KU-73	6	0,336 (0,093)	13	0,233 (0,078)	9	2,957 (0,069)	1842	0,9978	85,8±37,3	-	-	-

При условии, что формирование гор контролируется реактивацией разломных зон, результаты трекового анализа позволяют получить данные о времени и интенсивности неотектонических движений, обосновать выводы о возрастах тектонической активизации изучаемой территории, а также скоростях и объемах денудации. Кроме того, трековое датирование позволяет сделать заключение об эволюции межгорных бассейнов и о развитии рельефа в целом.

Изучение мезозойских и кайнозойских тектонических процессов Юго-Восточного Алтая проходило на трех опорных участках: Курайско-Чуйском, Чулышманском и Джулукульском (**рис. 5.3**).



Рис. 5.3. Положение опорных участков на фрагменте геологической карты масштаба 1:1000000 [Федак и др., 2011], наложенной на рельеф.

Участки для исследований методом трекового анализа апатита: 1 - Курайско-Чуйский, 2 -Чулышманский, 3 - Джулукульский. Геологические участки: а -Красная Горка, б - Туерык, в - Тотугем, г - Кызыл-Чин.

Курайско-Чуйского участка, В пределах 1 как показано В главе (геологические участки Красная Горка, Кызыл-Чин, Туерык и Тотугем), изучена структура зоны сочленения палеозойских пород Курайского хребта и кайнозойских осадков Курайско-Чуйской впадины. Установлено, что рост горного обрамления Курайско-Чуйской впадины сопровождался формированием трех типов структур – надвиговых, куполообразных и сдвиго-надвиговых. Надвиговые структуры широко проявлены в основании Курайского хребта в зоне сочленения его с Чаган-Узунским блоком. Куполообразная Таджилинская структура расположена в Тотугем-Туерык. С северо-запада и северо-востока структура междуречье ограничена сдвигами, с юга имеет опрокинутый стратиграфический контакт с кайнозойскими отложениями Чуйской впадины, местами осложненный надвигами.

В бассейне Тотугем p. распространены сдвиго-надвиговые структуры. Перечисленные структуры сформированы в зоне Курайского хребта в результате ее реактивации при фронтально направленном сжатии. Прежняя единая погружающаяся депрессия была разделена Чаган-Узунским выступом на Чуйскую и Курайскую. В западном обрамлении Чуйской депрессии на границе с Чаганнаблюдалась Узунским блоком другая история осадконакопления И неотектоническая структура [Ветров, 2012; Буслов и др., 1999; Дельво и др., 1995]. Здесь отмечены перерывы в осадконакоплении, разновозрастные сдвиговые, взбросовые и сбросовые деформации палеоген- четвертичных отложений. Деформации локализуются в зоне Чарышско-Теректинского разлома и являются результатом его активизации. Перерывы в осадконакоплении и блоковые перемещения свидетельствуют об интенсивной тектонике в западной части Чуйской депрессии в неоген-четвертичное время. Она происходила в зоне реактивированного Чарышско-Теректинского разлома в результате его косо направленного регионального сжатия ЮЗ-СВ направления к плоскостям его сместителей. В это же время вдоль общего северного разломного ограничения начинаются интенсивные надвигово-взбросовые движения. В Курайской котловине они проявились также вдоль южного ограничения, вследствие чего она превратилась в полный рамп (рис.5.4). Комбинация взбросовых движений вдоль северного ограничивающего разлома и наклонного движения Чуйского блока привели к денудации и дислокации третичных отложений вдоль окраин Чуйской впадины. Они были переотложены в центральной части котловины, где до раннего плейстоцена сохранялась флювиально-озерная обстановка.

Молодые позднечетвертичные взбросы были закартированы только в югозападной части Чуйской депрессии и характеризуют следующий этап реактивации региона, реализованного в целом в поднятии юго-восточной части Горного Алтая. Здесь оно совпадает по времени с последним оледенением, причем, тектонические уступы подпруживали ледниковые долины, что фиксируется следами обработки пород ледниками. Позднеплейстоценовый ледниковый период: ледниковые морены перекрывают большую западную часть Чуйской впадины вследствие объединения нескольких крупных ледников в долине р. Чаган-Узун. Остальная часть долины

слабосортированных и слабоокатанных галек метаморфических ИЗ толщ обрамления впадины. Террасы на высотах 2000-2100 м свидетельствуют о наличии на территории Чуйской долины ледникового озера в период последнего Вюрмского оледенения. Голоценовая стадия: голоценовые отложения представлены переработанным аллювием, переотложенными каолиновыми глинами, перигляциальными отложениями. Неотектонические движения вдоль северовосточного крыла депрессии подняли палеоген-неогеновые глины. Они были нарушены, главным образом, что вдоль активных разломов на северной границе и смещены вниз к центру впадины как путем переотложения, так и в виде гигантских оползней. Микротектонический анализ вдоль главной Курайской зоны разломов показал, что главная ось сжатия $\sigma 1$ была горизонтальной и во время формирования бассейна имела СВ-ЮЗ ориентировку. Ось σ2 была вертикальной и определяла сдвиговый режим, а в четвертичный период существовал режим сжатия (ось $\sigma 3$ вертикальная). Напряжения концентрировались вдоль Курайской зоны разломов благодаря устойчивому влиянию Западно-Саянского блока к северу от нее. Здесь может быть реконструирован режим регионального сдвигового напряжения с $\sigma 1$ СВ-ЮЗ простирания [Дельво и др., 1995].

Схема отбора образцов на трековый анализ апатита в рамках Курайско-Чуйского участка представлена на **рис. 5.4.** Здесь были опробованы Южно-Чуйский и Курайский хребты, Чаган-Узунский выступ (продолжение Северо-Чуйского хребта), основание Курайско-Чуйской впадины.

На Южно-Чуйском хребте отобрано 3 образца из небольших тел девонских [Glorie et. al., 2011] гранитоидов: В-07-06, В-07-02 и АІ-235 (Джанкольский перевал) с высот 2753 м, 2810 м и 3490 м соответственно. Образец В-07-06 проанализирован по 20 зернам апатита, B-07-02 – по 13 зернам и Al-235 – по 30 зернам. Для образца В-07-06 получен позднемеловой трековый возраст апатита $82,0\pm4,9$ млн лет, средняя трековая длина $13,94\pm1,43$ мкм (по 52 измерениям); для Al-235 – 99,6±4,7 млн лет (граница раннего и позднего мела), 13,8±1,7 мкм (по 100 измерениям); для B-07-02 трековый возраст составляет 118,0±10,4 млн лет (ранний мел), скрытые треки отсутствуют. Профиль возраст-высота (рис.5.5) для Южно-Чуйского хребта по трем образцам мало информативен, хотя по нему можно образец Al-235 отобран предположить, что ИЗ тектонического (и/или

неотектонического) блока, отличного от блока, из которого отобраны образцы В-07-06 и В-07-02. Более того, (нео)тектонический блок, представленный образцом Al-235, вероятно, надвинут на блок, представленный образцами В-07-06 и В-07-02, что не противоречит структурно-кинематической модели формирования рамповой (полурамповой) структуры Курайско-Чуйской впадины.

Рис. 5.4. Структурная схема Курайско-Чуйского участка и профили через Чуйскую (А-Б) и Курайскую (В-Г) впадины (по Буслову и др.. [1999] с дополнениями автора).

Условные обозначения: 1 – нерасчлененные кайнозойские осадки, 2 - неогенчетвертичные отложения (на профилях), 3 – палеоген-ранненеогеновые отложения (на профилях), 4 - девонские породы, 5 - венд-кембрийские (?) породы, 6 - сдвиги, 7- сбросы, 8 - надвиги, 9 - места отбора проб на трековый анализ апатита, 10 трековые возрасты апатита (в млн лет).





Рис. 5.5. Профиль возраст-высота, отражающий зависимость трекового возраста апатита от абсолютной отметки отбора соотвествующих образцов: 1 - Южно-Чуйского хребта, 2 - основания Курайско-Чуйской впадины и Чаган-Узунского выступа, 3 - Курайского хребта, 4 - Западной части Чулышманского плато, 5 - Центральной части Чулышманского плато, 6 - Восточной части Чулышманского плато.

Из основания Курайской впадины отобрано два образца: KU-58 и KU-59 с абсолютных высот 1564 и 1680 м. Образец KU-58 (долина р. Чуя), представленный девонским(?) туфом кислого состава, анализировался по 16 зернам апатита, образец KU-59 (долина р. Ак-тру, девонский гранит [Glorie et. al., 2011]) – по 20 зернам. Для этих образцов получен палеоценовый трековый возраст апатита: 57,1±3,8 млн лет (KU-58) и 63,5±5 млн лет (KU-59). Средняя трековая длина по 30 измерениям длин скрытых треков рассчитана только для образца KU-58: 12,21±1,07. В образце KU-59 скрытые горизонтальные треки не обнаружены. На

профиле возраст-высота (**рис.5.5**) отмечается положительная корреляция, однако, необходимы дополнительные данные для оценки тектонического режима Курайско-Чуйской впадины. Тем не менее, тренд для трековых возрастов (**рис.5.5**) Курайской впадины круче тренда трековых возрастов Южно-Чуйского хребта (по образцам В-07-06 и В-07-02), что свидетельствует о более интенсивных неотектонических движениях основания Курайско-Чуйской впадины по сравнению с Южно-Чуйским хребтом в позднемезозойское-раннекайнозойское время.

Чаган-Узунский выступ опробован на абсолютной отметке 2005 м – образец В-11-110 из кембрийских тоналитов. Проанализировано 13 зерен апатита, сделано 25 измерений длин скрытых горизонтальных треков. Трековый возраст апатита составляет 50,8±5,7 млн лет (эоцен), средняя трековая длина 12,89±1,76.

Из Курайского хребта, нарушенного Курайской зоной разломов И представляющего композицию из серии (нео)тектонических блоков, отобрано 12 образцов. Образцы KU-66 (девонский диорит, высота 2170 м, долина р. Тыбтугом) и KU-43 (кембрийский? тоналит, высота, около п-ка Орталык) отобраны из единого тектонического блока, что подтверждается результатами трекового датирования апатита. Для образца KU-66 проанализировано 9 зерен апатита и получен палеоценовый трековый возраст (61,9±5,2 млн лет), скрытых горизонтальных треков не обнаружено. Кроме того, для этого образца получена олигоценовая датировка апатита 25,6±6.8 (U-Th-Sm)/He (AHe) методом датирования [Glorie et. al., 2012]. Образец KU-43, проанализированный по 9 зернам апатита, имеет позднемеловой трековый возраст (73,7±5,5), также по этому образцу получена палеоценовая (59,8±3,8 млн лет) (U-Th-Sm)/He (AHe) датировка [Glorie et. al., 2012]. В апатите образца KU-43 измерено 37 длин скрытых горизонтальных треков, средняя трековая длина 13,74±0,96 мкм. На графике (рис.5.5) для образцов KU-66 и KU-43 отмечается положительная корреляция трекового возраста апатита в зависимости от абсолютной высоты, с которой были отобраны образцы. Тренд на графике, полученный по фигуративным точкам для этих двух образцов, имеет крутой наклон, сопоставимый с наклоном тренда для образцов Курайской впадины.

Образцы Al-240 (девонский гранодиорит) и Al-239 (милонит) отобраны на Ильдугемском перевале с абсолютных высот 2440 и 2720 м, соответственно. Для этих образцов получен позднемеловой трековый возраст: 77,9±4 млн лет (образец

Al-239, по анализу 50 зерен апатита) и 87,9 \pm 3,5 млн лет (образец Al-240, по анализу 30 зерен апатита). Для образца Al-239 сделано 51 измерение длин скрытых горизонтальных треков, средняя трековая длина составляет 11,2 \pm 2,2 мкм, для образца Al-240 по 100 измерениям трековых длин средняя длина треков составляет 13,5 \pm 1,3 мкм. Эти 2 образца с Ильдугемского перевала отобраны с различных крыльев (блоков) надвиговой (сдвиго-надвиговой) структуры в непосредственной близости от плоскости сместителя и друг от друга. Результаты трекового анализа апатита согласуются со структурным положением двух рассматриваемых блоков. Трековый возраст апатита образца Al-239 (северное крыло) моложе трекового возраста апатита образца Al-240 (южное крыло), при том, что уровень отбора образца Al-239 выше, чем у Al-240.

Образец В-10-14 отобран в долине р. Чуя из нижнекарбоновых песчаников артолыкской свиты с абсолютной высоты 1586 м. Проанализировано 14 зерен апатита одной популяции, получен позднемеловой трековый возраст 91±8,9 млн лет. Измерен 21 скрытый горизонтальный трек в апатите, средняя трековая длина составляет 13,03±1,49 мкм.

Образец КU-84 отобран из позднедевонских диоритов с абсолютной высоты 3024 м. Для образца получен позднемеловой 72,2±2,8 трековый возраст апатита по анализу 16 зерен апатита и весьма противоречивый раннемеловой 106,4±12 (U–Th–Sm)/He (AHe) возраст апатита [Glorie et. al., 2011]. Средняя трековая длина для этого образца по 97 измерениям оценивается как 12,72±1,78 мкм.

Образец В-07-29 отобран из нижнекембрийских тоналитов с абсолютной высоты 2760 м. Проанализировано 30 зерен апатита, получен палеоценовый трековый возраст 62,9±4,1 млн лет. Скрытые горизонтальные треки в апатите не обнаружены.

Образец КU-73 отобран из девонских (?) фельзитов с абсолютной высоты 2538 м. Для образца получен позднемеловой 85,8±37,3 трековый возраст апатита по анализу 6 зерен апатита. Скрытые горизонтальные треки в апатите отсутствуют.

Образцы KU-52 (девонский кварцевый порфир) и KU-57 (девонский кислый туф) отобраны в долине р. Кокоря с абсолютных высот 2830 и 3000 м соответственно. Для этих образцов получен позднемеловой трековый возраст: 69,1±6 млн лет (образец KU-57, по анализу 12 зерен апатита) и 72,2±3,7 млн лет

(образец KU-52, по анализу 25 зерен апатита). Для образца KU-52 сделано 62 измерения длин скрытых горизонтальных треков, средняя трековая длина составляет 13,8±1,2 мкм, в зернах апатита образца KU- 57 скрытые горизонтальные треки не обнаружены.

Образец НКАМ-38 отобран из кембрийских метатурбидитов с абсолютной высоты 2118 м. Для образца получен позднемеловой 86,2±4,6 трековый возраст апатита по анализу 45 зерен апатита. Средняя трековая длина для этого образца по 34 измерениям оценивается как 12,68±1,41 мкм.

Образец В-11-105 отобран из девонских песчаников талдыдюргунской свиты с абсолютной высоты 2088 м. Проанализировано 1 зерно апатита, получен позднемеловой трековый возраст 72,4±26,3 млн лет. Скрытые горизонтальные треки в апатите не обнаружены.

Чулышманское плато опробовано по субширотному профилю в рамках одноименного участка (**рис. 5.6.**), также отобраны единичные пробы вне профиля (в северной части Чулышманского плато). На профиле выделяются три группы образцов, места отбора которых концентрируются в восточной, центральной и западной частях Чулышманского плато. В целом, для трекового анализа апатита Чулышманского плато отобрано 24 образца.

В западной части Чулышманского плато (междуречье pp. Кубадру и Каракудюр) отобрано 9 проб: два вертикальных профиля и один дополнительный образец из другого тектонического блока, возможно, относящегося к Курайскому хребту. Этот дополнительный образец (KU-42) будет рассмотрен на Чулышманском участке ввиду своего положения.

Образцы НКАМ-159 (гнейс, высота 2048 м), КU-71 (триасовый диорит, высота 2033 м) и KU-41 (ортогнейс, высота 2157 м) отобраны вблизи Кубадринского перевала. Для образца НКАМ-159 по анализу 18 зерен апатита, получен мел-палеогеновый трековый возраст 66±6,3 млн лет, для образца KU-71 по анализу 20 зерен – позднемеловой трековый возраст 78±5,5 млн лет, для образца KU-41 по 14 зернам апатита – позднемеловой трековый возраст 88,9±6,6 млн лет. Измерены длины горизонтальных скрытых треков для образца HKAM-159: 14,26±1,33 мкм (23 измерения) и для образца KU-71: 13,03±1,28 мкм (31 измерение), в апатитах образца KU-41 горизонтальных скрытых треков не

обнаружено. На графике возраст-высота (**рис. 5.5**) для фигуративных точек образцов KU-41, KU-71 и HKAM-159 показан субгоризонтальный тренд, свидетельствующий о тектоническом покое, который выражен в низких скоростях денудации и полном отсутствии тектонических вертикальных поднятий в позднемеловое время в отличие от тренда Курайского хребта.



Рис. 5.6. Геологическая схема Чулышманского участка по [Grave et al., 2008] с дополнениями автора. 1 - неоген-четвертичные осадки, 2 - триас-юрские средне-позднепалеозойские гранитоиды, 3 _ вулканические и осадочные средне-позднедевонские вулканогенные осадки, 5 - раннекомплексы, 4 гранито-гнейсовые комплексы, средне-палеозойские среднелевонские 6 ранне-среднепалеозойские гранитоиды, 8 - кембрийскиеофиолиты, 7 раннепалеозойские (мета)карбонаты, 9 кембрийские-раннепалеозойские -10 кембрийские вулканогенные осадки. 11 рифейские турбидиты. (мета)турбидиты, зеленые сланцы и гнейсы, 12 - пермь-триасовые (сдвиговые) - позднедевонские-раннекарбоновые сдвиговые разломы, 13 зоны, 14 _ позднедевонские-раннекарбоновые надвиги, 15 - места отбора проб на трековый анализ апатита, 16 - трековые возрасты апатита (в млн лет).

Образцы KU-68 (ортогнейс, высота 1630 м), KU-69 (ортогнейс, высота 1609 м), КU-70 (девонский (?) гранодиорит, высота 1614 м), СНU-02 (девонский (?) гранодиорит, высота 1585 м) и GA-23 (девонский (?) гранит, высота 1580 м) отобраны из вертикального профиля на правобережье р. Кубадру. Для образца KU-68 по анализу 30 зерен апатита, получен позднемеловой трековый возраст 73,8±3,2 млн лет, для образца KU-69 по анализу 25 зерен – позднемеловой трековый возраст 83,7±3,2 млн лет, для образца КU-70 по анализу 20 зерен – позднемеловой трековый возраст 73,2±2,9 млн лет, для образца CHU-02 по 20 зернам апатита – позднемеловой трековый возраст 87±5,2 млн лет, для образца GA-23 по 30 зернам апатита – раннемеловой трековый возраст 104,4±5,9 млн лет. Для всех пяти образцов этого вертикального профиля измерены значения средних длин горизонтальных скрытых треков в апатите: для образца KU-68 13,1±1,29 мкм (100 измерений), для образца KU-69 14,02±1,2 мкм (100 измерений), для образца KU-70 13,37± 1,1 мкм (100 измерений), для образца CHU-02 14,03±1,55 мкм (100 измерений), для образца GA-23 14,2± 1,5 мкм (100 измерений). Полученные трековые возрасты апатита для пяти образцов этого вертикального профиля дают субгоризонтальный тренд на графике возраст-высота (рис. 5.5), аналогичный тренду для вертикального профиля вблизи Кубадринского перевала.

Образец КU-42 отобран из ортогнейсов на Кубадринском перевале с абсолютной высоты 2514 м. Для образца получен позднемеловой 82,5±4,3 трековый возраст по анализу 35 зерен апатита. Средняя трековая длина для этого образца по 91 измерению оценивается как 13,53±1,18 мкм.

В центральной части Чулышманского плато отобрано 7 образцов на правобережье р. Башкаусс. В долине р. Малый Улаган с высоты 1711 м отобрано два образца KU-82 (нижнекембрийский (?) габброид) и KU-83 (дайка кислого состава в образце KU-82). Для этих образцов получен позднемеловой трековый возраст: 83,2±7,2 млн лет (образец KU-82, по анализу 6 зерен апатита) и 80,8±4,8 млн лет (образец KU-83, по анализу 15 зерен апатита). Для образца KU-83 сделано 37 измерений длин скрытых горизонтальных треков, средняя трековая длина составляет 13,53±1,27 мкм, в зернах апатита образца KU-82 скрытые горизонтальные треки не обнаружены. Также в долине р. Малый Улаган отобран

образец В-12-48 (ортогнейс) с абсолютной отметки 1410 м. Для этого образца получен позднемеловой 81,8±10,7 трековый возраст по анализу 12 зерен апатита. Средняя трековая длина для этого образца по 24 измерениям оценивается как 13,08±1,64 мкм.

Из гранитидного Саратанского массива с U-Pb возрастами цирконов 237±4,4 млн лет [Федак и др., 2011], 225±5 млн лет [Glorie et. al., 2011] отобраны 3 образца: GA-06 (высота 1365 м), KU-79 (высота 1425 м) и НКАМ-84 (высота 1385 м). Для образца GA-06 по анализу 60 зерен апатита, получен раннемеловой трековый возраст 130,8±9,3 млн лет, для образца КU-79 по анализу 30 зерен – позднемеловой трековый возраст 98,6±4,5 млн лет, для образца НКАМ-84 по 34 зернам апатита – позднемеловой трековый возраст $95,8\pm5,8$ МЛН лет. Измерены длины горизонтальных скрытых треков для образца GA-06: 13,9±2 мкм (65 измерений), для образца KU-79: 13,66±1,04 мкм (49 измерений) и для образца HKAM-84: 13,84±1,48 мкм (32 измерения). На графике возраст-высота (рис.5.5) ДЛЯ фигуративных точек образцов KU-79, GA-06 и HKAM-84 прослеживается крутой воздымающийся тренд, свидетельствующий 0 тектоническом импульсе, сопоставимый по интенсивности с позднемеловым импульсом Курайского хребта.

Образец GA-21 отобран из нижнекембрийских микродолеритов с абсолютной высоты 2325 м. Для образца получен позднемеловой 97,3±6,2 трековый возраст апатита по анализу 25 зерен апатита. Средняя трековая длина для этого образца по 30 измерениям оценивается как 13±1,7 мкм.

В восточной части Чулышманского плато (правобережье р. Чулышман) отобрано 6 проб. Образец GA-19 взят из гнейсов с абсолютной высоты 1300 м. Проанализировано 50 зерен апатита, получен меловой трековый возраст 100,4±4,5 млн лет. Измерено 100 скрытых горизонтальный треков в апатите, средняя трековая длина составляет 14±1,5 мкм.

Образец GA-07 отобран из нижнекембрийских (?) габброидов с абсолютной высоты 1630 м. Для образца получен раннемеловой 114,8±7,2 трековый возраст по анализу 50 зерен апатита. Средняя трековая длина для этого образца по 100 измерениям оценивается как 14±1,4 мкм.

Образец GA-16 отобран из амфиболитов с абсолютной высоты 1720 м. Проанализировано 35 зерен апатита, получен меловой трековый возраст 123,6±9,5 млн лет. Скрытые горизонтальные треки в апатите отсутствуют.

Фигуративные точки образцов GA-19, GA-07 и GA-16 ложатся на воздымающийся тренд на графике возраст-высота (**рис. 5.5**). При условии, что все три образца отобраны из единого тектонического блока, подобное положение тренда может означать этап повышенной денудации для восточной части Чулышманского плато с интенсивностью немного слабее, чем в центральной части Чулышманского плато.

Образец GA-18 отобран из гнейсов с абсолютной высоты 1635 м. Проанализировано 30 зерен апатита, получен меловой трековый возраст 91,4±3,5 млн лет. Измерено 100 скрытых горизонтальный треков в апатите, средняя трековая длина составляет 13,6±1,4 мкм.

Образец GA-08 отобран из гнейсов с абсолютной высоты 1870 м. Для образца получен раннемеловой 97,4±5,1 трековый возраст по анализу 20 зерен апатита. Средняя трековая длина для этого образца по 65 измерениям оценивается как 13,3±1,8 мкм.

Образец GA-15 отобран из гнейсов с абсолютной высоты 1585 м. Проанализировано 30 зерен апатита, получен позднеюрский трековый возраст 152,7±13,5 млн лет. Скрытые горизонтальные треки в апатите отсутствуют.

В северной части Чулышманского плато отобрано два образца: CHU-01 и НКАМ-157 с абсолютных высот 1350 и 692 м. Образец CHU-01 (долина р. Башкаусс), представленный девонским (?) гранитом, анализировался по 30 зернам апатита, образец НКАМ-157 (долина р. Катуярык, милонит) – по 27 зернам. Для этих образцов получен меловой трековый возраст апатита: 82,4±5,8 млн лет (CHU-01) и 100,2±6,2 млн лет (НКАМ-157). Средняя трековая длина по 30 измерениям длин скрытых треков, рассчитанная для образца CHU-01, составляет 11,8±2,3, для образца НКАМ-157 12,89±1,33 (57 измерений).

На Джулукульском участке отобрано четыре образца: один образец из нижнедевонских [Glorie et. al., 2011] гранитов основания Джулукульской впадины GA-20 (долина р. Узун-Уюк, высота 2015 м) и три образца из ордовикских (?) гранодиоритов Шапшальского хребта: GA-09 (г. Марикбаши, высота 2240 м), GA-

12 (г. Трехглавая, высота 2785), GA-13 (г. Трехглавая, высота 2500 м). Джулукульская впадина развивалась в виде полного рампа (**рис. 5.7**) вдоль Шапшальского разлома, который был реактивирован в транспрессивных условиях в позднем кайнозое.



Рис. 5.7. Геологическая схема Джулукульского участка по [Grave et al., 2007] с дополнениями автора. Условные обозначения: 1 - позднеплейстоценовые ледниковые отложения, 2 -неоген-четвертичные осадки, 3 - девонские гранитоиды, 4 - ордовикские гранитоиды, 5 - эдиакарские базальты, 6 - эдиакарские зеленые сланцы, 7 -рифейские зеленые сланцы, 8 - места отбора проб на трековый анализ апатита, 9 -трековые возрасты апатита (в млн лет).

Для образцов GA-12 и GA-13 получен раннемеловой (132,6±7,6 млн лет, по анализу 30 зерен) и позднеюрский (157,2±9,6 млн лет, по анализу 30 зерен) трековые возрасты апатита соответственно. Для образца GA-13 сделано 100 измерений длин скрытых горизонтальных треков, средняя трековая длина составляет 13,4±1,4 мкм, в зернах апатита образца GA-12 скрытые горизонтальные треки не обнаружены. Образец GA-09 проанализирован по 30 зернам апатита, получен позднемеловой 97,5±6 трековый возраст. Скрытые горизонтальные треки в апатите этого образца отсутствуют. Для образца GA-20 получен раннемеловой 105,6±5,2 трековый возраст по анализу 20 зерен апатита. Средняя трековая длина для этого образца по 100 измерениям оценивается как 14,1±1,4 мкм.



Рис. 5.8. Трековые возрасты апатита Юго-Восточного Алтая (в млн лет)

Таким образом, для территории Юго-Восточного Алтая получено 46 датировок методом трекового анализа апатита (из них 9 авторских), построено 32 термальные истории (из них 7 авторских). Трековые возрасты апатита (**рис. 5.8**)

ложатся в широком диапазоне от ~157 млн лет (поздняя юра) до ~51 млн лет (эоцен).

Наиболее древние трековые возрасты отмечаются для горного обрамления Джулукульской впадины - от 157 млн лет (поздняя юра) до 97 млн лет (поздний мел) и Чулышманского плато – от 153 (поздняя юра) млн лет до 73 млн лет (поздний мел). Молодые датировки получены в Курайско-Чуйском прогибе: эоценовые трековые возрасты для Чаган-Узунского выступа (51 млн лет) и палеоценовые возрасты для основания Курайской впадины (57-64 млн лет). Для Южно-Чуйского хребта характерны позднемеловые трековые возрасты от 100 млн лет до 82 млн лет, для Курайского хребта - от 91 млн лет (поздний мел) до 61 млн лет (палеоцен). Зависимость трековых возрастов апатита от абсолютной отметки нахождения образца прослеживается не во всех блоках. Такая слабая корреляция на высотно-временном профиле обусловлена сложным строением исследуемой территории, где условно выделенные тектонические блоки могут быть разбиты на серию блоков более мелкого порядка. На рис. 5.9 показана региональная модель распределения трековых возрастов апатита, построенная путем интерполяции значений методом ближайщего соседа. На данной модели проявлена аномальная зона (теплые тона) с концентрацией более молодых трековых возрастов апатита, приуроченная к Курайско-Чуйской прогибу и Телецкому грабену. В геологической интерпретации трековых возрастов апатита в данной ситуации эта аномальная зона означает более позднее пересечение коровой изотермы 100°C относительно прилегающих территорий и, следовательно, более позднее вертикальное поднятие [Ветров и др., 2016].

Средние значения трековых длин варьируют от 11,2 мкм до 14,3 мкм (рис. 5.10). В целом, значения средних длин треков соответствуют трековым возрастам апатита: для образцов с наиболее древними возрастами характерны высокие значения трековых длин, для образцов с молодыми датировками – средние и низкие значения трековых длин. На рис. 5.11 приведена региональная модель распределения средних трековых длин. На модели распределения средних трековых длин. На модели распределения средних трековых длин. На модели распределения аномальной зоне, показанной на региональной модели распределения трековых возрастов апатита. На данной модели аномальная зона (теплые тона) с низкими значениями средних

трековых длин (12 мкм) означает задержку массивов в зоне частичного отжига, зеленые оттенки – относительно быстрый вывод пород на поверхность. Аномалия в северо-западной части, вероятно, вызвана более высоким тепловым потоком, связанным с Телецким грабеном [Ветров и др., 2016].



Рис. 5.9. Региональная модель распределения трековых возрастов апатита Юго-Восточного Горного Алтая.

Для моделирования термальных историй были построены гистограммы распределения трековых длин в апатитах отдельных образцов (**рис. 5.12**). Представленные гистограммы подтверждают два типа распределений: вулканического типа (например, обр. KU-69, GA-13) и бимодальное распределение (например, обр. KU-84, GA-06). Как отмечалось в гл.3, образцы с «вулканическим распределением» записывают быстрое событие охлаждения, а образцы с

бимодальным распределением – более сложную термальную историю. Результаты моделирования термальных историй приведены на рис. 5.13.





5.3. Интерпретация термальных историй

В данном разделе приведены типовые термальные истории с оценкой термотектонических параметров (скоростей денудации, объемов денудированных толщ) для Курайского, Южно-Чуйского и Шапшальского хребтов, Курайской впадины, Чулышманского плато, Чаган-Узунского выступа.

5.3.1. Позднемезозойско-кайнозойская история формирования Курайского хребта

Для интерпретации термальной истории пород Курайского хребта использован образец KU-43 (раннекембрийский тоналит, N50°06'18'';

E088°30'52''; h-2557 м), отобранный в основании Курайского хребта, т.к. он является наиболее показательным для выявления принципиально различных этапов его формирования. В термальной истории образца выделено три этапа. Первый этап от 125 до 112 млн лет (ранний мел: аптский ярус) характеризуется крутым углом наклона линии t,T-тренда и отражает быстрое охлаждение породы от 120° C до 50° C. На втором этапе от 112 до 7 млн лет (мел-неоген) угол наклона линии t,T-тренда становится субгоризонтальным, что указывает на медленное постепенное охлаждение образца от 50° C до 45° C.



Рис. 5.11. Региональная модель распределения средних трековых длин Юго-Восточного Алтая

Третий этап, последние 7 млн лет (поздний миоцен-голоцен), проявлен крутым углом наклона t,T-тренда и свидетельствует о быстром охлаждении породы от 45° C до 20° C. При изменении нормального градиента температур (25- 30° C на 1 км), получается, что породы Курайского хребта на первом этапе за 13 млн лет охладились на 70° C, что соответствует денудации примерно 2500 метровой толщи пород. На втором этапе породы охладились на 5° C и за 105 млн лет произошла денудация около 180 метровой толщи пород Курайского хребта. За последние 7 млн лет породы охладились на 25° C, и за это время произошла денудация около 825 метровой толщи пород. Скорость охлаждения (денудации) пород для первого



образцов.

этапа составляет около 5,4 ⁰С/млн.лет (190 м/млн лет), для второго этапа – около 0,05 ⁰С/млн лет (1,75 м/млн лет) и третьего этапа – около 3,6⁰С/млн лет (120 м/млн лет).

5.3.2. Позднемезозойско-кайнозойская история формирования Южно-Чуйского хребта

По аналогии с образцом KU-43 для Южно-Чуйского хребта изучена термальная история образца G-07-06 (девонский диорит, N49°54'48''; E087°57'01''; h-2753 м). Выделено четыре этапа. Первый этап от 88 до 83 млн лет (поздний мел: коньякский-сантонский ярусы) характеризуется крутым углом наклона линии t, Tтренда и отражает быстрое охлаждение породы от 120° C до 88° C. На втором этапе от 83 до 25 млн лет (поздний мел-олигоцен) отмечается средний угол наклона линии t,T-тренда, и указывает на постепенное охлаждение образца от 88°C до 40°C. Третий этап, от 25 до 8 млн лет (олигоцен-миоцен): субгоризонтальный наклон линии t,T-тренда, медленное постепенное охлаждение от 40°C до 35°C. Четвертый этап за последние 8 млн лет (миоцен-голоцен): крутой угол наклона линии t,Tтренда, быстрое охлаждение образца от 35°C до 22°C. Породы Южно-Чуйского хребта на первом этапе за 5 млн лет охладились на 32°C, что соответствует денудации примерно 1050 метровой толщи пород. На втором этапе породы охладились на 48[°]C и за 58 млн лет произошла денудация около 2000 метровой толщи пород Южно-Чуйского хребта. Третий этап: охлаждение на 5[°]C, за 17 млн лет денудация около 165 метровой толщи пород. Четвертый этап: охлаждение на $13^{0}C$ за 8 млн лет денудация около 435 метровой толщи пород. Скорость охлаждения (денудации) пород для первого этапа составляет около 6,4 ⁰С/млн лет (210 м/млн лет), для второго этапа – около 0,8 °С/млн лет (34 м/млн лет), для третьего этапа – около 0,3[°]C/млн лет (9,7 м/млн лет), для четвертого этапа - около 1.6[°]С/млн лет (54 м/млн лет).

5.3.3. Позднемезозойско-кайнозойская история формирования Курайской впадины

В термальной истории образца KU-58 (девонский фельзит, отобранный вблизи п. Курай, N50°10' 11''; E087°52'52''; h-1564 м), который представляет

вскрытый денудацией фундамент впадины, выделено три этапа. Первый этап от 71 до 53 млн лет (поздний мел - эоцен) характеризуется крутым углом наклона линии t, T-тренда и отражает быстрое охлаждение породы от 120° C до 50° C. На втором этапе от 53 до 5 млн лет (эоцен - плиоцен) линия t, T-тренда погружается, что указывает на постепенное нагревание образца от 50° C до 64° C. Третий этап, последние 5 млн лет (плиоцен-голоцен), проявлен субвертикальной линией t,Tтренда и свидетельствует о быстром охлаждении породы от 64[°]C до 23[°]C. Породы впадины на первом этапе за 18 млн лет охладились на 70°C, что Курайской соответствует денудации примерно 2450 метровой толщи пород. На втором этапе породы нагрелись на 14°C, это может быть трактовано как результат нагрузки фундамента палеогеновыми и неогеновыми осадками, мощность которых составляла более 400 метров. За последние 5 млн лет породы охладились на 41°С, и за это время произошла денудация около 1350 метровой толщи пород. Скорость

охлаждения (денудации) пород для первого этапа составляет около 3,9 ^оС/млн лет (135 м/млн лет), для третьего этапа – около 8,2 ^оС/млн лет (270 м/млн лет).



Рис. 5.13. Термальные истории образцов Юго-Восточного Алтая.

5.3.4. Позднемезозойско-кайнозойская история формирования Чаган-Узунского выступа

Термальная история Чаган-Узунского выступа изучалась по образцу В-11-110 (раннекембрийский тоналит, N50°06,967", E088°19.994", h-2005 м). В термальной истории образца выделено 5 этапов. Первый этап от 61 до 51 млн лет (эоценпалеоцен) характеризуется крутым углом наклона линии t,T-тренда и отражает быстрое охлаждение породы от 120° C до 95° C. На втором этапе от 51 до 20 млн лет (миоцен-эоцен) отмечается средний угол наклона линии t, T-тренда, и указывает на постепенное охлаждение образца от 95° С до 62° С. Третий этап, от 20 до 9 млн лет отрицательный (миоцен): субгоризонтальный наклон линии t, Т-тренда, маркирующий слабое нагревание от 62°C до 64°C. Четвертый этап от 9 до 6 млн.лет (миоцен): крутой угол наклона линии t, T-тренда, быстрое охлаждение образца от 64°С до 38°С. Пятый этап за последние 6 млн лет (миоцен-голоцен): угол наклона линии t,T-тренда выполаживается, но, тем не менее, фиксирует быстрое охлаждение от 38°C до 22°C. Породы Чаган-Узунского выступа на первом этапе за 10 млн лет охладились на 25° C, что соответствует денудации примерно 900 метровой толщи пород. На втором этапе породы охладились на 33⁰С и за 31 млн лет произошла денудация около 1250 метровой толщи пород Чаган-Узунского выступа. На третьем этапе породы нагрелись на 2°С, это может быть интерпретировано как результат нагрузки палеогеновыми и неогеновыми осадками, которую Чаган-Узунский выступ испытал, будучи составляющей основания Курайско-Чуйской впадины. Четвертый этап: охлаждение на 26⁰C, за 3 млн лет денудация около 950 метровой толщи пород. Пятый этап: охлаждение на $16^{\circ}C.$ за 6 млн лет денудация около 590 метровой толщи пород. Скорость охлаждения (денудации) пород для первого этапа составляет около 2,5 °С/млн лет (90 м/млн лет), для второго этапа – около 1,1 ^оС/млн лет (40 м/млн лет), для четвертого этапа – около 8,7°С/млн лет (316 м/млн лет), для пятого этапа - около 2,7⁰С/млн лет (98 м/млн лет).

5.3.5. Позднемезозойско-кайнозойская

история

Чулышманского плато

Для интерпретации термальной истории пород Чулышманского плато использован образец КU-79 (девонский гранит, N50⁰32'26", E88⁰10'56", h-1425), отобранный в восточной части саратанского массива. В термальной истории образца выделено три этапа. Первый этап от 120 до 95 млн лет (мел) характеризуется крутым углом наклона линии t,T-тренда и отражает быстрое охлаждение породы от 120°C до 70°С. На втором этапе от 95 до 70 млн лет (поздний мел) угол наклона линии t, Tтренда становится менее крутым по отношению к первому этапу, отмечается охлаждение образца от 70°С до 40°С. Третий этап, последние 70 млн лет (поздний мел-голоцен), проявлен слабо наклонным t, T-трендом, который свидетельствует о медленном охлаждении породы от 40°C до 20°C. Породы Чулышманского плато на первом этапе за 25 млн лет охладились на 50°С, что соответствует денудации примерно 1825 метровой толщи пород. На втором этапе породы охладились на 30°С и за 25 млн лет произошла денудация около 1100 метровой толщи пород Чулышманского плато. За последние 70 млн лет породы охладились на 20[°]C, и за это время произошла денудация около 770 метровой толщи пород. Скорость охлаждения (денудации) пород для первого этапа составляет около 2 ⁰С/млн лет (73 м/млн лет), для второго этапа – около 1,2 ^оС/млн лет (44 м/млн лет) и третьего этапа – около 0,3⁰С/млн лет (11 м/млн лет).

5.3.6. Мезозойско-кайнозойская история формирования Шапшальского хребта

Термальная история Шапшальского хребта изучена по образцу GA-13 (девонский гранодиорит, $50^{0}45'11"$, $89^{0}19'28"$, h-2500). Выделено три этапа. Первый этап от 180 до 155 млн лет (ранняя – поздняя юра) характеризуется крутым углом наклона линии t,T-тренда и отражает быстрое охлаждение породы от 120^{0} C до 70^{0} C. На втором этапе от 155 до 10 млн лет (поздняя юра-миоцен) отмечается незначительный угол наклона линии t,T-тренда, что указывает на постепенное охлаждение образца от 70^{0} C до 45^{0} C. Третий этап за последние 10 млн лет (миоцен-голоцен): крутой угол наклона линии t,T-тренда, быстрое охлаждение образца от 45^{0} C до 30^{0} C. Породы Шапшальского хребта на первом этапе за 25 млн лет были охлаждены на 50^{0} C, что соответствует денудации примерно 1825

метровой толщи пород. На втором этапе породы охладились на 25° С и за 145 млн лет произошла денудация около 1015 метровой толщи пород Шапшальского хребта. Третий этап: охлаждение на 15° С, за 10 млн лет денудация около 550 метровой толщи пород. Скорость охлаждения (денудации) пород для первого этапа составляет около 2 ^оС/млн лет (73 м/млн лет), для второго этапа – около 0,2 ^оС/млн лет (7 м/млн лет), для третьего этапа – около 1,5^оС/млн лет (55 м/млн лет).

5.3.7. Региональные скорости денудации для Юго-Восточного Алтая

В итоге, для пород Курайского хребта выявлен раннемеловой этап тектонической активности, о чем свидетельствует быстрое охлаждение (падение температуры) в образцах, затем следует период относительного спокойствия, который продолжался по поздний плиоцен, после которого наступает этап быстрого вывода пород на поверхность. Южно-Чуйский хребет после этапа тектонической активности продолжает расти, но со значительно меньшей скоростью, которая меняется в пределах 1°С/млн лет; начало позднеплиоценового тектонического импульса – 6 млн лет назад (по образцу G-07-06), 2,5 млн лет назад (по образцу АІ-235). В образце фундамента Курайской впадины наблюдается мелраннепалеогеновый тектонический этап, затем породы испытывают погружение вследствие накопления эоцен-миоценовых осадков, после чего в плиоценчетвертичное время породы со скоростью около 8°С/млн лет (270 м/млн лет) поверхность. Для Чаган-Узунского выступа фиксируется выводятся на палеогеновый тектонический этап, за которым следует этап тектонической стабильности со слабым погружением пород выступа, после чего последние 9 млн лет наступает этап быстрого вывода пород на поверхность со скоростью от 2,7[°]С/млн лет (98 м/млн лет) до 8,78[°]С/млн лет (316 м/млн лет). Синхронное погружение пород Чаган-Узунского выступа и основания Курайской впадины с последующим быстрым воздыманием, причем более ранним и интенсивным для чаган-узунских пород, могут свидетельствовать о существовании единого осадочного Курайско-Чуйского бассейна, который со временем был разделен Чаган-Узунским выступом. Для пород Чулышманского плато выявлен меловой этап тектонической активности со скоростью денудации от 1,2 ⁰С/млн лет (44 м/млн лет) до 2 ⁰С/млн лет (73 м/млн лет), с наибольшей интенсивностью в раннем

мелу и незначительным спадом в позднем мелу, затем для Чулышманского плато наступает период тектонического спокойствия, который продолжается до голоцена. Юрский и миоцен-голоценовый тектонические этапы, разделенные затяжным (145 млн лет) периодом тектонического спокойствия, выявлены для пород Шапшальского хребта.

На рис. 5.14 приведен график средних региональных скоростей денудации пород для Юго-Восточного Алтая, который отражает три термотектонических события: 1. позднемеловой – раннепалеогеновой тектонической активизации со скоростью денудации до 200 м/млн лет (в среднем 40-60 м/млн лет), которая, возможно, связана с дальним воздействием Монголо-Охотской орогении; 2. среднепалеогеновой – ранненеогеновой стабилизации с формированием поверхности выравнивания; 3. неоген-четвертичной тектонической активизации «ступенчатого» характера со скоростью денудации до 270 м/млн лет (в среднем 50-90 м/млн лет), которая отражает результат дальнего воздействия Индо-Евразийской коллизии.



Рис. 5.14. Средняя региональная скорость денудации пород Юго-Восточного Алтая.

5.4. Корреляция геофизических, геологических данных и данных трекового анализа апатитов

Результаты трекового датирования апатита: трековые параметры, модели термальных историй коррелируют с геологической, геофизической информацией, доступной для изучаемой территории. В данном разделе приводится анализ сопоставления сейсмических данных с результатами регионального моделирования по трековым параметрам, корреляция данных термальных историй для образцов Курайско-Чуйской впадины и ее горного обрамления (Южно-Чуйского, Курайского хребтов и Чаган-Узунского выступа) со стратиграфическими (литолого-фациальными) данными по кайнозойским отложениям Курайско-Чуйской впадины.

Ранее по региональному распределению трековых параметров выделена аномальная зона, которая характеризуется относительно молодыми трековыми возрастами апатита и наименьшими значениями трековых длин. Выделенная по трековым параметрам зона (**рис. 5.15 а, 6**) коррелирует с современной сейсмически активной областью, выявленной геофизическими наблюдениями за последние 50 лет: эпицентры крупнейших землетрясений и афтершоков сконцентрированы в районе Курайско-Чуйского прогиба (**рис. 5.15 в, г**) [Ветров и др., 2016]. Это обосновывается тем, что поток подогретых подземных вод может оставить измеримый термальный эффект на трековые возрасты и трековые длины через разломные зоны, особенно если гидротермальная система существует длительное время. В таком случае, трековое датирование апатита и региональный анализ трековых параметров может представлять собой инструмент для выявления сейсмически активных областей.



Рис. 5.15 Корреляция региональных моделей распределения трековых параметров (трековых возрастов (а) и средних трековых длин (б)) для юго-восточной части Горного Алтая, современная сейсмическая активность: положение афтершоков (в) и эпицентров крупнейших землетрясений (г). 1-линии региональных позднепалеозойских разломов, 2-эпицетры землетрясений с M =3 (а), M=5 (б), M=8 (в); 3- эпицентры афтершоков.

Считается, что в позднем мезозое-раннем палеоцене на территории Горного Алтая формировался пенеплен и коры выветривания [Девяткин, 1965; Зыкин, Казанский, 1995]. Этот этап в трековом датировании пород Курайско-Чулышманского блока выражен пологим наклоном линии t,T-тренда, которая начинается от 150 до 80 млн лет и заканчивается в период от 5 до 0 млн лет. В меньшей мере трековым датированием охарактеризован Южно-Алтайский блок. Можно сделать заключение, что его северная часть (**рис. 5.2**, т.н.18, 19) не подвергалась интенсивной денудации в последние 80 млн лет, тогда как южнее (**рис. 5.2**, т.н.1), вблизи активной разломной зоны, за последние 5 млн лет произошла денудация пород мощностью около 2 км. Аналогичная активизация характерна для обрамления и Курайско-Чулышманского блока. Полученная закономерность может быть объяснена тем, что во внутренних частях блоков, приподнятых относительно межгорных впадин, выполненных кайнозойскими осадками, в большей мере сохранились реликты древней поверхности выравнивания с остатками кайнозойских осадков, например в Курайско-Чуйской впадине [Ветров и др., 2016].

На всех графиках (**рис.5.13**) линии t,T-тренда в период времени древнее, чем 80 млн лет, имеют крутое падение, что указывает на интенсивную и мощную денудацию пород (более 2 км за 3-5 млн лет), что может быть объяснено проявлением крупного этапа горообразования.

На рис.5.17 представлено сопоставление моделей термальных историй пород основания Курайской впадины, Чаган-Узунского выступа, Курайского и Южно-Чуйского хребтов с историей накопления кайнозойских осадков Курайско-Чуйской впадины. Отчетливо выделяются четыре типа осадков, различающихся по характеру осадконакопления. К первой относится позднемеловая - палеогеновая кора выветривания и олигоценовая карачумская свита, образованная продуктами ее переотложения. Ко второй относятся угленосные отложения кошагачской свиты. К третьей относятся аллювиально-озерные и озерные глинисто – карбонатные отложения туерыкской и кызылгирской свит. К четвертой относятся буроцветная моласса бекенской и башкаусской свит. Кайнозойская история осадконакопления отчетлива коррелирует с трендами термальных историй. Погружение t, T-тренда образца, взятого из основания Курайской впадины, соответствует углублению впадины и смене болотных отложений кошагачской свиты более глубоководными отложениями туерыкской и кызылгирской свит. Воздымание t,T-трендов для пород горного обрамления Курайско-Чуйской впадины, фиксирующее интенсивный рост горных систем, коррелирует с этапом накопления грубообломочных отложений бекенской и башкаусской свит.



Рис. 5.16. Фото поверхности пенепленизации: а - Курайского хребта, б – Чулышманского плато

По результатам трекового датирования выявлено, что в юго-восточной части Горного Алтая в конце мезозоя (95-65 млн лет) существовал средне-расчлененный рельеф с абсолютными высотами от 1000 до 1600 метров. В палеогене (65-25 млн лет) произошла дифференциация рельефа, он стал высокогорным (с отметками высот от 1000 до 2500 метров). В этот период времени обособились Южно-Алтайский, Курайско-Чулышманский и Западно-Саянский блоки, представляющие собой высокогорные плато, разделенные впадинами, расположенными в зонах региональных раломов (Чарышско - Теректинского, Курайского и Шапшальского).



Рис. 5.17. Эволюция накопления осадков Курайско-Чуйской впадины (корреляционная схема стратиграфических данных и результатов трекового анализа) по [Ветров, 2013; Ветров и др., 2016] с дополнениями автора.

Условные обозначение: 1 - валуники, 2 - гравийно-песчаный материал, 3 - гравий, 4 - галечник, 5 - пески, 6 - алевролиты, 7 - глины, 8 - мергели, 9 - известняки, 10 - бурый уголь. Свиты: kch - карачумская, csch - кош-агачская, tr - туерыкская, kzg - кылгирская, bec - бекенская, bshk - башкаусская.

Рельеф формировался в результате складчатых деформаций литосферы и, в том числе поверхности пенеплена (**рис. 5.16**), как результат начальной стадии дальнего воздействия Индо-Евразийской коллизии [Буслов и др., 2013].

Так для Курайско-Чулышманского блока прослеживается формирование антиклинальной складки, начиная с 25 млн лет. В это же время к юго-западу на поверхности пенеплена формируется синклинальная складка, выполненная осадками Курайско-Чуйской впадины. В конце олигоцена впадина заполнялась переотложенной корой выветривания (карачумская свита и ее аналоги), поступающей из высокогорных плато (антиклинальных складок). Затем, в период 26-12 млн лет назад рельеф существенно не менялся, и впадины выполнялись угленосными отложениями кошагачской свиты. Углубление бассейна с формированием глинисто-карбонатных позднемиоценовых отложений туерыкской и кызылгирской свит (суммарной мощность от 300 до 600 м) фиксируется погружением T-t-тренда образца из фундамента Курайской впадины.

5.5. Визуализация термотектонических событий Юго-Восточного Алтая за последние ~100 млн лет

Результаты моделирования термальных историй пород отражают региональную историю охлаждения пород современной поверхности во время их транспортировки в верхней коре. На **рис. 5.18** изображена история остывания пород юго-восточной части Горного Алтая за последние 95 млн лет с шаговым интервалом в 10 млн лет. Динамика остывания территории неоднородна, однако выявляются общие закономерности. Наиболее быстрое охлаждение произошло во временном интервале с 95 до 75 млн лет и за последние 15 млн лет. Относительно стабильное положение палеоизотерм отмечается в интервале от 55 до 25 млн лет.

На **рис. 5.19** приведена модель региональных денудационных событий за последние 95 млн лет с временным интервалом 10 млн лет. На серии изображений отображены объемы денудированных толщ в масштабе от 30 до 1300 м. Смена

областей денудацией с максимальной указывает на этапы активности региональных позднепалеозойских зон разломов. На территории Юго-Восточного Алтая выделяются четыре этапа с различными показателями объемов (скоростей) денудации за последние 95 млн лет. Во время первого мел-палеогенового этапа (95-55 млн лет) наиболее мощной денудации была подвержена зона сочленения Чарышско-Теректинского и Курайского разломов. Показатели денудации для других участков территории незначительны. Во время второго палеогенового этапа (55-25 млн лет) вся территория Юго-Восточного Алтая прибывала в стабильном тектоническом состоянии с минимальными объемами денудации. Третий миоценовый этап в денудационной хронологии (25-15) млн лет отличается от второго по незначительно повышенным объемам денудации пород Курайско-Чулышманского блока на фоне общей тектонической стабильности. На этом этапе максимальным объемам денудации подвержена территория Чулышманского плато и, судя по конфигурации и положению современных кайнозойских межгорных впадин юго-восточной части Горного Алтая, которые расположены по краям Чулышманского плато, возможно предположение в пользу существования единого осадочного бассейна (озера) или серии бассейнов. Последние 15 млн лет (четвертый неоген-четвертичный этап) – активная реактивация разломных зон Юго-Восточного Алтая с максимальными объемами денудации в зоне Курайско-Чуйского прогиба [Ветров и др., 2016].

При термотектоническом моделировании учитываются только расчеты вертикальных движений, полученные по данным трекового датирования, однако используемый подход имеет большой потенциал в восстановлении эволюции рельефа на протяжении почти 100 млн лет. На рис. 5.20 приведены палеогеографические схемы для последних 95 млн лет с временным шагом 10 млн лет. На этой серии палеотопографических карт можно отметить, что с 95 до 65 млн лет территория Юго-Восточного Алтая развивалась как выровненная поверхность с приподнятым северо-восточным участком (район Шапшальского хребта Западно-Временной 55-25 Саянского блока). интервал МЛН лет характеризуется равномерной денудацией территории и отсутствием каких-либо тектонических поднятий. За последние 15 млн лет произошла мощная денудация пород Южно-Алтайского и Западно-Санского блоков, в то время как Курайско-Чулышманский


Рис 5.18. История остывания пород юго-восточной части Горного Алтая за последние 95 млн лет с шаговым интервалом в 10 млн (по [Ветров и др., 2016] с дополнениями автора). лет. 1-линии региональных позднепалеозойских разломов, 2-кайнозойские впадины



Рис.5.19. Модель региональных денудационных событий за последние 95 млн лет с временным интервалом 10 млн лет (по [Ветров и др., 2016] с дополнениями автора) 1-линии региональных позднепалеозойских разломов, 2-кайнозойские впадины.



Рис.5.20 Схемы позднемезозойско - кайнозойского рельефа юго-восточной части Горного Алтая за последние 95 млн лет (по [Ветров и др., 2016] с дополнениями автора)1-линии региональных позднепалеозойских разломов, 2-кайнозойские впадины.

блок подвергся минимальной денудации пород. Современная орография юговосточной части Горного Алтая была сформирована за последние 5 млн лет. В этот период времени были сформированы максимально высокие горные системы и межгорные впадины, в которых произошло накопление моласс бекенской и башкаусской свит, мощностью до 300 метров [Девяткин, 1965; Зыкин, Казанский, 1995]. В период 12-5 млн лет произошло накопление озерных отложений туерыкской и кызылгирской свит, суммарной мощностью до 200 м. Озерные В Курайско-Чуйской отложения сохранились впадине, И, вероятно, распространялись гораздо шире. Судя по результатам термотектонического моделирования, крупные озера существовали в миоценовое время как в южной (район Укокского плато), так и в северной (Чулышманское плато) частях региона.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе рассмотрена эволюция термотектонических событий Юго-Восточного Алтая в мезозойско-кайнозойское время по данным трекового анализа апатита. Проведенные исследования позволили сделать следующие выводы:

- На териитории юго-восточной части Горного Алтая в региональной денудационной хронологии пород основания Курайско-Чуйской впадины и ее горного обрамления проявлены три тектонических этапа: 1. позднемеловая-раннепалеогеновая тектоническая активизация; 2. Среднепалеогеновая-ранненеогеновая стабилизация с формированием поверхности выравнивания; 3. неоген-четвертичная тектоническая активизации.
- Сходство термальных историй образцов из Курайско-Чуйской впадины и Чаган-Узунского выступа с эоцена до позднего неогена указывает на существование единого Курайско-Чуйского бассейна, который был разделен Чаган-Узунским выступом на две впадины в позднем неогене.
- 3. На основе анализа термальной истории пород основания Курайской впадины определен миоценовый этап погружения фундамента (проседания) Курайско-Чуйской впадины со скоростью 16-20 м/млн лет; во время этого этапа произошла смена седиментации во впадине, где болотные отложения сменились глубоководными озерными отложениями.
- Поступление в Курайско-Чуйскую впадину грубообломочного материала в плиоцене связано с ростом горного обрамления впадины, скорость которого определяется скоростью денудации хребтов (до 270 м/млн лет).
- Региональные модели распределения трековых параметров (трековых возрастов апатита и средних трековых длин) отражают современные тектонически активные области и области с повышенным тепловым потоком.
- Эволюция формирования рельефа юго-восточной части Горного Алтая, реконструированная в ходе термотектонического моделирования,

предполагает существование крупных миоценовых озер на месте современных хребтов и плато.

7. На основе анализа результатов термотектонического моделирования установлено, что территория современного Чулышманского плато испытала поднятие в раннем миоцене и тем самым разделила единый озерный бассейн на серию мелких впадин. Современное положение кайнозойских осадков (Курайской, Чуйской, Джулукульской, Сорулукольской впадин) приурочено к периферии пра-Чулышманского поднятия. Нахождение неогеновых осадков на поверхности современного плато маловероятно вследствие длительной интенсивной денудации.

Список литературы

- Агатова А. Р., Непоп Р.К. Новый подход к оценке палеосейсмичности и сейсмогенных изменений рельефа горных районов с использованием параметров сейсмогравитационных дислокаций (на примере Юго-Восточного Алтая) //Геоморфология. 2008. № 4. С. 55-64
- Богачкин Б.М. История тектонического развития Горного Алтая в кайнозое.
 -М.: Наука, 1981. 132 с.
- Буслов М. М., Зыкин В. С., Новиков, И. С. Дельво Д. Структурные и геодинамические особенности формирования Чуйской межгорной впадины Горного Алтая в кайнозое //Геология и геофизика. 1999. т. 40. № 12 С. 1720-1734.
- Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В. 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
- Буслов М.М., Кох Д.А., Де Граве И. Мезозойско-кайнозойская тектоника и геодинамика Алтая, Тянь-Шаня и северного Казахстана по результатам трекового датирования апатитов//Геология и геофизика. 2008, т.49.N9, с.862-870.
- Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонббатор Д., Куликова А.В., Чен Минг, Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А., Войтишек А.Э., Трофимова Д.А. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области //Геология и геофизика. 2013. т. 54. № 10, С. 1600-1627
- Ветров Е.В., Буслов М.М., И.Де Гравэ. Эволюция тектонических событий и рельефа юго-восточной части Горного Алтая в позднем мезозое-кайнозое по данным трековой термохронологии //Геология и геофизика. 2016. т.57. №1. C.125-142
- 8. Ветров Е.В. Трековый анализ апатитов в изучении динамики тектонических процессов на примере юго-восточной части Горного Алтая//Ш

Международная научно-практическая конференция молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского. 2013. С. 731-735

- 9. Ветров Е.В. Кайнозойская тектоника и геодинамика формирования структуры Курайско-Чуйской впадины и горного обрамления юго-восточной части Горного Алтая //Материалы 50-й Международной научной студенческой конференции "Студент и научно-технический прогресс": Геология. Новосибирск: НГУ. 2012. С. 76-76
- 10. Гольдин С.В. Чуйское землетрясение 2003 года //Вестник Отделения наук о Земле РАН: электронный научно-информационный журнал. 2003. т. 21 №1.
- Гольдин С. В., Кучай О. А. Сейсмотектонические деформации в окрестности сильных землетрясений Алтая //Физическая мезомеханика. 2008. т. 11. № 1. С. 5-13
- 12. Девяткин Е. В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М.: Наука, 1965. 244 с.
- 13. Деев Е.В., Неведрова Н.Н., Зольников И.Д., Русанов Г.Г., Пономарев П.В. Геоэлектрические исследования отложений Чуйской котловины (Горный Алтай) //Геология и геофизика. 2012. т. 53. №1. с. 120-139
- 14. Дельво Д., Тениссен К., Ван-дер-Мейер Р., Берзин Н. А. Динамика формирования и палеостресс при образовании Чуйско-Курайской депрессии Горного Алтая: тектонический и климатический контроль //Геология и геофизика. 1995. т. 36. № 10. С. 31-51
- 15. Добрецов Н.Л., Берзин Н.А., Буслов М.М., Ермиков В.Д. Общие проблемы эволюции Алтайского региона и взаимоотношения между строением фундамента и развитием неотектонической структуры //Геология и геофизика. 1995. № 10. С. 5-19
- 16. Зыкин В.С., Казанский А.Ю. Стратиграфия и палеомагнетизм кайнозойских (дочетвертичных) отложений Чуйской впадины Горного Алтая //Геология и геофизика. 1995. т. 36. № 10. С. 75-90.
- 17. Лузгин Б.Н., Русланов Г.Г. Особенности формирования неогеновых отложений юго-востока Горного Алтая //Геология и геофизика. 1992. №4. С.23-29

- Неведрова Н.Н., Эпов М.И., Антонов Е.Ю., Дашевский Ю.А., Дучков А.Д. Реконструкция глубинного строения Чуйской впадины Горного Алтая по данным электромагнитных зондирований //Геология и геофизика. 2001. т. 42. №6. С. 1408-1412
- 19. Неведрова Н.Н., Санчаа А.М., Деев Е.В. Тектоническое строение Курайской впадины по данным электромагнитных зондирований //Геофизика. 2011. № 6. С. 56-64.
- 20. Неведрова Н.Н., Деев Е.В., Санчаа А.М. Глубинное строение и характеристики краевых структур Курайской впадины (Горный Алтай) по данным геоэлектрики с контролируемым источником //Геология и геофизика. 2014. т. 55. № 1. С. 119-132
- 21. Новиков И. С., Мистрюков А. А., Трефуа Ф. Геоморфологическое строение района Чуйской межгорной впадины (Горный Алтай) //Геология и геофизика. 1995. т. 36. № 10. С. 64-74
- 22. Новиков И.С. Геоморфологические эффекты внутриконтинентальной коллизии на примере Горного Алтая //Геология и геофизика. 1996. № 11. С. 52-60
- 23. Новиков И.С. Позднепалеозойская, среднемезозойская и позднекайнозойская эпохи орогенеза Алтая // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. N 5. C. 434-445
- 24. Новиков И. С. Морфотектоника Алтая. Новосибирск: издательство СО РАН, 2004. 240 с.
- 25. Плотников А. В., Титов А. В., Крук Н. Н. и др. Среднепалеозойский возраст метаморфизма в южночуйском комплексе Горного Алтая //Геология и геофизика. 2001. т. 42. С. 1333-1347
- 26. Соловьев А. В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит: методы трекового и структурного анализа //Труды Геологического института РАН. 2008. вып. 577. с. 28-31
- 27. Федак С. И., Туркин Ю. А., Гусев А. И., Шокальский С. П. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист М45 – Горно-

Алтайск. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011. 567 с.

- 28. Хаин В.Е., Ломизе М. Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Университет книжный дом, 2005. 268 с.
- 29. Abbott L.D., Silver E.A., Anderson E.A., Smith R., Ingle J.C., Kling S.A., Haig D., Small E., Galewsky J., Sliter W. Measurement of tectonic surface uplift rate in a young collisional mountain belt //Nature. 1997. v. 385. P. 501-507.
- 30. Barbarand J., Carter A., Hurford T. Variation in apatite fi ssion-track length measurement: implications for thermal history modeling //Chem Geol. 2003. v. 198. p. 77-106.
- 31. Bertel E., Märk T.D. Fission tracks in minerals: annealing kinetics, track structure and age correction //Physics and Chemistry of Minerals. 1983.v. 9, p. 197-204.
- 32. Bhandari N., Bhat S.G., Lal D., Rajagopalan G., Tamhane A.S.J., Venkatavaradan V.S. Fission fragment tracks in apatite: recordable track lengths //Earth and Planetary Science Letters. 1971. v. 13. p. 191-199
- 33. Brent I. A. M., Noreen J. E., Frank Q. F., Garwin S. Application of Thermochronology to Hydrothermal Ore Deposits //Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2005. v. 58. p. 467-498
- 34. Brown R.W. Backstacking apatite fission-track "stratigraphy": a method for resolving the erosional and isostatic rebound components of tectonic uplift histories //Geology. 1991. v. 19. p. 74-77
- 35. Brown R.W., Summerfield M.A., Gleadow A.J.W. Apatite fission track analysis: Its potential for the estimation of denudation rates and implications of long-term landscape development. In: Process models and theoretical geomorphology. Kirkby M.J. (Ed.). Wiley, New York. 1994. p. 23–53.
- 36. Brown R.D., Summerfield M.A. Some uncertainties in the derivation of rates of denudation from thermochronological data //Earth Surface Processes and Landforms. 1997. v. 22. p. 239-248.
- 37. Braun J. Quantifying the effect of recent relief changes on age-elevation relationships //Earth and Planetary Science Letters. 2002. v. 200. p. 331-343

- Burbank D., Anderson R. Tectonic Geomorphology. Blackwell Science, Oxford, 2000. 288 p.
- 39. Carlson W.D., Donelick R.A., Ketcham R.A. Variability of apatite fission-track annealing kinetics: I. Experimental results //American Mineralogist. 1999. v. 84. p. 1213-1223
- 40. Carpenter S.B., Reimer G.M. Standard reference materials: calibrated glass standards for fission track use. - Natural Bureau of Standards Special Publications, 1974. 206 p.
- 41. Chaillou D., Chambaudet A., Zidler B. Sur la retention des traces de fission de l'uranium dans les minéraux //Journal Physique. 1981. v. 42. p. 343-345
- 42. Corrigan J. Inversion of apatite fission track data for thermal history information //Journal of Geophysical Research. 1991. v. 96. B6, p. 10347-10360
- 43. Cowan G.A., Adler H.H. The variability of the natural abundance of 235U //Geochimica et Cosmochimica Acta. 1976. v. 40. p. 1487-1490
- 44. Coyle D.A., Wagner G.A., Hejl E., Brown R., Van den haute P. The Cretaceous and younger thermal history of the KTB site (Germany): apatite fission-track data from the Vorbohrung //Geologische Rundschau. 1997. v. 86. p. 203-209
- 45. Dakowski M., Burchart J., Gałązka J. Experimental formula for thermal fading of fission tracks in minerals and natural glasses //Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences de la Terre. 1974. v.22. №1. p. 11-17
- 46. Dartyge E., Duraud J.P., Langevin Y., Maurette M. New model of nuclear particle tracks in dielectric minerals //Physical Review. 1981. v. B23. p. 5213-5229
- 47. De Corte F., Van den haute P., Bellemans F. The use of uranium doped glasses in fission-track dating //Radiation Measurements. 1995. v.25. p. 511-516
- 48. De Corte F., Bellemans F., Van den haute P., Ingelbrecht C., Nicholl C. A new U doped glass certified by the European Commission for the calibration of fission-track dating. In: Advances in fission-track geochronology. Van den haute P. and De Corte F. (Editors). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht. 1998. p. 67-78
- 49. De Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P., Dehandschutter B. Meso-Cenozoic evolution of mountain range intramontane basin systems in the southern Siberian

Altai Mountains by apatite fission track thermochronology//Journal of Asian Earth Sciences. 2007. v. 29. p. 2-9

- 50. De Grave J., Van den Haute P., Buslov M.M., Dehandschutter B., S. Glorie. Apatite fission-track thermo-chronology applied to the Chulysman Plateau, Siberian Altai Region //Radiation Measurements. 2008. v. 43. p. 38-42
- 51. Dehandschutter B., Vysotsky E., Delvaux D., Klerkx J., Buslov M.M., Seleznev V.S., De Batist M. Structural evolution of the Teletsk graben (Russian Altai) //Tectonophysics. 2002. v. 351. p. 139-167
- 52. De Pelsmaeker E., Glorie S., Buslov M. M., Zhimulev F. I., Poujol M., Korobkin V. V., Vanhaecke F., Vetrov E. V., De Grave J. Late-Paleozoic emplacement and Meso-Cenozoic reactivation of the southern Kazakhstan granitoid basement //Tectonophysics. 2015. v. 662. p.416-433
- 53. Deng B., Liu S., Li Z., Jansa L.F., Liu S., Wang G., Sun W. Differential exhumation at eastern margin of the Tibetan Plateau, from apatite fission-track thermochronology //Tectonophysics. 2013. v. 591. p. 98–115
- 54. Derbyshire M., Ingelbrecht C., De Corte F., Van den haute P., Van Ham J. Preparation of two uranium glass reference materials for fission-track dating of geological samples //Radiation Measurements. 2001. v. 30. p. 419-422
- 55. Dobretsov N.L., Buslov M.M., Delvaux D., Berzin N.A., Ermikov V.D. Mesoand Cenozoic tectonics of the Central Asian mountain belt: effects of lithospheric plate interaction and mantle plume //International Geology Review. 1996. v. 38. p. 430–466
- 56. Donelick R.A., Miller D.S. Enhanced TINT fission track densities in low spontaneous track density apatites using 252Cf-derived fission fragment tracks: a model and experimental observations //Nuclear Tracks and Radiation Measurements.1991. v. 3. №18. p. 301-307
- 57. Duddy I.R., Green P.F., Laslett G.M. Thermal annealing of fission tracks in apatite. 3. Variable temperature behavior //Chemical Geology (Isotopes Geoscience Section). 1988. v.73. pp. 25-38
- 58. Ehlers T.A. Crustal thermal processes and the interpretation of thermochronometer //Reviews in mineralogy and geochemistry. 2005. v. 58. p. 315-350

- 59. England P., Molnar P. Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks // Geology. 1990. v. 18. p. 1173-1177
- 60. Fitzgerald P.G., Sorkhabi R.B., Redfield T.F., Stump E. Uplift and denudation of the central Alaska Range: A case study in the use of apatite fission track thermochronology to determine absolute uplift parameters //Journal of Geophysical Research. 1995. v.100. p. 20175-20191
- 61. Fitzgerald P.G., Muñoz, J.A., Coney, P.J., Baldwin S.L. Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen: implications for the tectonic evolution of a collisional orogeny //Earth and Planetary Science Letters. 1999. v. 173. pp. 157-170
- 62. Fleischer R.L., Price P.B., Walker R.M. Effects of temperature, pressure and ionization on the formation and stability of fission tracks in minerals and glasses //Journal of Geophysical Research. 1965. v. 70. p. 1497-1502
- 63. Fleischer R.L., Price P.B., Walker R.M. Nuclear tracks in solids: principles and applications. University of California Press, Berkeley, 1975. 605 p.
- 64. Gallagher K., Hawkesworth C. J., Mantovani M. S. M. The denudation history of the onshore continental margin of SE Brazil inferred from apatite fission track data //Journal of Geophysical Research. 1994. v. 99. p. 117–145
- 65. Gallagher K, Brown RW. Denudation and uplift at passive margins: the record on the Atlantic Margin of southern Africa //Phil Trans Roy Soc London. 1999. v.357. p. 835-859.
- 66. Galliker, D., Hugentobler, E., Hahn, B. Spontane kernspaltung von 238U und 241Am //Helveticae Physicae Acta. v. 43. 1970. p. 593-606
- 67. Gleadow A.J.W., Duddy I.R., Green P.F., Hegarty, K.A. Fission track lengths in the apatite annealing zone and the interpretation of mixed ages //Earth and Planetary Science Letters. 1986. v.78. p. 245-254
- 68. Gleadow, A.J.W., Brown, R.W. Fission track thermochronology and the long-term denudational response to tectonics. - In: Geomorphology and Global Tectonics. Summerfield, M.J. (Ed.), Wiley, New York. 2000. p. 57–75
- 69. Gleadow A.J.W., Kohn B.P., Brown R.W., O'Sullivan P.B., Raza A., Fission track thermotectonic imaging of the Australian continent //Tectonophysics. 2002. v.349. p. 5-21

- 70. Glorie, S., De Grave, J., Buslov, M.M., Zhimulev, F.I., Izmer, A., Vandoorne, W., Ryabinin, A., Van den haute, P., Vanhaecke, F., Elburg, M. Formation and Palaeozoic evolution of the Gorny-Altai - AltaiMongolia suture zone (South Siberia): ziron U/Pb constraints on its igneous record //Gondwana Research. 2011. Vol. 20 (2-3). p. 465-484
- 71. Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Elburg M.A., Van den haute P. Structural control on Meso-Cenozoic tectonic reactivation and denudation in the Siberian Altai: Insights from multi-method thermochronometry //Tectonophysics. 2012. v. 544-545. p. 75-92
- 72. Grave J., Buslov M. M., Van den Haute P. Intercontinental deformation in Central Asia: distant effect of India-Eurasia convergence revealed by apatite fission-track thermochronology //Hymalayan Journal of Sciences. 2004. v. 21. p. 121-122
- 73. Green P.F., Durrani S.A. Annealing studies of tracks in crystals //Nuclear Tracks.1977. v.1. pp. 33-39
- 74. Green P.F.; Durrani S.A. A quantitative assessment of geometry factors for use in fission track studies //Nuclear Tracks. 1978. v. 2. p. 207-213
- 75. Green P.F. Comparison of zeta calibration baselines for fission-track dating of apatite, zircon and sphene //Chemical Geology (Isoptope Geosciece Section). 1985. v. 58. p. 1-22
- 76. Green P. F., Daddy I. R., Gleadow A.J.W., Tingate P/R., Laskett G. M. Thermal annealing of fission traks in apatite. A qualitative description //Chemical Geology (Isotopes Geoscience Section). 1986. v. 59. p. 237-253
- 77. Green P.F., Duddy I.R., Laslett G.M., Hegarty K.A., Gleadow A.J.W., Lovering J.F. Thermal annealing of fission tracks in apatite. 4. Quantitative modelling techniques and extension to geological timescales //Chemical Geology (Isotopes Geoscience Section). 1989. v. 79. p. 155-182
- 78. Harrison C.G.A. Rates of continental erosion and mountain building //Geologische Rundschau. 1994. v. 83. p. 431-447
- 79. Hartshorn K., Hovius N., Dade W.B., Slingerland R.L. Climate-driven bedrock incision in an active mountain belt //Science. 2002. v. 297. p. 2036-2038

- 80. James K., Durrani S.A. Fission track closure temperatures //Nuclear Tracks. 1986.v. 12. p. 921-925
- Sonckheere, R. Traces de fission de l'uranium et matériaux géologiques. Rapport final ADED..1992, 117 p.
- 82. Jonckheere R. De absolute ouderdomsbepaling van apatiet gebaseerd op uraniumfissiesporen: een methodologisch onderzoek (in Dutch). PhD. Thesis, University of Gent. Belgium. 1995. 504 p.
- 83. Jonckheere R., Wagner G. A non-standard procedure for the analysis of external detector samples introduced at the Heidelberg fission-track lab. In: 9th International conference on fission track dating and thermochronology. Noble W.P., O'Sullivan P.B., Brown R.W. (Eds). 2000. Lorne, Geological Society of Australia Abstracts, v. 58. p. 191-192
- 84. Jonckheere R., Van den haute P. On the efficiency of fission-track counts in an internal and external apatite surface and in a muscovite external detector //Radiation Measurements. 2002. v. 35. p. 29-40
- 85. Ketcham R.A., Donelick R.A., Carlson W.D. Variability of apatite fission-track annealing kinetics: III. Extrapolation to geologic time scales //American Mineralogist. 1999. v. 84. p. 1235-1255
- 86. Ketcham R.A., Donelick R.A., Donelick M.B. AFTSolve: a program for multikinetic modeling of apatite fission-track data //Geol. Mater. Res.. 2000. v.2. p. 1-32
- 87. Ketcham R. A. Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometry data //Rev Mineral Geochem. 2005. v. 58. p. 275-314
- 88. Kirkpatrick S., Gelatt Jr. C.D., Vecchi M.P. Optimization by simulated annealing //Science. 1983. v.220. p. 671-680
- 89. Kohn B.P., Gleadow A.J.W., Brown R.W., Gallagher K., O'Sullivan P.B., Foster D.A. Shaping the Australian crust over the last 300 million years: Insights from fi ssion track thermotectonic and denudation studies of key terranes //Australian Journal of Earth Science. 2002. v. 49. p.697-717
- 90. Kohn B.P., Gleadow A.J.W., Brown R.W., Gallagher K., Lorencak M., Noble W.P. Vizualizing thermotectonic and denudation histories using apatite fission-

track thermochronology //Reviews in mineralogy and geochemistry. 2005. v. 58. p. 527-565

- 91. Laslett G.M., Green P.F., Duddy I.R., Gleadow A.J.W. Thermal annealing of fission tracks in apatite. 2. A quantitative analysis //Chemical Geology (Isotopes Geoscience Section). 1987. v. 65. p. 1-13
- 92. Laslett G.M., Galbraith G.M. Statistical modelling of thermal annealing of fission tracks in apatite //Geochimica et Cosmochimica Acta. 1996. v. 60. №24. p. 5117-5131
- 93. Li Z.W., Liu S.G., Luo Y.H., Liu S., Xu G.Q. Structural style and deformation mechanism of the southern Dabashan foreland fold-and-thrust belt, central China //Frontiers of Earth Science in China. 2007. v. 1. p. 181–193
- 94. Link K., Rahn M., Keller J. Thermo-tectonic evolution of the Upper Rhine Graben rift shoulders. –In: Abstract Volume EGS-AGU-EUG Joint Assembly, Nice, France. 2003
- 95. Lisker F., Ventura B., Glasmacher U. A. Apatite thermochronology in modern geology //Geological Society. 2009. v.324. p. 1-23
- 96. Liu S.G., Deng B., Li Z.W., Sun W. Architectures of basin-mountain systems and their influences on gas distribution: a case study from Sichuan basin, South China //Journal of Asian Earth Sciences. 2012. v. 47. p. 204–215
- 97. Loss R.D., De Laeter J.R., Rosman K.J.R., Benjamin T.M., Curtis D.B., Gancarz A.J., Delmore J.E., Maeck W.J. The Oklo natural reactors: cumulative fission yields and nuclear characteristics of Reactor Zone 9 //Earth and Planetary Science Letters. 1988. v. 89. p. 193-206
- 98. Märk E., Pahl M., Purtscheller F., Märk T.D. Thermische ausheilung von uranspaltspuren in apatiten, alterkorrekturen und beiträge zur geothermochronologie //Tschermaks Mineralogische und Petrologische Mitteilungen. 1973, v. 20. p. 131-154
- 99. Mattauer M., Matte P., Olivet J.-L. A 3D model of the India-Asia collision at plate scale //CR del'Académie de Science. 1999. v. 328. p. 499-508
- 100. McConnell D. Apatite. Springer-Verlag. Wien, 1973. 111 p.

- 101. Montgomery D.R. Valley incision and the uplift of mountain peaks //Journal of Geophysical Research. 1994. v. 99. p. 13913-13921
- 102. Naeser C.W. The fading of fission tracks in the geologic environment //Data from deep drill holes. Nuclear Tracks. 1981. v. 5. p. 248-250
- 103. Nikishin A.M., Cloetingh S., Lobkovsky L.I., Burov E.B., Lankreijer A.C. Continental lithosphere folding in Central Asia (Part I): constraints from geological observations //Tectonophysics. 1993. v. 226. p. 72-88
- 104. Nikishin A.M., Ziegler P.A., Abbott D., Brunet M.-F., Cloetingh S. Permo-Triassic intraplate magmatism and rifting in Eurasia: implications for mantle plumes and mantle dynamics //Tectonophysics. 2002. v. 351. p. 3-39
- 105. O'Sullivan P.B., Parrish R.R. The importance of apatite composition and single-grain ages when interpreting fission track data from plutonic rocks: a case study from the Coast Ranges, British Columbia //Earth and Planetary Science Letters 1995. v.132. p. 213-224
- 106. O'Sullivan P.B., Brown R.W. Effects of surface cooling on apatite fissiontrack data: evidence for Miocene climatic change, North Slope, Alaska. - In: Advances in fission-track geochronology, Van den haute, P. and De Corte, F. (Editors). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht. 1998. p. 255-267
- 107. Patriat P., Achache J. India-Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanisms of plates //Nature. 1984. v. 311. p. 615-621
- 108. Price P.B., Walker R.M. Fossil tracks of charged particles in mica and the age of minerals //Journal of Geophysical Research. 1963. v. 68. p. 4847-4862
- Reiners P.W., Ehlers T.A., Zeitler P.K Past, Present, and Future of Thermochronology //Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2005. v. 58. p. 1-18
- Şengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia //Nature. 1993. v.364. p. 299-307

- 111. Steiger R.H., Jäger E. Subcommission on Geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology //Earth and Planetary Science Letters. 1977. v.36. p. 359-362
- 112. Stüwe K., White L., Brown R. The influence of eroding topography on steady-state isotherms. Application to fission track analysis //Earth and Planetary Science Letters. 1994. v. 124. p. 63-74
- 113. Sugai T., Ohmori H. A model of relief forming by tectonic uplift and valley incision in orogenesis //Basin Research. 1999. v. 11. p. 43-57
- 114. Summerfield M.A., Brown R.W. Geomorphic factors in the interpretation of fission-track data. - In: Advances in fission-track geochronology, Van den haute, P. and De Corte, F. (Editors). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 1998. p. 269-284
- 115. Tapponnier P., Molnar P. Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia, and Baykal regions //Journal of Geophysical Research. 1979. v.84. p. 3425-3459
- 116. Thomas J.C., Kasansky A., Lanza R., Semakov N. A paleomagnetic study of Upper Tertiary formations of the Chuya depression, Gorny Altai: preliminery resalts. –In: Continental Rift Tectonics and Evolution of Sedimentory basins. Novosibirsk. 1996. p. 70 – 71
- 117. Van den haute P., Jonckheere R., De Corte F. Thermal neutron fluence determination for fission-track dating with metal activation monitors: a reinvestigation //Chemical Geology (Isotope Geoscience Section). 1988. v. 73. p. 233-244
- 118. Van den haute P., Chambaudet A. Results of an interlaboratory experimentfor the 1988 fission track workshop on a putative apatite standard for internal calibration //Nuclear Tracks and Radiation Measurements. 1990. v.17,. p. 247-252
- 119. Vrolijk P., Donelick R.A., Queng J., Cloos M. Testing models of fission track annealing in apatite in a simple thermal setting: Site 800, Leg 129. In: Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Larson, R.L., Lancelot, Y. (Eds). 1992. v. 129. p. 169-176

- Wagner, G.A. Fission track dating of apatites //Earth and Planetary Science Letters. 1968. v.4. p. 411-415
- 121. Wagner G.A. The geological interpretation of fission track ages //Transactions of the American Nuclear Society. 1972. v. 15. p. 117
- 122. Wagner G.A., Reimer G.M. Fission track tectonics: the tectonic interpretation of fission track apatite ages //Earth and Planetary Science Letters. 1972. v. 14. p. 263-268
- 123. Wagner G.A. Fission-track ages and their geological interpretation //Nuclear Tracks. 1981. v. 5. p. 15-25
- 124. Wagner G., Van den Haute P. Fission track dating. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht. 1992. 285 p.
- 125. Wang L.M., Wang S.X., Lian J., Ewing R.C. TEM study of radiation effects in inorganic materials (abstract). University of Michigan, Ann Arbor, USA 1st Annual Michigan Materials Research Symposium (MMRS), 1999
- 126. Wendt A.S., Vidal O., Chadderton L. Experimental evidence for the pressure dependence of fission track annealing in apatite //Earth and Planetary Science Letters. 2002. v.201. p. 593-607
- 127. Willet S.D. Orogeny and orography: the effects of erosion on the structure of mountain belts //Journal of Geophysical Research. 1999. v. 104. p. 28957-28981
- 128. Willett S.D., Brandon M.T. On steady states in mountain belts //Geology.2002. v. 30. p. 175–178
- 129. Williams I.S., Tetley N.W., Compston W., McDougall I. A comparison of K-Ar and Rb-Sr ages of rapidly cooled igneous rocks: two points in the Paleozoic time scale r-evaluated //Journal of the Geological Society. 1982. v. 139. p. 557-568
- Worrall D.M., Kruglyak V., Kunst F., Kuznetsov V. Tertiary tectonics of the Sea of Okhotsk, Russia: Far-field effects of the India-Eurasia collision //Tectonics. 1996. v. 15. №4. p. 813-826
- 131. Yan D.P., Zhang B., Zhou M.F., Wei G.Q., Song H.L., Liu S.F. Constrains on thedepth, geometry and kinematics of blind detachment faults provided by

faultpropagationfolds: an example from the Mesozoic fold belt of South China //Journal of Structural Geology. 2009. v. 31. p. 150–160

- 132. Yin A., Harrison T.M. Geological evolution of the Himalayan-Tibetan orogen //Annual Review in Earth and Planetary Sciences. 2000. v. 28. p. 211-280
- 133. Zhang G.W., Zhang B.E., Yuan X.C., Xiao Q.H. Qingling Orogenic Belt and Continental Dynamics //Sciences Press. Beijing. 2001. 855 p..
- Zorin Yu.A. Geodynamics of the western part of the Mongolia-Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia //Tectonophysics. 1999. v. 306. p. 33-56.